

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie

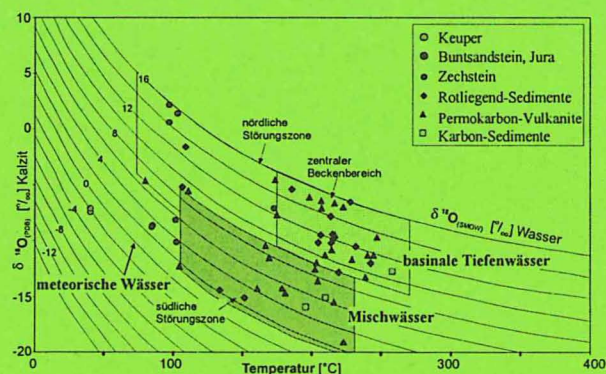
Beiheft 20

MARKUS WOLFGRAMM

Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken – Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope

Fluid evolution and diagenesis in the Northeast German Basin –
petrography, microthermometry and geochemistry of stable isotopes

Mit 83 Abbildungen, 15 Tabellen, 10 Tafeln und 2 Seiten Anhang



Halle (Saale) 2005
ISSN 1432 - 3702

Hinweise für Autoren

Das **Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften** veröffentlicht nur vorher noch nicht publizierte Originalbeiträge. Die Manuskripte werden begutachtet und sind bitte vollständig einzureichen. Eingesandte Manuskripte gelten erst nach ausdrücklicher Bestätigung durch den Herausgeber als angenommen. Mit der Annahme des Manuskripts zur Veröffentlichung geht das Recht der Vervielfältigung auf den Herausgeber des Halleschen Jahrbuches für Geowissenschaften über. Für unverlangt eingesandte Beiträge wird keine Haftung übernommen. Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

Zur Veröffentlichung angenommene Manuskripte sind als unformatierte Textdateien einzureichen. Fotos, Karten und andere graphische Darstellungen sollten ebenso als Dateien, falls nicht möglich, in 2-facher Ausfertigung unter Berücksichtigung der Hinweise für Manuskripte (3. Umschlagseite) eingereicht werden. Drucktechnische Vermerke der Autoren sind bitte nur im ausgedruckten Text und nicht in den Dateien vorzunehmen.

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie

Beiheft 20

Herausgeber

**Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
im Fachbereich Geowissenschaften**

der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

G. H. BACHMANN G. BORG H. HAUBOLD

H. HEINISCH C. LEMPP H. PÖLLMANN P. WYCISK

und

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt

A. FORKER

Schriftleitung: F. EIGENFELD

MARKUS WOLFGRAMM

Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken – Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope

**Fluid evolution and diagenesis in the Northeast German Basin –
petrography, microthermometry and geochemistry of stable isotopes**

Mit 83 Abbildungen, 15 Tabellen, 10 Tafeln und 2 Seiten Anhang

Halle (Saale) 2005

Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

Diese Veröffentlichung ist die überarbeitete Fassung einer Dissertation, die am 23. Oktober 2001 der Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg vorgelegt und von ihr angenommen wurde.

Das umfangreiche Datenmaterial (Messergebnisse, Analysenwerte ect.) befindet sich im Anhang der Dissertation, die unter <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/02/02H158/index.htm> eingesehen werden kann.

Für die Durchsicht und Korrektur des Englisch-Textes wird Herrn Prof. Dr. IAN LERCHE, z. Zt. Universität Leipzig, herzlich gedankt.

Bitte beachten Sie unsere neue Adresse
Please note our new address

Anschrift Herausgeber und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Fachbereich Geowissenschaften
Institut für Geologische Wissenschaften
und Geiseltalmuseum
Von-Seckendorff-Platz 3
D-06120 Halle (Saale)
Tel.: 0345/55 26 107 oder 0345/55 26 151
Fax: 0345/55 27 220
e-mail: frank.eigenfeld@geo.uni-halle.de

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt
Köthener Straße 34
D-06118 Halle (Saale)
Tel.: 0345/521 2-0
Fax: 0345/522 99 10
e-mail: poststelle@lagb.mw.lsa-net.de

Druckerei der Martin-Luther-Universität, Kröllwitzer Straße 44, 06099 Halle (Saale)

ISSN 1432 - 3702

© 2005 im Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften der Universität Halle
Alle Rechte vorbehalten

Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken – Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope

Fluid evolution and diagenesis in the Northeast German Basin – petrography, microthermometry and geochemistry of stable isotopes

Mit 83 Abbildungen, 15 Tabellen, 10 Tafeln und 2 Seiten Anhang

MARKUS WOLFGRAMM

Zusammenfassung

Das Nordostdeutsche Becken (NEDB) ist ein etwa 300 km breites und 200 km langes Teilbecken des Mitteleuropäischen Beckens, in dem mehr als 8000 m mächtige Gesteine akkumuliert wurden. Seine Entwicklung erfolgte in fünf Stadien und begann im Perm mit der Ablagerung mächtiger Vulkanitserien. Neben diesem initialen Stadium können das permotriassische Hauptabsenkungsstadium, das Differenzierungsstadium (Rhät - Jura), das Inversionsstadium (Kreide) und Stabilisierungsstadium (Tertiär - Quartär) unterschieden werden.

Petrographische, mikrothermometrische und isotopengeochemische Untersuchungen ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) von Bohrkernproben zeigen, dass sich in diagenetischen Mineralparagenesen und den darin enthaltenen Flüssigkeitseinschlüssen die Beckenentwicklung widerspiegelt. Die authigenen und hydrothermalen Minerale repräsentieren die chemische Zusammensetzung, die physikochemischen Parameter sowie die Herkunft und Migrationspfade von verschiedenen Paläo-Fluidsystemen. Basis der Untersuchungen bilden ca. 250 Proben von 29 Tiefbohrungen und mehreren Oberflächenaufschlüssen aus dem NEDB. Es standen jeweils 211 Proben für petrographische und mikrothermometrische Untersuchungen und 150 Mineralseparate für isotopengeochemische Analysen zur Verfügung. Schwerpunkt der Untersuchungen waren die fluid-führenden sekundären Karbonate, Quarze, Anhydrite, Baryte, Fluorite und Feldspäte. Unter Berücksichtigung der petrographischen und regionalgeologischen Bedingungen konnten sieben Fluidphasen unterschieden werden (Abb. 9-3):

1. Älteste Mineralbildungen sind Drusenfüllungen und intraformationelle Brekzien in den permokarbonen Vulkaniten. Diese sind wahrscheinlich das Resultat einer hydrothermalen „Nachphase“ des Rotliegend-Vulkanismus. Charakteristische Minerale sind vor allem Kalzit und Epidot, außerdem Albit, Chlorit und Quarz. Die entsprechenden Flüssigkeitseinschlüsse sind durch niedrige Salinitäten von ca. 2 - 15 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. und Bildungstemperaturen (Tb) von 210 - 290 °C charakterisiert.

2.-3. Es folgen zwei Fluidphasen, welche durch früh- und spätdiagenetischen Mineralbildungen repräsentiert werden. Flüssigkeitseinschlüsse in frühdigenetischen Anhydrit- und Dolomitzementen lassen auf Tb < 50 °C schließen. Spätdigenetischen Fluide, welche überwiegend in Kalzit- und Quarzzementen beobachtet wurden, zeigen bei niedrigen bis mittleren Tb von 50 - 175 °C sehr hohe Salinitäten von 20 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv.

4. Ein viertes Fluidereignis repräsentiert das Differenzierungsstadium am Ende der maximalen Beckenversenkung im Keuper. Neben den tektonisch bedingten Störungssystemen sorgten infolge starker Alteration von Feldspäten, Illitisierung, Chloritisierung und weiterer diagenetischer Prozesse entstandene Permeabilitäten und Porositäten für erhöhte Fluidzirkulationen. Die in Klüftmineralen enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse weisen tiefenabhängig hohe Salinitäten von etwa 20 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. und Tb von 60 - 270 °C auf. Die Sauerstoff-Isotope zeigen Signaturen basinaler Tiefenwässer.

5. Während die oben genannten Fluidsysteme im gesamten Becken nachgewiesen werden konnten, beschränkt sich ein fünftes, hochthermales Fluid mit Tb bis 350°C auf das Beckenzentrum und Klüfte der permokarbonen Vulkanite sowie den Zeitraum Rhät bis Jura. Die Salinitäten änderten sich zum vierten Fluidsystem nicht. Kogenetisch zu den wässrigen Einschlüssen gebildete N₂- und CH₄-Einschlüsse deuten auf erhöhte Gasmigration hin.

6. Ein sechstes Fluidsystem wurde nur in Kluftmineralen der Störungszone des nördlichen und südlichen Beckenrandes nachgewiesen. Es zeigt Fluideinschlüsse mit niedrigeren Tb von 60 - 180°C und Salinitäten von 20 - 28 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. Während im Beckenzentrum Gradienten von 50 °C/km bestimmt wurden, waren im Bereich der Scholle von Calvörde 70 °C/km nachweisbar. Diese Gradienten können nicht auf die Tiefenlagen vor der Heraushebung zurückgeführt werden. Die Sauerstoff-Isotopendaten weisen auf eine Mischung basinaler Tiefenwässer mit meteorischen Wässern hin. Starke Hebungsvorgänge von Krustenschollen in der Kreide führten zur hydraulischen Mischung der Fluide. Charakteristische Minerale dieser Fluidphase sind Kalzit, Fluorit, Baryt und Anhydrit.

7. Die jüngsten Fluide konnten in sekundären Einschlüssen von Mineralzementen nachgewiesen werden. Die Tb von 60 - 250 °C repräsentieren das Stabilisierungsstadium des Sedimentbeckens. Charakteristisch sind Salinitäten von 0 - 10 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. Offenbar waren zum Zeitpunkt der Fluidbildung die bestehenden Mineralparagenesen so stabil, dass keine Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen stattfanden.

Neben dieser Differenzierung der Fluidphasen konnten weitere Ergebnisse erzielt werden. So zeigt die mikrothermometrisch ermittelte, vertikale Temperaturverteilung einen sehr steilen thermischen Gradienten im Bereich der permokarbonen Vulkanite. Dieser lässt sich nur unter Annahme konvektiver oder advektiver Fluidzirkulation in den stark alterierten und geklüfteten Vulkaniten erklären. Bedeutsam ist auch, dass nur in den Vulkaniten zonierte gewachsener Kluftquarz beobachtet wurde.

Ein weiteres Ergebnis zeigt sich im Vergleich der Fluiden des NEDB mit denen der Harzer Sulfid-Gänge (z. B. ZHENG & HOEFS 1993a, b, LÜDERS et al. 1993a). Mikrothermometrische, petrographische und isotopengeochemische Signaturen deuten so auf z. T. gemeinsame Fluidquellen hin.

In Kooperation mit C. BREITKREUZ, G. BRECHT und A. SCHMIDT MUMM konnte zudem ein hydrothermales liassisches Ereignis (206 - 156 Ma) in den permokarbonen Vulkaniten des NEDB nachgewiesen werden (BRECHT & WOLFGRAMM 1998, WOLFGRAMM et al. 1998), welches durch Temperaturen bis 350°C charakterisiert ist.

Die isotopengeochemischen Signaturen geben Hinweise auf verschiedene Quellen, Pfade und Mischung von Fluiden. So konnte eine Mischung von deszendierenden Zechsteinwässern mit Porenwässern der Rotliegend-Sandsteine und im Bereich tiefgreifender Störungszone sogar mit Wässern der permokarbonen Vulkanite ebenso nachgewiesen werden wie die Mischung meteorischer mit basinalen Tiefenwässern. Die Kohlenstoff-Isotope deuten auf aufsteigende Wässer der kohlenstoffreichen Karbon-Sedimente und teilweise auf juvenile Wässer hin. Das NEDB kann dem entsprechend nicht als geschlossenes System betrachtet werden, da es auch durch externe Fluidquellen beeinflusst wird.

Abstract

The Northeast German Basin (NEDB, about 300 km long and 200 km wide) is a subbasin of the Mid-European Basin in which more than 8000 m of volcanic and sedimentary rocks were accumulated. Evolution of the basin can be subdivided into five distinct phases. The beginning phase was marked by deposition of thick volcanic sequences in the Upper Carboniferous/Permian. This initial stage was followed by the Permo-Triassic main phase of subsidence, the Rhaetian-Jurassic phase of basin differentiation, the Cretaceous phase of inversion; and the final cratonic stabilisation in the Tertiary - Quaternary.

Petrographic, microthermometric and stable isotope ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) investigations of drill cores show that the burial history of the basin is documented in diagenetic mineral assemblages and fluid inclusions contained therein. Authigenic and hydrothermal minerals represent the chemical composition, chemical and physical parameters, as well as origin and pathways of migration of several fluid systems. Investigations are based on 250 samples from deep wells and 29 samples from surface outcrops in the NEDB. 211 samples were investigated by petrographic and microthermometric methods, 150 mineral separates were used for stable isotope analyses. Emphasis of the investigations was put on secondary carbonates, quartz, anhydrite, barite, fluorite and feldspars.

Considering the petrographic and regional geological investigations, seven phases of fluid mobilisation and migration can be distinguished:

1. The oldest secondary, diagenetic minerals can be identified in geodes and intraformational breccias of the Permo-Carboniferous volcanic rocks. These minerals are related to a late hydrothermal phase of the Rotliegend volcanism. Characteristic minerals are predominating carbonates and epidote, subordinate albite, chlorite and quartz. These minerals contain fluid inclusions of low salinity (2 - 15 wt% NaCl+CaCl₂ equiv.) and document temperatures of formation (Tb) of 210 - 290 °C.

2.-3. The next two phases of fluid activity are represented by early and late diagenetic cement minerals. fluid inclusions in anhydrite and dolomite ascribed to this phase document $T_b < 50$ °C. At a later stage fluid inclusion T_b increased to 50 - 175 °C at high salinities of 20 - 35 wt% NaCl+CaCl₂ equiv.

4. The fourth fluid event represents a stage of differentiation at the end of the basin subsidence during the Upper Triassic. As well as the structural controlled system of joints, processes of intense alteration of feldspars, illitisation and chloritisation resulted in increasing permeability and porosity allowing for a system of convecting fluids to develop. Fluid inclusions in hydrothermal minerals in the joints and open fractures demonstrate a depth dependent salinity of 20 - 30 wt% NaCl+CaCl₂ equiv. and T_b of 60 - 270 °C. Oxygen isotopes suggest a basinal source for these fluids.

5. Fluid phases 1 to 4 can be identified throughout the basin, whereas the fifth, high temperature, fluid phase (with T_b of up to 350 °C) is restricted to joints in volcanic rocks in the central basin and was active during Rhaetian to Jurassic times. Salinity of these fluids is similar to that of phase 4. Gas (N₂ and CH₄) containing inclusions formed together with the ubiquitous aqueous inclusions during phase 5, demonstrating increasing mobility of gases.

6. The sixth fluid system was exclusively found in hydrothermal minerals precipitated in fractures and faults along the northern and southern margins of the basin. Fluid inclusions of this system are characterised by low T_b (about 60 - 180 °C) and medium salinities (20 - 28 wt% NaCl+CaCl₂ equiv). In contrast to the geothermal gradient of 50 °C/km inferred for the centre of the basin, a high gradient of up to 70 °C/km was interpreted for the Calvoerde block. This gradient does not reflect the depth before uplift of the Calvoerde High. Oxygen isotopic data suggest a mixture of basinal brines and meteoric fluids for the fault-filling minerals. High rates of Cretaceous uplift of crustal blocks induced hydraulic mixture of the fluids. Characteristic minerals formed from this fluid phase are calcite, fluorite, barite and anhydrite.

7. The latest fluid phase was only found in secondary inclusions in pore space filling minerals. T_b of 60 - 250 °C represents the phase of crustal stabilisation of the sedimentary basin. Salinities of <10 wt% NaCl+CaCl₂ equiv. are characteristic. This low salinity resulted in decreased fluid-rock interaction at stable mineral paragenesis.

In addition to the distinction of fluid phases, the fluid inclusion investigation revealed further characteristics of the basin fluid evolution. The microthermometrically determined depth dependent temperature distribution implies a partially steep geothermal gradient within the Permo-Carboniferous volcanic rocks. Such can readily explained by assuming convective or advective fluid circulation within the intensely altered volcanic rocks. It is further noteworthy that zoned euhedral quartz crystals are restricted to the volcanic rocks.

Another pattern of fluid migration is revealed by comparison of fluid inclusion data from the NEDB with that of the sulphide vein deposits of the Harz mountains (e.g ZHENG & HOEFS 1993a, b, LUEDERS et al. 1993a). Microthermometric, petrographic and stable isotope signatures suggest common fluid sources for both processes.

A hydrothermal event during the Jurassic (206 - 156 Ma), characterised by temperatures up to 350 °C, could be demonstrated for the Permo-Carboniferous volcanic rocks in cooperation with C. BREITKREUZ, G. BRECHT and A. SCHMIDT MUMM

The isotopic signatures of cementing and hydrothermal minerals indicate various sources, migrational passages and fluid mixtures. A mixing of descending Zechstein related fluids with brines mobilised from Rotliegend Sandstones can be demonstrated as well as fluids related to Permo-Carboniferous volcanic rocks in the vicinity of deep seated faults and mixing of basinal brines with meteoric water. Carbon isotope ratios suggest ascending aqueous fluids derived from carbon-rich Carboniferous sediments and juvenile water.

The NEDB thus has to be seen as an open system as it is partly influenced by external fluids.

Vorwort

Von 1997 - 2000 wurde an der Martin-Luther-Universität Halle im Institut für Geologische Wissenschaften und Geiselalmuseum ein Projekt mit dem Thema: „Rekonstruktion der thermischen und chemischen Entwicklung von Paläo-Fluidsystemen im Norddeutschen Becken durch die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen im Bereich der DEKORP-Trasse 9601“ bearbeitet. Die Finanzierung erfolgte dankenswerterweise durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG). Die vom Autor durchgeführten Untersuchungen erbrachten eine Reihe von Ergebnissen, welche in der vorliegenden Arbeit präsentiert werden.

Eine wesentliche Vorgabe seitens der DFG ist die Publikation der Daten und Ergebnisse in nationalen und internationalen Fachzeitschriften. Aus diesem Grund sind einige der verwendeten Abbildungen mit englischen Beschriftungen versehen, um eine Veröffentlichung in relevanten Fachzeitschriften zu ermöglichen.

Das Hauptziel des Projektes war, die thermische Entwicklung der progressiven Beckengeneese des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) nachzuvollziehen. Gleichmaßen sollte dieser thermischen Rekonstruktion die chemische Charakterisierung und Variation der während der Beckengeneese mobilisierten Fluid-Phasen zugeordnet werden. Diese Informationen sind von großer Bedeutung für das Verständnis der Genese von Kohlenwasserstoff-Vorkommen (Erdöl/Erdgas) einerseits und die Entstehung sekundärer Mineralvorkommen andererseits.

Zur Erreichung dieses Zieles wurden verschiedene diagenetische Mineralparagenesen und die darin enthaltenen Generationen von Flüssigkeitseinschlüssen petrographisch (optisch und Kathodolumineszenz) sowie mikrothermometrisch analysiert. Repräsentative Proben wurden zudem mit Raman- spektroskopischen und REM-edx-analytischen Methoden untersucht.

Die gesteckten Ziele konnten in der vorliegenden Form nur durch die vielfältige Unterstützung von verschiedenen Institutionen, Kollegen und Freunden erreicht werden, denen nachfolgend gedankt wird.

Dank

Finanzielle Unterstützung wurde im Rahmen eines Forschungsprojektes durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG-Geschäftszeichen: SCHM 1121/3-1, SCHM 1121/3-2, SCHM 1121/3-3 bzw. BA 487/13-3) gewährt, wofür an dieser Stelle gedankt sei. Weiterhin möchte ich allen, die zum Gelingen meiner Doktorarbeit beigetragen haben meinen herzlichen Dank aussprechen. An erster Stelle möchte ich Herrn Dr. A. SCHMIDT MUMM für die Initiierung und Betreuung dieser interdisziplinär ausgerichteten Arbeit, seine vielen guten Hinweise und meine Ausbildung zu einem „Fluidisten“ danken. Meinen besonderen Dank möchte Herrn Prof. Dr. G. H. BACHMANN aussprechen, der dankenswerterweise nach dem Weggang von Dr. SCHMIDT MUMM die fachliche Betreuung übernahm. Besonders hervorheben möchte ich auch die Unterstützung durch Herrn Prof. Dr. G. BORG, der mich in die Arbeitsgruppe „Petrologie und Lagerstättenkunde“ aufnahm und somit für hervorragende Arbeitsbedingungen sorgte, sei es beispielsweise durch fachliche Hilfe oder die Ausstattung des Arbeitsplatzes mit einem modernen PC. Dank gilt ebenfalls dem Koreferenten Herrn Prof. Dr. R. GAUPP (Universität Jena) für seine Bereitschaft zur Begutachtung meiner Arbeit und für seine hilfreichen Hinweise.

Das Bohrungsmaterial und zusätzliche Bohrungsinformationen wurden mir dankenswerterweise durch Herrn Dr. B. EHLING vom Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt, durch Herrn Dr. WASTERNAK und Herrn Dr. J. KOPP vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg und Herrn Dr. A. VON BÜLOW des Geologischen Landesamtes Mecklenburg-Vorpommern mit der Erlaubnis der EEG Gommern, vertreten durch Herrn Dr. E. SCHRETZENMAYR, zur Verfügung gestellt. Untersuchungen in den Tagebauen des Flechtinger Höhenzuges wurden mit freundlicher Unterstützung der Firma Haniel Baustoff-Industrie durchgeführt. Die ramanspektroskopischen Untersuchung von Gaseinschlüssen wurden mir durch Herrn Prof. Dr. L. DIAMOND und Herrn Dr. R. BAKKER ermöglicht. Letzterem möchte ich auch für die zur Verfügung gestellten Computerprogramme „Homogen“ und „Isochor“ sowie seiner fachlichen Unterstützung danken. Zur Untersuchung der diagenetisch gebildeten Mineralphasen konnte das Kathodolumineszenzmikroskop der BGR aufgrund der Genehmigung durch Herrn Dr. T. OBERTHÜR genutzt werden. Weiterführende Lumineszenz-Untersuchungen wurden mit Unterstützung von Herrn Dr. A. VAN DEN KERKHOF (Universität Göttingen) durchgeführt. Herrn Dr. K. SIMON (Universität Göttingen) sowie Herrn Dr. G. STRAUCH (UfZ Halle) danke ich für die Analysen stabiler Isotope und für ihre fachliche Diskussionsbereitschaft. Besonders hervorheben möchte ich außerdem die Hilfe durch Frau Dr. M. LODEMANN (Universität Göttingen) für die kritische Diskussion der Isotopendaten. Mein Dank gilt auch Herrn Dr. P. KRULL (BGR) und Herrn Dr. P. HOTH (BGR) für die zur Verfügung gestellten Vitrit-Reflexionsdaten und die sehr anregenden Diskussionen via e-mail. Für eine gute Zusammenarbeit und Unterstützung bei der Bearbeitung der Vulkanite möchte ich Herrn Prof. Dr. C. BREITKREUZ und Herrn Dr. G. BRECHT danken. Diese Zusammenarbeit war besonders fruchtbar, weil an denselben Proben gearbeitet wurde und die Ergebnisse anschließend gemeinsam bewertet und publiziert wurden. Für fachliche Gespräche und für zur Verfügung gestellte Daten und Karten danke ich an dieser Stelle Frau Dr. M. SCHECK, Frau Dr. A. FÖRSTER, Herrn Dr. R. ONDRAK und Herrn Dr. T. MCCANN vom GeoForschungszentrum Potsdam. Für die Diskussion und Unterstützung in regionalgeologischen Fragestellungen gilt mein besonderer Dank Herrn Dr. G. BEUTLER, aber auch den Herren Dr. K. STEDINGK, Dr. B. EHLING, Prof. M. SCHWAB und Dr. G. JACOB. Meinen Doktoranden- und Diplomandenkollegen sei für die vielfältige Zusammenarbeit und Diskussion gedankt. Hierbei möchte ich die Herren L. FRIBERG, T. WESTPHAL, R. v. D. HEYDE, Th. SCHNEIDER, „JOE“ GRIMMER, M. EXNER und M. HÄRTEL hervorheben. Ich danke auch Herrn Dr. C. HECHT und Herrn Dr. C. GAUERT für ihre vielfältige Unterstützung.

Meiner Frau GRIT gilt mein ganz besonderer Dank für ihre außerordentliche Unterstützung während der Niederschrift und Fertigstellung dieser Arbeit.

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Das Gebiet zwischen Elbe und Oder zeichnet sich durch zahlreiche Erdölbohrungen im Bereich des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) aus. Aufgrund der Freigabe durch die Erdöl-Erdgas Gommern stand dieses Bohrkernmaterial erstmals zur Verfügung, was besonders deshalb von großer Wichtigkeit ist, da kaum obertägige Aufschlüsse vorhanden sind. Im Rahmen des DFG-Projektes: „Rekonstruktion der thermischen und chemischen Entwicklung von Paläo-Fluidsystemen im Norddeutschen Becken durch Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen im Bereich der DEKORP Trasse 9601, NE-Deutschland“ (DFG.-Nr. SCHM 3/ 1-1, SCHM 3 / 1-2 und BA 487 / 13-3) wurden diese guten Voraussetzungen genutzt, um eine Reihe von Bohrungen zu beproben, welche sich im Bereich der 1996 aufgenommenen seismischen DEKORP-Traverse „Basin 9601“, die das NEDB von Norden nach Süden quert, befinden. Ziel dieser Arbeit ist es, die thermische und chemische Entwicklung von Paläofluidsystemen eines sedimentären Beckens durch Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen unter Berücksichtigung von Diagenese- und Beckenentwicklung zu rekonstruieren. Schwerpunkte dieser Arbeit sind folgende Fragestellungen:

1. Welche Fluidsysteme prägen die Beckenentwicklung und in welchen Mineralbildungen sind diese nachzuweisen?
2. Wie setzen sich die Beckenfluide chemisch zusammen?
3. Lassen sich Hinweise über die Herkunft, die Migration und das Alter der Fluidlösungen gewinnen?
4. Geben die mikrothermometrischen Daten Hinweise auf Paläo-Fluiddrücke im Bereich des Beckens; was ergibt sich somit für die Druckkorrektur der Flüssigkeitseinschlüsse?
5. Können Aussagen über Paläo-Wärmefluss und -Temperaturgradienten getroffen werden?
6. Welchen Einfluss haben die mächtigen salinaren Folgen des Zechsteins auf die Fluidmigration und den Paläo-Wärmefluss?
7. Welchen Einfluss haben sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen (z.B. thermale Re-Equilibration) auf die ermittelten Parameter?
8. Wie erfolgte die tektonothermale Entwicklung des NEDB und wie spiegeln sich ermittelte Fluidsysteme in dieser Chronologie wider?

Erste Arbeiten, welche mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen für die Modellierung der thermischen Entwicklung von Sedimentbecken sowie zur Modellierung der Genese und Migration von Kohlenwasserstoffen nutzen, sind in den letzten Jahren publiziert worden (z. B. BILAL 1997, CATHELIN 1997, DUDOK 1997). Sie konnten aber die auftretenden Fragen nur teilweise beantworten (Kap. 1.2).

1.2 Stand der Forschung Beckenentwicklung und Diagenese

Über die Entstehung und Entwicklung des Norddeutschen Beckens sind viele Arbeiten vorhanden. Prinzipiell können im NEDB vier bzw. fünf Entwicklungsstadien unterschieden werden (u. a. NÖLDEKE & SCHWAB 1977, ZIEGLER 1990, PLEIN 1993, BACHMANN & HOFFMANN 1997, SCHECK 1997). Die strukturelle Entwicklung des Beckens ist in erster Linie durch Extension und Subsidenz gekennzeichnet. Im weiteren Entwicklungsverlauf nehmen halokinetische Einflüsse an Bedeutung zu, besonders im Zusammenhang mit der kretazischen Inversion, die von WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), REINHARDT (1993), BEUTLER (1995), BENOX et al. (1997) umfassend beschrieben wurden. Dabei wurde z. T. auch der Bezug der Beckenentwicklung zur Orogenese der Alpen hergestellt (z. B. STACKEBRAND 1997).

Die Diagenese verschiedener Gesteine im Bereich des NEDB wurde in der Literatur umfangreich beschrieben. Für die Rotliegend-Sedimente sind vor allem die Arbeiten von GAUPP et al. (1993) und GAUPP (1994) zu nennen. Hier wird dargestellt, dass diagenetisch gebildete Mineralparagenesen faziesabhängig sind und es werden Diagenesetypen vorgeschlagen (GAUPP 1994). MCCANN (1998) und GAST et al. (1998) beschreiben die laterale und vertikale Verteilung der Rotliegend-Sedimente in Bezug zu den enthaltenen diagenetischen Mineralbildungen.

Im den Rotliegend-Vulkaniten herrschen besonders im Zuge von Alterationen gebildete authigene Minerale vor, welche von BRECHT (1999) beschrieben und dokumentiert wurden. Weitere Bearbeiter (KOCH 1994, JACOB et al. 1995, EHLING et al. 1995) dokumentierten und beschrieben Alterationen und hydrothermale Mineralbildungen der Vulkanite im Bereich des Flechtinger Blocks.

Für die Präperm-Sedimente sind vor allem die Arbeiten von HOTH (1993, 1997) hervorzuheben. Er weist durch seine sehr umfangreichen Dokumentationen drei Diagenese- bzw. Metamorphosetrends nach. Im südlichen Beckenteil wird eine starke tektonothermale Überprägung der Gesteine nachgewiesen und als „hyperthermische Beckenregion“ bezeichnet. Der nördliche Beckenabschnitt weist hingegen nur geringe Inkohlung und versenkungsbedingte diagenetische Umwandlungsreaktionen auf. Diesen Beckenabschnitt ordnet

HOTH (1993) den „Plattformbecken“ zu. Ein letzter diagenetischer Trend wird von HOTH (1993) auf lokale Bereiche beschränkt, welche seiner Meinung nach durch die Einwirkung basischer und saurer Effusiva oder Subeffusiva beeinflusst wurden.

Fluidzusammensetzung und Fluidherkunft

Bisher gibt es nur wenige Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen im Bereich des NEDB. Erste Arbeiten von REUTEL & LÜDERS (1998) sowie LÜDERS et al. (1999) beschränken sich auf den weiteren Bereich der Erdgaslagerstätte Salzwedel-Peckensen im Zentralbereich des NEDB. Der Schwerpunkt der bisherigen Bearbeitung lag vor allem in der zeitlichen Einordnung der Migration von gashaltigen Fluiden. Dabei wurde postuliert, dass CH₄-reiche Einschlüsse vor der kreidezeitlichen Beckeninversion und N₂-reiche Einschlüsse im Zuge der Inversion migriert sind (LÜDERS et al. 1999). Ebenfalls publiziert wurden erste Arbeiten zur thermischen und chemischen Entwicklung von Paläo-Fluidsystemen des gesamten NEDB von WOLFGRAMM et al. (1998, 1999b, 2000b), WOLFGRAMM & SCHMIDT MUMM (1999a, 1999c, 2000a) und BRECHT & WOLFGRAMM (1998). Die dort dokumentierten Daten und Ergebnisse sind in die vorliegende Arbeit einbezogen worden.

Vom Nordwestdeutschen Becken (NWDB) existieren schon seit längerem detaillierte mikrothermometrische und isotopengeochemische Untersuchungen, vor allem von RIEKEN (1988), RIEKEN & GAUPP (1991), GAUPP et al. (1993) und PLATT (1994). Von ihnen werden verschiedene Fluidsysteme charakterisiert und die Herkunft der Fluide sowie der aus den Fluiden ausgefallenen Minerale diskutiert. Dabei werden als Fluidquellen zum einen Wässer der Zechstein-Evaporite, intraformational remobilisierte Wässer der Rotliegend-Sedimente und saure Wässer aus dem Bereich der Karbon-Kohlen aufgeführt (GAUPP 1993).

Weitere mikrothermometrische und isotopengeochemische Daten wurden für den Harz ermittelt, welcher an das NEDB angrenzt. Hierbei sind vor allem die Arbeiten von LÜDERS et al. (1993a, 1993b), KRIEBEL et al. (1997) und ZHENG & HOEFS (1993a, 1993b) hervorzuheben. Wichtig erscheinen besonders die Unterschiede des Fluid-Inventars und der Isotopengeochemie für die einzelnen Gangbezirke des Harzes. Da die verschiedenen Mineralisationen unterschiedlichen Alters sind (vgl. FRANZKE 1973, FRANZKE & ZERJADTKE 1993), scheinen die hier ermittelten Signaturen Rückschlüsse über das Alter von Mineralbildungen des NEDB zu ermöglichen. Die für das NWDB und den Harz dokumentierten petrographischen, mikrothermometrischen und isotopengeochemischen Ergebnisse sollen vor allem zu Vergleichszwecken herangezogen werden.

Alter der Fluide

Ein wichtiger Punkt bei der Rekonstruktion der Paläo-Fluidsysteme ist die zeitliche Einordnung ihrer Aktivitätsphasen. Da die diagenetischen und hydrothermalen Bildungen selten direkt datiert werden können, sind Rückschlüsse bekannter Datierungen auf die bearbeiteten Minerale notwendig. Ein wichtiges Zeitdatum bildet vor allem das Alter der permokarbonen Vulkanite als höchstes Alter von Mineralbildungen im Rahmen der Beckenentwicklung. Dieses wird von BREITKREUZ & KENNEDY (1999) mit Hilfe von U/Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkonen aus SiO₂-reichen Vulkaniten des Beckens auf den Zeitraum von 297 - 302 Ma eingegrenzt. K/Ar-Datierungen authigen gebildeter Illite in den Vulkaniten ergeben ein Alter von 206 - 156 Ma (BRECHT 1999). Temperaturmessungen von kogenetisch mit dem Illit gebildetem Chlorit (Chlorit-Thermometrie), Kalzit und Quarz weisen auf ein hochthermales Ereignis hin, das letztlich zur Bildung dieser Mineralphasen geführt hat (WOLFGRAMM et al. 1998a). Dieses Ereignis ist zudem überregional in ganz Westeuropa wirksam gewesen (z. B. REUTER 1985, WEMMER 1991, CLAUER et al. 1996, BECHTEL et al. 1999).

Weitere Altersdaten (K/Ar-Methode und Rb/Sr-Methode) wurden für die Ganglagerstätten im Harz ermittelt (HAGEDORN & LIPPOLT 1993). Hier wurden Alter von 210 Ma, 135 Ma und 92 Ma für verschiedene hydrothermale Prozesse angegeben. Das jüngste Alter spiegelt sich in der beginnenden kreidezeitlichen Inversionstektonek wider. FRANZKE & ZERJADTKE (1993) und FRANZKE (1973) haben Klüfte und Störungen in Bezug zu ihren Mineralfüllungen und ihrer Lage im Raum analysiert. Die Altersbeziehungen dieser mit verschiedenen Mineralparagenesen gefüllten Hohlräume sind umfangreich dokumentiert worden. Ein Vergleich der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Kluffüllungen mit denen des Harzes könnte Indizien zum Alter der diagenetischen und hydrothermalen Mineralparagenesen des NEDB liefern.

Alternative Temperaturdaten

Um die mit Hilfe der Flüssigkeitseinschlüsse ermittelten Temperaturdaten zu bestätigen, sind Vergleiche zu anderen Temperaturbestimmungen, wie Mineral-Thermometern, notwendig. Aus einer Anzahl möglicher Temperaturindikatoren wurden die Methoden der Vitrinitreflexion (TEICHMÜLLER et al. 1979, 1984, TEICHMÜLLER 1979, KOCH et al. 1997, THOMASER 1992, HOTH 1997, FRIBERG 1999), der Chlorit- und Illit-Thermometrie (TEICHMÜLLER et al. 1979, BRECHT 1999) bereits von anderen Bearbeitern angewandt, um Aussagen zur Temperaturgeschichte des NDB und des NEDB zu gewinnen. Die Chlorit-Thermometrie fand teilweise an den gleichen Proben Anwendung, an denen auch Flüssigkeitseinschluss-Untersuchungen durchgeführt wurden (WOLFGRAMM et al. 1998a). Beide Methoden lieferten vergleichbare Ergebnisse (WOLFGRAMM et al. 1998a, BRECHT & WOLFGRAMM 1998b). Das Illit-Thermometer hingegen lieferte keine sinnvollen Ergebnisse (BRECHT 1999). Die in der Literatur diskutierten Vitrinitreflexionen zeigen für den Kupferschiefer Werte zwischen 1 % und 3 % und für die Prä-Perm-Sedimente 2 - 4 % (KOCH et al. 1997). Die

hohen Werte im Prä-Perm lassen sich nicht einfach durch Versenkungsdiagenese erklären (KOCH et al. 1997). Die Maxima der Reflexionswerte befinden sich im Bereich der Bohrung Parchim (vgl. THOMASER 1982). BRECHT (1999) führte diese lokal erhöhte Inkohlung auf einen von BACHMANN & HOFFMANN (1995) vermuteten Manteldiapir zurück, welcher sich durch eine Schwere- und Magnetikanomalie charakterisieren lässt. Eine weitere Möglichkeit der Temperaturabschätzung besteht durch Auswertung der temperaturabhängigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (vgl. auch RIEKEN 1988).

Fluid-Druck

Paläo-Fluide im NEDB wurden bisher, wie auch schon die Paläo-Temperaturen, nur untergeordnet und lokal beschränkt bearbeitet.

Neben der Bestimmung der Paläo-Temperaturen und der Fluidchemie ist auch die Kenntnis über die Fluid-Drücke ein wichtiger zu ermittelnder Parameter. PISKE & RASCH (1998) zeigen, dass die Paläo-Drücke im Staßfurt-Karbonat (Zechstein) während der Kreide fast dem lithostatischen Druck (Überlagerungsdruck) entsprachen. Das Salz scheint aufgrund seiner Eigenschaften, wie der extrem geringen Permeabilität (ca. 10-10 mD),

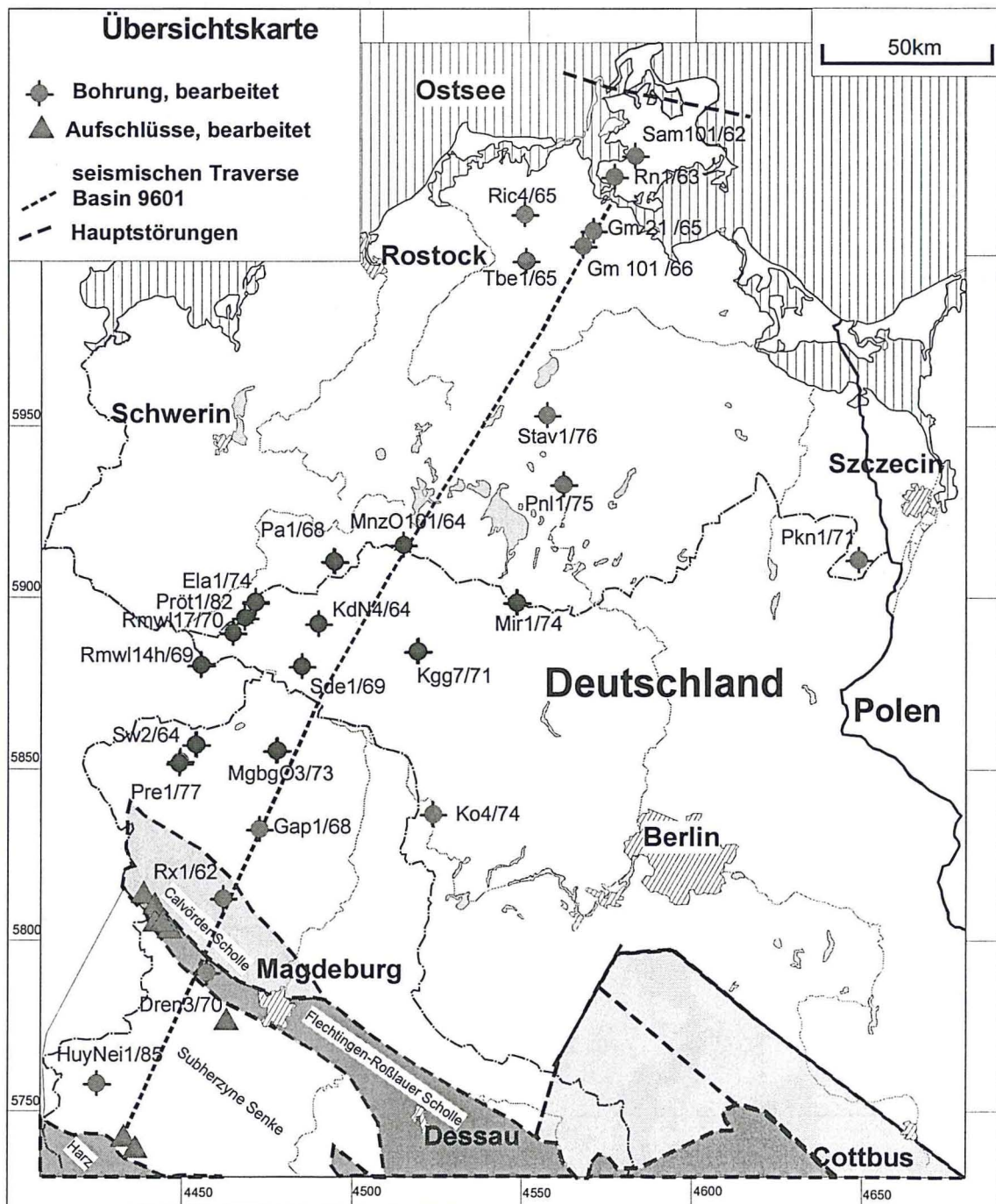


Abb. 1-1: Die DEKORP-Traverse „Basin 9601“ und die für die Bearbeitung ausgewählten Bohrungen.

seiner hohen Löslichkeit und Wärmeleitfähigkeit sowie der geringen Kompressibilität eine besondere Rolle für die Temperatur-Druckverteilung im NEDB zu spielen. JOWETT (1986) zeigt ein interessantes und vergleichbares Modell für das polnische Teilbecken auf. Er beschreibt modellhaft den Zechstein und die karbonen Sedimente als relativ impermeable Schichtenfolgen. In den dazwischen befindlichen klüftigen Vulkaniten zirkulieren die Wässer, ohne in die liegenden oder hangenden Schichten zu gelangen. Dieses „Konvektions“-Modell ist auch im Bereich des NEDB wirksam und während der Beckenentwicklung von großer Bedeutung gewesen (WOLFGRAMM & SCHMIDT MUMM 1999a).

Die Untersuchung von Sedimentbecken ist vor allem durch die Aussicht, Kohlenwasserstoffe zu finden, motiviert. Diese migrieren zusammen mit anderen Fluiden und sind abhängig von der Beckensubsidenz sowie der Diagenese-, Temperatur- und Strukturentwicklung. Zusammenfassend wird bei BANDLOWA (1998) die Erdgasverteilung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB), welches das NEDB als ein Teilbecken einschließt, diskutiert und mit Hilfe einer Reihe von Karten dokumentiert. MÜLLER (1990) und MÜLLER et al. (1993) beschreiben die im Norddeutschen Becken triassisch angelegten Paläo-Gaslagerstätten, die einem kreidezeitlichen Umbau unterlagen. Während dieses Umbaus kam es zur Zerstörung und Umlagerung der Lagerstätte sowie zur Zufuhr von Tiefenstickstoff (MÜLLER 1990). Die Herkunft des Stickstoffs wird allerdings kontrovers diskutiert. GERLING et al. (1997) postulierten zwei regional unterschiedliche „Gasküchen“ und wiesen nach, dass der Hauptteil an Stickstoff aus der Pyrolyse der Oberkarbon-Kohlen stammt. MERKEL et al. (1998) stellten den Beginn der Kohlenwasserstoffbildung ins Rät bzw. den Jura. WOLFGRAMM et al. (1998a) beschrieben ein zeitgleich stattfindendes tektonothermales Ereignis. Der Hauptteil der Lagerstättenbildung erfolgte nach MERKEL et al. (1998) in der späten Unterkreide. Die karbonen Muttergesteine für diese Lagerstätte sind nach GAITZSCH et al. (1998), GAST et al. (1998) und HOFFMANN et al. (1998) auf den Nord- und Südrand des Beckens beschränkt.

Die hier vorliegende Arbeit hat das Ziel, die regionale Verbreitung, Entwicklung und Zusammensetzung von Fluiden im NEDB zu rekonstruieren und den Bezug zur Beckenentwicklung darzulegen.

1.3 Probenmaterial und Datenbasis

Zur Durchführung der Arbeiten wurde Kernmaterial von 29 Bohrungen bearbeitet (Anhang 1), davon befinden sich 12 Bohrungen in Mecklenburg-Vorpommern, 10 Bohrungen in Brandenburg und 7 Bohrungen in Sachsen-Anhalt.

Die Bohrungen orientieren sich an einem N - S-Profil durch das gesamte NEDB von Rügen bis zum Harz (Abb. 1-1). Des weiteren wurden einige der wenigen Aufschlüsse im Bereich zwischen der Calvörder Scholle und dem Harz beprobt (Anhang 2, Abb. 1-1).

Die Proben wurden verschiedenen tektonisch-lithologischen Bereichen entnommen (Abb. 1-2), wobei die

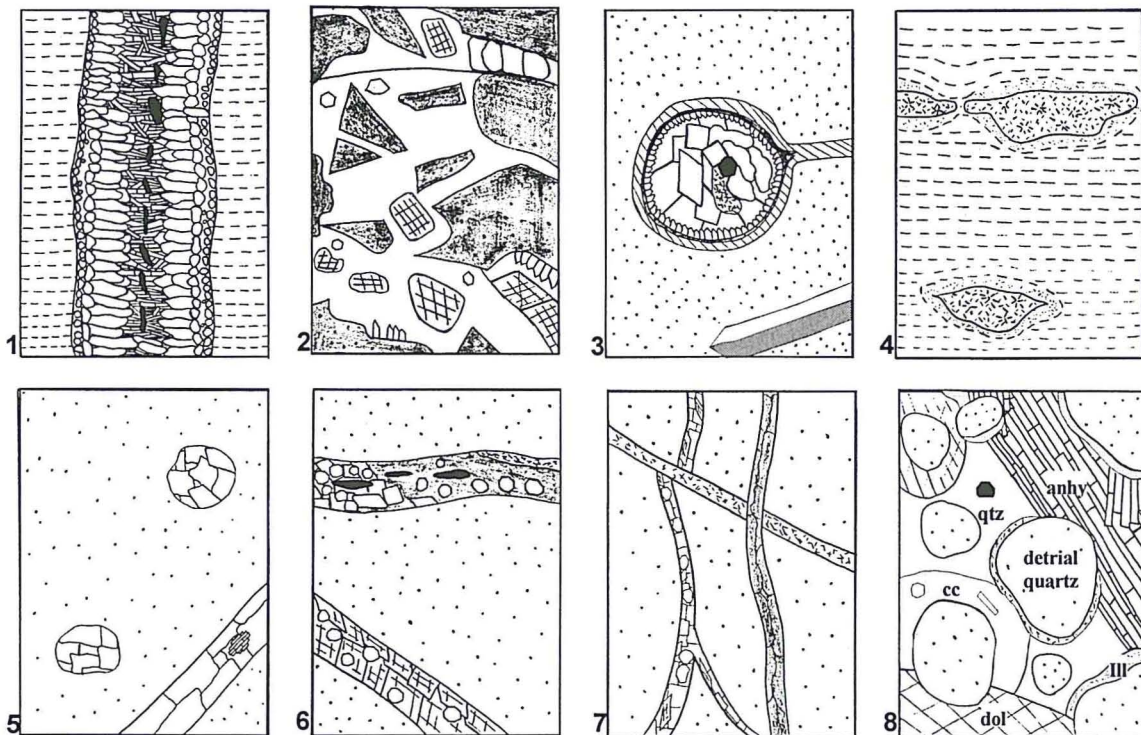


Abb. 1-2: Beprobte Gefügetypen.

1 - Klüftfüllungen in Extensionsklüften, 2 - Gangbrekzien, 3 - Drusen, 4 - Anhydritkonkretionen in Ton- und Siltstein, 5 - Mineralneu- und Mineralumbildungen, 6 - Klüftfüllungen, ungegliedert, 7 - Klüftfüllungen gestörter Bereiche, 8 - Zemente (qtz= Quarz; cc= Kalzit, dol= Dolomit, anhy= Anhydrit) in grobklastischen Sedimenten.

Probenauswahl auf einschlussführende Mineralbildungen in Form diagenetisch gebildeter Zemente, Gänge und Drusenfüllungen beschränkt war.

Insgesamt wurden aus 29 Bohrungen 234 Proben und aus 8 Aufschlüssen 17 Proben entnommen und davon 422 Präparate (211 zumeist polierte Dünnschliffe {25µm} und 211 beidseitig polierte Dickschliffe {100 - 200 µm}) angefertigt. Von 28 weiteren Proben wurden Tonmineralseparate abgetrennt, um mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und der Diffraktometrie (XRD) die authigen gebildeten Tonminerale zu untersuchen (Kap. 4.2.6). Für die Isotopenuntersuchungen wurden außerdem 150 Anhydrit-, Baryt-, Quarz-, Pyrit-, Galenit- und Kalzitproben separiert (Kap. 8).

In den Bohrkernlagern waren meist nur ausgewählte Abschnitte der einzelnen Bohrungen archiviert, wodurch sich die Bearbeitung zumeist auf Bohrkern des Rotliegend (vgl. Anhang 1) konzentrierte. Probleme ergaben sich vor allem bei der zeitlichen Eingliederung der einzelnen ermittelten Fluidsysteme. Es wurde versucht, über große Teufenbereiche vorhandene Kernabschnitte zu beproben, um so eine Veränderung in der Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse räumlich und zeitlich zu korrelieren.

Der Zustand des bearbeiteten Bohrkernmaterials war zumeist gut, da die Bohrkern immer in Hallen gelagert waren. Die Bohrkern waren nicht orientiert entnommen worden, so dass nie die Streichrichtung von Gängen ermittelt werden konnte. Somit war eine Verknüpfung von lithologischen und zeitlichen Parametern, wie sie von FRANZKE (1973) und FRANZKE & ZERJADKE (1993) für die Gänge des Unterharzes dokumentiert wurde, nicht möglich.

2 Geologischer Überblick

2.1 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Nordostdeutsche Becken (NEDB) ist Bestandteil der Westeuropäischen Plattform (KATZUNG & EHMKE 1993), welche sich zwischen der Osteuropäischen Plattform im Norden und Osten sowie dem Alpen-Karpatenbogen im Süden befindet (Abb. 2-1). Die im folgenden dargestellten Untersuchungen wurden im

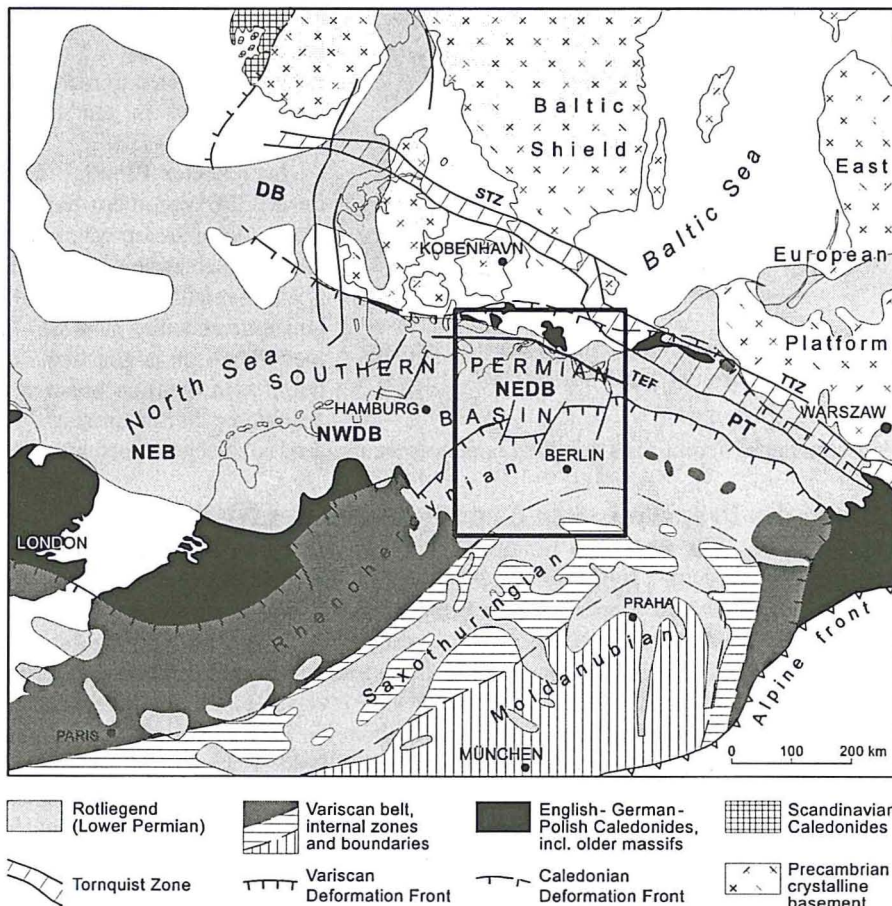


Abb. 2-1: Verbreitung des Rotliegend und tektonische Hauptelemente des Zentraleuropäischen Grundgebirges (nach ZIEGLER 1990, BERTELSEN 1992a, PLEIN 1993, BENEK et al. 1996, BRECHT 1999). Die Lage des Arbeitsgebietes ist durch ein schwarzes Rechteck gekennzeichnet.

NWDB = Nordwestdeutsches Becken
DB = Dänisches Becken
TTZ = Tornquist-Teisseyre-Zone
TEF = Transeuropäische Störung

NEDB = Nordostdeutsches Becken
PT = Polnischer Trog
STZ = Sorgenfrei-Tornquist-Zone
NEB = Niederländisch-Englisches Becken

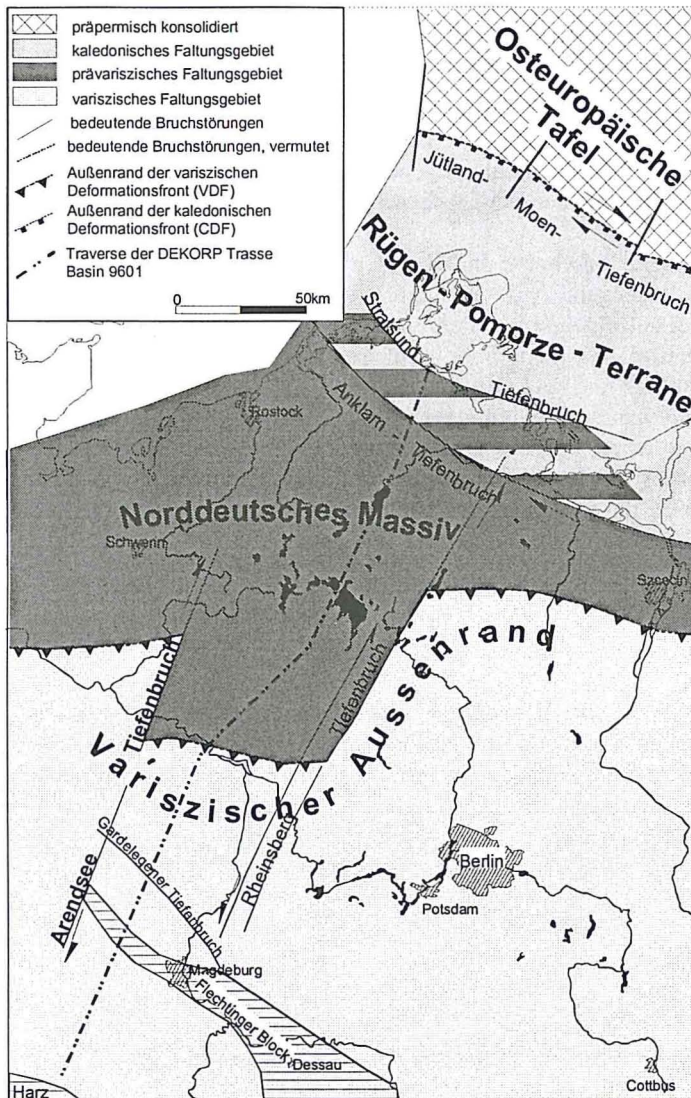


Abb. 2-2: Tektonische Felderung des Grundgebirges des NEDB nach HOFFMANN (1989), HOFFMANN et al. (1997) und WEIHE (1997).

hier bearbeitete Probenmaterial stammt aus den jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteinen des NEDB.

2.2 Entwicklung des Präpermischen Grundgebirges des NEDB

Die Entwicklung der Kenntnis über den tieferen Untergrund in Norddeutschland erfolgte in mehreren Etappen. Die Arbeiten von FRANKE (1967), SCHMIDT et al. (1977) belegten am Nordrand des NEDB die Existenz eines kaledonisch gefalteten Stockwerks in Bohrungen auf der Insel Rügen. Weiterhin weisen die Gesteine der Bohrungen am Südrand des NEDB auf ein variszisches Alter des Grundgebirges hin. Präkambrisches Grundgebirge wurde außer z. B. im Harz (Ecker-Gneis) nirgends nachgewiesen, aber im Zentrum des Beckens (Ostelbisches Massiv; vgl. KATZUNG & EHMKE 1993) vermutet. Außerdem wurde gezeigt, dass Tiefenbrüche die Übergänge der verschiedenen Grundgebirgseinheiten im Süden und Norden markieren. Neue Tiefbohraufschlüsse und erste Ergebnisse von langzeitregistrierten reflexionsseismischen Profilen sowie neue geophysikalische Interpretationsmethoden führten Ende der 80-er Jahre zu einer Präzisierung der Modellvorstellungen (FRANKE et al. 1989, FRANKE 1990, HOFFMANN 1990, u. a.). HOFFMANN et al. (1997, 1998) nehmen von Süd nach Nord für den tieferen Untergrund eine Dreiteilung in Variszische Außenzone, prävariszisches Vorland und das vermutlich unterlagernde präkambrische Norddeutsche Massiv vor. Nördlich schließt sich die kaledonische Faltungzone (Rügen-Pommern-Terrane) an (Abb. 2-2).

Die variszische Außenzone ist durch einen nordvergenten Überschiebungsbau mit Ausbildung mehrerer Überschiebungsflächen gekennzeichnet. Horizontalbewegungen an den Tiefenbrüchen führten zu einem sägeblattartigen Versatz der E - W orientierten variszischen Deformationsfront (VDF).

Die Grenze zwischen der Osteuropäischen Plattform (OEP) und der jüngeren, überwiegend aus paläo- und mesozoischen Gesteinen gebildeten Westeuropäischen Plattform wurde erstmals von TORNQUIST (1908)

Bereich des Mittel-europäischen Beckens (MEB; ZIEGLER 1990) durchgeführt. Das MEB, welches von anderen Autoren auch als Mittel-europäische Senke bezeichnet wird (u. a. KATZUNG 1975, 1993, 1995, WALTER 1992) und sich in seiner ESE - WNW Richtung von England bis nach Polen über eine Länge von etwa 1600 km und einer Breite von 200 - 500 km erstreckt (PLEIN 1993), kann nach GAST et al. (1998) in vier größere Teilbecken untergliedert werden (Abb. 2-1).

Der Polnische Trog ist hierbei von der Beckenentwicklung und Faziesverteilung am eigenständigsten ausgebildet (KARNOWSKI 1994, 1999). Die Abgrenzung des Polnischen Trogs gegen das westlich anschließende NEDB erfolgt durch eine ausgeprägte Schwelle, von welcher ein großer Teil der in beiden Becken akkumulierten Sedimente stammt (GAST et al. 1998). Das NE- und NW-Deutsche Teilbecken werden durch eine weniger deutliche Schwelle getrennt, welche durch die Altmarkschwelle und deren nördliche Verlängerung bis zur Ostholsteinischen Plattform gebildet wird (GAST et al. 1998). Die fazielle und strukturelle Ausbildung dieser beiden Becken unterscheidet sich in mehreren Punkten. So ist das NEDB in seiner Anlage deutlich älter als das NWDB.

Im rezenten Strukturbild fällt auf, dass im NWDB vor allem Salzstöcke dominieren, während im NEDB vor allem Salzkissen vorherrschen. Das NWDB reicht bis in die südliche Nordsee und unterscheidet sich vom angrenzenden niederländisch-englischen Teilbecken durch sein deutlich höheres Alter und die erhöhten Sedimentmächtigkeiten. Das

beschrieben. Im Zuge der seismischen Vermessung des tieferen Untergrundes kam es mehrfach zur Neuinterpretation der kaledonischen Deformationsfront (vgl. HOFFMANN et al. 1997, 1998). HOFFMANN et al. (1997) gehen davon aus, dass die Kaledoniden bis an die Anklam-Störung heranreichen, welche den Südast der Stralsund-Anklam-Störungsszone (SAS) bildet. Somit stellt dieses Störungssystem die östliche Fortsetzung der im EUGENO-S1 Profil postulierten Transeuropäischen Störung TEF (BERTHELSEN 1992a, b) dar und repräsentiert zudem die rezente Position der Avalonia-Baltica-Sutur (ABS) (FRANKE et al. 1996, HOFFMANN & FRANKE 1997). Demzufolge entspricht das Rügen-Pomorze-Terrane (Abb. 2-2) dem kaledonischen Deformationsgürtel der OEP. Eine zusammenfassende Darstellung der paläogeographischen Entwicklung des tieferen Untergrundes NE-Deutschlands findet sich bei FRANKE et al. (1996) und ist in Abb. 2-3 dargestellt.

2.3 Bildung des Mittel-europäischen Beckens (MEB)

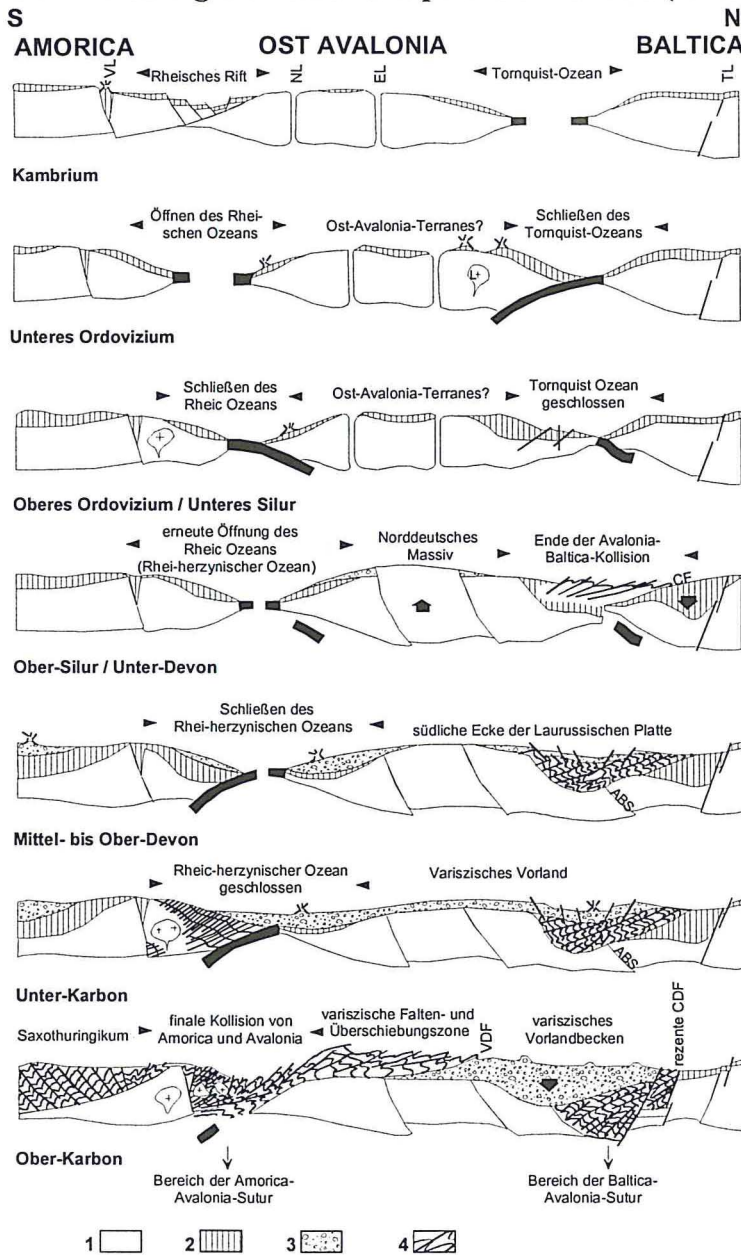


Abb. 2-3: Schematische Darstellung der paläozoische Plattenentwicklung NE-Deutschlands (nach FRANKE et al. 1996) – unmaßstäblich.

1= tiefere Kruste, 2= Kambrium bis Silur, 3= Devon bis Karbon, 4= Falten- und Überschiebungsgürtel der Varisziden bzw. Kaledoniden; VL= Vesser Lineament, NL= norddeutsches Lineament, EL= Elbe-Lineament, TL= Tornquist-Lineament, ABS= vermutete Avalonia-Baltica-Sutur, CF= kaledonische Vorsenke, CDF= kaledonische Deformationsfront, VDF= variszische Deformationsfront, JMF= Jütland-Moen-Störung.

Das MEB ist ein komplex ausgebildetes intrakontinentales bzw. kratonisches Becken (BACHMANN & GROSSE 1989), welches sich hauptsächlich auf dem variszischen Vorlandbecken (Abb. 2-1, 2-3) entwickelte. Weitere Beispiele für diesen Beckentyp sind das Pariser, Michigan oder Illinois Becken, wobei diese strukturell einfacher gebaut sind. Über die Entstehung solcher intrakontinentalen Becken wurden in den letzten Jahren zahlreiche Modellvorstellungen diskutiert (ZIEGLER 1990). Eine Möglichkeit ist die Dehnung und Ausdünnung der Kruste sowie der subkrustalen Lithosphäre. Eine weitere Möglichkeit ist die thermisch induzierte „Aufdomung“ der Moho (MOHORO-VICIC-Diskontinuität).

Nach BACHMANN & HOFFMANN (1994, 1995, 1997) lässt sich die Genese intrakontinentaler Becken grundsätzlich auf drei Modelle zurückführen:

- Reine Scherung (pure shear) nach MCKENZIE (1978); die Ausdehnung der Kruste erfolgt durch gleichmäßige Dehnung.
- Einfache Scherung (simple shear) nach WERNICKE (1981); die Ausdünnung der Kruste erfolgt mit Hilfe einer flachen, durch die Kruste und den oberen Mantel laufenden Scherzone.
- Diapirismus und Unterplattung; durch die Intrusion von basischem Mantelmaterial in Form von Diapiren oder flächenhaften Intrusionen (underplating) erfolgt eine Ausdünnung der Kruste (BACHMANN & HOFFMANN 1997).

Die Ausbildung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB) erfolgte initial bereits im Stefan nach der variszischen Gebirgsbildung (vgl. PLEIN 1993). Das in die variszische Deformation teilweise einbezogene

Vorlandbecken (Abb. 2-3) reagierte zumindest teilweise nicht nur mit Faltung, sondern ebenfalls mit Zerblockung (FRANKE et al. 1989, HOTH 1997). Aufgrund der Kollision von Laurasia mit Gondwana (Kollision der Eurasischen mit der Afrikani-schen Platte) wurden in einem E - W-gerichtetem Stressfeld Transtensionsbecken und Grabenstrukturen gebildet (BACHMANN & HOFFMANN 1995, 1997). Als Ursache der initialen Beckenbildung im Bereich des NE-Deutschen Teilbeckens wird vom Autor hier-bei das Modell des Manteldiapirismus nach BACHMANN & HOFFMANN (1997) bevorzugt. So wird im Bereich eines Depozentrums des MEB (Havel-Müritz-Senke) die Intrusion eines Manteldiapirs vermutet, welcher sich durch die magnetische, magnetotellurische und gravimetrische Pritzwalk-Anomalie manifestiert. Zudem konnte im Bereich dieser Anomalie keine klar ausgebildete Moho identifiziert werden (DEKORP 1999). Eine flächenhafte Intrusion wird des weiteren aufgrund einer generell erhöhten Schwere postuliert (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Dieser Manteldiapirismus führte zur Ausdünnung der Kruste und zur thermalen Heraushebung der Kruste im Bereich des Beckens vom Stefan bis zum Ober-Rotliegend I (vgl. BACHMANN & HOFFMANN 1997). Es erfolgte die Ablagerung mächtiger Vulkanitfolgen. Ab dem Ober-Rotliegend II folgte eine thermische Subsidenz und die Akkumulation der mächtigen Rotliegendesedimente.

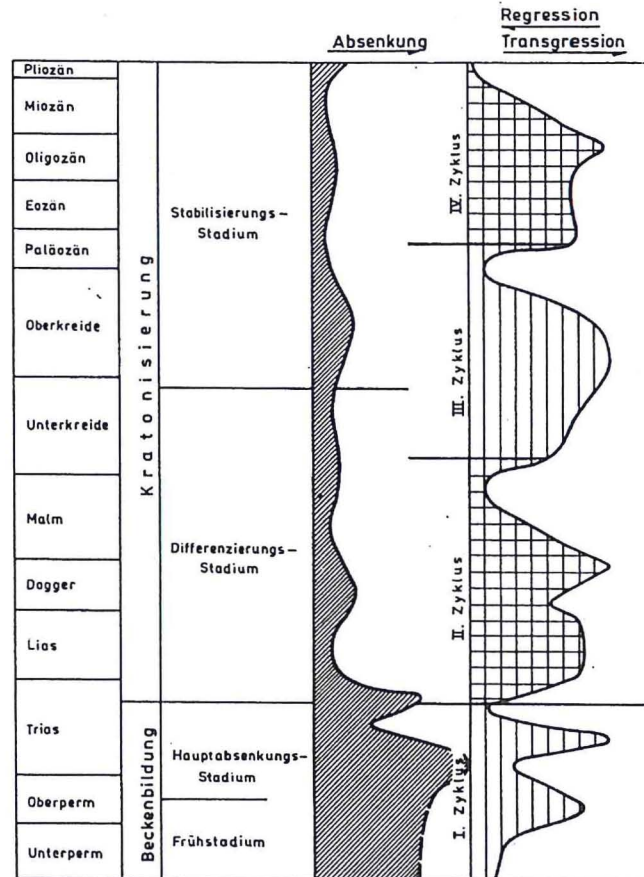


Abb. 2-4: Schema der Entwicklungsstadien der Norddeutsch - Polnischen Senke (NÖLDEKE & SCHWAB 1977).

2.4 Entstehung und Strukturierung des NEDB

Die Entwicklung des NEDB wurde auf Grundlage der intensiven Bohrtätigkeit in den 60er Jahren auf dem Gebiet der ehemaligen DDR bereits von WIENHOLZ (1965) und MEINHOLD & REINHARDT (1967) umfassend beschrieben und diese Entwicklungskonzepte sind grundsätzlich bis heute gültig. REINHARDT (1993) modifizierte den geologischen und strukturellen Aufbau weiterhin auf Grundlage einer intensiv und flächendeckend durchgeführten seismischen Erkundung.

Ausgehend vom Karbon können im Norddeutschen Becken mehrere Entwicklungsphasen unterschieden werden, welche sich in entsprechenden thermischen Signaturen widerspiegeln. Eine Gliederung in die genannten Entwicklungsstadien wurde erstmals von NÖLDEKE & SCHWAB 1977; (Abb. 2-4) veröffentlicht. Im Prinzip können vier bzw. fünf Hauptstadien unterschieden werden.

2.4.1 Frühstadium (Stefan – frühes Perm)

Die erste Entwicklungsphase, auch initiale Riftphase (SCHECK 1997) bzw. **Frühstadium** genannt, fand im Anschluss an die variszische Orogenese statt. Sie ist durch die permokarbonen Vulkanite und die Sedimente des Unter-Rotliegend sowie des unteren Ober-Rotliegend dokumentiert (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Fast im gesamten Arbeitsgebiet sind permokarbone Vulkanite erbohrt worden, wobei sich der Hauptteil entlang einer NE - SW-Achse mit zwei Maxima im Bereich des Rheinsberg-Lineaments im Osten und einem Maximum im Bereich der Elbe-Linie im Süden (Altmark) konzentriert (Abb. 2-5a).

Die Mächtigkeiten der Vulkanitfolgen erreichen über 2500 m südöstlich von Rügen. Nördlich der Wieker Störung (parallel dem Stralsund Tiefenbruch in Abb. 2-2) wurden keine permokarbonen Vulkanite erbohrt. Die Vulkanite setzen ebenfalls südlich des Zentralbereiches der heutigen Subherzynen Mulde aus (BRECHT 1999). BENEK et al. (1996) berechneten das Gesamtvolumen der Vulkanite auf 48.000 km³, von denen ca. 70 % SiO₂-reiche Ignimbrite und Rhyolite, 26 % Andesite und untergeordnet 4 % Basalte mit kogenetischen Doleriten sind. Nach HOTH et al. (1993b) und BENEK et al. (1996) lassen sich die Vulkanitserien fünf eruptiven Stadien zuordnen. Auf ein frühes Andesitstadium im Stefan folgten im frühen Rotliegend ein explosives Ignimbritstadium, ein postignimbritisches Eruptivstadium und ein Spätrhyolitstadium. Ein spätes Basaltstadium schloss die magmatischen Aktivitäten ab.

Die Sedimente des Unter-Rotliegend und des unteren Ober-Rotliegend (Parchim-Formation) lagern in zwei gestaffelt angeordneten Teilbecken (Abb. 2-5b), einer Westmecklenburgischen Senke im NW und der Havel-Müritz-Senke im SE (SCHECK 1997). Die östliche Begrenzung wird jeweils durch den NE - SW streichenden Rheinsberg-Tiefenbruch (Havel-Müritz-Senke) bzw. die Verlängerung des Arendsee-Tiefenbruchs markiert (vgl. Abb. 2-2). Getrennt werden beide Becken durch die Zentral-Mecklenburg-Schwelle (SCHECK 1997). Im Norden folgt die Stralsund-Senke, welche sich vom Bereich östlich der Insel Rügen in den polnischen Trog nach Osten fortsetzt. Es wurden vor allem fluviatile und äolische Bildungen über ca. 100 m mächtigen Fanglomeraten bzw. Konglomeraten (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993) mit Gesamtmächtigkeiten bis zu 800 m akkumuliert (SCHECK 1997).

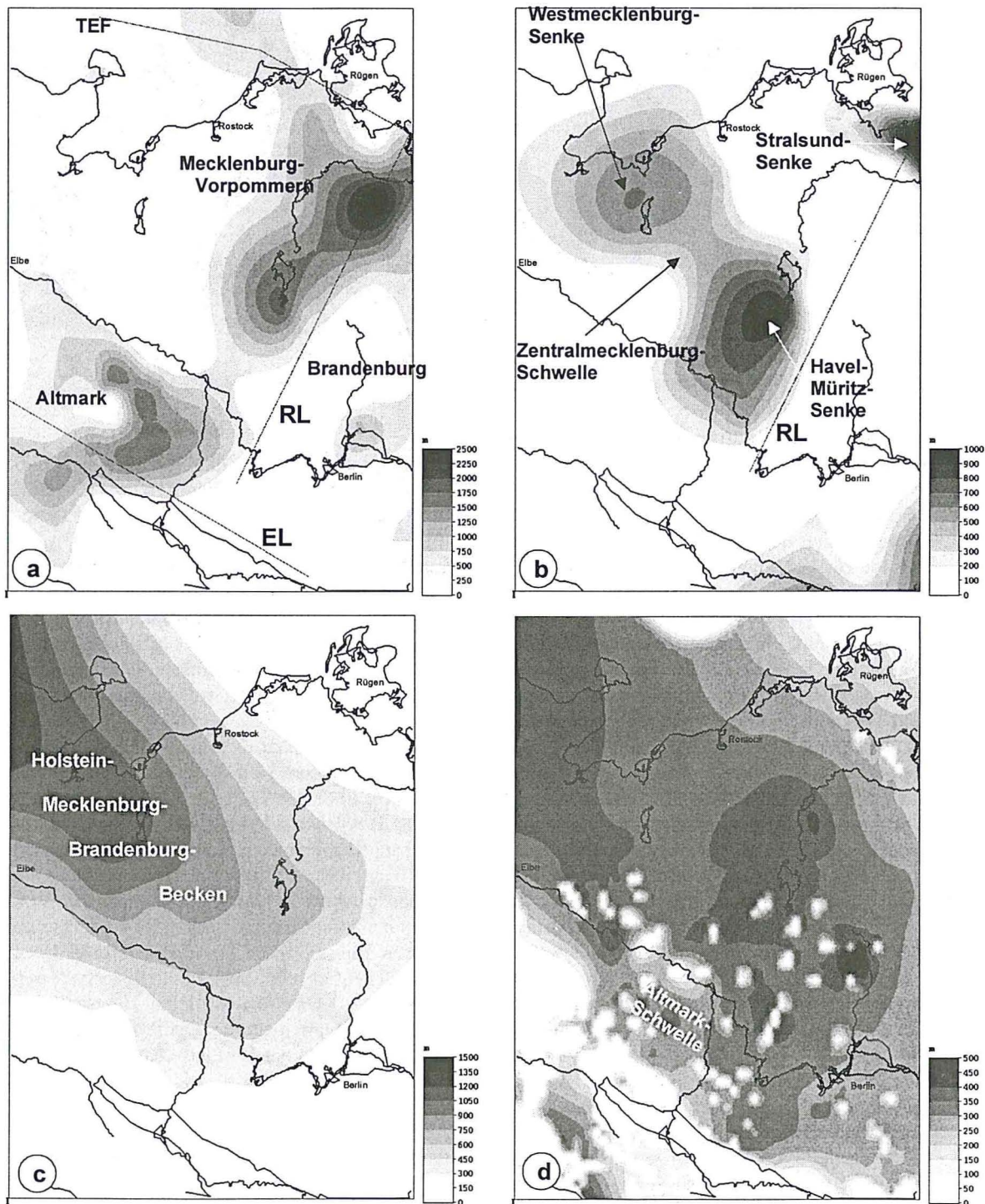


Abb. 2-5: Mächtigkeitsverteilung in m (aus SCHECK 1997).

(a) permokarbone Vulkanite; (b) unteres Ober-Rotliegend; (c) oberes Ober-Rotliegend; (d) Muschelkalk; (e) Keuper; (f) Känozoikum; TEF= Transeuropäische Störung; EL= Elbe-Lineament; RL= Rheinsberger Lineament.

(Fortsetzung nächste Seite)

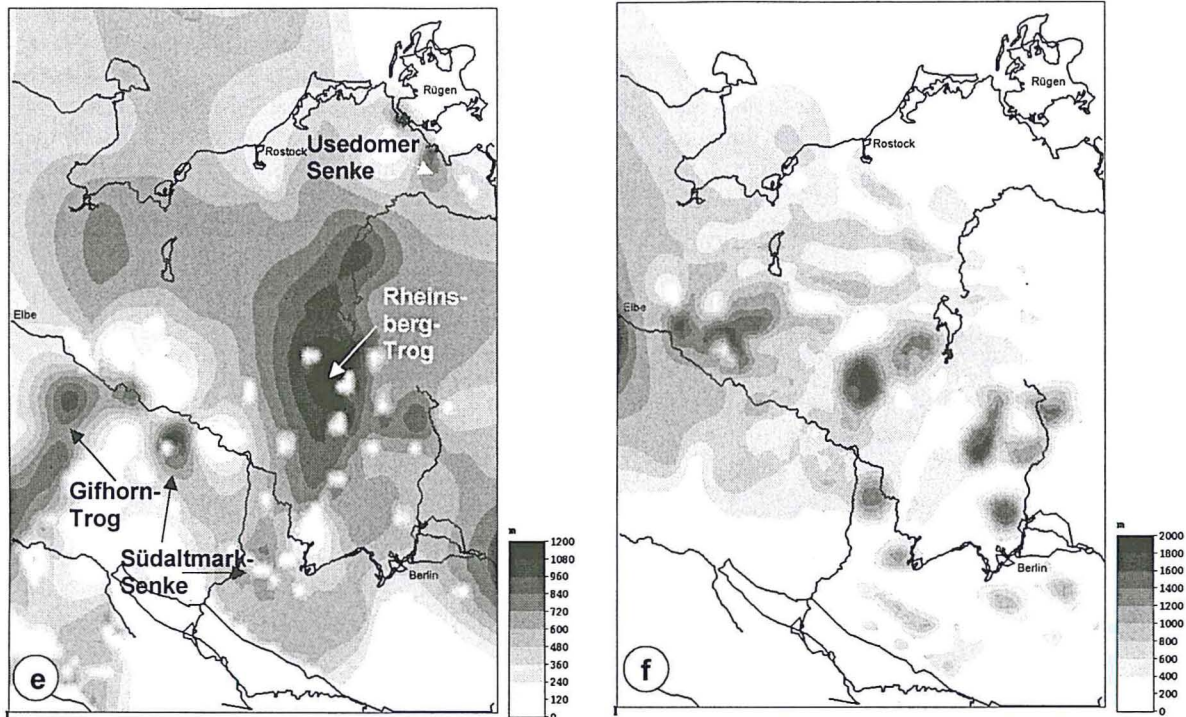


Abb. 2-5: Mächtigkeitsverteilung in m (aus SCHECK 1997). Fortsetzung von Seite 13.

(e) Keuper; (f) Känozoikum; TEF= Transeuropäische Störung; EL= Elbe-Lineament; RL= Rheinsberger Lineament

2.4.2 Hauptabsenkungsstadium (frühes Perm - Keuper)

Diese Phase intensiver Beckensubsidenz, das **Hauptabsenkungsstadium** (NÖLDEKE & SCHWAB 1977, SCHECK 1997), ist durch zunächst bruchhafte, dann vorwiegend thermische Subsidenz gekennzeichnet (SCHECK 1997). Die Sedimente der Mirow-Formation lagern in einer NW-SE orientierten Senke und haben ihr Depozentrum direkt westlich der Westmecklenburg Senke (Abb. 2-5). Es kam im Verlaufe der Akkumulation der Mirow-Formation zur Vereinigung der zuvor existenten Teilbecken. Faziell folgten über fluviatilen Sandsteinen Playa-Sedimente im Hangenden. Im Bereich der Beckenränder gehen diese faziell in äolische und fluviatile Sedimente über (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Die weitere Mächtigkeitsentwicklung im Bereich der Elbe-Folge (Abb. 2-5c) zeigt eine kontinuierliche Erweiterung des Sedimentationsraumes bei gleichbleibender Sedimentationsachse (SCHECK 1997). Faziell gehen die überwiegend fluviatilen Sedimente des südlichen Beckenrandes nordwärts in die Sedimente einer „evaporitoklastischen“ Tonebene über, welche sich meist aus roten Silt- und Tonsteinen sowie Evaporiten zusammensetzt.

Nach der Akkumulation des Rotliegend lagerten sich Sedimente von bis zu 7 evaporitischen marinen Hauptzyklen des Zechsteins ab. Aufgrund der späteren Salzabwanderung lassen sich für diese Schichten nur schwer Aussagen zur Beckenstruktur und Beckenentwicklung machen (SCHECK 1997).

In den „Red bed“-Ablagerungen des Buntsandsteins (BACHMANN 1998) herrscht noch das Strukturbild des späten Rotliegend vor (SCHECK 1997). Der Sedimentationsraum ist hauptsächlich nach N erweitert; akkumuliert werden bis zu 1200 m Sediment. Strukturell gewinnen NNE - SSW gerichtete Strukturen an Bedeutung, am Südrand des Beckens wird zudem erstmals die NNE - SSW-streichende Altmark-Schwelle erkennbar (SCHECK 1997). Während des Mittleren Buntsandsteins fanden auch die ersten kleineren halokinetischen Bewegungen im NDB statt (STRUNCK et al. 1998). Lithologisch wurden im Unteren Buntsandstein vor allem feinklastische Ablagerungen eines Playa-Systems abgelagert, welche häufig trockenfiel und von fluviatilen Systemen umrandet war (SCHWAB 1988, AIGNER & BACHMANN 1992, BEUTLER 1995). Im Mittleren Buntsandstein herrschten Ablagerungen eines fluviatilen und lakustrinen Milieus vor, wohingegen der Obere Buntsandstein wiederum durch feinkörnige Ablagerungen eines Playa-Systems mit z.T. marinem Einfluss charakterisiert ist, dessen Beckenränder fluviatil dominiert sind. Im Beckenzentrum wurden Sedimente des Sabkha-Milieus abgelagert (SCHECK 1997).

Die Mächtigkeiten des Muschelkalks schwanken zwischen 250 m an den Beckenrändern und 350 m im Beckenzentrum (SCHECK 1997). Im Gegensatz zum Buntsandstein sind zwei Depozentren zu erkennen (Abb. 2-5d). Ein Depozentrum weist eine NNE - SSW-Achse, ähnlich der Altmark-Schwelle auf.

Lokal erhöhte Mächtigkeiten weisen auf frühe Salzabwanderungen hin (SCHECK 1997). Der Untere Muschelkalk im NEDB setzt sich aus flachmarinen Karbonaten und Tonen zusammen, während der Mittlere Muschelkalk sich aus Dolomiten, Anhydriten und Salzen aufbaut. Die Crinoiden- und Ceratiten führenden Kalke des Hauptmuschelkalks sind wieder vollmarin und stellen die maximale Transgression während der Trias dar (SCHWAB

1988, AIGNER & BACHMANN 1992). Diese zweite Entwicklungsphase (Hauptsubsidenzphase) endete etwa in der Oberen Trias (altkimmerisch).

2.4.3 Das Differenzierungsstadium

Das **Differenzierungsstadium** wurde geprägt durch zunehmende Differenzierung des Sedimentationsraumes. Die Mächtigkeitskarte des Keupers (SCHECK 1997) zeigt geringe Akkumulationsraten im Beckenzentrum (<700 m). Erhöhte Mächtigkeiten bis zu 1200 m sind auf tektonisch bedingte Absenkungszentren, welche zumeist NNE - SSW streichen, beschränkt. Diese lokalen Mächtigkeitsschwankungen werden häufig auf die Reaktivierung tiefer Bruchzonen und damit verbundenen Vertikalbewegungen zurückgeführt (NÖLDEKE & SCHWAB 1977). Als wichtigste Depozentren sind der Rheinsberg-Trog zwischen Rheinsberg- und Arendsee-Lineament sowie der Gifhorn-Trog zu nennen (Abb. 2-5e). Lokal erhöhte NW - SE streichende Mächtigkeiten im Bereich der Elbe (Altmark-Senke) werden auf die beginnende intensive Halokinese und die damit verbundenen Bewegungen des Post-Salinars zurückgeführt. Die Strukturentwicklung und Halokinese des NEDB ist bei WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), BEUTLER (1995) und BENOX et al. (1997) umfassend dokumentiert und beschrieben.

Erste kleine Salzstöcke wie z.B. die von Dömitz und Aulosen bildeten sich im Keuper und mit den altkimmerischen Bewegungen im Keuper kam das Salz fast überall in Bewegung (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Faziell ist eine allgemeine Verflachung mit anschließender Dominanz von Sedimenten des Playa-Ablagerungsraums für den Keuper charakteristisch (AIGNER & BACHMANN 1992).

Im Jura erfolgte eine weitere strukturelle Differenzierung des Beckens, wobei als Ablagerungsraum die Südaltsmark-Senke immer mehr an Bedeutung gewann. Während der tonig ausgebildete Lias noch im gesamten Becken verbreitet war, beschränkte sich die Verbreitung des mehr sandig ausgebildeten Doggers und des zumeist kalkigen Malms nur auf den südlichen Abschnitt des Beckens (SCHWAB 1988, SCHECK 1997). Mächtigkeitsmaxima von 1200 m weisen lokal auf hohe Subsidenzraten hin (SCHECK 1997). Die Salzbewegung erhielt im Malm einen erneuten Impuls (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Das Salz bildete zum Teil Salzlücken, wie z. B. im Bereich der NW - SE-streichenden Salzstruktur von Altmersleben (im Bereich der Altmark-Senke) oder im Bereich einer NNE - SSW streichenden Struktur, welche von den Salzstöcken Aulosen, Rambow und Werle gebildet wird (MEINHOLD & REINHARDT 1967).

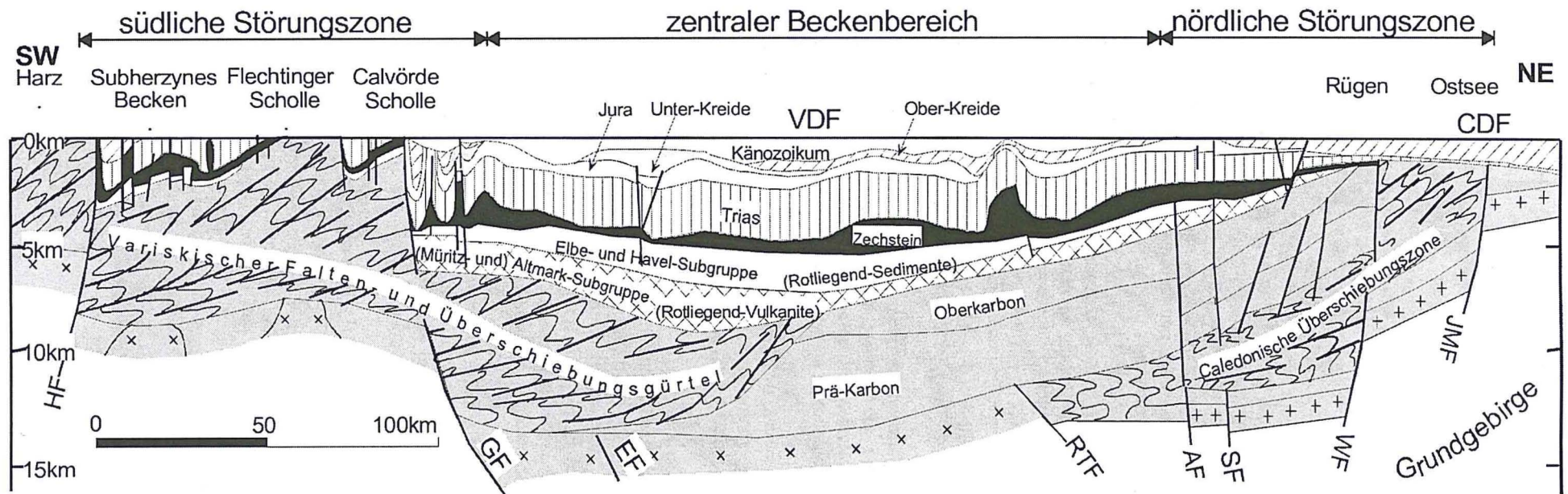
In der Unterkreide lagen die Mächtigkeiten im Bereich des NEDB zumeist unterhalb von 100 m. Nur im schmalen WNW - ESE gerichteten Bereich der Prignitz-Altmark-Westbrandenburg-Senke sind erhöhte Mächtigkeiten bis 1000 m bekannt (SCHECK 1997). Abgelagert wurden brackisch-limnische Sedimente gefolgt von marinen Tonmergeln (SCHWAB 1988).

Besonders geprägt wurde dieses Stadium durch ein tektonothermales, mittelkimmerisches Ereignis (CLAUER et al. 1996, WOLFGRAMM et al. 1998a). In dieser Zeit begann auch die Heraushebung des Harzes und der Schollen von Calvörde und Flechtingen. Im Bereich der nördlichen Nordsee kam es zu basaltischem Riftvulkanismus, der sich bis in den Süden des fennoskandischen Schildes nachweisen lässt (KOCKEL 1995).

2.4.4 Das Inversions- und Stabilisierungsstadium (Ober-Kreide - Känozoikum)

Durch die spätkretazische **Inversion** des NEDB im **Stabilisierungsstadium** erfolgte eine Umstrukturierung des Beckens und das aktuelle Strukturbild wurde deutlich (z. B. Abb. 2-6). In der Oberkreide wurden die meisten Salzstöcke reaktiviert (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Das Fehlen der Oberkreide in Beckenrandbereichen belegt außerdem die Heraushebung der südlichen Schollen von Flechtingen und Calvörde (SCHECK 1997, SCHULZE 1964, SCHRETZENMAYER 1993) und die Heraushebung des südlichen Prignitz-Lausitzer Blocks sowie des nördlichen Grimmener Walls (KATZUNG & EHMKE 1993, SCHECK 1997). Die Mächtigkeiten in den Randsenken betragen bis zu 1900 m in den WNW-ESE streichenden Zonen der Südaltsmark-Senke. Beispiele hierfür sind z. B. die Senken zwischen den Salzlücken von Kalbe-Mahlpfuhl und dem Gardelegener Abbruch oder zwischen den Salzlücken von Kalbe-Mahlpfuhl und Altmersleben-Berkau-Demker (BENOX et al. 1997). SCHECK (1997) untergliedert diese vierte Phase in eine Inversionsphase und eine Phase känozoischer Subsidenz. Die Phase der känozoischen Subsidenz ist geprägt durch zahlreiche Mächtigkeitsmaxima (Abb. 2-5f), welche sich auf mehrere Randsenken verteilen. Dabei sind die Mächtigkeiten in den Randsenken im südlichen Beckenbereich wesentlich höher als im Norden. Zudem nimmt die Mächtigkeit nach Westen zu, was eine Beeinflussung des Beckens durch das känozoische Nordseebecken widerspiegelt (SCHECK 1997, ZIEGLER 1990). Im Tertiär überwiegen brackige bzw. marine Tone und Schluffe mit eingeschalteten Kohleflözen und im Quartär die glazialen Ablagerungen.

Die oben beschriebenen Entwicklungsstadien werden in weiteren Arbeiten ähnlich differenziert (BETZ et al. 1987, ZIEGLER 1989, BACHMANN & HOFFMANN 1993, 1997), die Hauptgliederung bleibt allerdings dabei erhalten. Hervorzuheben ist die Gliederung von STACKEBRAND (1997). Er bezeichnete das Differenzierungsstadium als „synalpidische Dehnungsetappe“ und gliedert das Stabilisierungsstadium in eine „synalpidische Einengungsetappe“ und „Remobilisierung“. Diese Gliederung erscheint vor allem deswegen als wichtig, weil sie den Reaktionsraum wirkender tektonothermaler Parameter über den Bereich des Beckens hinaus verlagert. Somit scheinen die im NEDB nachgewiesenen Fluidsysteme nicht ausschließlich beckeninduziert zu sein, sondern teilweise einem regional weitaus größeren prozessbezogenen Bereich anzugehören, welcher im späteren Verlauf zudem durch die alpidische Orogenese beeinflusst wurde.



- | | | |
|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|
| GF = Gardelegener Abbruch | HF = Harznordrand-Störung | RTF = Rostock-Teterow-Störung |
| AF = Anklam-Störung | SF = Stralsund-Störung | WF = Wiek-Störung |
| JMF = Jütland-Mön-Störung | EF = Unterelbe-Störung | VDF = variszische Deformationsfront |
| CDF = kaledonische Deformationsfront | | |

Abb. 2-6: Geologischer NE-SW-Schnitt durch das NEDB (nach FRANKE et al. 1996, HOFFMANN et al. 1997, GAST et al. 1998)

2.5 Die Rolle des Zechsteinsalzes für die Entwicklung des NEDB

Die mächtigen Salzschieben des Zechsteins spielen eine besondere Rolle bei der Entwicklung des NEDB. Salz ist im Vergleich zu anderen Gesteinen fast vollständig inpermeabel (10^{-10} D), es reagiert auf Beanspruchung mit plastischer Verformung und ist sehr gut wasserlöslich. Vor allem die erstgenannten Eigenschaften machen das Salz zu einer hervorragenden Barriere für Fluidmigration. Des Weiteren ist Salz nahezu inkompressibel, so dass sich die Dichte mit zunehmendem Druck nicht verändert. Mit zunehmender Teufe reagieren Sedimente sonst mit diagenetisch bedingter Abnahme der Porositäten und Entwässerung. Die Dichte nimmt beispielsweise bei Sanden von ca. $1,9 \text{ g/cm}^3$ bis auf etwa $2,5 \text{ g/cm}^3$ zu (MILITZER et al. 1985). Demgegenüber hat Salz eine Dichte von etwa $2,2 \text{ g/cm}^3$ (MILITZER et al. 1985), welche sich mit zunehmender Teufe nicht verändert. Im Verlaufe der Versenkungsgeschichte wird also die Dichte der überlagernden Sedimente höher als die der Salze, welche dann einen Dichteausgleich anstreben. Als Impuls für die resultierenden halokinetischen Bewegungen dienen in der Regel tektonische Ereignisse. So wird von verschiedenen Autoren (MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997 SCHECK & BAYER 1999 u. a.) postuliert, dass Phasen erhöhter Salztektonik mit tektonischen Phasen korrelieren. MEINHOLD & REINHARDT (1967) sprechen zudem davon, dass im Bereich des NEDB eine entsprechende Sediment-Auflast zusätzlich als Auslöser der Bewegungen anzusehen ist. Das Salinar (Zechstein) koppelt zudem das Supra-Salinar (Post-Zechsteinschichten) vom Sub-Salinar (Prä-Zechsteinschichten) strukturell ab (z. B. BENOX et al. 1997, SCHECK & BAYER 1999). Allerdings wird bei BENOX et al. (1997) dokumentiert, dass zwischen den Störungszonen des Mesozoikums und des Rotliegend weitgehende Übereinstimmung besteht. Eine Zuordnung einzelner Teilbrüche ist aber z.B. im Bereich des Gardelegener Abbruchs (Abb. 2-6) sehr schwierig oder nicht möglich, da hier Gleitbewegungen des Suprasalinars auf dem Salinar während der Oberkreide stattgefunden haben (BENOX et al. 1997). WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), BENOX et al. (1997) und Scheck & Bayer (1999) beschreiben die Anordnung der Salzdiapire entlang von Achsen. Dabei können im MEB zwei Hauptrichtungen unterschieden werden: Eine NNE bis N-gerichtete Salzachse, welche mit spättriassisch-jurassischen Extensionsstrukturen korreliert und eine WNW bis NW-gerichtete Salzachse, welche mit kretazischen Kompressionsstrukturen zu korrelieren ist (SCHECK & BAYER 1999). Beide Strukturen werden durch ein WNW-streichendes Lineament getrennt, dessen südöstliche Verlängerung in die Südrandstörung des Beckens verlängert werden kann (SCHECK & BAYER 1999). Zu vermuten ist, dass es mindestens zwei Phasen starken Salzaufstiegs gegeben hat: eine extensive im Keuper-Jura und eine kompressive während der Oberkreide und des Alttertiärs. Daneben können lokal durch Analyse der Salzstrukturen weitere halokinetische Impulse belegt werden, die allerdings nicht die oben beschriebene Intensität erreichten (vgl. WIENHOLZ 1965, MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997).

Für die Fluidentwicklung spielte das Salz wahrscheinlich eine wichtige Rolle. Neben den bereits genannten Fakten ist aber noch zu berücksichtigen, dass das Salz in Bereichen einiger Salzdiapir-Randsenken vollständig abgewandert ist. Dies könnte einen großen Einfluss auf Fluidmigration und Fluiddrücke oberhalb und unterhalb des Salinars gehabt haben.

		Paläofluide				Petrographie			Alter der Fluide
		Herkunft & Migrationspfade	chem. Zusammensetzung	Paläo-Temperatur	KW-Stoffe	diagenetische Entwicklung	Gesteinsklassifikation	Mineralidentifikation	
Mikroskopie	Durch-/Auflicht	○	○	-	-	+	++	+	○
	REM-EDX	-	-	-	-	+	+	++	○
	cryo-REM-EDX	-	++	+	-	-	-	-	-
	Kathodolumineszenz	-	-	-	-	++	○	○	○
	Fluoreszenz	-	(○)	(○)	(+)	(○)	-	-	-
	Mikrothermometrie	-	+	++	+	+	-	○	○
	Ramanspektroskopie	-	(+)	-	++	-	-	(+)	-
	XRF	-	-	-	-	-	++	+	-
	XRD	-	-	-	-	+++	+	+	-
	stabile Isotope	++	+	+++	-	○	-	-	○

Tab. 3-1: Anwendungsmöglichkeiten der in dieser Arbeit benutzten Methoden.

++ hervorragend geeignet; + gut bzw. teilweise geeignet; ○ bedingt bzw. indirekt nutzbar; - nicht geeignet;

() zwar geeignet, aber nicht im Rahmen dieser Arbeit; * nur mit großem Aufwand; ** Illitkristallinität;

*** $\delta^{18}\text{O}$ als Thermometer nutzbar.

Die Mineralseparate von Quarz, Karbonat, Sulfid und Sulfat dienten den Untersuchungen der stabilen Isotope, welche in Zusammenarbeit mit dem Geochemischen Institut in Göttingen und dem Umwelt-Forschungszentrum (UFZ) Leipzig/Halle durchgeführt wurden, um Aussagen zur Herkunft der diagenetischen und hydrothermalen Porenwässer zu treffen. Die Pulverproben der sedimentären und magmatischen Gesteine dienten der mineralogischen und geochemischen Charakterisierung durch die röntgenographischen Spektren von Röntgendiffraktometrie (XRD) und Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF), außerdem wurden Pulverproben ausgewählter Minerale mittels röntgenographischer XRF und XRD analysiert.

Die Durch- und Auflichtmikroskopie wurde zur petrographischen Beschreibung der Gesteine und ihrer sekundären Mineralbildungen benutzt. Unterstützend wurde die Kathodolumineszenzmikroskopie (CL) und die Rasterelektronenmikroskopie mit kombinierter Elementanalyse (REM-EDS) zur qualitativen und quantitativen Charakterisierung verschiedener Mineralphasen verwandt, wie z. B. der verschiedenen Karbonate. Die petrographische Bearbeitung der Gesteine bildete generell die Basis für alle weiteren Untersuchungen.

So wurden die Gesteine nach ihrer Zusammensetzung, den beobachteten Alterationen und den diagenetischen Mineralbildungen klassifiziert und charakteristische, authigen gebildete Mineralparagenesen zusammengefasst. Die räumliche Verteilung dieser Mineralparagenesen gibt die Rekonstruktion der Diageneseabfolge wieder.

Dickschliffe wurden für die mikrothermometrische Bearbeitung der Proben angefertigt. So konnten die enthaltenen Fluide charakterisiert und die Bildungsbedingungen der jeweiligen Minerale rekonstruiert werden. Zum Vergleich der ermittelten Bildungstemperaturen dienten Mineral-Thermometer (Vitrinitreflexion, Chlorit-Thermometer). Die chemische Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse wurde mittels Mikrothermometrie und einer Gefrierapplikation am Rasterelektronenmikroskop mit kombinierter Elementanalyse (Cryo-REM-EDS) ermittelt. Eingeschlossene Gase konnten ebenfalls mikrothermometrisch und in Einzelfällen mit der Laser-Raman-Spektroskopie analysiert werden.

Um die so ermittelten Daten im Rahmen der Beckenentwicklung des NEDB zu betrachten, erfolgten intensive Literaturrecherchen, Auswertungen von geophysikalischen und geologischen Karten und darauf basierend die Erstellung eigener geologischer Profile (Abb. 3-2). Alle diese Untersuchungen und Recherchen mündeten in ein Modell zur Charakterisierung der Paläo-Fluide im NEDB.

4 Petrographie und Diagenese

4.1 Probenmaterial

Insgesamt wurden 251 Proben vom Karbon bis zur Kreide gewonnen. Dabei stammen die Gesteine hauptsächlich aus Erdöl-Tiefbohrungen, aber zum Teil auch aus den wenigen Oberflächenaufschlüssen. Die Beprobung erfolgte bei den Bohrungen über einen Tiefenbereich von 283 m (Bohrung Roxförde 2/64) bis 7914 m (Bohrung Mirow 1/74).

Tab. 4-1: Beprobte Gesteine.

Lithotyp	Proben	Gesteine	Authigene Mineralbildungen
Siliziklastika	147	Konglomerat, Sandstein, Silt- und Tonstein, Grauwacke	Zemente, Kluftbeläge, „Perlen“-Anhydrit
Evaporite, Karbonate	41	Anhydrit, Kalkstein, Stinkkalk, Dolomit	Mineralneubildungen, Kluftbeläge
Vulkanite	57	Rhyolitoid, Andesitoid, Basaltoid, Ignimbrit	Mobilisate, Kluft- und Drusenfüllungen
Plutonite	2	Granodiorit, Diabas	Kluftfüllungen
Hydrothermalite	4	Quarz-Karbonat-Gestein	Kluftfüllungen

Aus der in Tab. 4-1 zusammengefassten Zuordnung der Proben zu bestimmten Lithotypen ergibt sich auch das Spektrum der im folgenden beschriebenen Gesteinsgruppen. So werden die siliziklastischen Gesteine (Kap. 4.3), die Evaporite (Kap. 4.4) und magmatischen Gesteine (Kap. 4.5) beschrieben. Dies erfolgt immer unter Berücksichtigung der diagenetisch oder hydrothermal gebildeten Mineralparagenesen (Kap. 4.2).

4.2 Diagenetisch und hydrothermal gebildete Minerale und ihre Paragenesen

4.2.1 Karbonate

Karbonate sind die am häufigsten beobachteten authigenen Minerale im NEDB und konnten in Proben von fast allen Bohrungen nachgewiesen werden. Karbonate kommen in Form von hydrothermalen Kluft- und Drusenfüllungen und als Zemente vor und treten dabei in den verschiedenen lithologischen Einheiten auf. Dabei lassen sich oft verschiedene Karbonatphasen differenzieren (Abb. 4-1). Unterschieden werden konnten der am häufigsten vorkommende Kalzit sowie Dolomit, Ankerit, Siderit und diverse Übergangsformen.

In den postpermischen Sedimenten konnten in Kluft- und Zementfüllungen oft primärer sklenoedrisch-nadeliger Ankerit und Siderit sowie massiger, sekundär gebildeter Dolomit und Kalzit beobachtet werden (Tafel 1a).

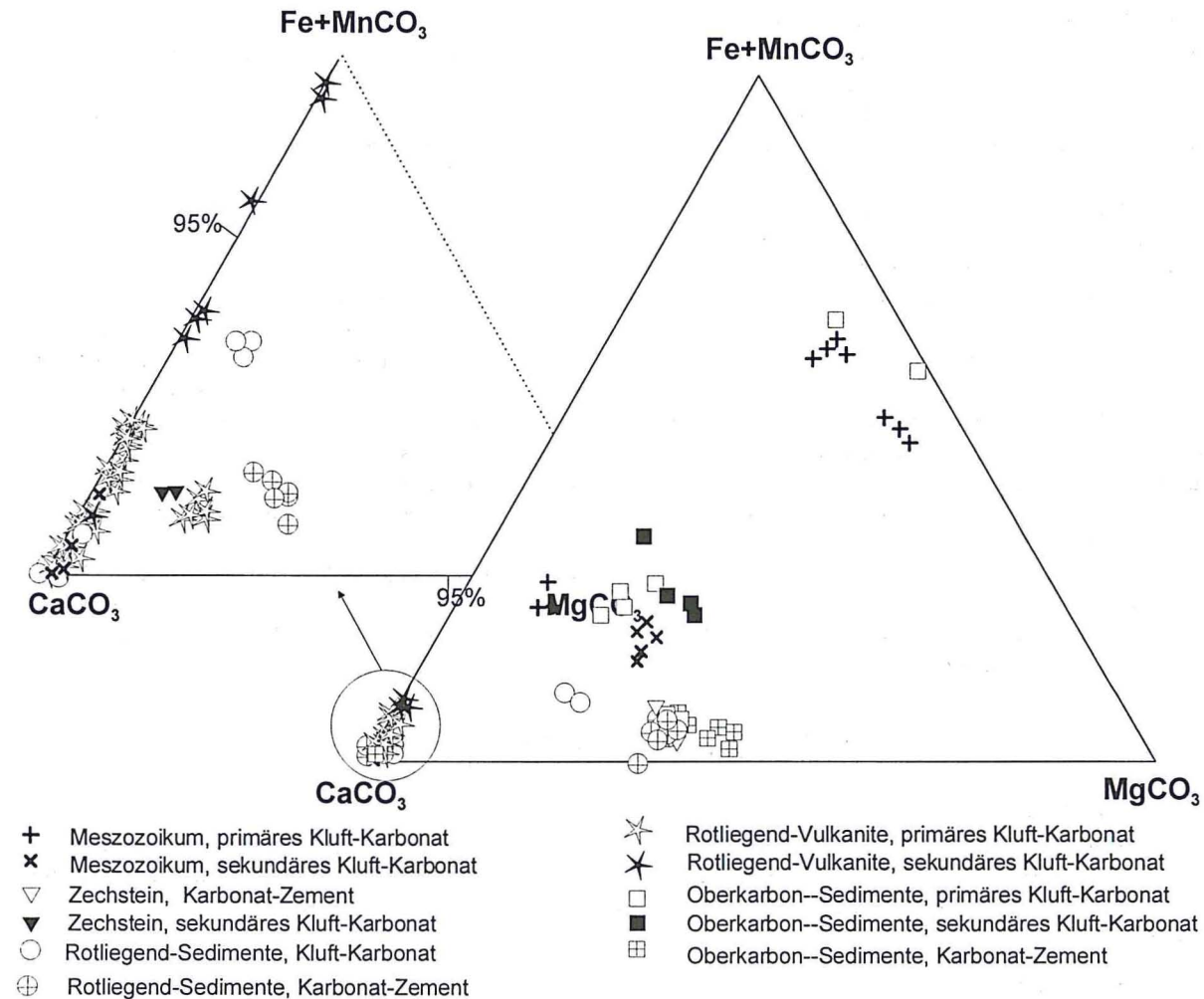


Abb. 4-1: Chemische Zusammensetzung der authigenen Karbonate im NEDB (95 Karbonate von 45 Proben analysiert mit der REM-EDS).

Ähnliches gilt auch für die präpermischen Sedimente. Als primäre massige Zemente und Kluftfüllungen waren neben Dolomit auch Kalzit und Ankerit/Siderit enthalten. Die sekundären Karbonatphasen wurden durch frühdiaagenetische, massige dolomitische Mineralphasen und spätdiaagenetische kleine Dolomit-Rhomboeder (Tafel 1b) in sekundären Porenräumen repräsentiert. In Rotliegend-Vulkaniten wurde meist nur Kalzit als Karbonatphase beobachtet, wobei primäre Mineralbildungen entweder rein kalzitische Zusammensetzung besitzen oder bis zu 3 Gew. % Mangan ins Kalzitgitter eingebaut sind. Sekundäre Kalzitbildungen weisen im Gegensatz dazu Eisengehalte bis zu 7 Gew. % oder Spurenelemente (Dysprosium, Terbium, Samarium) in größeren Konzentrationen auf (Tafel 1e, 1g). Die Kristallform der Kalzite ist oft rhomboedrisch und seltener sklenoedrisch, wobei der Habitus dick- bis dünntafelig ist. Die Karbonate in den Rotliegend-Sedimente treten meist als poikilitisch ausgebildete Karbonatzemente (Tafel 1h, 6c-d, 8g), als fleckige Schlieren und als Kluftfüllungen von Extensionsklüften (Tafel 7f) auf, wobei letztere paragenetisch mit Anhydrit vorkommen und strahlig vom Gangrand zur Gangmitte gewachsen sind. Die chemische Zusammensetzung ist wiederum kalzitisch oder dolomitisch (Abb. 4-1).

Die Unterscheidung der verschiedenen Karbonatphasen ist mit „durchlichtmikroskopischen“ Untersuchungen sehr schwierig. Mit Hilfe der Kathodolumineszenz konnten jedoch verschiedene Karbonatgenerationen (Abb. 4-2; Tafel 8) unterschieden werden.

So wurde in den Kalziten der permokarbonen Vulkanite meist eine ältere Generation (1) von nicht oder schwach orange lumineszierenden Kalziten beobachtet, welche von einer jüngeren hellorange lumineszierenden Generation (2) umgeben und durchsetzt wird (Tafel 8a). Mit der REM-EDS konnten keine Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung dieser beiden Generationen identifiziert werden. So ist zu vermuten, dass das unterschiedliche Lumineszenzverhalten auf unterschiedliche Spurenelementgehalte von < 0,5 Gew. % zurück-

zuführen ist. Es konnten zudem als ältere Karbonatphasen in weiteren Proben blau lumineszierender (Tafel 8e) und zoniert grün, blau, violett, braun etc. lumineszierender Kalzit (Tafel 8d) beobachtet werden (1), welcher wiederum von einer jüngeren Generation orange lumineszierender Kalzite (2) verdrängt wurde. Auch hier konnten keine Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung festgestellt werden. Im Bereich der südlichen Störungszone (Abb. 2-6) wurden noch eine weitere nicht lumineszierende eisenhaltige Kalzit-generation (3) (Tafel 1c-g), welche sekundär in der orange lumineszierenden Generation enthalten ist (Tafel 8c) sowie kleine, idiomorphe Sideritkristalle (4) auf den rhomboedrisch ausgebildeten Kalziten beobachtet. Diese Karbonate zeichnen sich durch die oben beschriebenen erhöhten Eisengehalte und Spurenelementgehalte aus. In den Rotliegend-Vulkaniten sind also mehrere Karbonatphasen zu unterscheiden. Als ältere Generationen sind die lokal auftretenden blau lumineszierenden und die zoniert gewachsenen sowie die sehr häufig vorkommenden schwach orange bis nicht lumineszierenden Kalzite von den jüngeren, orange lumineszierenden Kalziten zu unterscheiden. Lokal treten nicht lumineszierende Kalzite mit erhöhten Eisen- und SEE-Gehalten auf.

Die verschiedenen Karbonatgenerationen in den post- und präpermischen Sedimenten wurden mit Hilfe der REM-EDS unterschieden. Dabei konnte beobachtet werden, dass in Siderit oder Ankerit sekundär Dolomit oder Kalzit eingedrungen war. Diese Karbonate lumineszierten meist nicht oder schwach orange. Die Karbonate der Rotliegend-Sedimente lumineszieren hingegen deutlich. Die Kalzite weisen eine hellorange und die Dolomite eine rote Lumineszenz auf. Untersuchungen mit einem Spektroskop (HRS-CL) ergaben, dass die orange lumineszierenden Kalzite der unterschiedlichen lithologischen Einheiten nicht einfach zu korrelieren sind. So unterscheidet sich die spektrale Zusammensetzung z. T. deutlich. Im Spektrum der Kalzit-Zemente treten Nebenpeaks auf, die auf das Vorhandensein von Spurenelementen hinweisen (Abb. 4-3). Als Lumineszenzaktivatoren der Kalzite in den Rotliegend-Vulkaniten sind neben Mangan (Mn^{2+}) die Selten-Erden-Elemente (SEE) zu nennen, wobei diese bei hohen Gehalten die Lumineszenzfarbe beeinflussen (HABERMANN et al. 1996b) (Abb. 4-4) und in anderen Fällen nur in Form spektraler Nebenpeaks in Erscheinung treten (Abb. 4-5).

So wird die Mn^{2+} -aktivierte orange Lumineszenz des Kalzits in Abb. 4-4 von den stärkeren Emissionsbanden des Dysprosium (Dy^{3+}) überstrahlt, was zu einer blaugrünen Lumineszenz des führt. In Abb. 4-5 hingegen sind zwar SEE durch mehrere spektrale Emissionsspitzen nachgewiesen, allerdings verändern diese die Lumineszenzfarbe nicht wesentlich. Die bisher durchgeführten HRS-CL-Untersuchungen ergaben, dass die älteren authigenen Kalzite in den Rotliegend-Vulkaniten häufig eine SEE-aktivierte Lumineszenz aufweisen, während die jüngeren, orange lumineszierenden authigenen Kalzite meist Mn^{2+} -aktiviert sind. Die Lumineszenzaktivierung der Kalzit-Zemente hingegen ist hauptsächlich Mn^{2+} -aktiviert, wobei teilweise auch andere Kationen (z. B. Cr^{3+}) nachweisbar sind. Die rote Lumineszenz des Dolomits beruht auf einer durch Mg^{2+} hervorgerufenen Verschiebung des Mn^{2+} -Peaks zu höheren Wellenlängen.

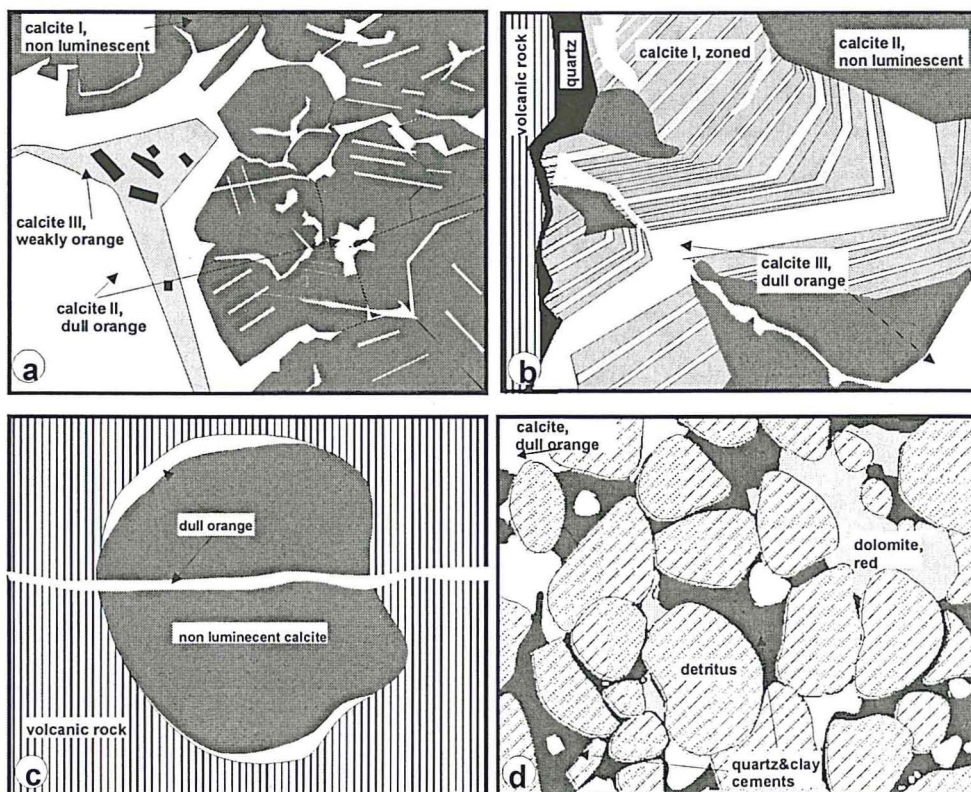


Abb. 4-2: Schematische Darstellung von typischen mit der KL-Mikroskopie zu unterscheidenden Karbonatgenerationen.

- a) Hydrothermalit
- b) Kluftfüllung in Vulkanit
- c) Drusenfüllung in Vulkanit
- d) Zemente im Sandstein

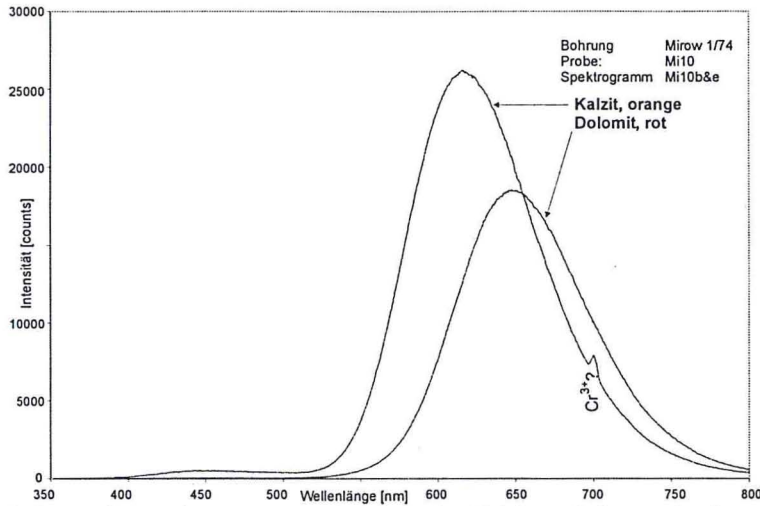


Abb. 4-3: Emissionsspektrum eines orange lumineszierenden Kalzits und eines rot lumineszierenden Dolomits mit Angabe der lumineszenzaktivierenden Elemente nach HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1999a, 1998).

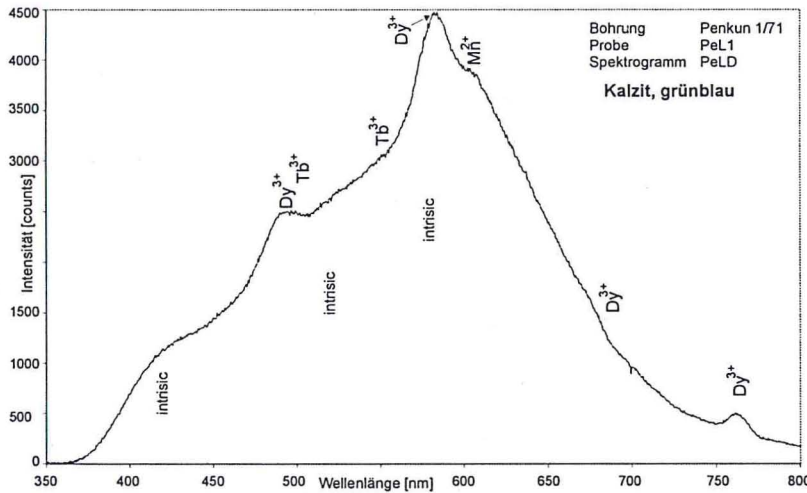


Abb. 4-4: Emissionsspektrum eines blaugrün lumineszierenden Kalzits mit Angabe der lumineszenzaktivierenden Elemente nach HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1999a).

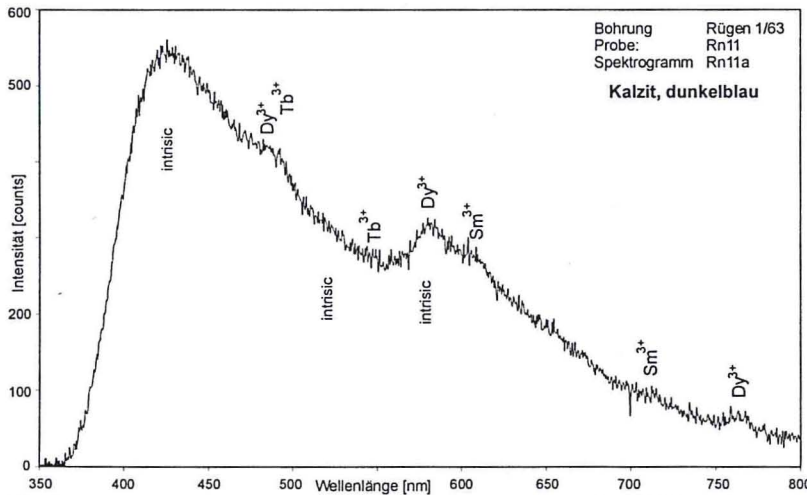


Abb. 4-5: Emissionsspektrum eines dunkelblau lumineszierenden Kalzits mit Angabe der lumineszenzaktivierenden Spurenelemente nach HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1999a).

In den Karbon- und Rotliegend-Sedimenten stellt sich vor allem die Frage nach der Herkunft der CO₂-Phase und des Mg²⁺ sowie Ca²⁺. Bei der Dekarboxylierung von organischem Material aus kerogenreichen Lagen innerhalb der Klastite wird CO₂ freigesetzt und migriert anschließend (u. a. RIEKEN 1988). Mg²⁺- und Ca²⁺-reiche Porenwässer werden vor allem bei der Diagenese von tonreichen Lagen gebildet. Außerdem ist folgende Lösungsreaktion für feinkörnige Karbonatzemente charakteristisch (BJØRLYKKE 1983):



Eine weitere CO_2 -Quelle stellen auch evaporitische Serien im Rotliegend sowie im Zechstein dar. Auch Mineralumwandlungen sind denkbar. So reagieren Dolomit, Kaolinit und Quarz im Verlaufe der Diagenese zu Chlorit und Kalzit (Kap. 4.3.6). Für die in den Vulkaniten enthaltenen Karbonate sind magmatisch gebildetes CO_2 und hydrothermale, saline Restlösungen als Quellen der ersten Kalzitbildung anzusehen. Im Verlaufe der diagenetischen Entwicklung erfolgte eine versenkungsbedingte Alteration der Kalifeldspäte und eine Albitisierung von Plagioklasen, wobei wieder Ca^{2+} freigesetzt wird (Kap. 4.3.5). Da sich die grobkörnigen Rotliegend-Sedimente der Müritz Subgruppe aber auch der Parchim Formation zum Teil aus dem Abtragungsschutt der Rotliegend-Vulkanite zusammensetzen, erfolgte hier im Rahmen der Versenkung ebenfalls die Albitisierung der Kalifeldspäte und damit die Bildung von Kalzit. Diese Kalzite lumineszieren meist orange.

4.2.2 Sulfate

Sulfate sind neben Quarz und Karbonaten die häufigsten authigenen Bildungen. Sie treten in fast allen bearbeiteten Bohrungen auf, wobei sie oft im Bereich der permischen und jüngeren Sedimente, seltener als sekundäre Kluffüllung in den Rotliegend-Vulkaniten vorkommen. Das häufigste Sulfat ist Anhydrit, des weiteren konnten Baryt und in einem Falle Coelestin (Probe Ric2, Bohrung Richtenberg 4/65) als Vertreter der H_2O -freien Sulfate und Gips als Vertreter der H_2O -haltigen Sulfate identifiziert werden.

Anhydrit

Als authigene Bildung ist in erster Linie Anhydrit zu nennen, welcher nach REM-EDS als reines CaSO_4 (Tafel 2d) vorkommt. Nach ihrer strukturellen Ausbildung können Perlanhydrite (vgl. Kap. 4.5.3), Anhydrit-Zemente (Tafel 5e), Anhydrit-Neubildungen (Tafel 2h), Anhydrit-Kalzit-Extensionsrisse (Tafel 2a) sowie Anhydrit-Kluft- und Drusenfüllungen (Tafel 2c, 2e, 5c-d, 5f, 7g) unterschieden werden. Meist treten Anhydrit und Baryt paragenetisch auf.

Die Perlanhydrite sind boudinartige, weiße, häufig frühdiagenetische Bildungen in den roten-Ton- und Siltsteinen der „Red bed“-Ablagerungen des Rotliegend und des Mesozoikums. Der Anhydrit ist meist feinkristallin; die Einzelkristalle sind kleine, häufig klar durchsichtige Rhomboeder. In den Sandsteinen und Konglomeraten tritt Anhydrit in Form eines poikilitischen oder feinkristallinen Zements auf. Die mit Kalzit und Anhydrit gefüllten Extensionsrisse (Vertikal-Klüfte mit horizontal ausgelängten Kluftmineralen) enthalten längliche Minerale, welche vom Zentrum zur Gangmitte wachsen (Tafel 2a, 6f). Oft sind diese Kluffüllungen mehrphasig. Baryt ist in kleinen Anteilen vertreten.

Sekundäre Kluffüllungen von Anhydrit mit großen Anteilen von Baryt sind ebenfalls beobachtet worden (Tafel 7g, 10d). Dabei ist Anhydrit oft eine sehr junge Mineralbildung. Diese sekundären Kluffüllungen treten besonders in Rotliegend-Vulkaniten, im Bereich der Beckenränder auf. Die dort beobachteten Minerale sind meist idiomorph, feinkristallin und zusammen mit großen Porenräumen anzutreffen.

Baryt

Baryt kommt oft in kleineren Anteilen paragenetisch mit Anhydrit (vgl. Tafel 2a) vor. Besonders hervorzuheben ist aber das Auftreten von Baryt als sekundäre Kluffüllung in den Gesteinen des Rotliegend (Tafel 2b-c, 5d-f, 10a). Die untersuchten Kristalle enthalten in der Regel bis zu 3 Gew. % Strontium (Tafel 2f) und sind überwiegend klar und durchsichtig ausgebildet.

Eine weitere Differenzierung der einzelnen Sulfate war nicht möglich, da chemisch keine Unterscheidung festzustellen war. Da die Anhydrite nicht lumineszieren, konnte die Methode der Kathodolumineszenzmikroskopie nur zur Unterscheidung gegenüber anderen Mineralphasen (Quarz, Kalzit, Baryt, Fluorit etc.) genutzt werden.

Als Quelle der authigen gebildeten Sulfate kommen vor allem deszendierende Zechsteinwässer in Frage. Das ergibt sich aus dem Vorkommen des Anhydrits und des Baryts, aber auch aus der paragenetischen Verwachsung mit Fluorit, Kalzit und Dolomit. Zudem konnte beobachtet werden, dass Anhydrit mit zunehmender Entfernung vom Zechstein seltener auftritt. Allerdings ist eine hydrothermale Herkunft nicht auszuschließen. So kommen als Herkunftsgestein ebenfalls alterierte Vulkanite in Frage, wobei die Oxydation magmatischer Sulfide oxidiert für die Bildung der Sulfate ursächlich sein könnte. HOTH (1993) beschreibt als Quelle des Anhydrits in Zementen karboner Sand- und Siltsteine der Bohrung Eldena (bis zu einer Teufe von 6850 m) die Oxidation von Pyrit im Zusammenhang mit dem Eindringen O_2 -reicher Wässer.

4.2.3 Quarz

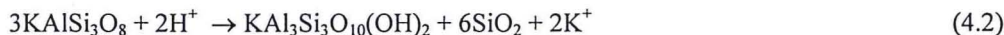
Quarz tritt sehr häufig in fast allen bearbeiteten Gesteinen auf, ausgenommen die Evaporite des Zechsteins. Im kretazischen Heidelberg-Sandstein der Teufelsmauer ist der Quarzsandstein strukturkontrolliert durch schichtgebundenen, frühdiagenetischen Quarzzement silifiziert (Tafel 9e). Allerdings sind die meisten beobachteten Quarzzemente spätdiagenetisch gebildet worden (Tafel 5g, 6g-h), was sich aus relativ hohen Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse von meist über 100 °C ergibt. Es können mindestens drei Generationen von Quarzzementen unterschieden werden. Die erste Generation verheilt Risse in detritischen Quarzkörnern und ist durch eine bräunlich-rote Lumineszenz gekennzeichnet. Des weiteren konnten oft zwei Generationen von intergranularen Quarzzementen beobachtet werden, wobei diese Zemente nicht oder nur sehr

schwach dunkelblau lumineszieren. Dabei treten die Quarzemente mit sehr unterschiedlichen Volumenanteilen auf.

Die Kluftquarze lassen sich in Abhängigkeit ihrer Wirtsgesteine klassifizieren. So treten die Kluftquarze in den permokarbonen Vulkaniten mehrfach in Paragenese mit Kalzit auf; andere Karbonatphasen wurden hier nicht beobachtet. Besonders hervorzuheben ist, dass die Quarze hier meist zониert sind (Tafel 9d, 9f), während in den Klüften der Karbonsedimente lediglich Anwachssäume von Quarz enthalten sind (Tafel 9g, 7b). Des Weiteren treten als SiO₂-Phasen der permokarbonen Vulkanite idiomorphe, bis zu 0,5 cm lange Quarze (Tafel 3c, 4h, 8a & f), Chalcedon sowohl als ältere (Tafel 9f, 10g) als auch als jüngere Kluftfüllung (Tafel 3a, 8e) und massiger Quarz (Tafel 7g) auf. Häufig ist der Quarz transparent oder weiß gefärbt.

In den Karbon-Sedimenten kommt Kluftquarz in Paragenese mit ankeritischen und dolomitischen Karbonaten vor. Dabei ist die Ausbildung idiomorph (Tafel 3b, 7b) bis xenomorph. Die SiO₂-Löslichkeit und das Ausfällungsverhalten von SiO₂-reichen Wässern wird vor allem durch die Temperatur gesteuert (u. a. RIEKEN 1988). Dabei bewirkt eine Temperaturerhöhung die Zunahme der Löslichkeit während die Salinitätserhöhung in den Fluidlösungen eine Abnahme der Löslichkeit hervorruft. Die Genese der verschiedenen SiO₂-Phasen ist unterschiedlich.

So wird i. Allg. bei den spätdiagenetischen Quarzementen als Bildungsreaktion die Illitisierung von Smektiten (Gleichung 4.5, 4.6) angegeben. Für eine entsprechende Reaktion gibt WEAVER (1978) einen Temperaturbereich von 50 - 150 °C an. BOLES & FRANKS (1979) konnten sogar Temperaturen zwischen 100 - 200 °C für die Umwandlung von residualen Fe-Mg-reichen Smektitlagen nach Illit beobachten. Diese Temperaturbereiche sind vergleichbar mit den ermittelten Mineralbildungstemperaturen (Kap. 7), so dass die Herkunft der Quarzemente durch diese Reaktion begründet werden kann. Quarz wird ebenfalls in Folge der Umwandlung von Feldspäten oder feldspatreichen Gesteinsbruchstücken nach folgender Gleichung gebildet (HOTH 1993):



Für die Kluftquarze der permokarbonen Vulkanite kommt ebenfalls die Illitisierung auf Basis der Zersetzung der Feldspäte (Kap. 4.3.5) in Frage. Außerdem ist auch eine magmatisch-hydrothermale Bildung nicht auszuschließen. Die Grauwacken und Pelite des Karbons weisen häufig eine starke Silifizierung auf. Dabei scheinen die Quarze aufgrund der petrographischen Befunde z. T. aus der Drucklösung des detritischen Quarzes zu stammen.

4.2.4 Fluorit

Fluorit tritt sehr selten in Kluftfüllungen der permokarbonen Vulkanite (Pnl1/76, Pkn 1/77, Sw2/62, Gap1/68, Nei 1/85, Flechtingen), einiger Rotliegend-Sandsteine (Bohrung Rx 2/62, Ela1/84) und einer Zechsteinprobe (Ric2) auf. Dabei ist der Fluorit chemisch reines CaF₂. Mit der REM-EDS konnten außer Kalzium keine Kationen nachgewiesen werden. Der Fluorit liegt entweder idiomorph, z. T. zониert kubisch (Tafel 2c) oder aber als zementierende Mineralphase (Tafel 5g, Abb. 4-6) in Kluftfüllungen vor. Aufgrund des kubischen Kristallsystems lässt sich Fluorit im Dünnschliff durch seine isotropen Eigenschaften leicht identifizieren; zudem ist die Lumineszenzfarbe charakteristisch hellblau-violett (Tafel 9a). Fluorit tritt paragenetisch mit Kalzit oder Anhydrit und Baryt auf, wobei diese Paragenesen häufig als jüngste Kluftfüllung identifiziert werden konnten.

Die Herkunft des Fluorits ist noch nicht eindeutig geklärt. KOCH (1994) und EHLING et al. (1995) zeigen, dass der Fluorit kein Alterationsprodukt der Vulkanite ist. Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit stützen

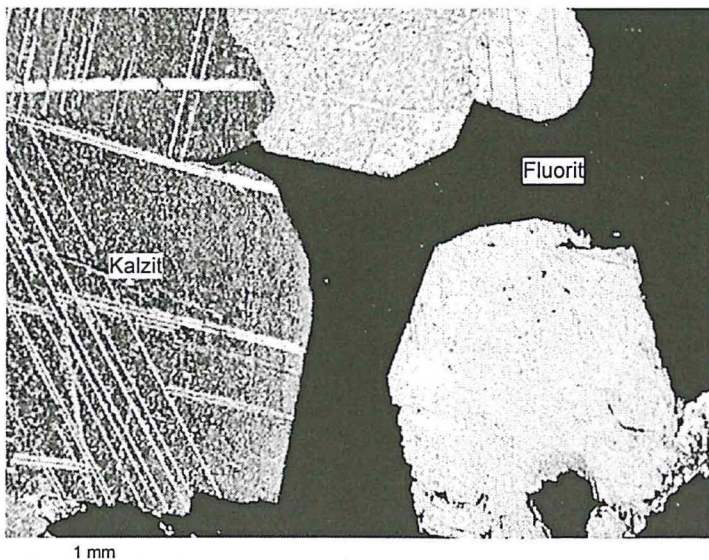


Abb. 4-6: Fluorit-zementierte Kalzit-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit der Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe Sw2-4; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

diese Hypothese. KOCH (1994) bearbeitete Bohrungen der Flechtinger und Calvörder Scholle. Ein Ergebnis seiner Röntgenfluoreszenzuntersuchungen war der Nachweis einer Abnahme der Fluorgehalte mit zunehmender Teufe (Bohrung Roxförde 2). Als Fluorquelle gibt KOCH (1994) Tiefengesteine im Liegenden der Rotliegend-Vulkanite an. Fluorit bilden sich aber nach FÜCHTBAUER (1988) auch in einem frühen Stadium der Evaporation in den Salinarfolgen des Zechsteins. Wird der Zechstein als Fluorquelle angenommen, würde dies den oben beschriebenen Trend im Fluorgehalt erklären. Zum anderen sind die Kluft-Fluorite oft relativ jung (wahrscheinlich kretazisch) gebildet worden. Es besteht möglicherweise ein genetischer Zusammenhang zwischen fortschreitender Inversionstektonik und Halokinese während der Kreide und einer Fluidmobili-

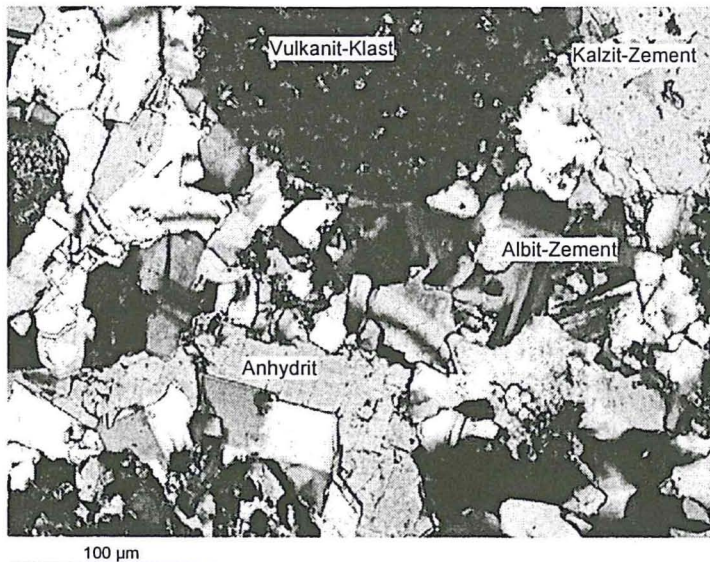


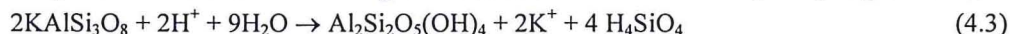
Abb. 4-7: Albit-Zement verdrängt Kalzit- und Anhydritzemente. (Probe Stav2 der Bohrung Stavenhagen 1/76; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

- 70 % aufweisen oder deutlich kaliumbetont sind, während die authigen gebildeten Feldspäte entweder reine Kalifeldspäte (Adular) oder reiner Albit (Albitgehalt von 99 %) sind.

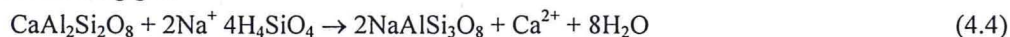
Häufig sind die primären Feldspateinsprenglinge der Vulkanite stark alteriert und oft vollständig durch Albit, Kalzit, Chlorit, Pyrit, Illit etc. ersetzt (Tafel 7d). Die Albite der Rotliegend-Vulkanite sind meist nicht die ältesten authigenen Bildungen. Dies zeigt auch Tafel 9b, wo sekundärer Albit einen Quarzgang zementiert. Die Lumineszenz der authigenen Albitbildungen ist generell grünlich-gelblich. Selten treten auch Kalifeldspäte und Albite zusammen auf (Tafel 5a), wobei Albit dann als ältere Generation beobachtet wurde. Bei den authigenen Feldspäten handelt es sich fast ausschließlich um idiomorphe bis hypidiomorphe Bildungen, die sich im Hellfeld von Quarz durch eine leicht bräunliche Färbung unterscheiden lassen.

Feldspatneubildungen wurden ebenfalls in den Zementen der grobklastischen Gesteine (Abb. 4-7) beobachtet. Hier tritt Albit in Paragenese mit Quarz, Illit und Kalzit auf. Vermutlich handelt es sich bei diesen Bildungen um Alterationsprodukte der in den Sandsteinen enthaltenen Vulkanitklasten. So sind die Zemente überwiegend poikilitisch um solche Klasten angeordnet, auch um den Quarzdetritus wurde poikilitischer Quarz-zement beobachtet. Die Feldspatklasten in den Sandsteinen und Konglomeraten sind oft stark alteriert und bilden sekundäre Porositäten.

Die Albitneubildung setzt voraus, dass genügend Al^{3+} - und Na^{+} -Ionen in den Porenwässern enthalten sind. Die Auflösung smektitischer Tonlagen und die Alteration von Kalifeldspäten führen zur Freisetzung von Al^{3+} und Si^{4+} , wobei diese bei der Illit- und Albitneubildung wieder verbraucht werden. Die Reaktion der Zersetzung der Kalifeldspäte und deren Kaolinitisierung verläuft nach LAND & MILLIKEN (1981) folgendermaßen:



Die für die Reaktionsgleichung erforderlichen H^+ -Ionen werden bei der Dekarboxylierung organischer Partikel freigesetzt (u. a. RIEKEN 1988), welche sich durch eine Freisetzung von CO_2 auszeichnet. Das gebildete CO_2 wird im Porenwasser gelöst und führt zur Erhöhung der Konzentrationen von H^+ und HCO_3^- , wobei durch den H^+ -Verbrauch bei der Kalifeldspatzersetzung der pH-Wert steigt. Eine weitere Möglichkeit, um authigen Albit zu bilden, ist durch die Umwandlung von Plagioklasen gegeben, wobei nach LAND & MILLIKEN (1981) folgende Gleichung gilt:



Fasst man die Gleichungen 3 und 4 zusammen, fällt auf, dass Ca^{2+} und K^+ freigesetzt werden, während die externe Zufuhr von Na^+ notwendig ist. Diese Zulieferung erfolgt wahrscheinlich durch saline Fluidlösungen. Aus der Analyse der Flüssigkeitseinschlüsse ergibt sich generell eine Zunahme der $CaCl_2$ -Anteile gegenüber NaCl mit zunehmender Tiefe, was zu einem entscheidenden Teil als Ergebnis der Feldspat-Alteration betrachtet werden kann. Zudem liegen die mit Hilfe der Flüssigkeitseinschlussanalyse bestimmten Mineralbildungstemperaturen weit über 120 °C, wobei nach HOWER et al. (1976) die Stabilität der Kalifeldspäte oberhalb von 120 °C sehr gering ist.

4.2.6 Tonminerale (Illit, Chlorit, Kaolinit)

Tonminerale sind wichtige Faziesanzeiger in bezug zur Beckenentwicklung und kommen in fast allen bearbeiteten Proben mit Ausnahme des Zechsteins vor. Da bereits von HOTH (1993, 1997) und BRECHT (1999) grundlegende Arbeiten zu den Tonmineralen des NEDB existieren, soll hier nun eine kurze Beschreibung

sierung, in deren Zusammenhang auch die Fluorite gebildet wurden. Außerdem ist das paragenetische Vorkommen mit Anhydrit, Kalzit und Baryt ein weiteres Indiz für den Zechstein als Fluorlieferanten. Als weitere Quelle können ascendierende Tiefenwässer nicht ausgeschlossen werden, welche im Zusammenhang mit einem Tiefenpluton stehen könnten. KOCH (1994) meint außerdem nachweisen zu können, dass die Fluor-genese im Bereich der Teilschollen von Flechtingen und Calvörde mehrphasig und strukturgebunden verlaufen ist.

4.2.5 Feldspäte

Als authigene Feldspäte konnten entweder Albit oder selten Kalifeldspat (Adular) beobachtet werden. Weiterführende Untersuchungen der Feldspäte in den Rotliegend-Vulkaniten wurden bereits von BRECHT (1999) durchgeführt. Er zeigt, dass Matrixfeldspäte einen Anorthitgehalt von 1



Abb. 4-8: Fein verteilte Matrix-Illite in einer ursprünglichen Matrix aus vulkanischem Glas. Die ehemalige Perlittextur wird durch die Illite nachgezeichnet. (Probe Mbgl der Bohrung Meseberg-Ost 3/73; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

wahrscheinlich mit der Umwandlung von Feldspäten in Beziehung steht. Nach GAUPP (pers. Mitt. 2001) handelt es sich bei dem tangentialen Zement um eine detritische Bildung, welche sekundär rekristallisierte. In den Rotliegend-Vulkaniten beschreibt BRECHT (1999) vier Gruppen von Illit: a) Grundmasse-Illit (Abb. 4-8), b) Illit entlang von Rissen, c) Illit als Produkt der Serizitisierung von Feldspäten und d) Illit als Produkt der Alteration mafischer Minerale. Dabei konnte BRECHT (1999) keine Generationsfolge unterscheiden.

Die Bezeichnung „Illit“ stellt eine korn-größenabhängige Charakterisierung eines Kalium-Hellglimmers dar; zur Verdeutlichung werden im Folgenden alle authigenen Kalium-Hellglimmerbildungen als Illit bezeichnet, auch wenn sie die dafür nötige Korngröße überschreiten. Geochemisch lassen sich Hellglimmer in Muskovit, Margarit und Paragonit untergliedern. Eine weitere Mischkristallreihe existiert zwischen Muskovit und Leucophyllit, wobei die Kalium-Hellglimmer zwischen diesen beiden Endgliedern als Phengite bezeichnet werden.

Geochemisch sind die Illite der Vulkanite und der Sedimente meist phengitischer Zusammensetzung (vgl. Tafel 4f), was durch die Untersuchungen von BRECHT (1999) für die permokarbonen Vulkanite nachgewiesen wurde. Illit bildete sich während verschiedener diagenetischer und hydrothormaler Phasen. Dafür spricht, dass Illit in verschiedenen relativen Altersbeziehungen zu allen anderen Mineralbildungen steht. So wurde Illit häufig als letzte Mineralbildung (Tafel 7g) beobachtet. Oft ersetzt Illit zusammen mit Chlorit primäre Kluftfüllungen (Tafel 5h). In den Rotliegend-Sandsteinen ist es aber auch oft die älteste authigene Mineralbildung. Teilweise wird Illit in hydrothermalen Systemen in Kristallisationspausen von Quarz gebildet (Tafel 4c).

Für die Bildung von Illit gibt BJØRLYKKE (1983) mehrere Reaktionsgleichungen an, welche z. B. vereinfacht wie folgt dargestellt werden können:



Die Illitisierung von Kaolinit wird von TEICHMÜLLER et al. (1979) als temperatur- und teufenabhängig beschrieben. Sie geben an, dass etwa in einer Teufenlage von 3 km die Umwandlung beginnt und nach einer Übergangszone ab etwa 4 km sämtlicher Kaolinit entweder zu Dickit oder zu Illit umgewandelt wurde. Die smektitischen Bereiche können vor allem unter Aufnahme von Al^{3+} und K^+ zu Illit umgewandelt werden (z. B. Gleichung 4.5). Die Alteration von Kalifeldspäten (Gleichung 4.2) ist außerdem ein wichtiger Illit-Lieferant.

Chlorit

Authigene Chlorite wurden in den Karbon-Sedimenten, den permokarbonen Vulkaniten und in vulkanitnahen Rotliegend-Sandsteinen (nur in Bohrung Parchim 1/68, Pretzier 1/77) als Zemente, Mobilisate sowie Kluft- und Drusenfüllungen fast aller Bohrungen beobachtet. Dabei konnten sie im Dünnschliff an ihrer häufig blauen Interferenzfarbe sowie ihrer häufig grünen Färbung im Hellfeld identifiziert und von Hellglimmern unterschieden werden. Mit der REM-EDX-Analyse wurden oft eisenreiche Chlorite von seltener auftretenden magnesiumreichen Chloriten (Tafel 4g) unterschieden. Dabei kommen Chloritminerale als idiomorphe, pseudohexagonale Plättchen vor, die parallel oder radialstrahlig auf Kornoberflächen von authigenen Quarzen gewachsen sind (Tafel 4i), oder sie umhüllen weitere Minerale, wie Tafel 4h zeigt. Chlorit bildet häufig auch in Paragenese mit Illit die jüngsten Kluftgenerationen (Tafel 5h). In einem von HOTH (1993) beschriebenen Diagenese-Trend nimmt der volumenmäßige Anteil an Chlorit mit der Teufe zu, während der Karbonatanteil abnimmt, was z. B. auf folgende Gleichung von TEICHMÜLLER et al. (1979) zurückzuführen ist:

erfolgen. Als Tonmineralbildungen können Chlorit, Illit und Kaolinit unterschieden werden (Tafel 4), welche sowohl als Kluftfüllungen als auch als Zemente sekundärer Porenräume zu beobachten sind. Mit zunehmender Teufe scheint sich die Authigenese der Tonminerale komplizierter zu gestalten, was sich auch aus den relevanten Mineralreaktionen ableiten lässt. So wird z. B. aus Kaolinit oder Smektit Illit gebildet (Gleichungen 4.5, 4.6). Als Quelle der authigenen Chloritbildung wird ebenfalls Smektit vermutet. Mit zunehmender Teufe und Temperatur unterliegen die Tonminerale also immer weiteren Umwandlungsreaktionen, wie sie im folgenden für Illit, Chlorit und Kaolinit beschrieben werden.

Illit

In den klastischen Sedimenten tritt Illit in zwei Generationen auf. Die ältere Generation erscheint in Form einer tangentialen Umhüllung des Detritus (Tafel 6g-h), während die jüngere, spätdiagenetische Bildung

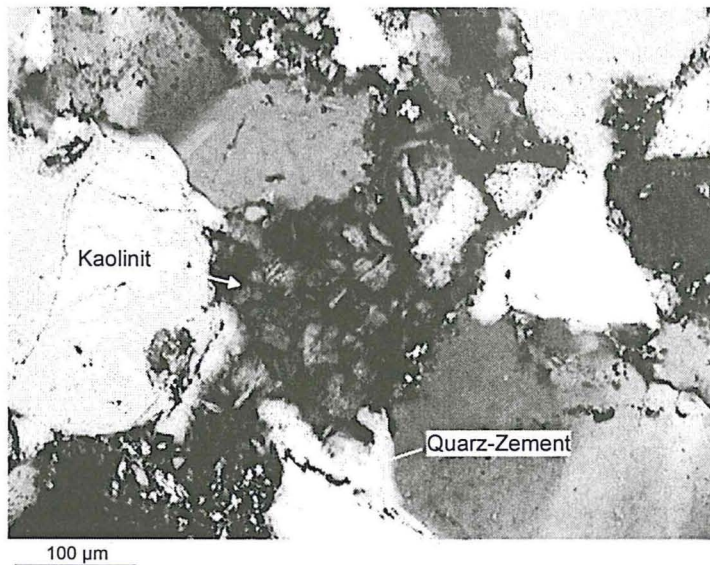
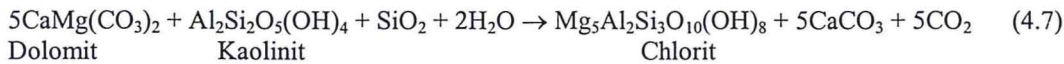
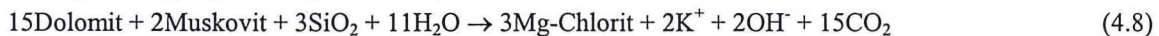


Abb. 4-9: Authigen gebildeter Kaolinit eines Karbon-Sandsteins der Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe Sde7; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

Da neben Kalzit häufig Siderit bzw. Ankerit und nicht Dolomit als Karbonatphasen identifiziert wurden (Abb. 4-1), sind eisenreiche, karbonatische Fluidlösungen als Quellen anzunehmen. Die ebenfalls aus diesen Wässern ausgefallenen Chlorite sollten somit chamositischen Charakter besitzen. BRECHT (1999) dokumentiert für die permokarbonen Vulkanite zwei Chloritgruppen, wobei die größere Gruppe einem Fe-betonten Chamosit und eine zweite Gruppe dem Mg-betonten Klinochlor zugeordnet wird. HOTH (1993) beschreibt für die Karbon-Sedimente mit zunehmender Teufe eine Veränderung von mehr chamositischen Chloriten zu Mg-reicheren Chloriten.

Beim Fehlen von Kaolinit sind nach HOTH (1993) als Reaktionspartner der Karbonate in Sedimentgesteinen Smektit, Illit und Muskovit für einen Temperaturbereich von 180 - 225 °C möglich. Als

Reaktionsgleichung ergibt sich (HOTH 1993):

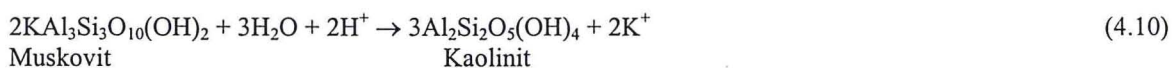
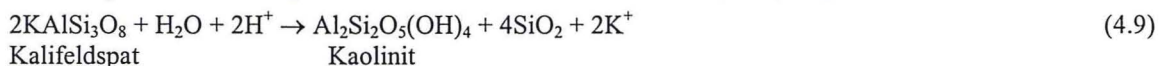


Als weitere Möglichkeit gibt HOTH (1993) ebenfalls die direkte Chloritbildung aus Hellglimmern an. HUEBSCHER (1990) beschreibt das Vorkommen von Chlorit in den oberen Partien einzelner „Vulkanitergüsse“, wobei die laterale Anordnung der chlorithaltigen Bereiche einen Hinweis auf die Migration mineralisierter Wässer gibt, welche das Gestein in diesen Bereichen alterierten.

Kaolinit, Dickit

Kaolinit konnte nur selten beobachtet werden. Dabei wurde einerseits diagenetisch gebildeter Kaolinit in sekundären Porositäten von Karbon-Sandsteinen (Abb. 4-9), und andererseits hydrothermal gebildeter Kaolinit in Paragenese mit Quarz identifiziert (Tafel 4a, b). Eine Unterscheidung der Mineralphase Dickit wurde nicht vorgenommen. Da Kaolinit unter erhöhten Temperaturen nicht stabil ist (HOWER et al. 1976, TEICHMÜLLER et al. 1979) wird dieser in leicht saurer Umgebung in Dickit umgewandelt, wobei der Nachweis von Dickit lediglich röntgenographisch erfolgen kann. Kaolinit ist ab etwa 120 - 150 °C nicht mehr stabil.

Die Kaolinit-Authigenese ist meist ein frühdia-genetischer Prozess, wobei ein leicht saures Milieu vorausgesetzt wird. In den untersuchten Proben erfolgte vorher die Bildung von Quarz-Zement (Abb. 4-9), so dass die Kaolinit-Zemente spätdia-genetisch entstanden sein müssen. Ursache hierfür ist wiederum eine diagenetische Umwandlung von meist Feldspat und seltener Muskovit, wobei Hoth (1993) folgende Gleichungen angibt:



Ausgelöst sein kann die Kaolinitbildung vor allem auch durch Karbonatlösung, die beobachtet werden konnte. Die hervorgerufene Veränderung des pH-Wertes führt zur Ausfällung von Kaolinit oder Dickit.

4.2.7 Erzminerale

Als Erzmineralisationen treten vor allem Sulfide (Pyrit, Galenit) und Oxide (Magnetit, Titanomagnetit, Hämatit und Titanit) auf. Sulfide wurden hauptsächlich in Bohrkernen der Bohrungen Parchim 1/68, Garlipp 1/68 und Huy-Neinstedt 1/85 sowie Proben der Steinbrüche des Flechtinger Höhenzuges beobachtet. Diese Bohrungen bzw. Aufschlüsse befinden sich im zentralen Bereich des Beckens und in der südlichen Störungszone. Der Pyrit tritt oft in Form idiomorpher kleiner bis mittelgroßer Einzelminerale oder Aggregate in permokarbonen Gesteinen auf. Meist ist er in Klüften oder parallel zu den Klüften sowie in Hohraumfüllungen zu beobachten. Seltener tritt er auch in Form epigenetischer Bildung als Zement in siliziklastischen Sedimenten (z. B. Bohrung Ela 1/84) auf. In Zechstein-Karbonaten und -Sulfaten tritt ebenfalls Pyrit als spätdia-genetische Bildung auf. Außerdem wurde er auch in triassischen Karbonat- und Anhydritgesteinen (z. B. Bohrung KdN 4/64) als idiomorphe Bildung beobachtet. Galenit konnte in einem Aufschluss bei Wanzleben im Keuper-

Dolomit paragenetisch mit Dolomit und Kalzit gefunden werden. Dabei waren die Minerale wiederum als idiomorphe Würfel ausgebildet. Titanit ist akzessorisch in den rhyolitoiden permokarbonen Vulkaniten in Form brauner, hochlichtbrechender Kristalle beobachtet worden. Die braune Farbe weist auf einen relativ hohen Eisengehalt hin. Teilweise wurde Titanit als sekundärer Saum um ältere Mineralbildungen identifiziert. Ebenfalls in den rhyolitoiden Vulkaniten wurden sekundäre Titano-Magnetit- und Magnetitminerale beobachtet. Der chemische Nachweis erfolgte mit der REM-EDS. Hämatit hingegen ist ein sehr weit verbreitetes Eisenoxid. Es ist im Prinzip in fast allen Proben in unterschiedlicher Ausbildung vertreten. So konnten neben roten feinkristallinen Hämatiten auch oft jüngere, bis 1 mm große, dünntafelige, metallisch glänzende Kristalle beobachtet werden. Hervorzuheben sind bis zu 1,5 m breite, ENE-WSW- streichende, steilstehende Hämatitgänge im Bereich des Flechtinger Höhenzugs (Steinbruch Bodendorf), die sich hier über hunderte von Metern verfolgen lassen. Zudem wachsen die silbern glänzenden Hämatite auf allen anderen sekundären Mineralbildungen auf, was eine junge Bildung dieser Mineralphasen belegt. In Sedimenten tritt er in Form idiomorpher kleiner Mineralneubildungen oder in Form von frühdiagenetischen Eisenoxid-Überzügen (Tafel 5c, 5d) auf. Oft ist zusätzlich noch der feinkristalline, rote Hämatit als junges Mobilisat vorhanden (Tafel 10 f).

4.2.8 Epidot, Orthit

Minerale der Epidotgruppe treten zum einen massiv in Blasenfüllungen der Basalte auf (Tafel 3e) und zum anderen akzessorisch als nadelig stengeliger, idiomorpher Orthit in Kluffüllungen der permokarbonen Vulkanite und der Karbon-Sedimente (Tafel 3g, 3h, 7a).

Epidot ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) kommt dabei paragenetisch mit Albit, Chlorit und/oder Kalzit vor und bildet flaschengrüne, flächige Drusenfüllungen aus z. T. strahligen Einzelkristallen. Die sekundäre Grünfärbung des Wirtsgesteins weist auf eine sekundäre Herkunft des Epidots hin. Weitere Untersuchungen wurden von BRECHT (1999) durchgeführt, der eine nähere Charakterisierung der Epidote im Bereich des NEDB vornahm. Danach sind die Epidote aus dem NEDB nicht als Temperaturindikatoren geeignet, allerdings ist die Mindestbildungstemperatur des Epidots von 200 °C angegeben. Die chemische Zusammensetzung der bearbeiteten Epidote ist Tafel 3d zu entnehmen.

Orthit ($(\text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$) kommt paragenetisch mit Quarz, Chlorit, Albit und Kalzit vor. Die chemische Zusammensetzung ist relativ kompliziert, da neben dem Hauptbestandteil Cerium eine

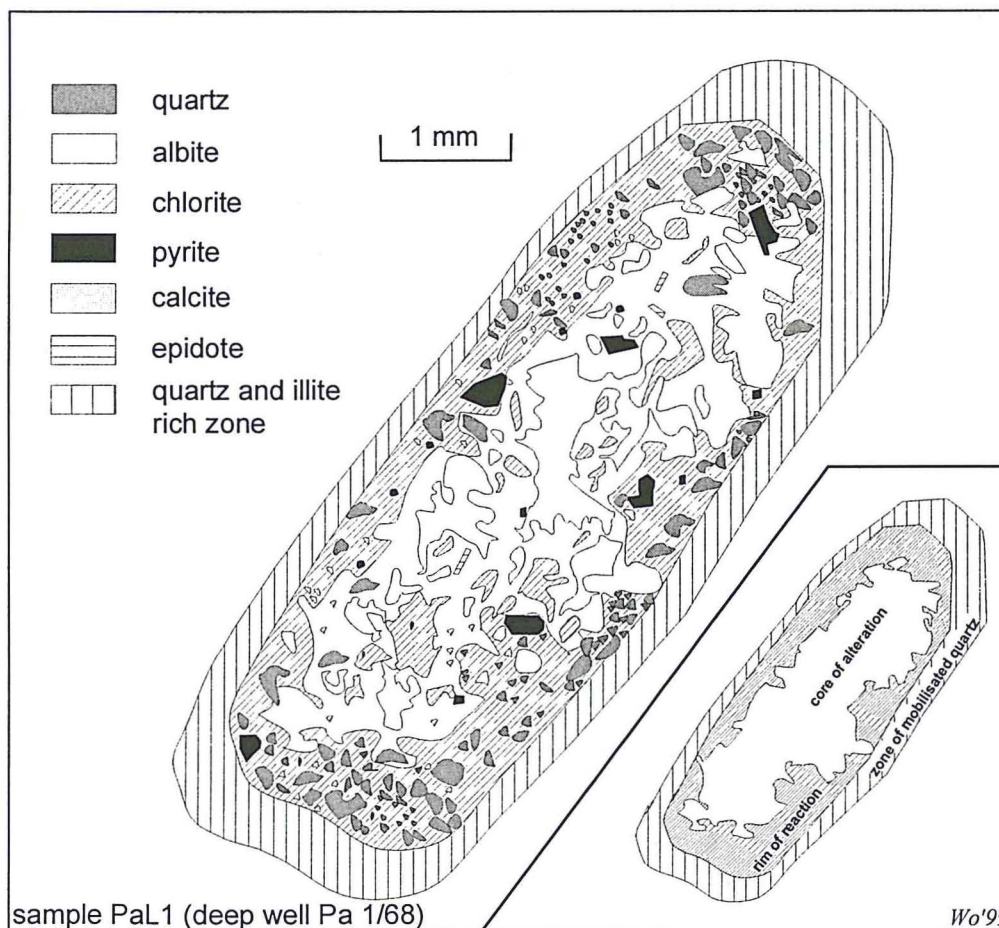
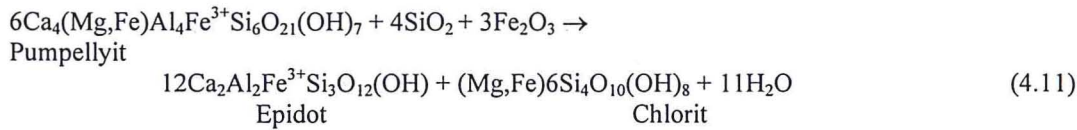


Abb. 4-10: Vollständig mit authigenen Mineralbildungen ersetzter Feldspat in den Rotliegend-Vulkaniten (vgl. Tafel 7d).

Reihe von SEE eingebaut sind (Tafel 3f). Orthit wurde vor allem in Proben der Bohrungen Mirow und Garlipp beobachtet.

Die Bildung von Epidot wird von HOTH (1993) mit der kontaktmetamorphen Überprägung karbonischer Sedimente in Verbindung gebracht. BRECHT (1999) beschreibt Epidot als Reaktionsprodukt heißer, wässriger, hydrothermalen Lösungen, welcher durch hydrothermale Aktivität gebildet worden ist. Er gibt als Bildungs-gleichung des Epidots an:



4.2.9 Auflösungs- und Ersetzungserscheinungen

In den bearbeiteten Gesteinen wurde eine große Anzahl von Lösungs- und Ersetzungserscheinungen beobachtet, z. B. Umwandlungsreaktionen in Anhydritgesteinen (Kap. 4.5). Ebenso fanden Reaktionen dieser Art in Kluftfüllungen statt, wobei hier oft Karbonate (z. B. Tafel 1c, 3a, 5h, 7f, 8a) und Sulfate (Tafel 5d, 2h) durch verschiedene Mineralphasen ersetzt wurden. Sehr wichtig sind in diesem Zusammenhang auch die Zersetzung und Umwandlung der Feldspäte. Die Bereiche ehemaliger Feldspäte sind z. T. durch die entstandenen authigenen Bildungen ersetzt. Zersetzungsbedingte Hohlräume bieten häufig Platz für Mineralausfällung aus migrierenden mineralisierten Wässern (Tafel 7d, Abb. 4-10). Oft sind auch korrodierte Quarze mit entsprechend ausgebildeten Hohlräumen zu beobachten. Als Ursache der Auflösungs- und Ersetzungserscheinungen werden hauptsächlich diagenetische Prozesse und Reaktionen angesehen. So kann beispielsweise die Dekarboxylierung von Kerogen und die damit verbundenen Erhöhung des CO₂-Gehaltes einerseits zur Erhöhung der Ca²⁺-Konzentration (Reaktionsgleichung 4.1) in der Porenlösung und bei Druckabnahme zur Ausfällung von Karbonat führen, und andererseits im CO₂-dominierten Milieu für die Auflösung von Karbonat verantwortlich sein. Eine weitere Möglichkeit ist die pH-Erniedrigung bei der Umwandlung von Smektit in Illit, welche als Ursache von Karbonatlösung angesehen werden kann.

4.3 Siliziklastische Sedimente

Mehr als 70 % der bearbeiteten Gesteinsproben entstammen dem Rotliegend, was vor allem auf die Verfügbarkeit des Probenmaterials zurückzuführen ist.

Abb. 4-11 zeigt die Fazies der Rotliegend-Sedimente bezüglich ihrer Position im NEDB. Im folgenden werden entsprechend Tab. 4-2 Konglomerate, Sandsteine, Silt- und Tonsteine sowie Grauwacken und Pelite charakterisiert.

Tab. 4-2: Beprobte siliziklastische Gesteine (in Klammer steht die Probenzahl aus dem Rotliegend).

Gestein	Anzahl der Proben	Mikrothermometrie	Stratigraphie
Konglomerate	6 (6)	6(6)	Rotliegend
Sandsteine	94 (59)	58 (37)	Karbon bis Kreide
Silt- und Tonsteine, Pelite	39 (37)	29 (27)	Karbon-bis Buntsandstein
Grauwacken /Pelit	3 / 5	3 / 4	Oberkarbon

4.3.1 Konglomerate und Fanglomerate (Schuttfächerfazies)

Die meisten der bearbeiteten grobklastischen Sedimente stammen aus der Parchim-Formation (Abb. 4-11). Die Schüttung dieser Gesteine erfolgte oft in etwa nordöstliche Richtung (GAST 1988). Neben den breitflächig auftretenden Konglomeraten und Fanglomeraten sind auch Rinnenfüllungen (Wadis) und teilweise Einschaltungen von äolischen Sandsteinen im NEDB beobachtet worden, wobei der Transport der äolisch eingewehten Sande aus nordöstlicher Richtung erfolgte (GAST et al. 1998). Bei den bearbeiteten sechs Konglomeratproben handelt es sich um matrixgestützte Sedimente (Abb. 4-12), wobei die Matrix der gut zementierten Gesteine meist sandig-tonig (Tafel 6f) ausgebildet ist. Die einzelnen Klaster sind meist angerundet und linsenförmig, selten eckig oder gut gerundet. Die Korngröße variiert zwischen 0,2 und 4 cm und das lithologische Spektrum ist sehr variabel. So wurden Quarzgehalte von ca. 40 - 65 % beobachtet; in einer Probe sind nur 8 % Quarzdetritus enthalten ist. Der Feldspatanteil beträgt häufig 2 - 12 %, wobei es sich meist um Plagioklase handelt. Die Gesteinsbruchstücke mit Gehalten bis 87 % setzen sich zum größten Teil aus rhyolitischen und dazitischen Laven, Ignimbriten und mafischen Gesteinen zusammen. Selten wurden Klaster von Sandsteinen beobachtet. Eine zusammenfassende Klassifizierung der Konglomerate und Sandsteine zeigt Abb. 4-13.

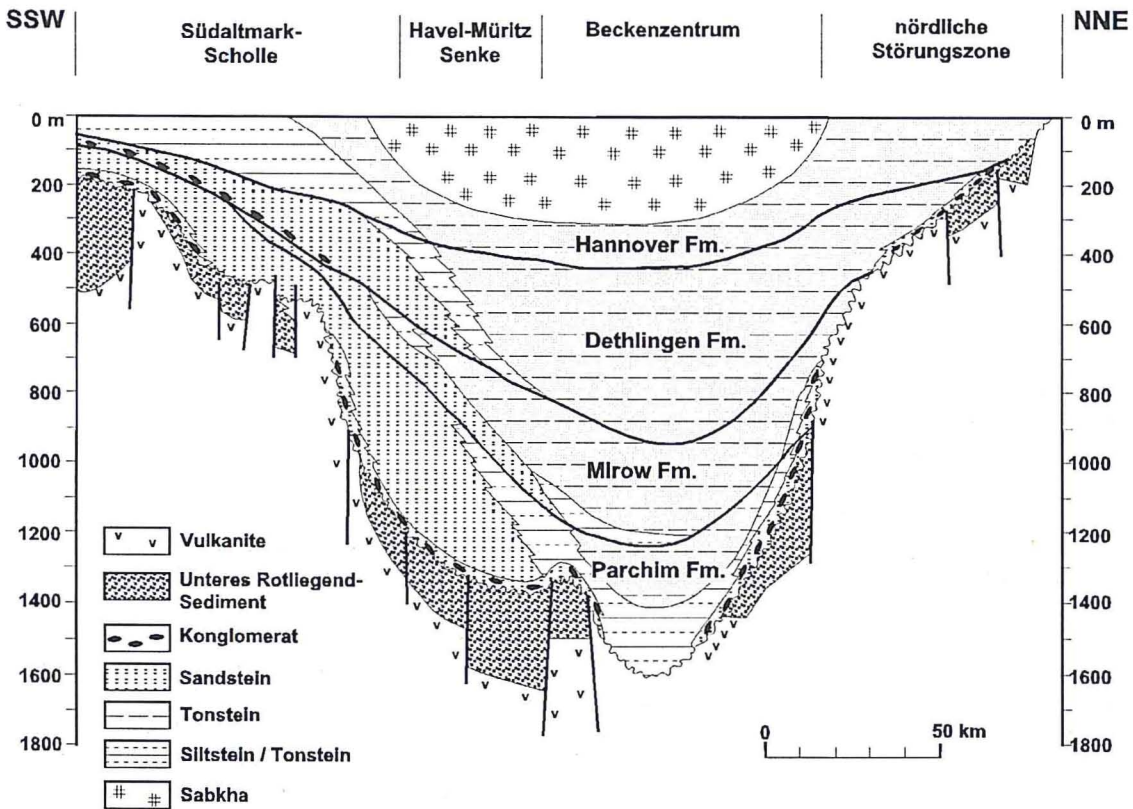


Abb. 4-11: Schematisches NNE-SSW-Profil des Beckens in Bezug zu den Rotliegendesteinen (nach LINDERT et al. 1990, MCCANN 1998).

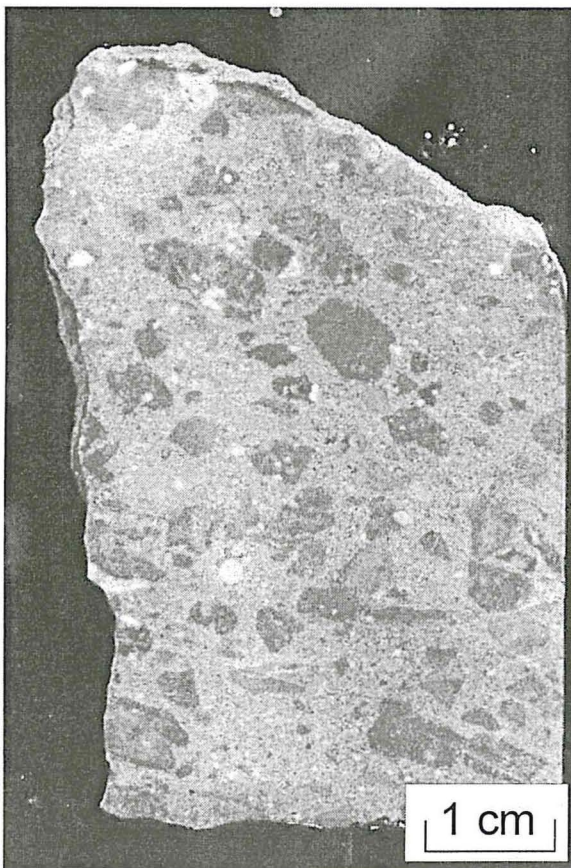


Abb. 4-12: Feinkörniges, matrixgestütztes Rotliegend-Konglomerat (Probe Mi10; Bohrung Mirow 1/74).

Das sedimentäre Gefüge der Konglomerate reicht von paralleler Schichtung bis zu mehr oder weniger ungeschichteten Gesteinen. Es wurde auch Wechselagerung mit grobkörnigen Sandsteinen beobachtet. Interpretiert wird die Ablagerungsfazies als fluviatile Schuttfächer-Ablagerung. Als authigene Mineralbildungen wurden eine Reihe von Porenraumzementen beobachtet, welche 5 - 10 %, in einem Falle sogar 30 % des Gesamtvolumens ausmachen. Es handelt sich häufig um Kalzit-, Dolomit-, Quarz- und seltener Albit-, Illit-, Chlorit- und Pyritzemente. Die Konglomerate sind meist gut zementiert und somit sind die Porositäten und Permeabilitäten eher gering. Selten treten sekundäre Porositäten aufgrund von Feldspatzersetzung auf. Authigenen Mineralzemente und -bildungen werden gesondert in Kapitel 4.3.5 beschrieben.

4.3.2 Sandsteine (fluviatile und äolische Fazies)

Wie aus Abb. 4-13 hervorgeht, handelt es sich bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Sandsteinen nach der Klassifikation von PETTIJOHN et al. (1973) um Quarzarenite bzw. Litharenite aus dem Karbon bis zur Kreide.

Besonderes Augenmerk lag auf der Bearbeitung der Rotliegend-Sandsteine, welche hier zusammen mit den Oberkarbon-Sandsteinen beschrieben werden sollen. Meist handelt es sich um fluviatile Bildungen (Abb. 4-11). Sie sind oft rot gefärbt, weisen in einigen Bereichen auch Entfärbung auf. Die karbonischen Sandsteine und Grauwacken im südlichen Beckenbereich (Bohrung Eldena 1/74 etc.) sind oft dunkelgrau, wogegen die

Rotliegend-Sandsteine dieses Bereiches weiß oder mittelgrau sind. Der Quarzgehalt dieser Sandsteine beträgt 45 - 70 %, in Ausnahmefällen sogar 80 %. Sandsteine, welche Hinweise auf aquatische Umlagerung oder hohen äolischen Eintrag anzeigen, sind durch eine hohe kompositionelle Reife charakterisiert. Äolisch eingetragene Körner sind immer wieder durch einzelne Lagen oder isolierte, etwa 1mm große gut gerundeter Quarzkörner zu erkennen. Der Feldspatanteil beträgt 3 - 13 %, wobei häufig anorthitreiche Plagioklase und seltener, in geringen Gehalten, Kalifeldspäte enthalten sind.

Die Feldspäte, welche in den Vulkanit-Klasten enthalten sind, sind meist stark angelöst und werden durch orange lumineszierenden Kalzit verdrängt. Gesteinsbruchstücke sind bis zu 43 % enthalten, wobei die durchschnittlichen Gehalte von 1 - 15 % variieren (vgl. Abb. 4-13). Dabei überwiegt sehr deutlich der Anteil an Vulkanit-Geröllen gegenüber den Bruchstücken von Sedimenten oder Metamorphiten. Die Anteile der tonig-siltigen, hämatithaltigen Matrix schwanken zwischen 1 % und 26 %, wobei allerdings nicht klar ist, ob es sich hierbei um echte Matrix oder Pseudomatrix handelt. Es wurden teilweise weiche Klasten durch Kompaktion in den Porenraum eingepresst. Äolische Sandsteine sind relativ selten und stammen oft aus Bohrungen vom südlichen Beckenrand. Charakteristisch ist neben Kornverteilung, Kornform und Sortierung auch das Spektrum an diagenetischen Mineralbildungen. Die äolischen Sandsteine sind entweder gut kalzitisch zementiert (Abb. 4-15), oder die Porenräume sind durch Tonmineralneubildungen gefüllt. Dies lässt sich oft schon im Röntgen-Diffraktogramm ersehen (Abb. 4-15). Dabei ist in diesen Sandsteinen kaum Matrix vorhanden. Die fluviatilen Sandsteine enthalten meist kalzitisch-dolomitische oder frühdiagenetische Anhydritzemente und z. T. hohe Matrixgehalte. Sie sind schlecht sortiert und weisen eine bimodale Kornverteilung auf; die Einzelkörner sind häufig nur angerundet.

WEIHE (1997), der die Rotliegendgesteine des polnischen Beckens bearbeitete, konnte anhand der ternären Diagramme (Quarz - Feldspat - Gesteinsbruchstücke) äolische Ablagerungen von fluviatilen unterscheiden. Die äolischen Ablagerungen befinden sich in der Quarz-dominierten Ecke (Quarzgehalt >75 %) und die fluviatilen Ablagerungen sind meist als Lith-arenite mit Quarzgehalten von 25 - 75 % charakterisiert.

Eine solche Gliederung ist nach den hier vorliegenden Untersuchungen nicht möglich, da der Anteil an Gesteinsbruchstücken in den äolischen Sandsteinen oft relativ hoch ist. Auch geochemisch ist keine Unterscheidung von äolischen und fluviatilen Sandsteinen möglich. Allerdings lassen sich mit Hilfe der Geochemie möglicherweise die Sandsteine des Karbons, des Unter- und des Ober-Rotliegend unterscheiden (Abb. 4-14). So haben die karbonischen Sandsteine niedrigere Na_2O , CaO und MnO -Gehalte sowie höhere Al_2O_3 , K_2O und TiO_2 -Gehalte als die Rotliegend-Sandsteine. Für eine umfassende Gliederung sind weitere Untersuchungen notwendig. Die Geochemie der Rotliegend-Sandsteine spiegelt deutlich die bimodalen permokarbonen Vulkanite als Liefergesteine wieder, was bereits von MCCANN (1998) beschrieben wurde. Die Datenpunkte befinden sich generell im Bereich der PM-, ACM-, OIA- und CIA-Felder (Abb. 4-14).

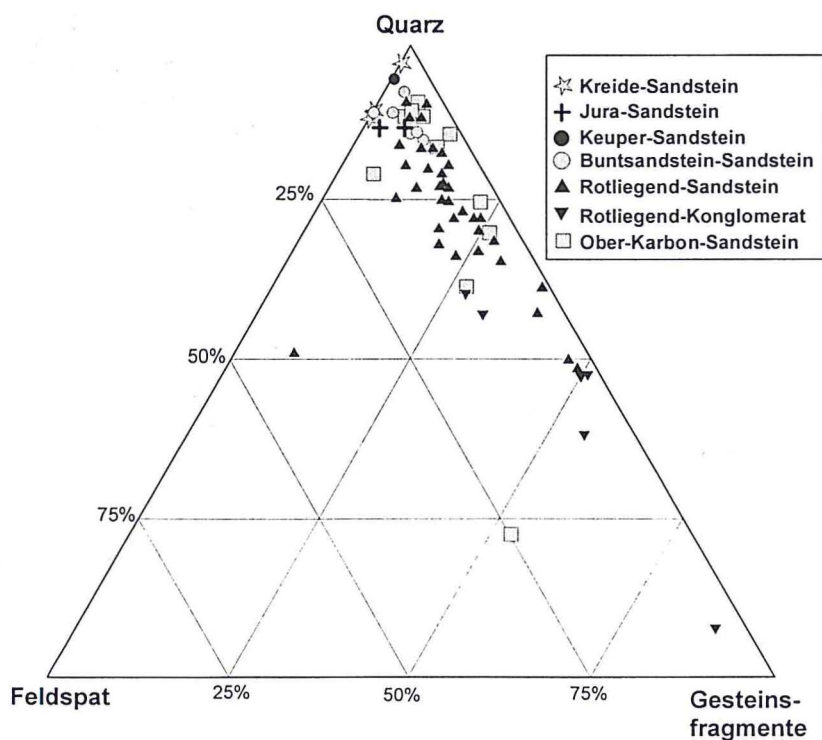


Abb. 4-13: Petrographie der bearbeiteten Sandsteine im ternären Diagramm.

Eine solche Gliederung ist nach den hier vorliegenden Untersuchungen nicht möglich, da der Anteil an Gesteinsbruchstücken in den äolischen Sandsteinen oft relativ hoch ist. Auch geochemisch ist keine Unterscheidung von äolischen und fluviatilen Sandsteinen möglich. Allerdings lassen sich mit Hilfe der Geochemie möglicherweise die Sandsteine des Karbons, des Unter- und des Ober-Rotliegend unterscheiden (Abb. 4-14). So haben die karbonischen Sandsteine niedrigere Na₂O, CaO und MnO-Gehalte sowie höhere Al₂O₃, K₂O und TiO₂-Gehalte als die Rotliegend-Sandsteine. Für eine umfassende Gliederung sind weitere Untersuchungen notwendig. Die Geochemie der Rotliegend-Sandsteine spiegelt deutlich die bimodalen permokarbonen Vulkanite als Liefergesteine wieder, was bereits von MCCANN (1998) beschrieben wurde. Die Datenpunkte befinden sich generell im Bereich der PM-, ACM-, OIA- und CIA-Felder (Abb. 4-14). Dies spiegelt die Vielzahl an unterschiedlichen Ausgangsgesteinen wider. OIA-Sedimente werden nach BATHIA (1983) im Bereich eines tholeiitischen Inselbogens abgelagert. Somit ist für Sedimente, welche eine OIA-Signatur aufweisen, als Ausgangsgestein ein tholeiitischer Basalt anzunehmen. Nach MCCANN (1998) lässt sich schlussfolgern, dass die Rotliegend-Sandsteine der Felder PM/ACM in einem stabilen tektonischen Environment

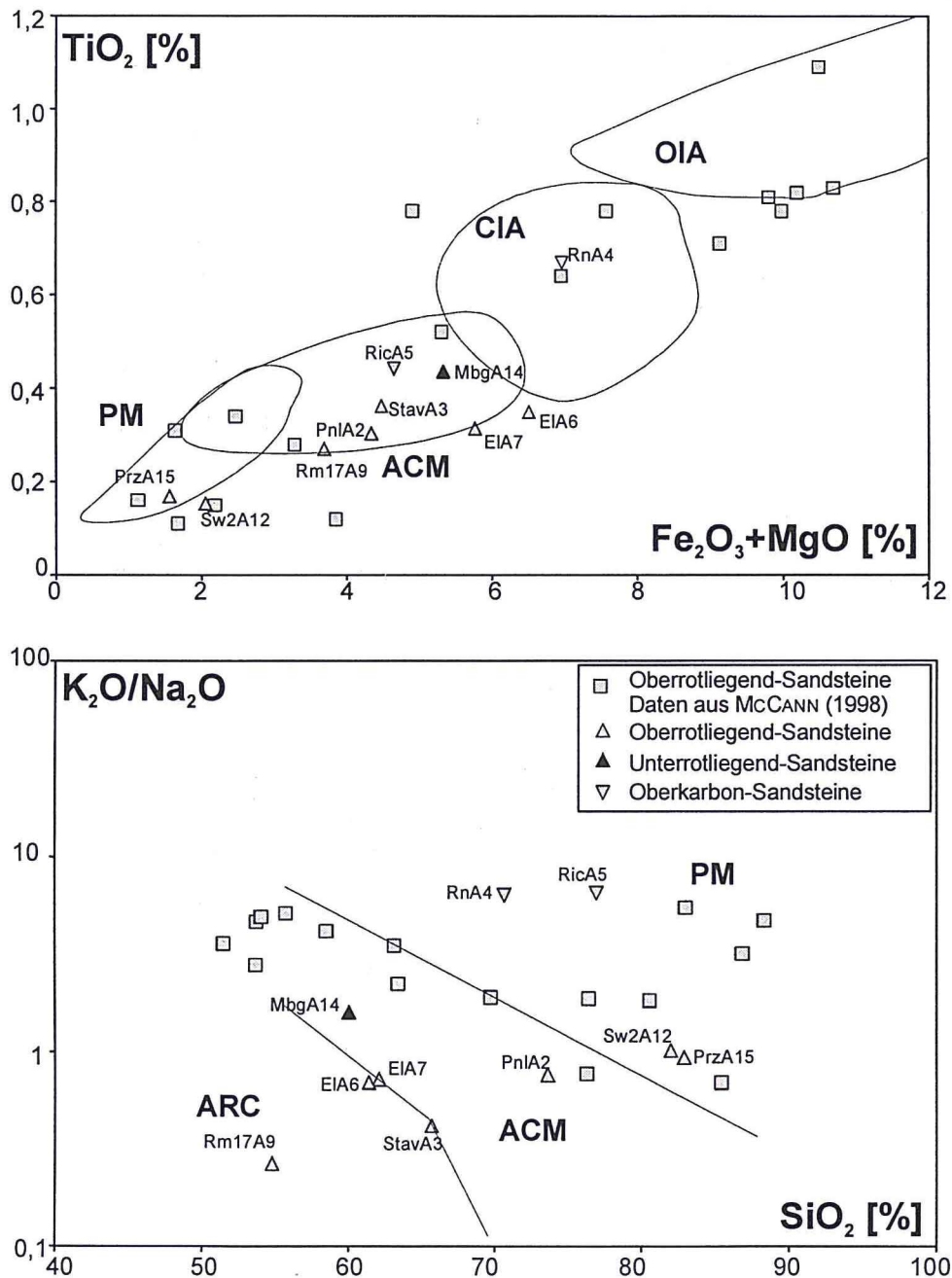


Abb. 4-14: Geochemische Charakterisierung der Sandsteine nach BHATHIA (1983), ROSER & KORSCH (1986) und MCCANN (1998) mittels RFA.

PM = passiver Kontinentalrand, ACM = aktiver Kontinentalrand, ARC = Vulkanitgürtel, CIA = kontinentaler Inselbogen, OIB = ozeanischer Inselbogen.

abgelagert wurden. Dabei sind die Liefergebiete zum einen das variszische Hinterland und zum anderen die permokarbonen Vulkanite des NEDB.

Des Weiteren wurden fünf Sandsteinproben aus dem Mittleren Buntsandstein bearbeitet, die alle aus der Bohrung Schilde 1/69 stammen. Dabei handelt es sich wiederum um Sedimente mit hoher kompositioneller Reife. Die Klasten sind meist gut gerundet und der Quarzanteil ist sehr hoch (Abb. 4-13). Matrix ist nur sporadisch enthalten. Eine Probe (Sde1) enthält allerdings einen Matrixgehalt von 20 % und außerdem sind bei dieser Probe detritische Hellglimmer enthalten. Das legt die Vermutung nahe, dass dieser Sandstein fluvial gebildet wurde. Die älteren Sandsteine des Buntsandsteins dieser Bohrung enthalten etwa 15 % Porenraumzemente von Quarz, Karbonat und Anhydrit. Dabei ist der Karbonatanteil der Probe Sde6 mit 29 % etwa doppelt so hoch, wie der Gesamtzementanteil anderer Proben der Bohrung Schilde 1/69.

Die Sandsteine des Juras und des Keupers sind ebenfalls gut sortiert und gerundet. Im Gegensatz zu den Kreide-Sandsteinen enthalten diese jedoch einen Karbonatzement, welcher 27 - 37 Vol. % ausmacht. In kleineren Konzentrationen sind noch Hämatit sowie Limonit in den Quarzareniten enthalten. Die Sandsteine wurden wahrscheinlich marin gebildet.

Die kreidezeitlichen Heidelberg-Sandsteine aus dem nördlichen Harzvorland (Teufelsmauer) sind quarzitisch zementierte, gut sortierte und gerundete Strandablagerungen (KNAPPE & TRÖGER 1988), welche eine sehr hohe kompositionelle Maturität besitzen. Da diese Gesteine nie einer großen Versenkung unterlagen, müssen die Quarzimente frühdiaogenetisch gebildet worden sein. Die quarzischen Lagen scheinen an bestimmte Horizonte gebunden zu sein, deshalb liegt die Vermutung nahe, dass die Zemente aus SiO_2 -reichen Wässern ausgefällt wurden, welche im Zusammenhang mit der kreidezeitlichen Heraushebung des Harzes stehen.

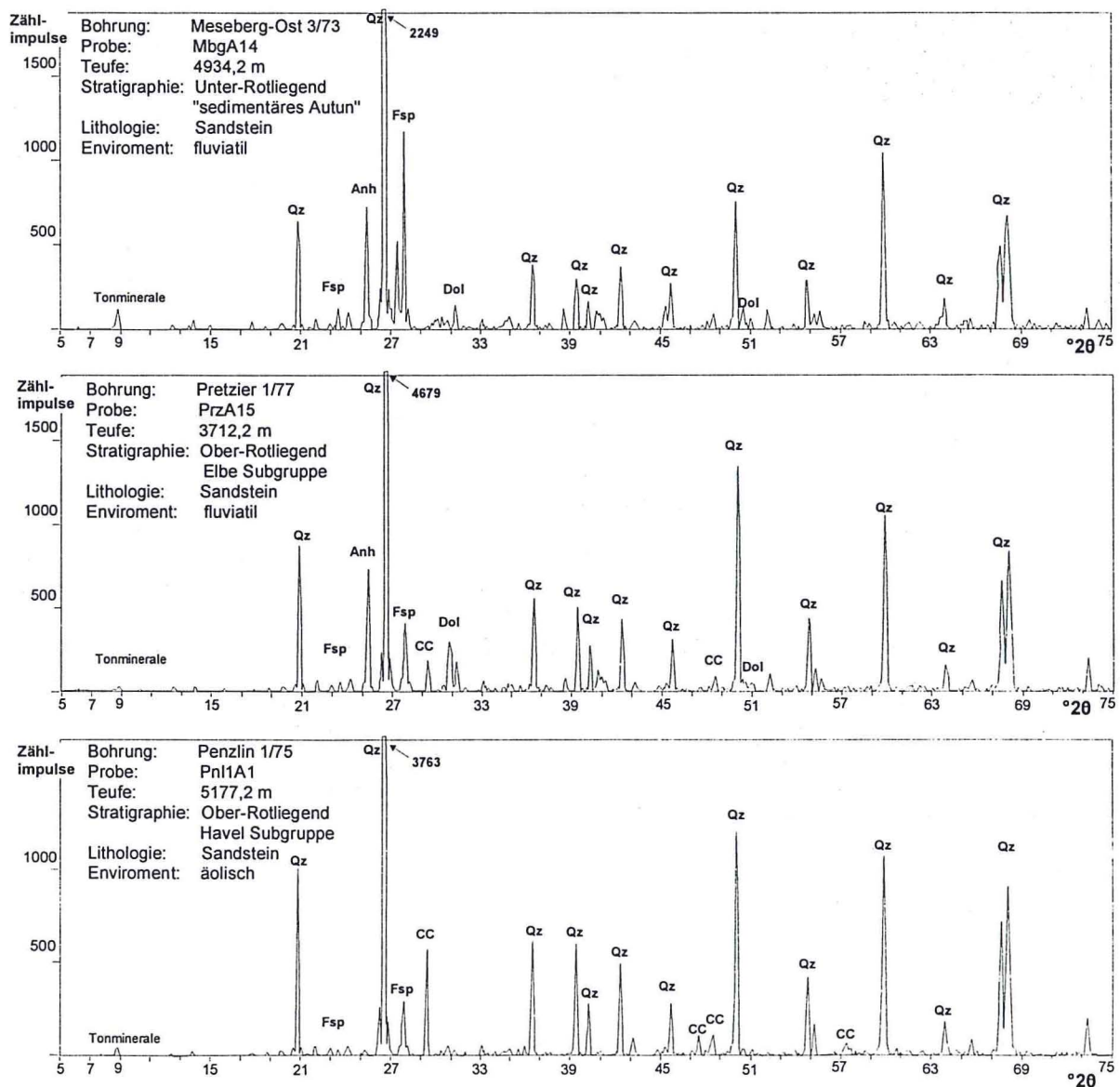


Abb. 4-15: Röntgendiffraktogramme von drei ausgewählten Sandsteinproben des Rotliegendes.

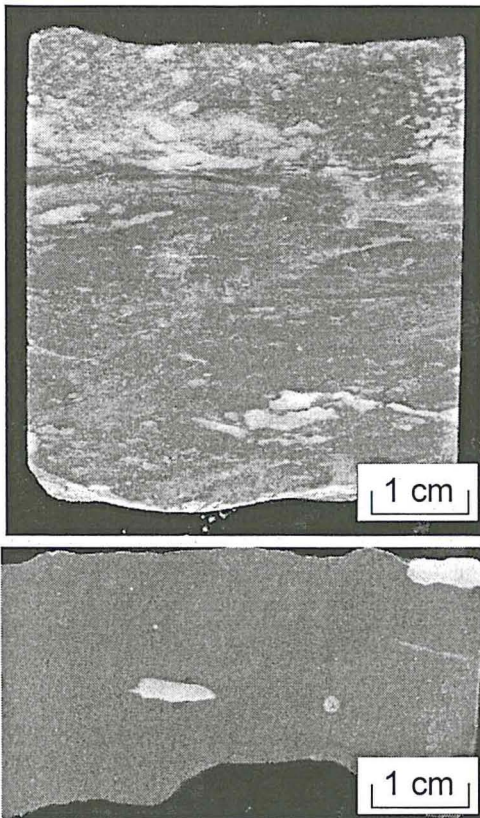


Abb. 4-16: Haloturbate Gefüge (oben, Probe Pnl7) und Anhydritkonkretionen (unten, Probe Pnl6) in Silt-Tonsteinen der Bohrung Penzlin 1/76.

4.3.3 Silt- und Tonsteine (Sabkha-Fazies)

Schematisch ist das Vorkommen der Silt- und Tonsteine des Rotliegend im NEDB in Abb. 4-11 dargestellt. Deutlich wird der hohe Volumenanteil dieser feinkörnigen Ablagerungen. Die evaporito-klastischen Sedimente, d. h. in einer evaporitischen Sand-Ton-Ebene abgelagerten Gesteine, sind meist siltige, rotbraune Siliziklastika mit Einschaltungen von 1 - 15 cm mächtigen fluviatilen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen. Bei den sehr feinkörnigen Gesteinen werden die wenigen primären Porositäten durch kalzitische und anhydritische Zemente ausgefüllt. Der feinkörnige Detritus setzt sich oft aus mäßig sortierten, schwach angerundeten Körnern zusammen. Diese Körner (meist Quarz), lagern in einer Matrix, welche sich aus Tonmineralen, Eisenoxiden und -hydroxiden zusammensetzt.

Charakteristisch sind frühdiagenetische Anhydritkonkretionen, die in ihrer Ausbildung dem „Perlen-Anhydrit“ (Kap. 4.4.3) der Zechsteinanhydrite ähneln sowie sogenannte Adhäsionsstrukturen, besonders im Bereich der Sabkha-Fazies (Abb. 4-16). Die Anhydritkonkretionen sind oft boudinartig ausgebildete, 0,5 - 4 cm große, weiße Einschlüsse im roten Tonstein, welche sich teilweise auch zu schichtparallelen Strukturen anordnen. Sie werden häufig als Indiz für einen dicht unter der Oberfläche befindlichen Grundwasserspiegel gedeutet, wobei der primär ausgefällte Gips im Verlaufe seiner diagenetischen Entwicklung dehydriert und in Anhydrit umgewandelt wird. Dieser Prozess wird vor allem durch die Temperatur und die Salinität des Porenwassers gesteuert (FÜCHTBAUER 1988). Adhäsionsstrukturen treten vor allem in der Nähe der Zechsteinanhydrite auf. Unterschieden werden können diese Strukturen nach ihrer Ausbildung in Adhäsionsrippel, Adhäsionswarzen und Adhäsionsschichtungen

(FÜCHTBAUER 1988). Ihr Auftreten steht im Zusammenhang mit äolisch bewegten Sandkörnern auf feuchten Oberflächen (FÜCHTBAUER 1988).

4.3.4 Prä-Perm-Sedimente

An prä-permischen Sedimenten können der Lithologie nach Sandsteine und kohlenstoffreiche Tonsteine unterschieden werden. Eine umfangreiche Bearbeitung der Präperm-Sedimente erfolgte im Rahmen der Dissertation von HOTH (1993).

Die variszische Faltungs- und Deformationsintensität nimmt generell von Süden (Harz) nach Norden ab (HOTH 1993, 1997). Im Bereich der subherzynen Senke (Abb. 2-1) sind schwarze Tonsteine des Devons geschiefert (Bohrung HuyNei 1/85). Im Gebiet der Flechtinger Scholle und der Altmark, südlich der sogenannten Variszischen Deformationsfront (vgl. Abb. 2-1, 2-2), treten nur noch schwach geschieferte Ablagerungen auf. Allerdings wurden die in diesem Bereich befindlichen, präpermischen Sedimente stark durch die Kompressionstektonik der Varisziden beeinflusst und thermal überprägt (Bohrung Eldena 1/74, Pröttlin 1/82, Bohrung Parchim 1/68). HOTH (1993, 1997) weist erhöhte Inkohlung nach und beschreibt für die dunkelgrauen Sedimente eine Reihe von diagenetischen und schwach metamorphen Umwandlungsreaktionen. Die wichtigsten Prozesse sind eine intensive Chloritisierung, Quarzlösung und Quarzzementation sowie die Rekristallisation der Matrix von matrixreichen Gesteinen. Die detritische Zusammensetzung der Sandsteine ist in Abb. 4-13 dargestellt. Die Pelite bestehen aus dünnen, 1 - 3 mm mächtigen Wechsellagen von siltigen Tonsteinen mit Tonsteinen. Der Detritus ist eingeregelt und parallel zur Schichtung deformiert. Grauwacken treten in den Bohrungen Roxförde 2/64, Dreileben 3/70 und Pröttlin 1/82 auf. Die detritische Zusammensetzung entspricht wiederum Lithareniten (Abb. 4-13); der Matrixgehalt beträgt 15 - 25 %. Die Quarz- und Feldspatkörner sowie Lithoklasten sind nur sehr schwach gerundet und eingeregelt.

Die präpermischen Sedimente nördlich der Variszischen Deformationsfront (Abb. 2-2) sind durch die variszische Orogenese kaum beeinflusst. Die roten Sand- und Siltsteine, aufgeschlossen beispielsweise in den Bohrungen Rügen 1/63 und Richtenberg 4/65, ähneln in ihrer Zusammensetzung und Ausbildung stark den Rotliegend-Sedimenten und sind zusammen mit diesen in Kap. 4.2.2 beschrieben. Bei den oft nur rudimentär enthaltenen karbonatischen Kluftfüllungen handelt es sich, im Gegensatz zu den Kluftfüllungen des Rotliegend, ausschließlich um Siderite und Ankerite. Diese werden sekundär durch Quarz, Chlorit und Illit verdrängt. Als Zemente treten neben den Chlorit- und Illitbildungen vor allem Quarz, Dolomit und Pyrit auf.

4.3.5 Diagenese der siliziklastischen Gesteine

Die Sandsteine weisen aufgrund unterschiedlich durchlaufener Diagenesestadien sehr unterschiedliche Porenraumfüllungen auf. Neben den verschiedenen Mineralphasen sind Lösungs- und Ersetzungserscheinungen zu beobachten. GAUPP (1994) schlägt zur Typisierung von Sandsteinen in Bezug zu den enthaltenen diagenetischen Mineralbildungen eine Klassifikation vor, welche im Rahmen der vorliegenden Arbeit geringfügig modifiziert (Typ SB, IC, IM, SB-D) und um weitere Typen erweitert wurde (SB-A, SB-D, SB-AD, Q, IQK, HäK; Abb. 4-17). Alle untersuchten grobkörnigen Siliziklastika wurden entsprechend typisiert.

1. Sabkha-Typ (SB)

Der Porenraum der Sandsteine ist bis zu 40 % mit Anhydrit, Kalzit, Quarz und Albit gefüllt, wobei eine frühdiagenetische Zementation durch den direkten Korn-Zement-Kontakt nachweisbar ist. Spätdiagenetische Rekristallisationen und Mineralneubildungen sind ebenfalls zu beobachten.

2. Dolomit-Typ (SB-D)

Dieser Diagenesetyp ist charakterisiert durch frühdiagenetisch gebildete anhedrale sowie poikilitische Dolomitmikrokristalle. Er stellt auch einen Untertyp des SB-Typs dar. Teilweise sind die Kristalle durch Hämatit umhüllt. Die Dolomitkristalle werden sehr häufig von spätdiagenetischen Kalziten verdrängt.

3. Anhydrit-Dolomit-Typ (SB-AD)

Der Anhydrit-Dolomit-Typ stellt eine frühdiagenetische Bildung dar und ist ebenfalls als Untertyp des SB-Typs zu betrachten. Frühe Anhydritkristalle wurden teilweise gelöst und der entstandene Porenraum unvollständig mit Hämatit beschichtet und anschließend mit poikilitischem Dolomitkristall (Satteldolomit) ausgefüllt. Kalzit ersetzte z.T. spätdiagenetisch die frühdiagenetischen Porenraumfüllungen.

4. Anhydrit-Typ (SB-A)

Anhydrit wurde in Porenräumen frühdiagenetisch ausgefällt, welcher teilweise durch Dolomitkristalle ersetzt wurde. Dieser Anhydrit-Typ ist ein spezieller Typ des SB-Typs.

5. Illit-Hüllen-Typ (IC; „illite coating“)

In Bereichen, wo keine Quarz-, Albit- und Kalzitkristalle vorhanden sind, ist teilweise eine tangential Illit-Umhüllung der Sedimentkörner zu beobachten. Die Herkunft dieser Illite wird einerseits als Einschwemmungen von Tonmineralen, andererseits als Ausfällungsprodukte aus Lösungen betrachtet (GAUPP 1994). Diese auch als sehr „unreif“ bezeichneten Sandsteine weisen in den Porenräumen in Folge von Kompaktion eine sogenannte Pseudomatrix auf, welche sich aus authigenen und detritischen Tonmineralen zusammensetzt.

6. Maschenillit-Typ (IM)

Plattig und fibrös ausgebildete Illite wachsen auf Kornflächen und in primären sowie sekundären Porenräumen. Nach Gaupp (1994) ist die Bildung dieser Illite im Zusammenhang mit saueren Porenwässern aus den Lagen der Karbonkohlen zu deuten, wobei die Migration der Wässer im Rahmen der frühkimmerischen Bewegungen stattfand.

7. Quarz-Typ (Q)

Dieser Zementtyp wurde lediglich in den Kreidesandsteinen der Teufelsmauer beobachtet, wobei die Entstehung der Quarz-Zemente wahrscheinlich auf die Ausfällung aus Grund- und Oberflächenwässern zurückzuführen ist. So sind die Silifizierungen an bestimmte Lagen in den Sandsteinen gebunden. Eine Drucklösung durch Kompaktion kann aufgrund der geringen Überlagerung der Sandsteine ausgeschlossen werden. Eine Ausfällung aus aufsteigenden, thermalen Tiefenwässern ist ebenfalls nicht wahrscheinlich, da die gefundenen Flüssigkeitseinschlüsse extrem klein und einphasig (wässrig) sind. Nach REYNOLDS & GOLDSTEIN (1994) spricht das Vorkommen von einphasigen, wässrigen Einschlüssen für Bildungstemperaturen <50 °C.

8. Hämatit-Kaolinit-Typ (HäK)

Entsprechende fluviatile Sandsteine zeichnen sich durch detritische Muskovite und Chlorite aus und entstammen oft der karbonischen Schichtenfolge.

Frühdiagenetisch gebildete unvollständige Hämatitsäume wurden thermal überprägt und sind mikroskopisch als rote, idiomorphe Hämatitplättchen zu identifizieren. Sekundär erfolgte eine Füllung des Porenraumes durch Quarz-Zemente, wobei anschließend die teilweise Lösung dieser Zemente stattfand, was möglicherweise im Zusammenhang mit der Alteration von detritischen Feldspäten steht. In Zwickeln konnten auch Kaolinitkristalle (Abb. 4-9), oder deren Hochtemperaturmodifikation Dickit beobachtet werden.

9. Illit-Quarz-Karbonat-Typ des südlichen Beckenrandes (IQK)

Die komplex ausgebildeten Zemente dieses Typs wurden ausschließlich im Bereich der südlichen Störungszone identifiziert. Als frühe diagenetische Bildungen konnten tangentiale frühdiagenetische Illite beobachtet werden, welche detritische Körner umhüllen. Spätdiagenetische Kalzitkristalle füllten den Porenraum und wurden sekundär gelöst. Die sekundären Porenräume wurden anschließend mit authigenen Illiten beschichtet und der noch vorhandene Porenraum mit Quarz gefüllt.

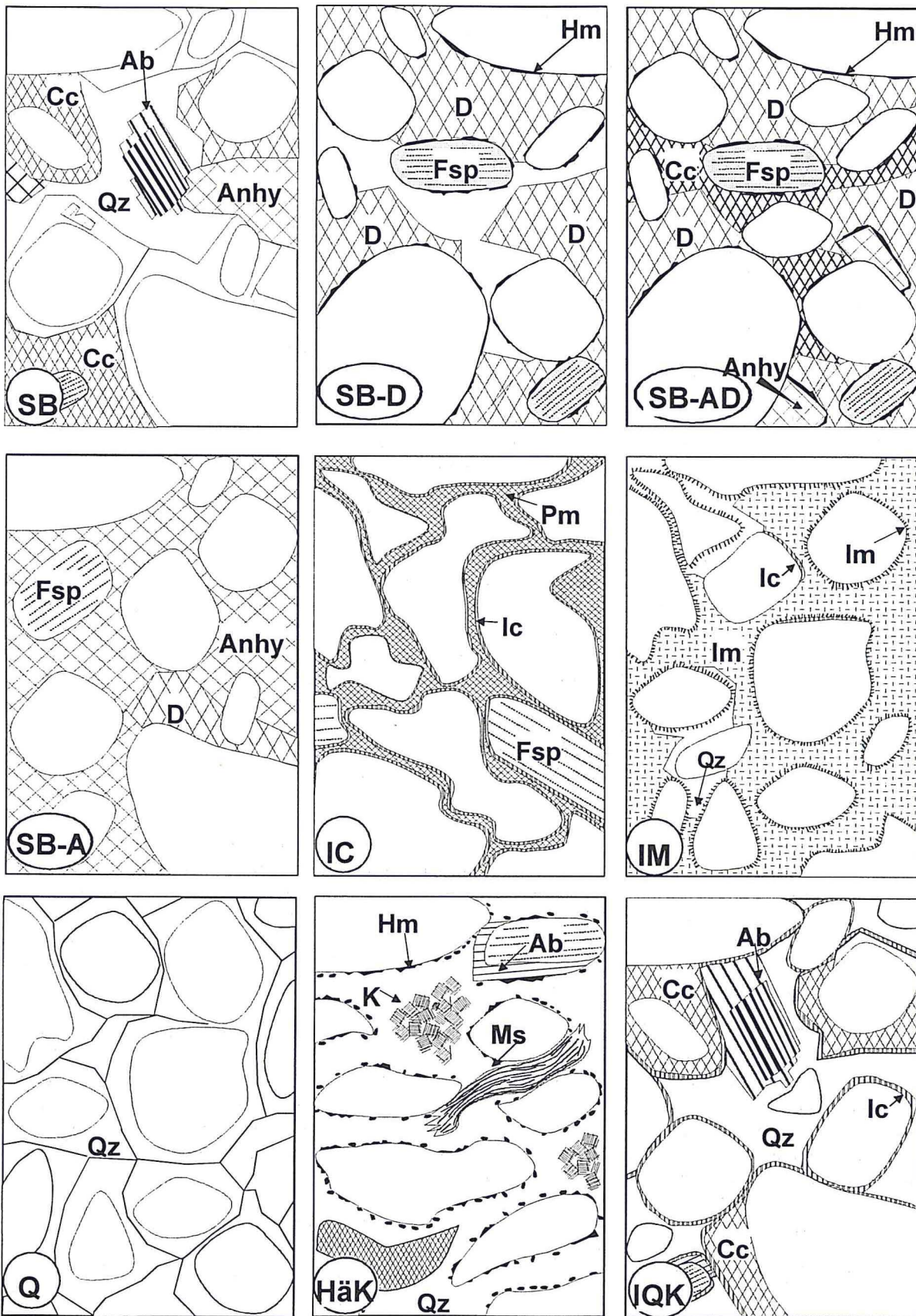


Abb. 4-17: Hauptdiagenese-Typen der Sandsteine (modifiziert und erweitert nach GAUPP (1994), Beschreibung im Text. Cc = Kalzit, Qz = Quarz, Anhy = Anhydrit, Ab = Albit, Fsp = Feldspat, D = Dolomit, Hm = Hämatit, Pm = „Pseudomatrix“, Ic = Hüllenillit, Im = Maschenillit, Ms = Muskovit, K = Kaolinit.

Die verschiedenen siliziklastischen Sedimente weisen aufgrund der unterschiedlichen tektonothermalen Geschichte eine sehr differenzierte diagenetische Bildungen auf.

Der Diagenese- bzw. Metamorphosegrad der Karbon-Sedimente nimmt in gleichem Maße wie die Deformationsintensität von Süden (Harz) nach Norden (Insel Rügen) ab, wie auch schon durch HOTH (1993) dokumentiert wurde. Ein weiterer die Diagenese beeinflussender Parameter ist durch die kontaktmetamorphe Überprägung der karbonischen Sedimente durch die Rotliegend-Vulkanite gegeben. Auf diese Überprägung führt HOTH (1993) eine intensive Chloritprossung, das Auftreten von Prehnit und Epidot in karbonatisch zementierten Partien sowie eine intensive „Verquarzung“ oder Serizitisierung der karbonen Grauwacken und Sandsteine zurück. Als synsedimentäre oder frühdiagenetische Zemente treten selten Kalzit und Siderit auf. Weitaus häufiger wurde Dolomit in Form von poikilitischen Satteldolomiten und kleinen rhombischen Kristallen beobachtet (Tafel 1b). Die in Kluft- und Hohlraumfüllungen enthaltenen Siderite wurden meist von Dolomiten verdrängt, was die Zunahme des Mg-Gehaltes der Porenwässer in den Karbon-Sandsteine nachweist. Neben Karbonaten konnte vor allem authigener Quarz als Zement und als Kluftfüllung beobachtet werden. Pyrit tritt in mindestens zwei Generationen auf, wobei die erste Generation frühdiagenetisch gebildet wurde und die zweite entlang von Klüften und Rissen angeordnet ist. Illit und Muskovit treten als detritische Hauptbestandteile auf. Daneben kommen als versenkungsbedingte Mineralbildungen Illit, Chlorit und Kaolinit vor, wobei die spätdiagenetische Bildung dieser Tonminerale oft im Zusammenhang mit der Alteration der Feldspäte zu sehen ist. In den permischen und mesozoischen Ton- und Siltsteinen konnten nur relativ wenige authigene Mineralbildungen beobachtet werden. Frühdiagenetischen Anhydritkonkretionen sind die wohl bedeutendste Bildung dieser Gesteine. Selten wurden authigene Quarz-, Karbonat-, Tonmineral-, Eisenoxid-, Eisenhydroxid- und Pyritzemente beobachtet, wobei eine weitere Untergliederung in Zementgenerationen nicht möglich ist. Die sekundären Kluftfüllungen in den feinkörnigen und grobkörnigen, klastischen Sedimente werden gesondert in Kap. 4.6 beschrieben.

4.4 Karbonat- und Anhydritgesteine

Es wurden 41 Proben von Karbonat- und Anhydritgesteinen bearbeitet, davon 31 Proben von Zechstein-Anhydriten. Drei Dolomitproben wurden in einer Tongrube bei Wanzleben aus dem Unteren Keuper (vgl. BEUTLER 1987) genommen. Die Karbonatproben stammen meist aus den evaporitische Abfolgen des Zechsteins (vier Proben). Sie besitzen einen hohen organischen Anteil und sind oft dunkel gefärbt. Zwei Proben entstammen dem Buntsandstein und sind durch einen geringen siliziklastischen Anteil gekennzeichnet. Eine weitere Probe ist ein flachmariner Jura-Kalkstein. Aufgrund der sehr variablen Bildungsbereiche der Karbonate und im Hinblick auf die Zielstellung der Arbeit wird im weiteren auf deren Beschreibung und Klassifizierung verzichtet und im folgenden vor allem auf die Anhydritgesteine des Zechsteins fokussiert.

4.4.1 Die Evaporite des NEDB

Die im NEDB vorhandenen, ursprünglich 900 -1100 m mächtigen Salinarfolgen des Zechsteins (BENOX et al. 1997) besitzen besonders für die Strukturentwicklung des Beckens eine große Bedeutung. Der Zechstein des NEDB wird in sieben Zyklen gegliedert (Werra-, Staßfurt-, Leine-, Aller-, Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge). Dabei beginnt ein idealer Zyklus oft mit der Ablagerung von (1) Kalk, (2) Dolomit und (3) Gips, anschließend werden durch Evaporation (4) Anhydrit, (5) Halit und (6) K-Mg-Salze gebildet. Die Zyklen werden durch Tone voneinander abgetrennt. In Folge der Beckenbildung und der damit verbundenen Subsidenz werden die Sedimente diagenetisch verändert. Anhydrite kommen neben dem Zechstein ebenfalls im Mittleren Muschelkalk (Anhydrit-Folge) vor. Vor allem die Anhydritgesteine spielen bei der Bearbeitung der Paläofluide des NEDB eine große Rolle und werden deshalb im Folgenden petrographisch klassifiziert.

4.4.2 Klassifikation der Anhydritgesteine

Für die Klassifizierung von Ca-Sulfatgesteinen existieren eine Reihe von Vorschlägen, wobei hier die Klassifizierung nach BALZER (1997) verwendet wird, die in Anlehnung an LANGBEIN (1979) erarbeitet wurde. Danach werden grundsätzlich auf der Basis der mineralogischen Zusammensetzung, ohne Berücksichtigung der Korngröße, fünf Strukturtypen unterschieden. Jeder Strukturtyp kann einzeln oder in Verwachsung mit mehreren Strukturtypen in einem Dünnschliff auftreten.

Als wesentliche Kornstrukturtypen werden von BALZER (1997) der leistenförmig-tafelige Typ (lath-shaped) und der isometrisch-kristallotopische Typ genannt (Abb. 4-18). Der leistenförmig-tafelige Typ erscheint im Dünnschliff mit betonter Längserstreckung. Im Durchlicht sind zudem diffus verteilte intrakristalline Verunreinigungen zu beobachten. Dieser Typ stellt die syngenetische bis frühdiagenetische Umwandlungspseudomorphose nach primärem Gips dar (BALZER 1997, LANBEIN 1979). Der isometrisch-kristallotopische Typ, welcher auch als pinokoidaler Typ bezeichnet wird, zeigt deutlich die rhombische Kristallform des Anhydrits, ohne eine ausgeprägte Längserstreckung. Es sind keinerlei diffus verteilte intrakristalline Verunreinigungen enthalten (BALZER 1997). Oft ist an Korngrenzen Hämatit zu beobachten. Ein weiteres Identifikationskriterium ist eine vereinzelt auftretende Flächenstreifung durch Druckverzwillingung (BALZER 1997). Neben diesen zwei Haupttypen treten drei weitere, einfach zu unterscheidende Typen auf.

Der isometrisch-granotopische Typ bildet häufig die feinkörnige Grundmasse zwischen den oben beschriebenen Strukturtypen, tritt aber zudem auch eigenständig gefügebildend in Verbindung mit organogen-karbonatischen Gemengteilen auf (BALZER 1997). Der fibröse Strukturtyp kommt häufig als Faserzement und oft in Verbindung mit Salinarzement vor.

Tab. 4-3:

Mikroskopische Auswertung der bearbeiteten Anhydritgesteine (* Gips statt Anhydrit); Erläuterungen im Text (Kap. 4.4.3).

++ Hauptbestandteil, + hoher Vol.-Anteil, o vorhanden, - in geringen Mengen enthalten, -- nicht beobachtet;

Typen und Faziestypen nach BALZER (1997):

A - leistenförmig-tafeliger Typ

B - isometrisch-granularer Typ

C - fibröser Typ

D - amöboider Typ

E - isometrisch-kristallotopischer Typ

Probe	Stratigraphie	Teufe [m]	Typ nach Balzer					Faziestyp nach Balzer (1997)	sekundäre Bildungen	Diagenese- stadium	Typ
			A	B	C	D	E				
Pa13	Werra	4687,1	o	+	--	--	--	Kompaktit	Kluft, Pyrit	spät-/frühdiag.	Ib
Pa12	Werra	4688,3	o	+	--	--	--	Kompaktit	Pyrit	frühdiag.	Ib
Stav 10	Staßfurt	4283,2	-	++	--	--	-	diff. Kompaktion		frühdiag.	Ia
Pn18	Werra	4557,9	+	o	--	--	--	Sulfat-Karbonat- Verdrängung		frühdiag.	Id
Rm1	Salzstock	3365,0	+	--	--	+	+	Anhydritzementit, subrosiv überprägt	Anhydritne ub.	spät-/frühdiag.	II
Rm6	Salzstock	3547,6	-	-		o	++	Anhydritzementit		spät-/frühdiag.	Va
Rm7	Werra	3699,0	o	--	++	--	o	Kompaktit		frühdiag.	Ia
Rn1	Werra	2035,7	++	--	--	-	-	Anhydritzementit		spät-/frühdiag.	II
Rn2	Leine	1685,6	+	-	+	o	--	Anhydritzementit, subrosiv überprägt	brekziiert	spät-/frühdiag.	IVa
Sam9	Muschelkalk	813,2	o	--	o	+	-	Anhydritzementit mit sek. Verdrängung durch Gips	sek.Gips	spät-/frühdiag.	III
Gr2	Leine	1797,6	--	--	+	--	+	Kompaktit	sek. Magnesit	spät-/frühdiag.	Ia
Gr4	Zechstein	1797,2	+	--	+	o	--	Kompaktit	sek.Gips	spät-/frühdiag.	Id
Tbe1	Staßfurt	2481,8	+	o	--	--	--	Sulfat-Karbonat- Verdrängung		frühdiag.	Id
Tbe6	Leine	2406,1	+	-	+	--	--	Anhydritzementit		frühdiag.	IVb
E11	Werra	3790,2	-	-	-	--	--	Kompaktit	Karbonatne ub.	spät-/frühdiag.	III
Sw9	Werra	3348,4	o	--	+	--	o	Gipszementit		frühdiag.	IVc
Sw10	Werra	3334,7	o	--	+	--	o	Gipszementit		frühdiag.	IVc
Sw11	Leine	3097,6	+	--	--	+	+	Anhydritzementit, subrosiv überprägt	Anhydritne ub.	spät-/frühdiag.	II
Sw12	Leine	3082,8	+	o	--	--	--	Sulfat-Karbonat- Verdrängung	sek. Gipsstein	frühdiag.	Id
Sw13	Aller	2824,3	--	--	++	--	o	Anhydritzementit mit sek. Anhydritbild.	Anhydritne ub.	spät-/frühdiag.	IVc
Sw15	Aller	2743,4	-	-		o	++	Anhydritzementit		spät-/frühdiag.	Va
Dre4	Werra	764,8	-	-		o	++	Anhydritzementit mit subrosivem Kollapsg.		spät-/frühdiag.	Vb
Rx3	Leine	282,7	--	--	++	--	+++	sekundärer Gipsstein	Gipsstein	spätdiag.	IIIa

Im Gegensatz zu den zwei zuletzt beschriebenen Typen, welche im mikrokristallinen μm -Bereich zu beobachten sind, tritt der amöbe Strukturtyp auch im mm- bis cm-Bereich auf. Charakteristisch ist vor allem die unscharfe Begrenzung dieser Rekristallisate (Mosaikkristalle) und die teilweise poikilotopische Struktur durch feinkörnigere Anhydrit- oder Karbonat-Kristalle (BALZER 1997).

Hinsichtlich ihrer textuellen Ausbildung variieren die einzelnen Typen. Der leistenförmig-tafelige und der fibröse Typ variiert von schichtungspareller bis zu rosettenförmiger Anordnung. Der isometrisch kristallographische Typ tritt entweder als Blockzement oder massig (gesteinsbildend) auf.

Bedeutsam für die mikrofazielle Interpretation der untersuchten Gesteine sind sekundäre Veränderungen der Ca-Sulfatgesteine. Dazu gehören neben den frühdiagenetischen Kom-paktions-, Verdrängungs- und Zementationsbildungen die spätdiagenetischen, subrosiven Mineral- und Gesteinsumwandlungen. Eine Zusammenfassung und umfangreiche Dokumentation ist bei BALZER (1997) zu finden.

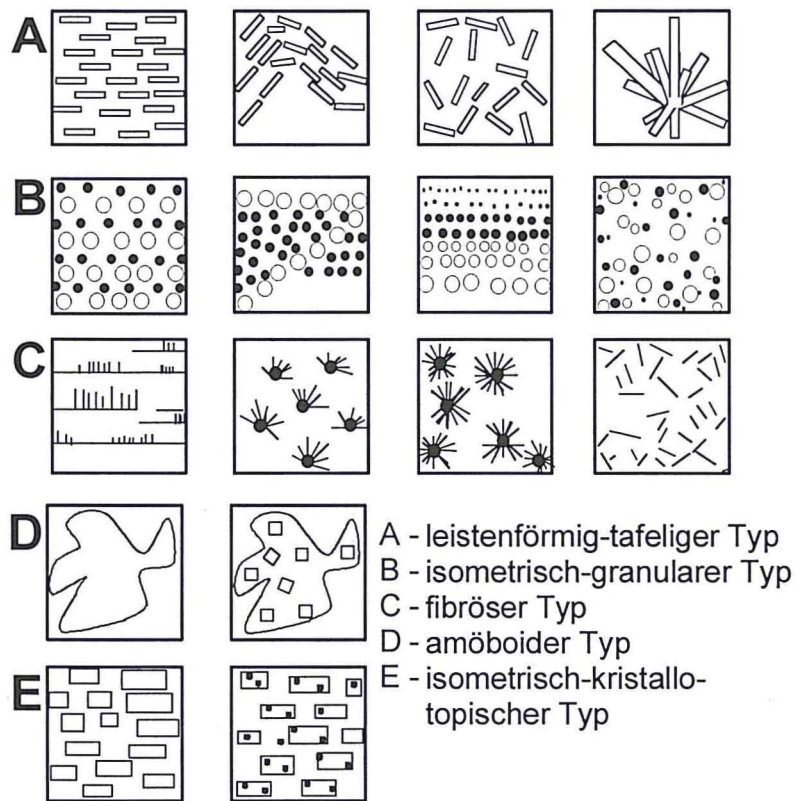


Abb. 4-18: Schema der Mikrostrukturen von Anhydritgesteinen nach BALZER (1997) und LANGBEIN (1979).

4.4.3 Petrographie und Diagenese der Anhydritgesteine

Von 31 Anhydritproben wurden 23 Proben mikroskopisch ausgewertet. Dabei wurden die entsprechenden Proben nach Strukturtypen (nach BALZER 1997) sowie nach beobachteten sekundären, meist spätdiagenetischen Veränderungen bewertet und in verschiedene Typen klassifiziert (Tab. 4-3).

Es konnten sechs Hauptgruppen (Typ I-VI; Tab. 4-3) nach ihrem Erscheinungsbild im Dünnschliff unterschieden werden. Typ I setzt sich aus einem feinschichtig texturierten mikritischen Karbonat zusammen, in welchem sich in boudinartigen Strukturen („Perlen-Anhydrit“) leistenförmig tafelige, aber auch isometrisch-kristallotopische Anhydrite befinden. Nach dem Volumenverhältnis von Matrix zu Perlenanhydrit-Strukturen wurden die Untergruppen a bis c unterschieden. Dabei überwiegen bei Typ a die „boudinartigen“ Strukturen gegenüber der Matrix, bei Typ b (Abb. 4-19) ist dieses Verhältnis ausgeglichen und Typ c enthält fast ausschließlich karbonatisch-sulfatische Matrix. Typ II ist dadurch gekennzeichnet, dass hier im Prinzip die Strukturtypen A, D und E nach BALZER (1997) enthalten sind und diese teilweise durch subrosive Prozesse korrodiert erscheinen. Typ III hingegen ist gekennzeichnet durch verschiedene Verdrängungskristallisationen (Abb. 4-18), wie z.-B. der Karbonatisierung von Anhydrit. Typ IV wiederum enthält generell als Matrixtyp den „grobkörnigen“ Strukturtyp C nach BALZER (1997). Dabei sind in dieser Matrix bei der Untergruppe IVa besonders leistenförmig-tafelige, lagig angeordnete Kristalle enthalten, bei Typ IVb bilden letztere Rosetten und bei der Untergruppe IVc sind in der Matrix isometrisch-kristallotopische Kristalle (Typ E) enthalten. Die Hauptgruppe V ist charakterisiert durch das Vorkommen lagig angeordneter, leicht ausgelängter isometrisch-kristallotopischer Kristalle. Zwischen diesen plattigen Mineralen befindet sich keine Matrix, lediglich in

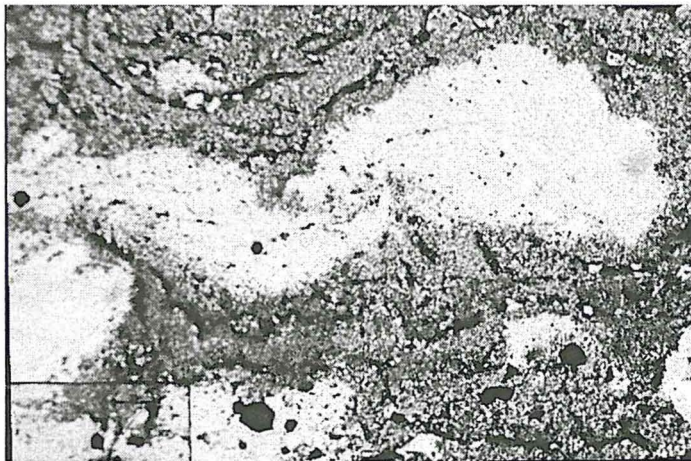


Abb. 4-19: Anhydrit Typ Ib (Probe Pa12 Bohrung Parchim 1/68; Werra-Anhydrit).

In feinkörniger, karbonatisch-sulfatischer Matrix (dunkel) befindet sich boudinartiger „Perlenanhydrit“ (hell), wobei einzelne Pyritneubildungen (schwarz) alles verdrängen, (durchlichtmikroskopische Aufnahme, Balken= 320 µm).

Die Hauptgruppe V ist charakterisiert durch das Vorkommen lagig angeordneter, leicht ausgelängter isometrisch-kristallotopischer Kristalle. Zwischen diesen plattigen Mineralen befindet sich keine Matrix, lediglich in

Wechsellagerung ist einer der Matrixtypen vorhanden. Die Gruppe „Typ VI“ ist hingegen gekennzeichnet durch die vollständige Umwandlung des Anhydrits in Gips. Die Unterscheidung der verschiedenen Typen erfolgte vor allem nach äußeren Merkmalen im Dünnschliff. Es wurde auch versucht, die Gesteine nach ihrer unterschiedlichen Genese zu untergliedern. Dabei wurde auf Grundlage von BALZER (1997) eine Zuordnung zu spät- oder frühdiagenetischen Bildungen vorgenommen und ebenfalls versucht, den Faziestyp zu charakterisieren. Außerdem wurden sekundäre Bildungen aufgeführt (Tab. 4-3).

Die Genese der meisten Anhydritgesteine im Zechstein beginnt mit einer primären Gipskristallisation in einer O₂-reichen Umgebung unter Bildung von leistenförmig- tafeligen Kristallen (BALZER 1997) in einem flachen Plattformbecken. In Folge gleichmäßiger Evaporation erfolgt im Bereich der Lysoklinen für die Gips-Anhydrit- und Halitstabilität die Ausfällung entsprechender Minerale (BALZER 1997). Als frühdiagenetische Bildungen unterscheidet BALZER (1997) prinzipiell Sulfat-Karbonat-Verdrängungsgefüge, Kompaktionsgefüge und Zementitgefüge.

Die frühdiagenetisch-mechanischen Sulfat-Karbonat-Verdrängungsgefüge werden nach BALZER (1997) in Folge der Abscheidung von Gips und Anhydrit aus kapillar aufsteigenden, sulfatreichen Porenwässern im noch plastischen Zustand des Sediments gebildet. Dabei kommt es zur Entschichtung des karbonatischen Wirtsgesteins. Makroskopisch lässt sich das Gestein als Karbonat-Fetzen-Anhydrit (BALZER 1997) ansprechen, mikroskopisch setzt es sich aus einem feinschichtig texturierten, mikritischen Karbonat zusammen, welches durch einen isometrisch-granotopischen Anhydrit-Strukturtyp mit richtungslos-körniger Textur verdrängt wird (Typ Id; Tab. 4-3). Ein spezieller Typ ist der sogenannte Maschendraht-Anhydrit.

Im Bereich der Gipskompensationstiefe erfolgt die Phasenumwandlung von Gips- zu Anhydritkristallen unter erheblichem Volumenverlust (BALZER 1997). Die resultierende Kompaktion der nicht sulfatischen Lagen hat eine Volumenverringerng und Lamination zur Folge. Des weiteren kommt es zur Umwandlung der leistenförmig tafeligen Kristalle. Nach BALZER (1997) zeichnet sich die Mikrofazies durch eine engständige Schichtungstextur mit feinkörnigen isometrisch-granotopischen Anhydrit-Kristallen aus, die poikilotopisch mit Karbonat verwachsen sind. Eine fleckenhafte, perlartige Textur ist Ausdruck von partieller Zementation des Sediments um frühe Kristallisationskeime (weitständige Laminae) und zu einer differentiellen Kompaktion der nicht-zementierten Bereiche (engständige Laminae) (BALZER 1997). Diese frühdiagenetische Kompaktion wurde sehr häufig beobachtet (z. B. Typ Ia-Ic; Tab. 4-3).



Abb. 4-20: Frühdiagenetisch laminiertes Anhydrit mit spätdiagenetischer Verdrängung durch Anhydrit und Dolomit. Anhydrit Typ III (Probe E11 der Bohrung Eldena 1/74, Werra-Anhydrit); (Balken = 320 µm, Aufnahmen oben mit gekreuzten Polarisatoren, unten Hellfeld).

Ein weiterer frühdiagenetischer Prozess ist die Zementation der Ca-Sulfatgesteine durch Gips oder Anhydrit. Solche Zemente wurden häufig beobachtet (Tab. 4-3). Nicht immer lassen sich Rekrystallisationsgefüge eindeutig einer früh- oder spätdiagenetischen Genese zuordnen. Ein wesentliches Kriterium dieser Umkristallisation ist die Kornvergrößerung unter Resorption der bisher beschriebenen Strukturen. Diese Rekrystallisationsgefüge zeigen oft ein undulöses Auslöschverhalten und sind als typische Mosaikkristalle zu identifizieren (amöboider Strukturtyp nach BALZER 1997; vgl. Abb. 4-18).

Als spätdiagenetische Prozesse wurden subrosive Prozesse, hervorgerufen durch Salinarsubrosion oder Salinarzement-Korrosion, beobachtet (Tab. 4-3). Ein wichtiger Strukturtyp sind die Kollapsbrekzien (z. B. Probe Rn2). Weitere spätdiagenetische Gefüge sind Verdrängungsgefüge (Karbonatisierung, Anhydritisierung), welche z. B. alle Anhydrite des Typ 3 in Tab. 4-3 beinhaltet. Die spätdiagenetischen Gefüge enthalten reliktsch oft frühdiagenetische Gefüge, was in Tab. 4-3 auch als „spät-/frühdiagenetisch“ dokumentiert ist. In einem Falle (Probe Rx3) wurde sekundäre Vergipsung identifiziert, die als eine Folge der kretazischen Hebung der Krustenscholle angesehen werden kann. So wurden der Leine-Anhydrit, welcher die Probe Rx3 entnommen wurde, im Zuge der Inversion um ca. 4 km herausgehoben. Alle frühdiagenetischen Gefügemerkmale wurden dabei zerstört.

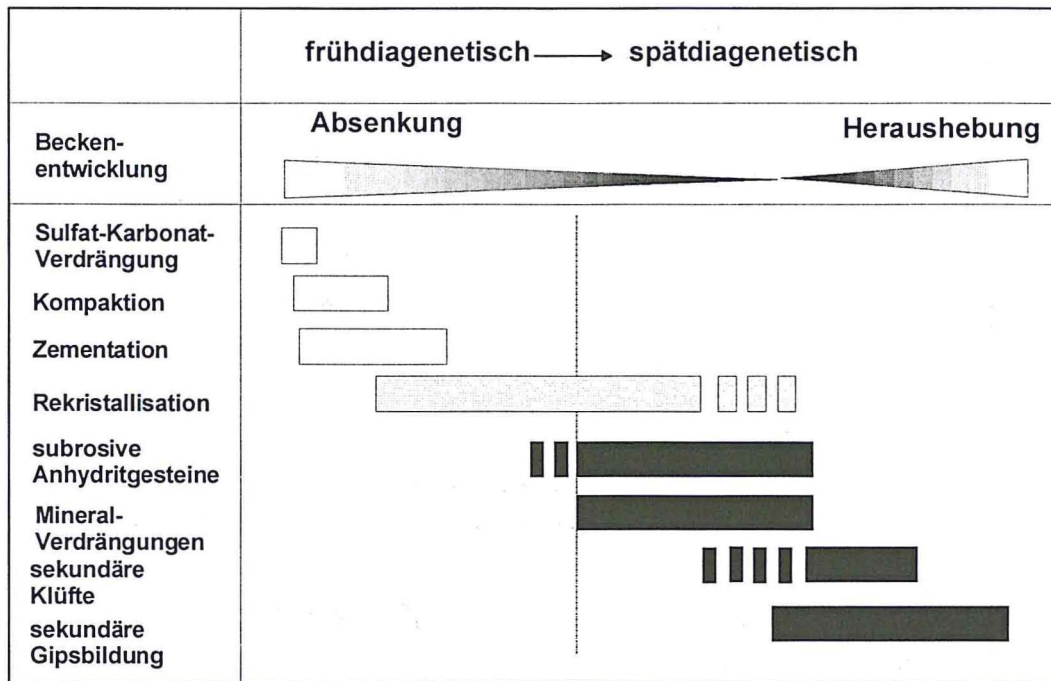


Abb. 4-21: Interpretation der beobachteten Gefüge der Anhydrite in Bezug zur Diagenese und Beckenentwicklung.

4.4.4 Interpretation der petrographischen und diagenetischen Befunde

Auf Grundlage der oben beschriebenen und diskutierten Befunde der petrographischen Bearbeitung der Ca-Sulfatgesteine erscheint folgende Interpretation als sinnvoll (Abb. 4-21):

Im Verlaufe der Absenkung des NEDB erfolgten frühdiagenetisch eine Sulfat-Anhydrit-Verdrängung, Kompaktion und differentielle Kompaktion sowie die Zementation der Ca-Sulfatgesteine. Im weiteren Subsidenzverlauf fanden eine Reihe von Anhydrit-Rekristallisationen statt, wobei eine Zuordnung zu frühdiagenetischen und spätdiagenetischen Prozessen möglich ist.

Bei fortschreitender Versenkung bildete sich Anhydrit. Verdrängungsreaktionen sind für die Anhydritisierung von Karbonaten und Karbonatisierung von Anhydriten verantwortlich. Eine teilweise sekundäre Vergipung der Anhydritgesteine durch deren Heraushebung und einer damit verbundenen Hydratisierung des Anhydrits erfolgte in der nördlichen Randzone (Rügen) sowie der südliche Störungszone im Gebiet der Altmarkschwelle und der Schollen von Flechtingen und Calvörde.

4.5 Permokarbone Vulkanite des NEDB

Es wurden 57 Proben der permokarbonen Vulkanite petrographisch und mikrothermometrisch bearbeitet (Tab. 4-1.) Dabei reicht das lithologische Spektrum von SiO₂-reichen Rhyolitoiden bis hin zu basaltoiden Gesteinen. Permokarbone Vulkanite sind im NEDB weitverbreitet (Abb. 4-22) und mit Mächtigkeiten über 2000 m (vgl. Abb. 2-5a) eine der bedeutendsten stratigraphischen Einheiten im Becken. Die petrographische Beschreibung der verschiedenen Vulkanite (Abb. 4-22) führten KORICH (1989, 1992a, 1992b) für den Bereich Mecklenburg und Nordbrandenburg, HUEBSCHER (1989) für Ostbrandenburg und GABRIEL (1989) für den Bereich der Altmark durch, wobei die Charakterisierung von Grundmasse, Phenokrysten, die akzessorisch enthaltenen Bestandteile und die texturale Ausbildung zur Differenzierung der rhyolitischen, andesitischen und basaltischen Gesteine dienen. HOTH et al. (1993b) nutzten diese Beschreibungen für eine Klassifizierung und flächenhafte Korrelation der verschiedenen Vulkanitserien. BENEK et al. (1996) berechnete das Gesamtvolumen der Vulkanite auf 48.000 km³, wovon etwa 70 % einen SiO₂-reichen Charakter besitzen. Bei diesen SiO₂-reichen Vulkaniten werden Ignimbrite und Laven unterschieden, wobei den Ignimbriten ein Volumenanteil von 32 % und in Mecklenburg-Vorpommern sogar 60 % zukommt (BENEK et al. 1996). Zudem nimmt BENEK (1995) in Verbindung mit steilen Mächtigkeitsgradienten die Existenz großer Caldera-Systeme an. HOTH et al. (1993b) und BENEK et al. (1996) gliedern die permokarbonen Vulkanite in 5 Eruptivstadien, beginnend mit dem (I) Andesitstadium im Stefan, dem (II) explosiven Ignimbritstadium im Unterrotliegend („Asselium“). Das dritte, postignimbritische Stadium (III) ist durch rhyolitische, andesitische und z. T. basaltische Laven charakterisiert.

Der volumenmäßige Anteil des darauffolgenden Spätrhyolitoidstadiums (vermutlich „Sakmarium“) und des finalen Basaltstadiums (V) im „Artinsk“ am Gesamtvolumen der Vulkanite ist sehr gering (BENEK et al. 1996). Wegen fehlender radiometrischer Altersdatierungen und der wenigen biostratigraphisch datierten Zwischensedimente ist die von HOTH et al. (1993b) vorgeschlagene lithostratigraphische Gliederung nicht zuverlässig. Die neuesten Datierungen (U/Pb-SHRIMP) an Zirkonen ergaben als Zeitraum für magmatische Aktivität der SiO₂-

reicher Vulkanite des NEDB eine Spanne von 302 Ma bis 297 Ma (BREITKREUZ & KENNEDY 1999). In den permokarbonen Vulkaniten konnten vereinzelt auch Hydrothermalite (z. B. Probe Rx1 der Bohrung Rx 2/64) identifiziert werden.

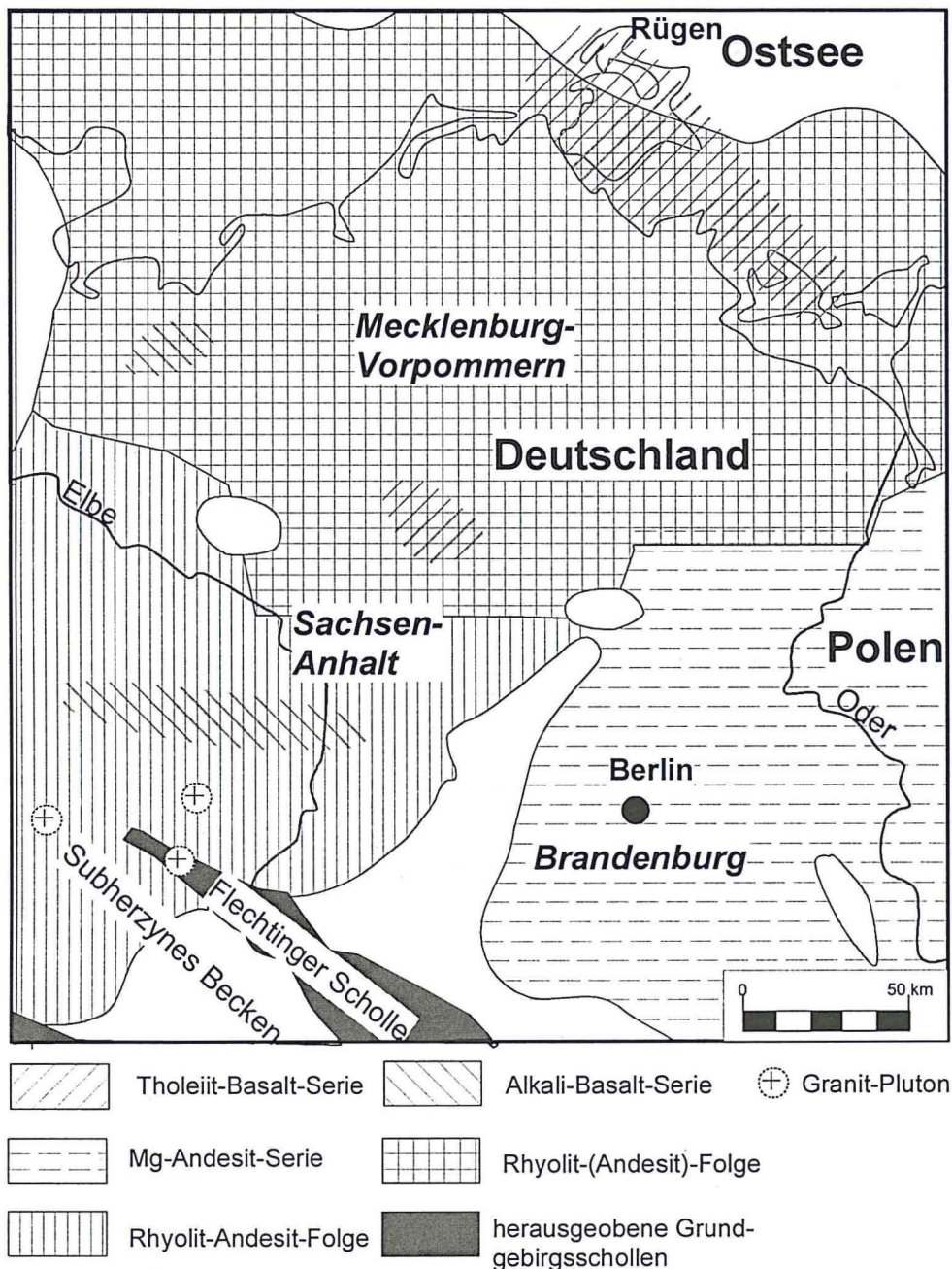


Abb. 4-22: Verbreitung der permokarbonen Vulkanitserien im NEDB (nach BENEK et al. 1996).

4.5.1 Nomenklatur, Petrographie und sekundäre Umwandlungen der Vulkanite

Für die Vulkanite des NEDB wurde von HUEBSCHER (1989) und GABRIEL (1990) eine Nomenklatur und Typengliederung erarbeitet, welche von MARX (1994) erweitert wurde, um die NE- und NW-deutschen Vulkanite korrelieren zu können. Dabei erfolgt die Gliederung nach mikroskopischen Merkmalen. Es werden felsischen Rhyolite in λI , λII , λIII , λIV (Ignimbrite) und λV , Andesite in $\alpha 1$ - $\alpha 6$, $\alpha 7$ - $\alpha 8$, αI und αII sowie der Basalte in $\beta 1$ und $\beta 2$ untergliedert. Eine weitere Typisierung erfolgt nach Einsprenglingstypen in den Rhyoliten von a bis e und nach Spurenelementen, Einsprenglingen u.a. für die Andesite und Basalte ebenfalls jeweils von a bis e (vgl. MARX 1994).

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Vulkanitproben wurden entsprechend dieser Klassifikation eingeordnet. Eine geochemische Klassifizierung der untersuchten magmatischen Gesteine (Abb. 4-23, Abb. 4-24) ist nur zur groben Untergliederung in Rhyolitoide, Basaltoide und Andesitoide zu verwenden, da

sämtliche Gesteine stark alteriert sind und somit die Gehalte der Hauptkomponenten sekundär stark verändert wurden. Das zeigt sich beispielsweise in den geringen SiO₂-Gehalten der Basalte (Abb. 4-23, Abb. 4-24). Die Alteration der permokarbonen Vulkanite ist umfassend schon bei BRECHT (1999), KOCH (1994), JACOB et al. (1994), EHLING et al. (1995), GABRIEL (1989) u. a. beschrieben. Die sekundäre Mineralbildungen wurde in der Dissertation dokumentiert. Hervorzuheben sind vor allem authigen gebildete Illite, Chlorite, Quarz und Kalzite.

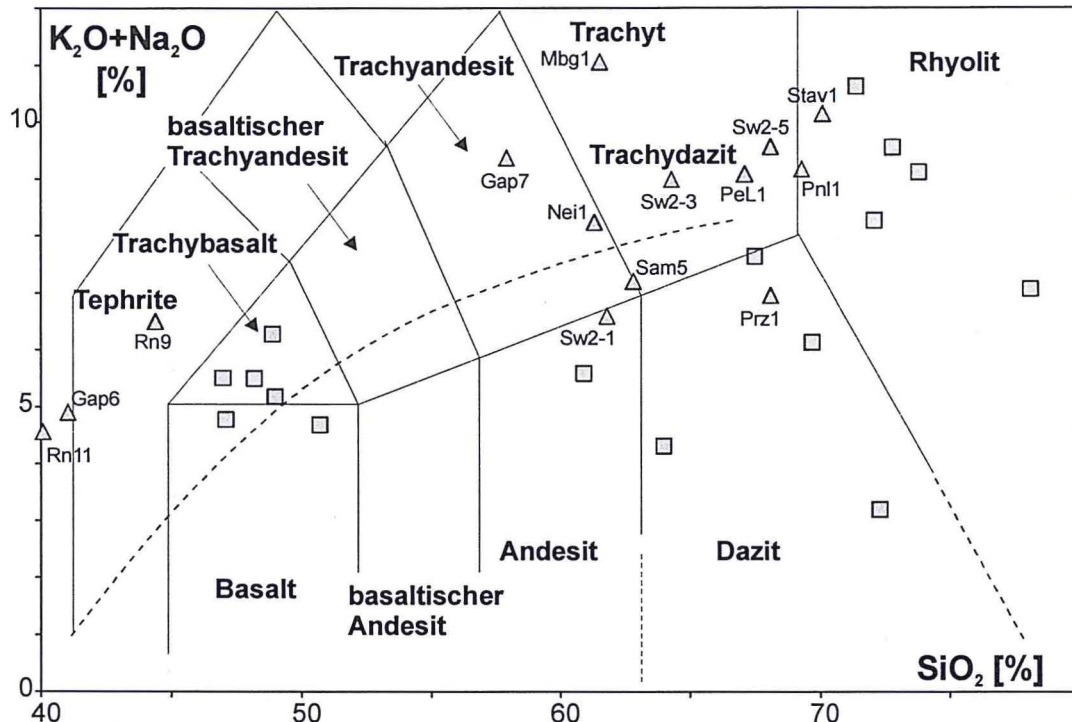


Abb. 4-23: Petrochemische Klassifikation der bearbeiteten permokarbonen Vulkanite des NEDB (nach LE MAITRE 1989). Die Trennlinie (gestrichelt) der subalkalischen zu den alkalischen Gesteinen verläuft diagonal durchs Bild (nach McDONALD 1968). Quadrate = Daten aus BRECHT (1999) Dreiecke = eigene Daten (s. Anhang Dissertation)

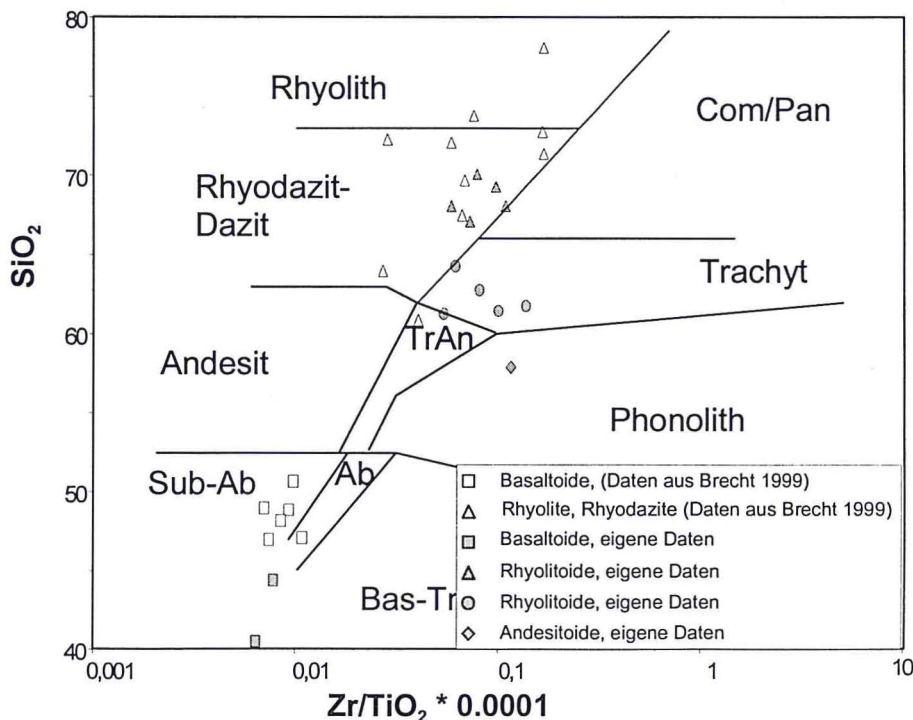


Abb. 4-24: Petrochemische Klassifikation der bearbeiteten permokarbonen Vulkanite des NEDB nach Darstellung von WINCHESTER & FLOYD (1977).

4.6 Diagenetische und hydrothermale Mineralparagenesen und relative Altersfolge

Im Rahmen der petrographischen Bearbeitung konnten eine Reihe von diagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralparagenesen unterschieden und eine relative Altersabfolge ermittelt werden, welche anschließend durch mikrothermometrische und isotopengeochemische Untersuchungen gestützt werden konnte. Die Zusammensetzung der jeweiligen Minerale ist stark abhängig von der stratigraphischen Position und der Lithologie des umgebenden Gesteins (Tab. 4-4), so dass Darstellungen wie Abb. 4-25 nur bedingt aussagekräftig sind. So kann die sideritische Kluftfüllung eines jurassischen Kalksteins zeitlich und genetisch nicht mit dem Siderit eines karbonischen Sandsteinzements korreliert werden. Alle identifizierten authigenen Mineralbildungen sind im Anhang B1 und B2 der Dissertation (Kathodolumineszenz) dokumentiert, so dass hier nur die wichtigsten diagenetischen und hydrothermalen Mineralparagenesen benannt werden. Hierbei finden sekundäre Mineralbildungen in den mesozoischen und jüngeren Einheiten keine Berücksichtigung, da die diagenetische Entwicklung der verschiedenen stratigraphischen Einheiten sehr komplex ist und zudem nur wenige Proben aus den Post-Zechsteinschichten zur Verfügung standen.

Für die Karbonsedimente sind frühdiagenetische Siderit- und Ankeritzemente charakteristisch, die spätdiagenetisch durch Dolomit und Quarz ersetzt wurden. Als Kluftfüllungen sind ebenfalls eine Generation aus Siderit sowie Ankerit und jüngerer Dolomit beobachtet worden. Als späte Mineralzemente konnten vor allem Kaolinit-„Booklets“ beobachtet werden. Detaillierte Untersuchungen wurden bereits von HOTH (1993, 1997) durchgeführt. In den Rotliegend-Vulkaniten konnten verschiedene Kluftfüllungen identifiziert werden. Ältere Kluft- und Drusenfüllungen sind hierbei Kalzit-Epidot-Albit-Chlorit in meist mafischen Vulkaniten oder Quarz-Kalzit-Fluorit in den andesitoiden und felsischen Gesteinen.

Eine paragenetische Zuordnung dieser authigenen Mineralphasen ist nur bedingt möglich. Entweder handelt es sich um Bildungen einer „hydrothermalen Spätphase“ des Rotliegend-Vulkanismus, oder aber um frühe, triassische Hohlraumfüllungen. Sekundär wurden diese nicht lumineszenten Karbonate sowie Quarze etc. durch jüngere Mineralphasen ersetzt. Die nicht lumineszenten Kalzite beispielsweise werden durch orange bis gelb-orange lumineszierende Kalzitphasen ausgetauscht. Dabei unterscheiden sich die Karbonate aus dem Beckenzentrum prinzipiell (Tafel 8a, b, f, h) von denen der Beckenränder (Tafel 8c, d, e; Kap. 4.2.1).

Die Zemente und Kluftfüllungen der Rotliegend-Sedimente unterscheiden sich deutlich von denen der Karbon-Sedimente (Tab. 4-4). Charakteristisch für die Rotliegend-Sedimente sind frühdiagenetische Hämatit- und Illitumhüllungen des Detritus. Des weiteren können frühdiagenetische Anhydrit oder Dolomitzemente beobachtet werden, welche durch spätdiagenetische, orange lumineszierende Kalzite ersetzt werden. Eine interessante Beobachtung ist hierbei, dass die Feldspat-Klasten oft alteriert und durch orange lumineszierenden Kalzit ersetzt sind.

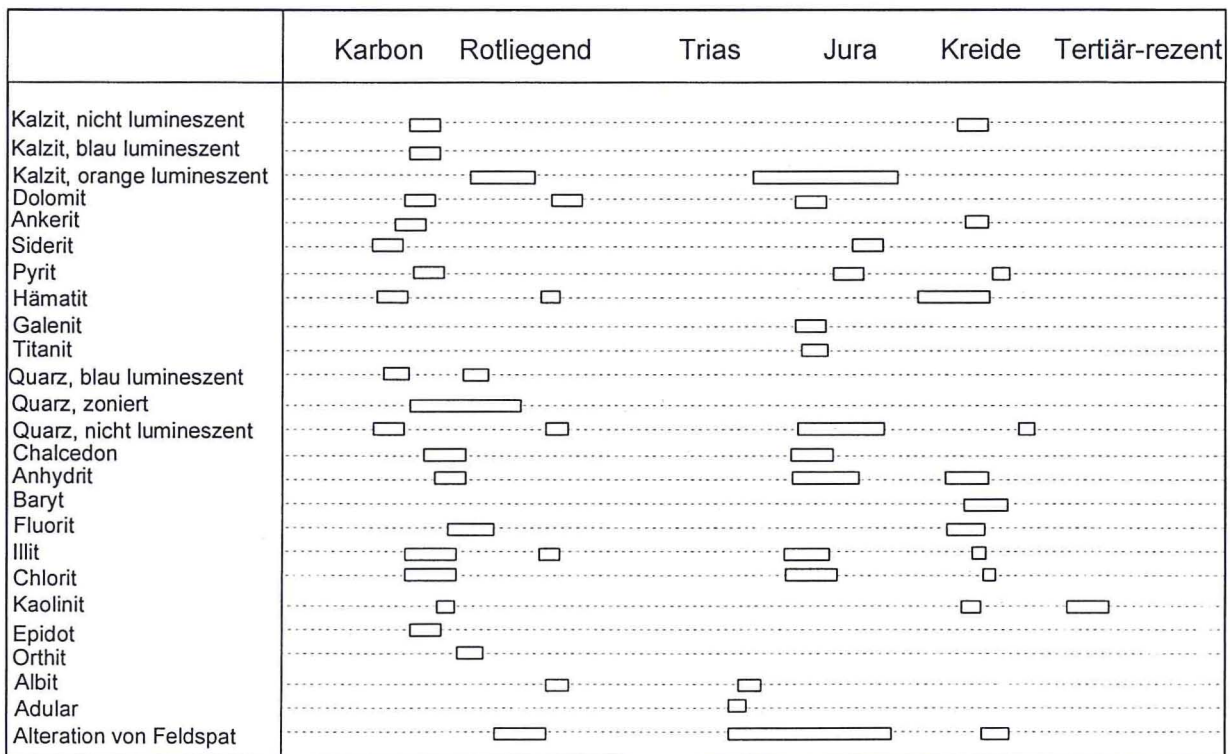


Abb. 4-25: Synopsis der diagenetischen Mineralparagenesen in Bezug zur möglichen Bildungszeit für den Bereich des NEDB.

Tab. 4-4: Lithologie sowie diagenetische und hydrothermale Mineralbildungen des NEDB entsprechend der stratigraphischen Einheit.

kursiv und fett = Mineralphasen kommen nur in der südlichen Störungszone vor;

*Eruptivstadien I-V nach BENEK et al. (1996);

**in der südlichen Störungszone sind die entsprechenden Gesteine deformiert, im zentralen Beckenbereich und der nördlichen Störungszone sind diese undeformiert.

Stratigraphie	Lithologie	Diagenetische & hydrothermale Minerale
Zechstein-Evaporite	Anhydritgestein, Karbonate, Tonschiefer	1. Anhydrit, Gips 2. Kalzit, Dolomit, Magnesit, Fluorit, Pyrit, <i>Gips</i> <u>Klüfte:</u> 1. Anhydrit-Kalzit-Hämatit
Rotliegend-Sedimente, feinkörnig	Ton- und Siltsteine; feinkörnige Sandsteine	<u>Zemente:</u> 1. Anhydrit-Konkretionen 2. Dolomit 3. Kalzit <u>Klüfte:</u> 1. Anhydrit-Kalzit-Hämatit
Rotliegend-Sedimente, grobkörnig	Fluviatile und äolische Sandsteine (Litharenite), matrixgestützte Konglomerate	<u>Zemente:</u> 1. Dolomit-Kalzit-Anhydrit 2. Quarz-Kalzit-Albit-Anhydrit-Hämatit-Illit-Chlorit-Pyrit <u>Klüfte:</u> 1. Anhydrit-Kalzit-Hämatit 2. Fluorit-Anhydrit-Baryt-Kalzit
Permokarbon-Vulkanite*	Basalte (V) Rhyolitoide (III-IV) Ignimbrite (II) Andesitoide (I)	<u>Klüfte:</u> 1. Chaledon-Quarz-Kalzit-Albit- <i>Adular</i> -Pyrit-Hämatit-Chlorit-Illit 2. Fluorit-Kalzit-Anhydrit 3. Kalzit-Anhydrit-Baryt 4. Siderit-Baryt-Hämatit
Karbon-Sedimente**	Pelite, Sandsteine, Schwarzschiefer, mafische Vulkanite	<u>Zemente:</u> 1. Siderit, Dolomit, Kalzit 2. Quarz, Chlorit, Illit 3. Kaolinit-, „Booklets“ <u>Klüfte:</u> 1. Siderit-Ankerit-Dolomit-Quarz 2. Quarz-Epidot-Chlorit 3. Quarz-Kalzit

Ähnliches konnte für die Feldspäte der Rotliegend-Vulkanite beobachtet werden. Somit scheint es wahrscheinlich, dass das Ca^{2+} zur Bildung der authigenen Karbonate meist aus der Auflösung kalziumreicher, vulkanischer Feldspäte stammt. In den feinkörnigen Rotliegend-Sedimenten sind häufig die frühdiagenetischen Mineralbildungen, wie Anhydrit-Konkretionen konserviert. Sekundäre, senkrechte Anhydrit-Kalzit-Extensionsrisse konnten oft beobachtet werden. Die Zechstein-Evaporite widerspiegeln die diagenetische Entwicklung durch verschiedene Mineralneu- und Mineralumbildungen (Kap. 4.5.4). Am bedeutsamsten ist hierbei die sekundäre Vergipsung der Anhydritgesteine im Bereich der südlichen Störungszone. Die Hydratisierung wird als Resultat der kretazische Heraushebung der Beckensedimente interpretiert.

4.7 Teilzusammenfassung: diagenetische Mineralbildungen

Mit Hilfe der petrographischen Analyse konnten verschiedene Gesteine unterschieden und klassifiziert werden. Für die Anhydritgesteine wurde die Klassifikation von BALZER (1997), für die permokarbonen Vulkanite die von MARX (1994) und für die Sand- und Siltsteine die von PETTIJOHN et al. (1973) angewandt. Zusätzlich wurden geochemische Untersuchungen der verschiedenen Gesteinstypen durchgeführt. Hervorzuheben ist, dass die präpermischen Gesteine im südlichen Beckenabschnitt variszisch deformiert wurden, wobei die Intensität der Deformation nach Norden abnimmt. Die paläozoischen Sedimente im Beckenzentrum haben kaum Deformationsgefüge. Besonderes Augenmerk bei der petrographischen Bearbeitung wurde auf sekundär gebildeten Mineralzementen und Klüftfüllungen gelegt. Im Resultat der Untersuchungen können für die verschiedenen Gesteinseinheiten charakteristische authigen gebildete Mineralparagenesen unterschieden und eine relative Altersabfolge festgelegt werden. Besonders hilfreich war dabei die Methode der Kathodolumineszenz-Mikroskopie. So konnten verschiedene diagenetische Karbonate unterschieden werden, welche sich durch unterschiedliches Lumineszenz-Verhalten auszeichnen.

Bedeutsam sind weiterhin die unterschiedlichen Mineralbildungen aus dem zentralen Becken im Gegensatz zu denen der Beckenrandbereiche. Ursächlich könnten u.a. die tiefgreifenden Störungen im Bereich der Horst-Grabenstrukturen, z. B. der Calvörder und Flechtinger Scholle sein.

Zudem konnte mit Hilfe der „Heiß-Kathode“ der Nachweis erbracht werden, dass die permokarbonen Vulkanite, im Gegensatz zu den umliegenden Gesteinen, Klüftfüllungen mit zoniert gewachsenen Quarzkristallen enthalten. Selten konnten diese zonierten Quarze in Klüftfüllungen der Karbon-Sedimente, nie in Rotliegend-Sedimenten und jüngeren Gesteinen identifiziert werden. Die aufgrund der starken Zerklüftung und

Alteration hochpermeablen Vulkanite scheinen durch ein hydrothermales Ereignis überprägt worden zu sein, welches für diese Mineralbildungen verantwortlich ist.

Die petrographischen Untersuchungen zeigen, dass der Anteil von sekundär gebildeten Sulfatmineralen mit zunehmendem Abstand von der Zechsteinbasis in die liegenden Gesteine abnimmt, während der Anteil an sekundärem Quarz, Chlorit, Illit und Kalzit zunimmt. In den Karbon-Sedimenten treten in den Porenzementen und Klüftfüllungen zusätzlich Siderit-, Ankerit-, Dolomit- und Kaolinit zugunsten von hauptsächlich Kalzit auf.

Als jüngste Mineralbildungen konnten in permokarbonen Gesteinen verschiedener Bohrungen Baryt, Fluorit, Kalzit, Hämatit und Pyrit beobachtet werden, welche aufgrund verschiedener Indizien als kretazische Bildungen interpretiert werden (vgl. Kap. 5). So wurden Mineralparagenesen von Fluorit, Baryt, Anhydrit und Pyrit vor allem als Klüftfüllungen im Bereich der kreidezeitlichen Störungssysteme des Gardelegener Abbruchs beobachtet. Hämatitgänge in Steinbrüchen des Flechtinger Höhenzuges streichen herzynisch (ENE-WSW) und auch die stabilen Isotope der Kalzite (Kap. 8) weisen auf eine kretazische Bildung der genannten Mineralparagenesen hin. Eine besondere Rolle spielt der Fluorit. KOCH (1994) interpretiert Fluorit in Vulkaniten der Bohrung Roxförde 2/64 als Ausfällungsprodukt aufsteigender Tiefenwässer, zugleich weist er aber abnehmende Fluorgehalte unterhalb des Zechsteins Gesteine nach. Dies spricht für absinkende Zechsteinwässer mit einem fluorhaltigen Horizont als Fluidquelle (Kap. 4.2.4). Da der Fluorit in Paragenese mit Anhydrit, Baryt, Kalzit und Quarz z. T. im Bereich hydrothermalen, aktiver, kretazischer Strukturen auftritt (Calvörder Scholle), scheint eine kreidezeitliche Bildung wahrscheinlich. Die beschriebenen hydrothermalen Bereiche sind durch das Vorkommen von 2 - 3 m mächtigen Hydrothermalitgängen in den permokarbonen Vulkaniten charakterisiert, die hauptsächlich aus Kalzit, Quarz und Chlorit bestehen.

Zur Charakterisierung der Sandsteinzemente der untersuchten Gesteine konnte die Typengliederung von GAUPP (1994) modifiziert werden. So wurden 9 faziesabhängige Diagenesetypen bzw. -untertypen unterschieden, die sich durch verschiedene authigene Mineral-Paragenesen auszeichnen. Prinzipiell können frühdiagenetische und spätdiagenetische Mineralzemente unterschieden werden. Als weiteres Ergebnis kann auch gewertet werden, dass die Klüftfüllungen die jeweils jüngsten Mineralbildungen darstellen.

Die z. T. ähnliche Ausbildung der diagenetischen und hydrothermalen Mineralbildungen von Rotliegend-Sandsteinen und permokarbonen Vulkaniten ergibt sich möglicherweise aus der ähnlichen chemischen Zusammensetzung der Gesteine. Bei den Sandsteinen handelt es sich um Litharenite, wobei sich der Detritus überwiegend aus Quarz- und Vulkanitklasten der permokarbonen Magmatite zusammensetzt. Infolge Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen werden in Abhängigkeit der physiko-chemischen Bedingungen die gleichen Ionen im Porenwasser gelöst oder in Gesteinshohlräumen ausgefällt. So erfolgt z. B. die teilweise Auflösung vulkanischer Gesteine oder Gesteinsbruchstücke und deren Verdrängung durch jeweils orange lumineszierenden Kalzit.

5 Alter der Fluide

5.1 Einleitung

Neben der räumlichen Korrelation der verschiedenen Paläo-Fluidsysteme ist eine der vordringlichsten Aufgaben die zeitliche Einordnung verschiedener Fluidereignisse und der Entwicklung der Porenwässer im Verlauf der Diagenese. Zu diesem Zwecke ist eine Datierung der fluidhaltigen Mineralphasen notwendig. Um diese Mineralphasen in verschiedenen alten Generationen zu gliedern, werden somit absolute Altersdaten, wie sie durch radiometrische Datierungsmethoden (Kap. 5.2) bestimmt werden können, oder relative Altersabschätzungen (Kap. 5.3) benötigt. Die Datierung von Fluidereignissen ist hingegen sehr schwierig. Radiometrische Methoden sind aufgrund wenig geeigneter authigener Minerale nur bedingt möglich und sinnvoll.

Über mikrothermometrisch ermittelte Bildungstemperaturen der verschiedenen Mineralzemente und Klüftfüllungen in Kombination mit der Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte sind aber Aussagen zu verschiedenen Entwicklungsstadien des Beckens möglich (Kap. 5.3.1).

Eine weiterer Ansatz zur Datierung von authigenen Mineralbildungen wird in den Arbeiten von FRANZKE (1973) und FRANZKE & ZERJADTKE (1993) vorgeschlagen. Hier werden mit Hilfe einer Strukturanalyse die verschiedenen Klüftsysteme im Bereich des Harzes unter Berücksichtigung der entsprechenden Klüftfüllungen korreliert. Da die Klüftsysteme z. T. tektonischen Ereignissen zugeordnet werden können wird eine grobe Datierung verschiedener Mineralparagenesen möglich. Dieser Ansatz ist allerdings wegen der geringen Anzahl an Oberflächen-Aufschlüssen im NEDB nur bedingt anwendbar.

5.2 Radiometrische Altersdaten

5.2.1 Diskussion der verschiedenen Verfahren

Als radiometrische Methoden zur Altersdatierungen kommen aufgrund der lithologischen Gegebenheiten und in Bezug zur Aufgabenstellung nur wenige Verfahren in Frage, da vor allem sekundär gebildete Mineralphasen analysiert werden müssen. Dies sind u. a. K-Ar- Untersuchungen an authigenen Illiten, wobei die entsprechenden Illite paragenetisch mit fluidhaltigen Mineralphasen vorkommen müssen. Das für die Datierung notwendige

Probenmaterial ist in Kluffüllungen und Mineralzementen in Tiefen unterhalb ca. 4000 m enthalten. Die Schwierigkeit dieser Methode liegt vor allem in der Separation der authigen gebildeten Illite.

Weiterhin kommen Pb-Pb-Altersdatierungen an Galeniten in Frage. Galenit konnte allerdings nur in einem Aufschluss (Wanzleben) gefunden werden. Zudem ergeben die Pb-Pb-Datierungen nur Modellalter, welche nur so gut sind, wie das jeweils angewandte Modell, so dass diese Methode für die hier bearbeiteten Proben nicht sinnvoll erscheint. Eine weitere Möglichkeit ist die Rb-Sr-Methode an Karbonaten, Baryten etc. der Gangfüllungen. Dazu muss allerdings sichergestellt sein, dass sowohl Rubidium als auch Strontium in den Mineralen in ausreichender Menge vorhanden ist. Untersuchungen an Anhydriten, Baryten und Karbonaten wiesen zwar in Baryt Strontiumgehalte bis zu 3 Gew. % nach (RFA, REM-EDX), allerdings lagen die Rubidium-Konzentrationen der untersuchten Proben jeweils unterhalb der Nachweisgrenze.

Somit ist die K/Ar-Datierung authigener Illite die einzige direkte Methode zur Altersbestimmung für die im Bereich des NEDB vorkommenden Paläo-Fluide.

5.2.2 Radiometrische Altersdaten aus dem weiteren Bereich des NEDB

Aus dem Bereich des NEDB und den umliegenden geologischen Einheiten sind eine Vielzahl von Altersdaten mit verschiedenen Datierungsmethoden bekannt (Tab. 5-1). Wichtige Eckwerte für die Beckenentwicklung stellen hierbei die Datierungen der Rotliegend-Vulkanite als älteste Gesteinsbildungen des NEDB dar. Mit Hilfe der Pb/U-SHRIMP- Methode ermittelten BREITKREUZ & KENNEDY (1999) ein Bildungsalter von 302 - 297 Ma für die SiO₂-reichen Vulkanite der verschiedenen Vulkanitkomplexe in NE-Deutschland.

Weitere Altersdaten streuen über einen Bereich von 260 - 90 Ma, wobei die entsprechenden Alter verschiedene Diagenesestadien, tektonische sowie hydrothermale Ereignisse widerspiegeln (z. B. Tab. 5-1).

Tab. 5-1: Einige Altersdaten aus dem NEDB und Vergleichsgebieten nach BONESS (1987), HAGEDORN & LIPPOLT (1993), TISCHENDORF et al. (1993), ZWINGMANN (1995), CLAUER et al. (1996), WEMMER (1991), BREITKREUZ & KENNEDY (1999), BRECHT (1999), GAUPP (2000) und WOLFGRAMM & SCHMIDT MUMM (2002).

Methode	Ort	Alter [Ma]	Ereignis
²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U (SHRIMP) an Zirkonen der Vulkanite	NEDB	302 - 297	Bildung der Rotliegend-Vulkanite; Beginn der Beckenentwicklung
⁴⁰ K / ³⁹ Ar an authigenen Illiten der Vulkanite	NEDB	206 - 156	hydrothermales Ereignis im Bereich des Beckens
⁴⁰ K / ³⁹ Ar, ⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar an authigenem Adular	Harz	135 92	hydrothermale Ereignisse, Bildung von Harzer Ganglagerstätten
Rb / Sr an authigenem Adular	Harz	260 ± 7 223 ± 4	hydrothermale Ereignisse
Rb / Sr an hydrothermal alterierten Grauwacken	Harz	183	hydrothermales Ereignis
²³² Th / ²⁰⁴ Pb an Kluff- Galenit	Harz	251 ± 12 191 ± 14	späte vulkanische Aktivität, Kimmerische Bewegungen
Rb / Sr an authigenen Illiten	Harz	238 ± 20 178 ± 10	Bildungsalter der Lagerstätte Grund, erste Hebung des Harzes
K / Ar an authigenen Illiten	KTB (Oberpfalz)	250 190 130 - 100	Bildung der Störungsbahn, erste Reaktivierung der Störung, zweite Reaktivierung der Störung
K-Ar an authigenen Illiten	Westeuropa	200 - 180	hydrothermales Ereignis

Aus dieser Vielzahl an Altersdaten ergibt sich zusammenfassend ein Illit-Alter von 200 - 180 Ma (Lias). CLAUER et al. (1996) postulieren auf Grundlage eigener und aus der Literatur bekannter mikrothermometrischer Daten und Altersangaben ein überregionales hydrothermales Ereignis für den Bereich von Westeuropa und Nordafrika. Jura und Kreide sind durch verstärkte tektonischen Bewegungen geprägt, welche teilweise im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese, aber auch mit halokinetischen Bewegungen zu sehen sind. Entsprechend ist auch das von BRECHT & WOLFGRAMM (1998) dokumentierte hochthermale Ereignis im Zeitraum von 206 - 156 Ma, mit Maximum bei 180 Ma, zu werten. Auch das NEDB scheint von diesem überregionalen hydrothermalen Ereignis erfasst worden zu sein.

Zudem sind eine Vielzahl von verschiedenen Altersdaten zwischen 180 Ma und 90 Ma bekannt, wobei besonders häufig Alter von 150 Ma, 130 Ma und ca. 90 Ma dokumentiert sind. Weitere Alter könnten Mischalter darstellen oder aber Ausdruck einer lang andauernden tektonothermalen Aktivität sein. Letzteres würde sich auch durch die geologischen Rahmenbedingungen erklären lassen, besonders bei Betrachtung der strukturellen Entwicklung des Harzes vom Jura bis heute (FRANZKE & ZERJADTKE 1993).

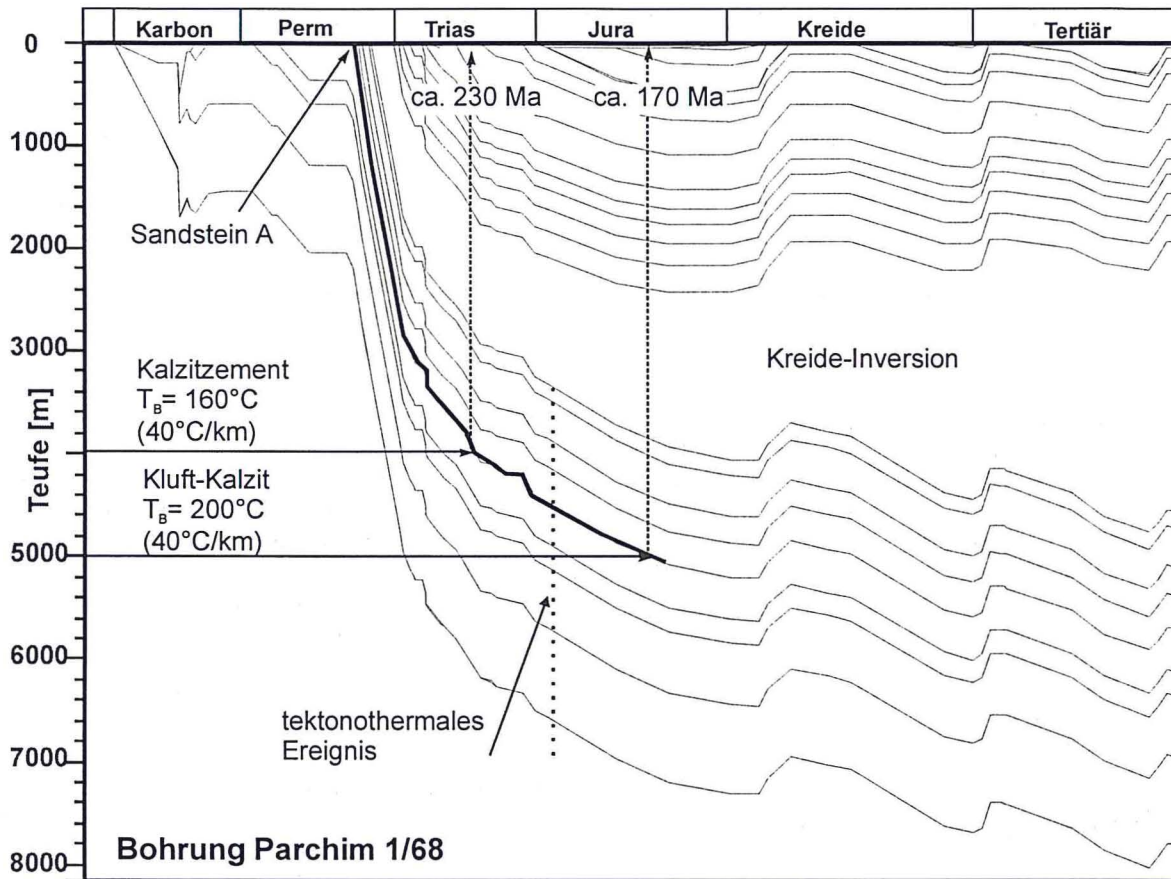


Abb. 5-1: Absenkungsdiagramm der Bohrung Parchim 1/68, modifiziert nach FRIBERG (2000a). Der Sandstein A wurde im Ober-Rotliegend abgelagert und danach versenkt (dicke Linie). Unter Annahme eines Paläo-Temperaturgradienten von $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ergibt sich eine Bildungstiefe von 4 km für den Kalzit und von 5 km für den Kluft-Kalzit. Aus dem Schnittpunkt der Versenkungskurve mit der jeweiligen Bildungstiefe lässt sich die jeweilige Bildungszeit ablesen.

ZHENG & HOEFS (1993) unterscheiden zwei karbonathaltigen Fluidsysteme mit Altern von 190 Ma und 120 Ma, welche zur Bildung der verschiedenen Kluftgenerationen im Harz führten. TISCHENDORF et al. (1993) benennen als jüngste Gangphasen im Harz Paragenesen mit Baryt und Fluorit (Kreide), wobei jeweils Rückschlüsse von datierten Mineralen auf die in Paragenese vorkommenden oder strukturell ähnlich gelagerten, fluidführenden Minerale erfolgt.

5.3 Relative Altersabfolge diagenetischer und hydrothormaler Mineralparagenesen

Bei der Betrachtung von Altersbeziehungen verschiedener Mineralparagenesen im Bereich eines sedimentären Beckens sollte zuerst eine klare Trennung von diagenetischen und hydrothermalen Prozessen erfolgen. Dass diese modellhafte Untergliederung eines Beckens die wahren Bedingungen nicht vollständig widerspiegelt, muss in der anschließenden Bewertung der Daten Berücksichtigung finden.

5.3.1 Alter von diagenetischen Mineralbildungen

Im Rahmen der Beckenabsenkung bilden sich verschiedene diagenetische Minerale, wie z. B. die frühdiagenetischen Dolomit- und Anhydritzemente oder spätdiagenetischen Kalzitmente. In Kombination von petrographischen (Kap. 4), mikrothermometrischen (Kap. 6), isotopengeochemischen (Kap. 8) und struktureologischen Untersuchungen (Kap. 5.3.2) können hierbei Altersbeziehungen der verschiedenen Mineralparagenesen (Kap. 4.6) ermittelt und in Beziehung zur jeweiligen Absenkungsgeschichte gesetzt werden. Dabei lassen sich für die verschiedenen Minerale durch die ermittelten primären Bildungstemperaturen entsprechend des geothermalen Paläo-Temperaturgradienten Bildungstiefen und somit die Bildungszeit aus der zugehörigen Absenkungsgeschichte abschätzen (Abb. 5-1). Die Absenkungsgeschichte einzelner Gesteinsproben spiegelt sich besonders in Absenkungsdiagrammen wider, wie es in Abb. 5-1 beispielhaft für die Bohrung Parchim 1/68 dargestellt ist. Letztere ist eine typische Bohrung des beckenzentralen Bereiches. Werden in einem Ober-Rotliegend-Sandstein A Mineralbildungstemperaturen von 160°C und 200°C (Abb. 5-1) ermittelt, so lässt sich unter Berücksichtigung des geothermischen Gradienten jeweils die entsprechende Bildungstiefe ermitteln. Der Schnittpunkt von Bildungstiefe und der entsprechenden Versenkungskurve gibt das Bildungsalter der jeweiligen Mineralbildung

wider. Diese Methode wurde bei der Datierung der verschiedenen authigenen Mineralbildungen benutzt (z. B. Kap. 4.6).

5.3.2 Strukturkontrollierte Bildung von Mineralparagenesen

Eine Korrelation von Kluffgefügen, Stressregimes, Kluffüllungen und ihrer zeitlichen Einordnung sind bereits durch Arbeiten von FRANZKE (1973) und FRANZKE & ZERJADTKE (1993) für den Harz und von JACOB et al. (1995) für den Flechtinger Höhenzug bekannt. Eigene Untersuchungen wurden in 3 Steinbrüchen des Flechtinger Höhenzuges durchgeführt. Eine direkte Korrelation mit Bohrungsproben ist jedoch nicht möglich, da die Gesteinskerne der Tiefbohrungen nicht gerichtet entnommen wurden. Rückschlüsse sind nur über den Vergleich der beobachteten Mineralparagenesen möglich.

Die Andesitoide und Ignimbrite des Flechtinger Höhenzuges weisen zumeist eine synvulkanische Primärklüftung auf, welche sich in einem orthogonalen Klufsystem widerspiegelt. Die Haupttrichtung der Klüftung streicht hierbei NW - SE (Abb. 5-2) und äußert sich beispielsweise im Steinbruch Holzmühlental in einer steil einfallenden Plattungsklüftung. Das orthogonale Klufsystem gehört zum Abkühlungsgefüge und wurde durch ein NE - SW gerichtetes Stressregime begründet. Das primäre Kluffgefüge ist zumeist durch Mineralparagenesen von Quarz, Kalzit, Fluorit und Chalkopyrit (Abb. 5-2 [1]) zementiert und wurde durch NW - SE und E - W streichende, als Scherzonen ausgebildete Störungen überprägt. Diese Strukturen sind vor allem mit Illit und Chlorit, aber auch mit Kalzit und Fluorit (Abb. 5-13 [2]) gefüllt.

Im Anschluss an das Wirken dieses überwiegend extensiven Deformationsregimes wechselte das Stressregime zu überwiegend kompressiver Deformation. Die in diesem Zusammenhang beobachteten Kataklastite und Störungszonen wurden durch Quarz und Hämatit zementiert (vgl. JACOB et al. 1995). Die Bewegungen erfolgten zumeist dextral, was besonders durch Harnischstreifungen nachgewiesen werden konnte. Durch die kompressiv bzw. transpressiv wirkenden Kräfte bildeten sich kluffparallele, 0,1 - 2 m lange und bis zu 0,2 m breite Klufföffnungen in denen idiomorphe und gerichtet gewachsene Quarz- und Kalzitkristalle sowie Chlorit (Abb. 5-2 [3]) enthalten sind (Steinbruch Eiche). Als jüngste Strukturgefüge wurden bis zu einem Meter breite, ENE - WSW streichende Hämatit-Gänge beobachtet, welche im Steinbruch Bodendorf II über Hunderte von Metern zu verfolgen sind (Abb. 5-2 [4]). Der Hämatit besteht aus bis zu 1 mm großen, silbrig glänzenden Plättchen. Zudem konnten silbrig glänzende Hämatit-Schüppchen als Aufwachsungen auf idiomorphen Quarzen und Karbonaten beobachtet werden. Ebenfalls auf Kalzit aufgewachsen sind kleine, bis zu 1 mm große idiomorphe Siderite. Als jüngste Mineralbildung konnte häufig parallel zur Klüftung Kaolinit als weißer pulveriger Ton beobachtet werden.

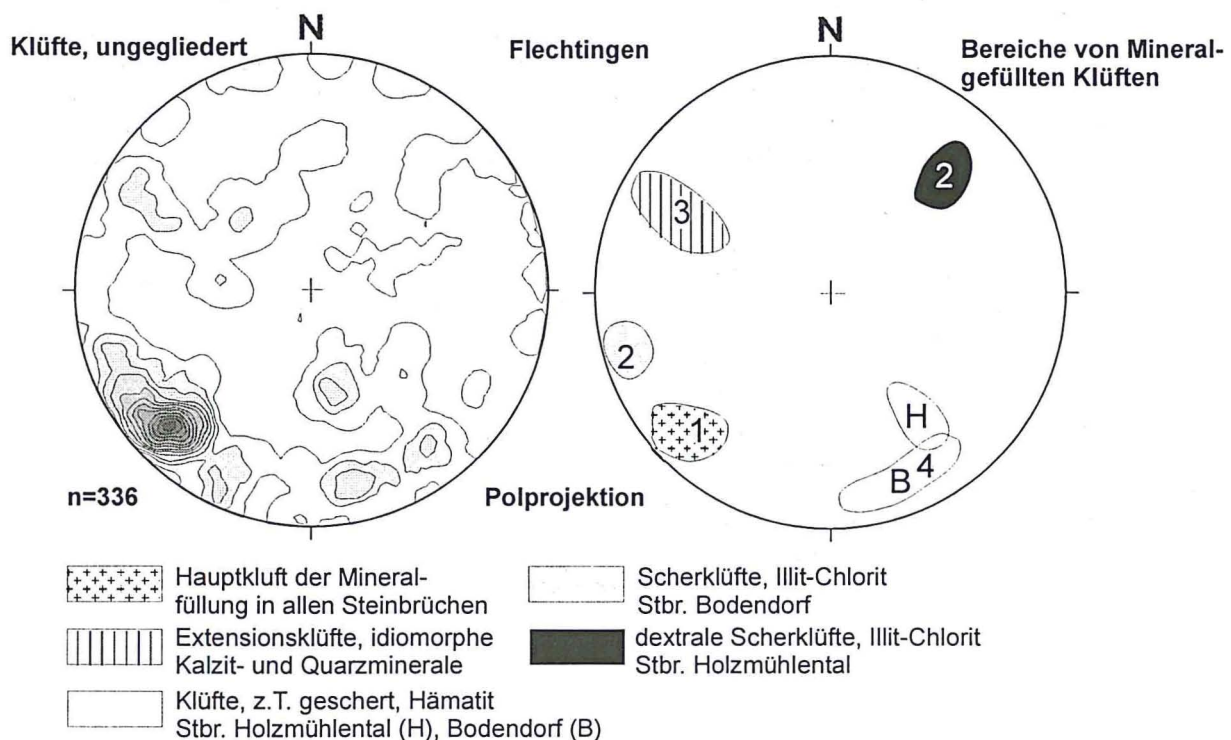


Abb. 5-2: Stereographische Projektion der Klüfte des Flechtinger Höhenzuges mit Angabe der mineralführenden Haupttrichtungen (Steinbrüche Holzmühlental, Bodendorf I und II, Eiche, Döhnstedt).

Links: stereographische Projektion aller Klüfte.

Rechts: Zuordnung bestimmter Kluffüllungen zu Verteilungsmaxima der Klüfte.

Die ermittelten Mineralgefüge und Kluffüllungen können in den regionalgeologischen Rahmen eingepasst werden, welcher durch die Arbeiten von FRANZKE (1973), FRANZKE & ZERJADTKE (1993) und LÜDERS et al. (1993b) für den Bereich des Harzes und von JACOB et al. (1995) für den Bereich des Flechtinger Höhenzuges bekannt sind.

So wurden die in den verschiedenen Gangphasen des Harzes vorkommenden Mineralparagenesen bestimmten Mineralisationsstadien zugeordnet (Tab. 5-2) und diese aufgrund vorhandener Altersdatierung und ihrer relativen Altersabfolge zeitlich gegliedert. Dabei wurden Minerale wie Quarz, Pyrit etc. in allen Vererzungsstadien nachgewiesen, während die in Tab. 5-2 abgebildeten Minerale charakteristisch für bestimmte Zeitintervalle sind. Eine Korrelation bestimmter Mineralphasen mit den im NEDB nachgewiesenen Kluffüllungen scheint möglich zu sein. So lassen sich beispielsweise die Fluorit-Baryt-Anhydrit-Klüfte wie auch die ENE - WSW-streichenden Hämatitgänge zeitlich der Kreide zuordnen. Sideritaufwachsungen auf Kalzit können ebenfalls dem Baryt-Fluorit-Stadium der Kreide zugeordnet werden. Im Resultat können die ermittelten Altersdaten als Indizien für die Altersabfolge der Kluffüllungen des NEDB verwandt werden.

Tab. 5-2: Wichtige Mineralphasen der Harzer Ganglagerstätten und ihre Bildungszeit (vereinfacht nach LÜDERS et al. 1993). „Durchläufer-Minerale“ wurden bewusst weggelassen.

Karbon / Perm	Trias		Jura	Kreide	Tertiär
Spätvarizische Mineralisationen	Prä-Erz-Stadium	Quarz-Sulfid-Stadium	Karbonat-Sulfid-Stadium	Baryt-Fluorit-Stadium	Karbonate/Remobilisierung
	Adular				Adular
	Hämatit	Galenit, Cu-Pyrit	Galenit	Galenit, Hämatit	
Kalzit	Siderit		Kalzit, Siderit	Siderit	Kalzit, Siderit
Fluorit				Fluorit, Baryt	

6 Chemische Zusammensetzung der Fluide

6.1 Vorkommen und Klassifizierung von Fluid-Einschlüssen

Für die Messungen von Flüssigkeitseinschlüssen in syndiagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralen kommen aufgrund der lithologischen Vielfalt der Gesteine unterschiedliche Wirtsminerale und verschiedene Gefügetypen in Frage. Am bedeutendsten sind Quarzanwachssäume, Karbonat- und Anhydritzemente in Sandsteinen sowie Kluff- und Drusenfüllungen von Quarz, Kalzit, Fluorit, Baryt, Anhydrit oder Halit in allen bearbeiteten Gesteinen. Untergeordnet wurden die Fluide in Anhydritkonkretionen von Silt- und Tonsteinen, Anhydrit-Neubildungen in Anhydritgesteinen oder sekundären Alterationsmobilisaten der permokarbonen Vulkanite bearbeitet. In den aus rhomboedrischen Kristallen zusammengesetzten Porenzementen konnten aufgrund der geringen Einschlussgrößen (<2 µm) keine Fluid-Untersuchungen erfolgen. Die frühdiagenetischen Anhydritzemente waren zum großen Teil einschlussleer.

Die Einschlussgrößen variieren zwischen 1 µm und 79 µm und die Formen der Einschlüsse sind sehr variabel. Charakteristische Formen treten lediglich bei primären Einschlüssen in Kalzit, Anhydrit und Baryt auf. Primäre Fluide in Anhydrit und Kalzit sind entsprechend der auftretenden Mineralformen in würfel- bis quaderförmigen oder rhomboedrischen Antiformen eingeschlossen. Die primären Einschlüsse im Baryt befinden sich hingegen in idiomorph-prismatisch ausgebildeten Antiformen.

Zur Unterscheidung der verschiedenen Einschlussgenerationen wurde eine prinzipielle Klassifizierung vorgenommen (Abb. 6-1), wobei das Erscheinungsbild (primär, sekundär, pseudosekundär) und das Auftreten verschiedener Phasen in den Fluideinschlüssen die wichtigsten Kriterien lieferten. In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, dass eine Unterscheidung von primär und sekundär gebildeten Einschlüssen aufgrund der Einschlussform und der Verteilung der Einzeleinschlüsse nicht immer eindeutig möglich ist. GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) schlagen zur Lösung des Problems die generelle Verwendung des Begriffes: „Fluid-Einschluss-Generation“ vor, wobei nicht zwischen primär und sekundär sondern zwischen erster, zweiter usw. Generation unterschieden wird. In der vorliegende Arbeit wurde deshalb zwar eine Differenzierung in primäre und sekundäre Einschlüsse vorgenommen, wofür besonders Einschlüsse der Wirtsminerale Kalzit, Anhydrit und Baryt geeignet waren. Ansonsten wurde bei Auswertung der Daten eine Klassifizierung in jüngere und ältere Einschlussgenerationen bevorzugt. Bei den bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüssen konnten auch sekundäre Veränderungen des Fluidinventars nachgewiesen und dokumentiert werden (Kap. 8.4).

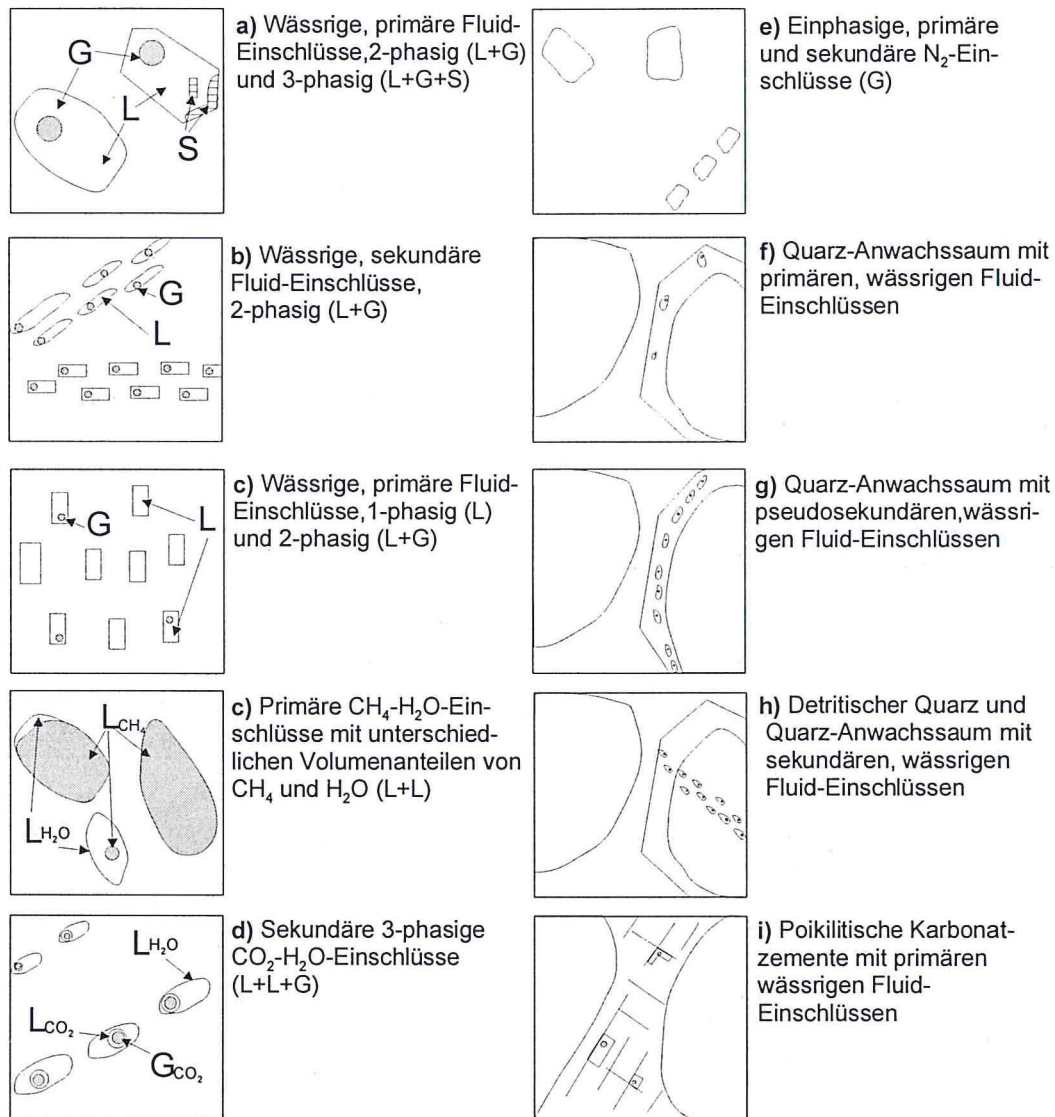


Abb. 6-1: Fluid-Einschlusstypen in authigenen Mineralen.

6.2 Zusammensetzung der wässrigen Fluideinschlüsse

6.2.1 Mikrothermometrische Bestimmung der Zusammensetzung wässriger Fluide

6.2.1.1 Allgemein

Die mikrothermometrischen Untersuchungen liefern neben der Salinitätsbestimmung auch Informationen über die qualitative Zusammensetzung der gelösten Salze, wie z. B. NaCl, KCl, CaCl₂ und MgCl₂. Im wesentlichen wird davon ausgegangen, dass durch die gelösten Kationen eine Gefrierpunktserniedrigung (Te) erfolgt. Diese hängt sowohl von der Art als auch der Konzentrationen der Kationen ab. Die beobachtete initiale Schmelztemperatur wird üblicherweise als „eutektische“ Temperatur (Te) bezeichnet. Ausgangspunkt der Auswertung mikrothermometrischer Untersuchungen ist im allgemeinen das binäre System NaCl - H₂O, welches eine maximale Gefrierpunktserniedrigung von -21,2 °C bzw. -20,8 °C (ROEDDER 1962, 1963) bewirken kann (Abb. 6-2).

Erhöht sich der Anteil an Ca²⁺, Mg²⁺ und K⁺ im Verhältnis zu Na⁺ findet eine weitere Erniedrigung des Gefrierpunktes statt, welche bis zu Temperaturen < -80 °C (DAVIS et al. 1990) gehen kann (Tab. 6-1). Die beobachtete Temperatur Te repräsentiert dabei nicht selten ein metastabiles „Eutektikum“, welches durch das Schmelzen oder die Umwandlung von Salzhydraten hervorgerufen wird (Tab. 6-1).

Beispielsweise können im System NaCl - MgCl₂ - H₂O drei metastabile Eutektika beobachtet werden, die jeweils durch das Schmelzen der Hydrate Bischofit (MgCl₂*6H₂O) bei ca. -80 °C, MgCl₂*8H₂O bei ca. -55 °C und MgCl₂*12H₂O bei -37 °C (DAVIS et al. 1990) initiiert werden. Ähnliches ist für das System NaCl - CaCl₂ - H₂O bekannt. So wandelt sich bei ca. -70 °C das Hydrat CaCl₂*4H₂O in Antarktit (CaCl₂*6H₂O) um (DAVIS et al. 1990). Während diese ternären Systeme relativ gut untersucht und durch die Arbeiten von YANATIEVA (1946) sowie LUZHAYAYA & VERESCHETINA (1946) dokumentiert sind, gibt es über die 4- und Mehr-Komponenten-

systeme kaum umfassende thermodynamische Zustandsgleichungen, so dass auf empirische Untersuchungen zurückgegriffen werden muss, wie sie bei RIEKEN (1988), ZWART & TOURET (1994) u. a. publiziert sind. Ebenfalls zur chemischen Charakterisierung der wässrigen Phase von Flüssigkeitseinschlüssen dient die Bestimmung der Schmelztemperaturen von Eis und Hydrohalit. Für niedrig salinare bis salinare NaCl-Fluide sind Schmelztemperaturen des Eises von $-20,8 - 0$ °C charakteristisch. Die Bestimmung der Salinität der Einschlusslösungen erfolgt im binären System NaCl-H₂O (Abb. 6-2). Die bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüsse wiesen aber meist Temperaturen der letzten Schmelze auf, die z.T. wesentlich kleiner als $-20,8$ °C sind. Diese hochsalinaren Fluide lassen sich nicht mehr durch das oben beschriebene NaCl - H₂O-System erklären. Vielmehr erfolgt die Bestimmung der Salinität dieser Einschlüsse im ternären System NaCl - CaCl₂ - H₂O, wobei NaCl die Salze der monovarianten (NaCl, KCl) und CaCl₂ (z. B. MgCl₂, CaCl₂) die der bivarianten Kationen repräsentieren.

Tab. 6-1: Zusammenstellung der initialen Schmelztemperaturen, welche sich durch stabile oder metastabile Eutektika und durch bereits von anderen Autoren dokumentierte eutektische Temperaturen (Te) verschiedener wässriger Systeme charakterisieren lassen. Modifiziert nach ¹YANATIEVA (1946), ²LUZHAY & VERESHCHETINA (1946), ³BORISENKO (1978), ⁴POTTER et al. (1978), ⁵ROEDDER (1984), ⁶GERLER et al. (1985), ⁷DAVIS et al. (1990), ⁸OAKS et al. (1990), ⁹GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994).

System	Erstes Schmelzen - Te (°C)
NaCl-H ₂ O ^{4) 5) 7)}	stabil -21.2 metastabil -28 beobachtet (-21.1 to -21.2) (-28 to -35)
NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O ^{7) 8)}	stabil -52 metastabil -70 beobachtet (-47 to -53) (-70 to -85) -90
NaCl-MgCl ₂ -H ₂ O ^{7) 8)}	stabil -35 metastabil -37 -55 -80 beobachtet (-33 to -40) (-45 to -50) (-70 -80)
NaCl-KCl-H ₂ O ^{7) 8)}	stabil -22.9 metastabil -28 beobachtet (-23.0 to -23.4)
NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O ^{1) 2)}	stabil -57 metastabil beobachtet
KCl-H ₂ O ^{5) 9)}	stabil -10.7
CaCl ₂ -H ₂ O ^{1) 5) 9)}	stabil -49.8
MgCl ₂ -H ₂ O ^{1) 5) 9)}	stabil -33.6
LiCl-H ₂ O ³⁾	stabil -74.8
NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O ⁶⁾	beobachtet -64

Dabei wird wie folgt vorgegangen: Ausgehend von der eutektischen Schmelztemperatur (Te) -52 °C geht zuerst das System CaCl₂*6H₂O in Schmelze (Abb. 6-3). Bei weiterer Erwärmung bewegt sich der Schmelzpunkt entlang der kotektischen Linie bis zum Punkt der Hydrohalit-Schmelze (weißes Viereck, Abb. 6-3). Durch weiteres Erwärmen schmilzt das Eis, wobei der Schmelzpunkt (schwarzes Viereck, Abb. 6-3) auf der Verbindungslinie zwischen dem H₂O-Pol und dem Hydrohalit-Schmelzpunkt liegt. Durch die Extrapolation dieser Linie auf die NaCl - CaCl₂-Achse wird es möglich, das Verhältnis von bivarianten und monovarianten Salzanteilen zu bestimmen. Die Salinität der Einschlusslösung lässt sich an der NaCl - H₂O oder CaCl₂ - H₂O-Achse ablesen, wobei der Ablesepunkt durch den Schnittpunkt der jeweiligen Achse mit der horizontalen Geraden durch den Schmelzpunkt des Eises gegeben ist. Schmilzt in den untersuchten Einschlüssen zuerst Eis und dann erst das Salzhydrat, wird der Schmelzpunkt des Hydrohalits auf der nach unten verlängerten Verbindungslinie zwischen H₂O-Pol und Schmelzpunkt des Eises auf der kotektischen Linie im Feld „Hydrohalit + Lösung“ (Abb. 6-3) abgetragen.

6.2.1.2 Chemische Zusammensetzung der untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse

Zur Ermittlung der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Fluide wurden auf Grundlage mikrothermometrischer Untersuchungen die „eutektischen“ Temperaturen (Te) und die Schmelztemperaturen von Hydrohalit (T_{m_{HH}}) und Eis (T_{m_{ice}}) von ca. 3500 wässrigen, zweiphasigen Einschlüssen bestimmt. Die entsprechenden Daten sind im Anhang der Dissertation in Form von Histogrammen der Te, von ternären NaCl - CaCl₂ - H₂O-Diagrammen sowie von T_{m_{ice}} - Th-Diagrammen dokumentiert, wobei Th die Homogenisierungstemperatur der wässrigen Phase in die Gasphase darstellt. Im Folgenden sollen nun diese Daten zusammengefasst und beschrieben werden.

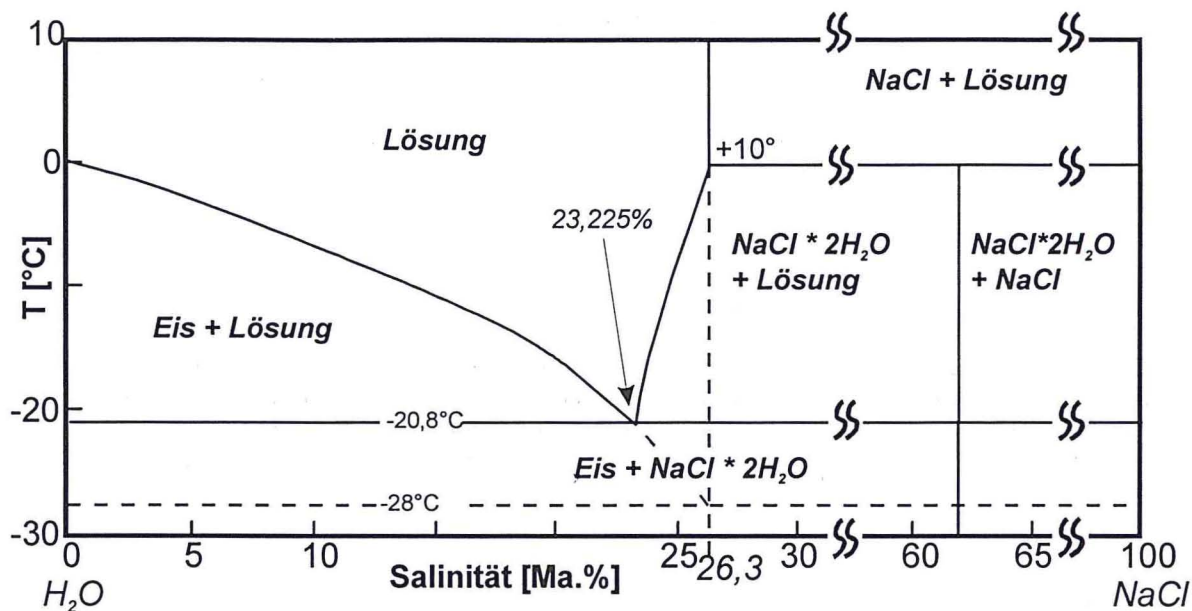


Abb. 6-2: Die kryometrische Bestimmung der NaCl-Konzentration im System NaCl - H₂O nach ROEDDER (1962).

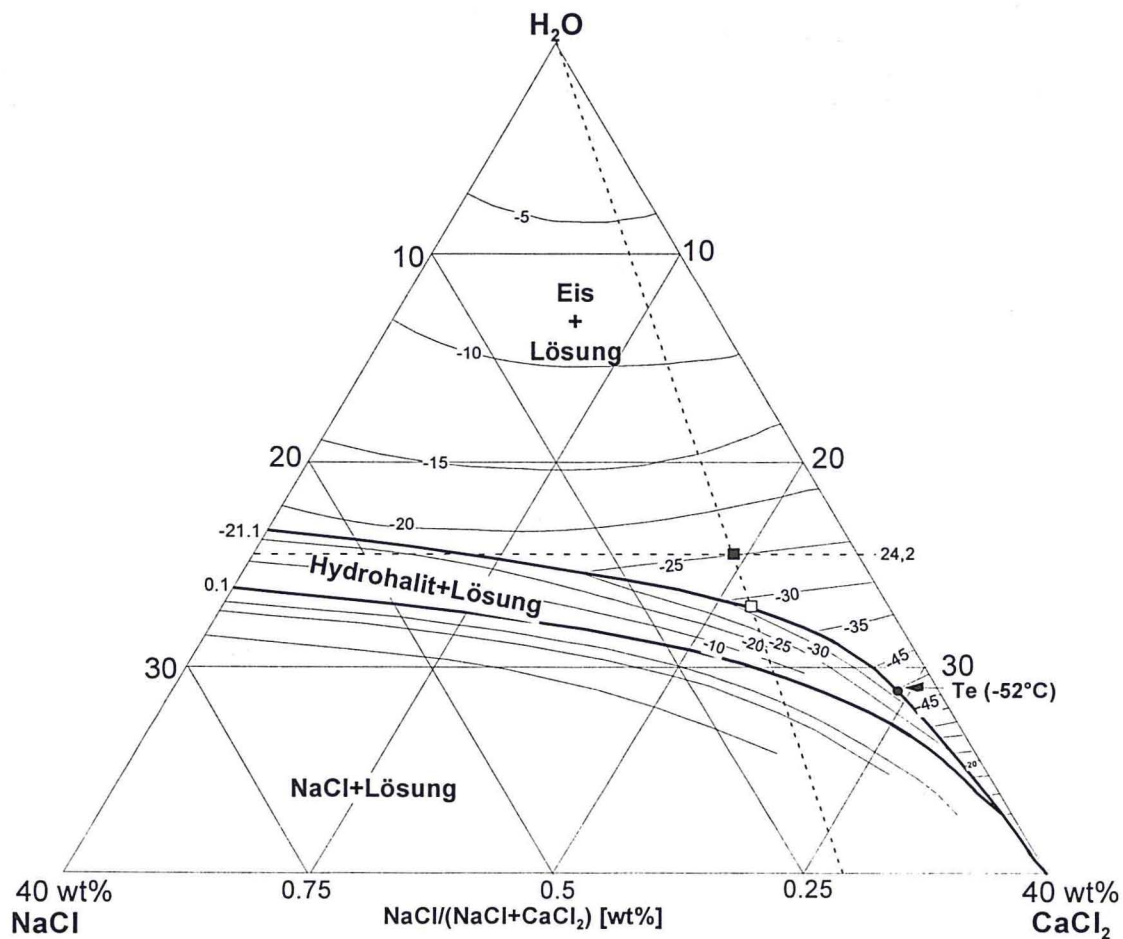


Abb. 6-3: Bestimmung der monovarianten (NaCl) und bivalenten (CaCl₂) Kationenanteile der Einschlusslösungen im ternären Diagramm (LINKE 1965 nach Daten von YANATIEVA 1946).

In Abb. 6-4 sind alle ermittelten T_e dargestellt, wobei darauf verwiesen sei, dass es sich um die Temperatur der ersten sichtbaren Schmelze handelt. Aus der Verteilung der T_e wird ersichtlich, dass sich über 90 % der gemessenen Werte zwischen -74 °C und -46 °C befinden (Abb. 6-4), wobei zwei Maxima bei -65 bis -55 °C und -54 bis -50 °C unterschieden werden können. Ein weiteres Maximum ist bei -20 bis -22 °C zu beobachten. Im Vergleich der Temperaturen mit denen bereits bekannter salinärer Systeme (Tab. 6-1) ergeben sich so Fluidzusammensetzungen für den Bereich des NEDB von:

- | | | |
|-------|---|------------------|
| (I) | NaCl - CaCl ₂ - MgCl ₂ - H ₂ O | (-65 bis -55 °C) |
| (II) | NaCl - CaCl ₂ - H ₂ O | (-54 bis -50 °C) |
| (III) | NaCl - H ₂ O | (-22 bis -20 °C) |

Ähnliches ergibt sich auch aus den gemessenen Schmelztemperaturen der wässrigen Fluideinschlüsse. Abb. 6-5 zeigt die Häufigkeitsverteilung der gemessenen Temperatur der letzten Schmelze (T_m) aller bearbeiteter Einschlüsse, welche jeweils durch das Schmelzen von Eis, Salzhydrat oder Gashydrat (Clathrat) gegeben ist. Nicht berücksichtigt werden konnten in dieser Darstellung wässrige Einschlüsse, welche sich aufgrund der hohen Salinität nicht einfrieren ließen.

Unterschieden werden können 6 Maxima der Temperaturverteilung:

- | | | | |
|-------|----------------|------|---------------|
| (I) | -38 bis -35 °C | (IV) | -10 bis -5 °C |
| (II) | -32 bis -20 °C | (V) | -2 bis 0 °C |
| (III) | -23 bis -20 °C | (VI) | 9 bis +12 °C |

Die Maxima I und II repräsentieren Tiefenfluide des Beckens, welche in Zementen und Kluftfüllungen der permokarbonen Einheiten identifiziert werden konnten. Schmelztemperaturen des Maximum III wurden besonders häufig in primären Einschlüssen von Kluftfüllungen gemessen, welche sich aus zonierten Quarzen und nicht bzw. dunkelblau lumineszierenden Kalzitn zusammensetzen. Das Maximum V repräsentiert vor allem die sekundären Einschlüsse im Quarz-Detritus der Sandsteine, welche zu Vergleichszwecken analysiert wurden. RIEKEN (1988) wies nach, dass sekundäre Einschlüsse im Detritus häufig auch diagenetische Fluide repräsentieren. Das Maximum IV ist u. a. für Flüssigkeitseinschlüsse von Drusenfüllungen der permokarbonen Vulkanite

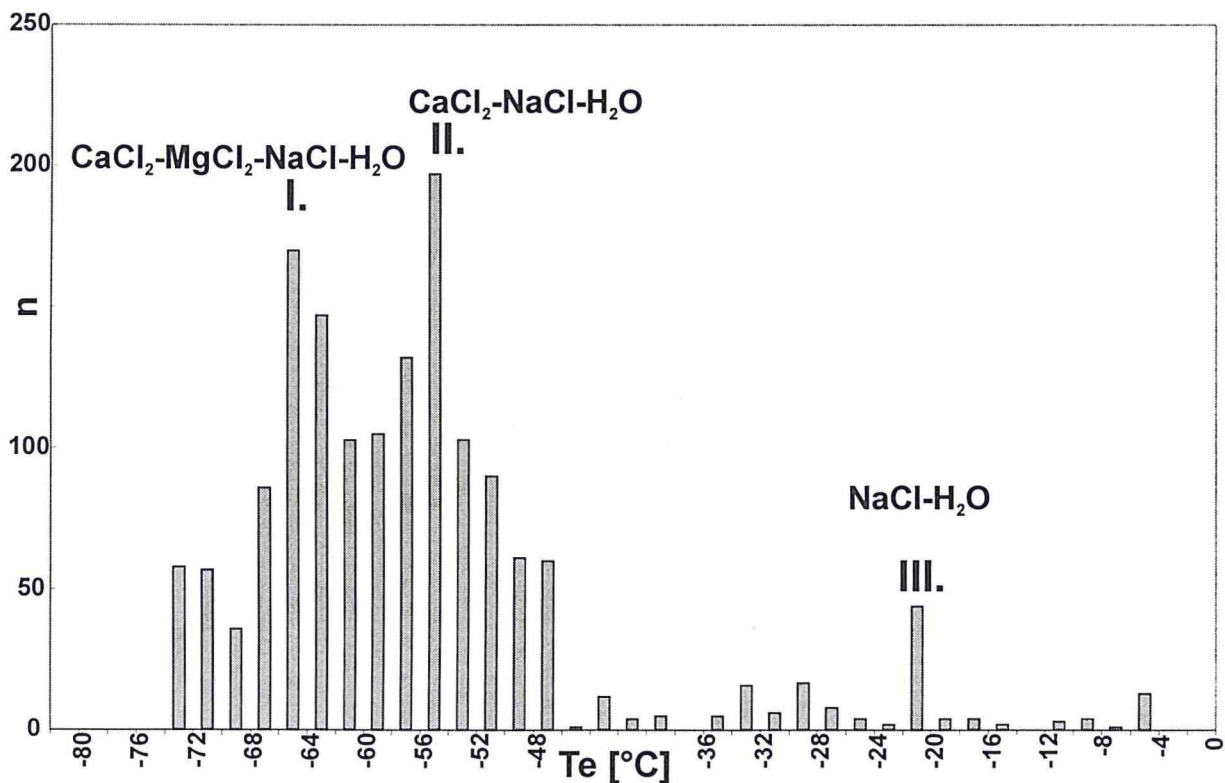


Abb. 6-4: Initiale Schmelztemperatur T_e aller bearbeiteter Proben (n = Anzahl der Einschlüsse).

und für fröhdiagenetisch gebildete Anhydritkonkretionen der Silt- und Tonsteine des Rotliegend sowie des Buntsandsteins charakteristisch. Problematisch sind vor allem die positiven Schmelztemperaturen mit dem Maximum VI. Ursache dieser positiven Schmelztemperaturen können Metastabilitäten oder das Überschreiten der Phasengrenze Hydrohalit - Halit (Abb. 6-3) sein. Andererseits könnte es sich bei den abschmelzenden Festkörpern um Clathrate (Gashydrate) handeln. Zur Lösung des Problems wurden die entsprechenden Einschlüsse nach dem Einfrieren bis kurz vor den Schmelzpunkt aufgeheizt und dann schnell gekühlt. Dies führte zum Wachsen der festen Phase. Bei etwa -5 bis -10 °C endete dies Wachstum meist, was darauf zurückgeführt wird, dass sämtliches im Einschluss enthaltene Gas (meist CH_4) zu diesem Zeitpunkt umgesetzt war. Für den größten Teil der bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüsse wird so als Ursache der positiven Schmelztemperaturen das Vorhandensein von Clathraten angenommen (Kap. 6.3).

Im Gegensatz dazu bevorzugen LÜDERS & REUTEL (1998) aufgrund mikrothermometrischer Untersuchungen an Proben aus dem Werra-Anhydrit des NEDB metastabile, hochsalinare Schmelzen als Ursache der positiven T_m . Zum einen konnten sie in entsprechenden Einschlüssen ramanspektroskopisch kein Gas nachweisen und zum anderen wird die Ansicht vertreten, dass positive Schmelztemperaturen bis $+27,7$ °C nur durch H_2S in den jeweiligen Gasen erreicht werden können (Abb. 6-10). Diese Interpretation entspricht einigen der beobachteten positiven Schmelztemperaturen, besonders in sekundär gebildeten Mineralphasen des Zechsteins.

In Abb. 6-6 ist die Zusammensetzung der Fluide des NEDB in ternären Diagrammen dargestellt, wobei hier exemplarisch nur die Daten von vier Bohrungen abgebildet sind. Dass sich die hier dokumentierten Werte auch auf Fluide der anderen Bohrungen übertragen lassen, zeigt sich in den ternären Diagrammen aller Bohrungen. Es wurden, soweit möglich, pro Probe jeweils die primären und sekundären Fluidsysteme unterschieden. Diese Differenzierung lässt sich natürlich nicht ohne weiteres auf alle Proben übertragen, da z. B. sekundär gebildete Flüssigkeitseinschlüsse in einem ähnlichen physikochemischen Umfeld gebildet worden sein können wie die primären Einschlüsse. Andererseits können diese Bildungsbedingungen jedoch deutlich differieren. Prinzipiell sind die niedrig salinaren, NaCl-dominierten Fluide meist in den älteren Mineralbildungen oder den jüngeren Wirtsgesteinen zu beobachten. Mit zunehmender Teufe der Proben nimmt auch die Salinität und der Gehalt an bivalenten Kationen (Ca^{2+} , Mg^{2+}) zu.

In einigen Proben ist die Salinität so hoch, dass sich entsprechende Fluideinschlüsse nicht einfrieren lassen. Die Daten zeigen jedoch ein sekundäres Fluidsystem in den Rotliegend-Sedimenten und der permokarbonen Vulkaniten (Abb. 6-6; Daten im Kreis), welches eine definierte Lösungszusammensetzung aufweist und den Hinweis auf ein hydrothermales Ereignis gibt. Kogenetisch mit den entsprechenden wässrigen Fluideinschlüssen treten auch die meisten der beobachteten Gaseinschlüsse auf.

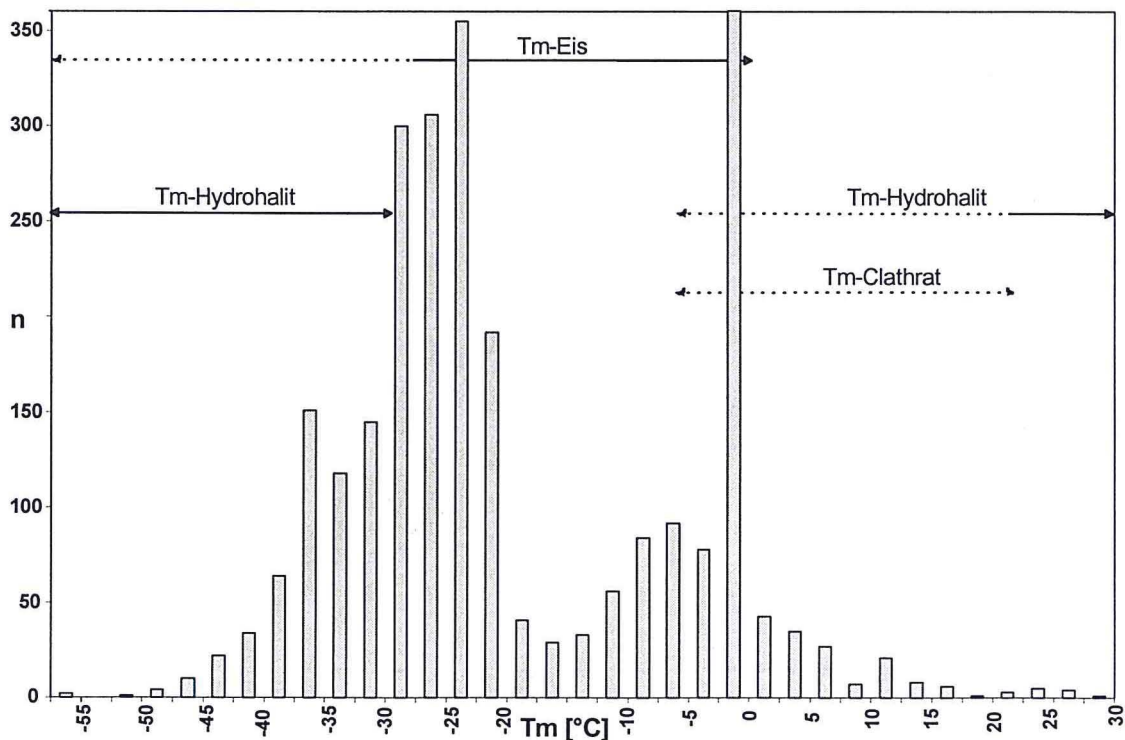


Abb. 6-5: Häufigkeitsverteilung der Temperaturen der letzten Schmelze von Eis, Hydrohalit oder Clathrat (n = Anzahl der Flüssigkeitseinschlüsse).

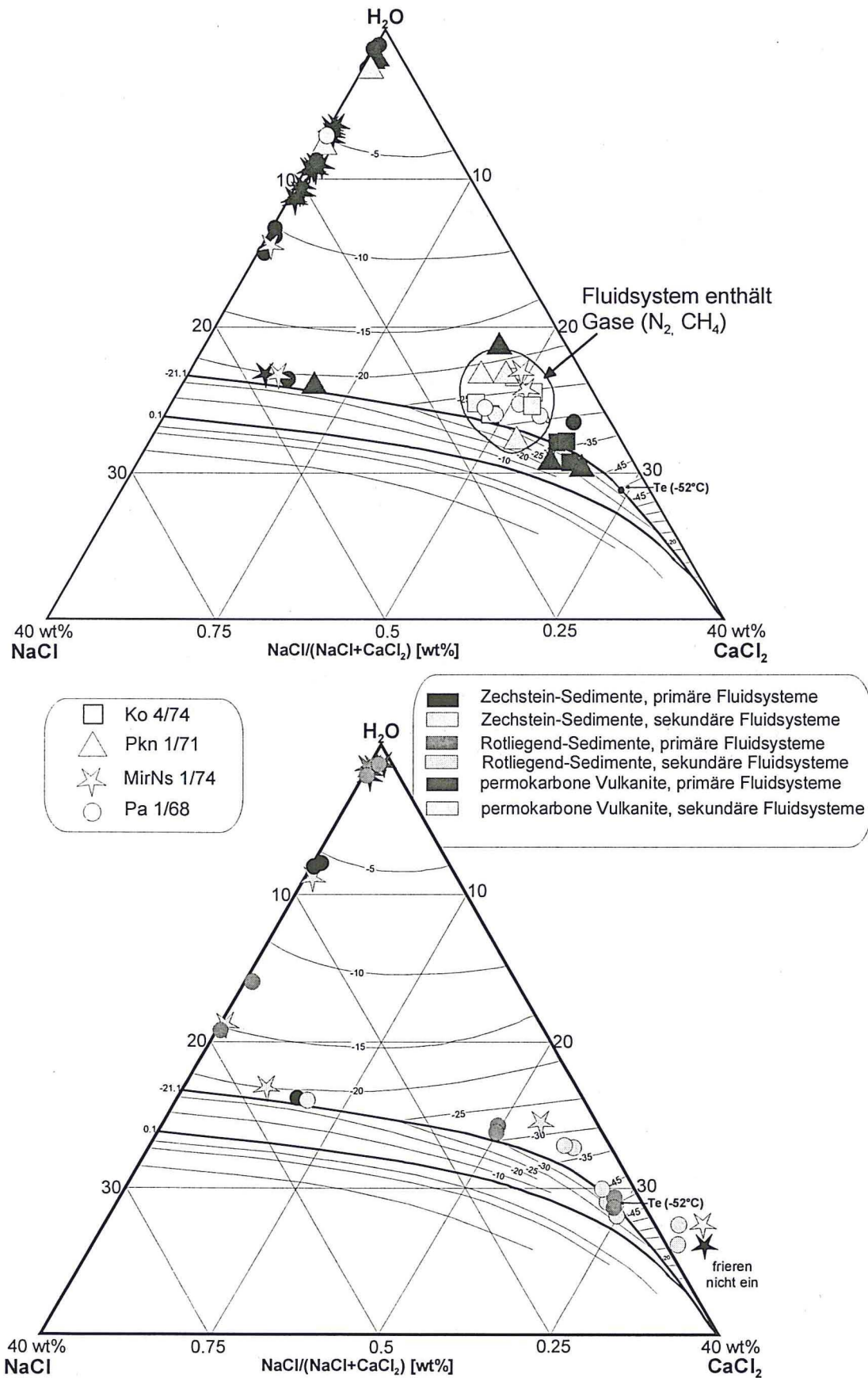


Abb. 6-6: Charakteristische Zusammensetzung der Lösungen der Flüssigkeitseinschluss-Generationen permokarboner Gesteine des NEDB. Exemplarisch wurden vier Bohrungen ausgewählt (Mirow 1/74, Parchim 1/68, Kotzen 4/74, Penkun 1/71).

6.2.2 Chemische Zusammensetzung der wässrigen Einschlüsse (Cryo-REM-EDX)

6.2.2.1 Allgemeine Grundlagen der Methode: Cryo-REM-EDX

Erste Analysen von Flüssigkeitseinschlüssen mit Hilfe der Cryo-REM-EDX wurden von SHEPHERD et al. (1998) durchgeführt. Er analysierte Flüssigkeitseinschlüsse im Halit und verglich die Ergebnisse mit Daten, die mit Hilfe der Laser-Ablation-ICP-MS ermittelt worden waren.

Bei der Cryo-REM-EDX können unter Tieftemperaturbedingungen eingefrorene, flüssige Phasen qualitativ analysiert werden. Hierzu wird die entsprechende Probe in flüssigen Stickstoff (-196 °C) getaucht, so dass sämtliche wässrigen Bestandteile einfrieren. Im folgenden wird die Probe in eine stickstoffgekühlte Präparationskammer eingeführt, in welcher die Probe zuerst zerbrochen und anschließend mit Gold bedampft wird. Das präparierte Gestein wird in die ebenfalls stickstoffgekühlte Analysenkammer des REM geschleust. Hier erfolgte die Suche nach den aufgebrochenen und eingefrorenen Einschlüssen (Abb. 6-7), welche mit Hilfe der EDX untersucht werden können.

Als Wirtsmaterial wurde für die vorliegenden Untersuchungen Quarz bevorzugt; des weiteren wurden die Untersuchungen auf Halit, Kalzit und in einem Falle Dolomit ausgedehnt. Quarz ist deshalb zu bevorzugen, weil die mit Hilfe der EDX ermittelten Kationen und Anionen meist eindeutig den Einschlüssen zuzuordnen sind, während beim Kalzit, Halit und besonders Dolomit die Rückstreuung der Atome des Wirtsmaterials mit in die Analyse einfließen, so dass sich höhere Kalzium-, Natrium- und Magnesiumgehalte ergeben, als tatsächlich dem Einschlussinhalt zuzuordnen wären.

Es wurde pro Einschluss an mehreren Punkten gemessen und die Daten anschließend gemittelt. Zudem wurde während der Messzeit von 2 Minuten mehrfach ein Analyseergebnis abgefragt. Diese Prozedur ergab, dass es während des Elektronenbeschusses in Folge der Freisetzung von Elektronen im Spannungsfeld des REM

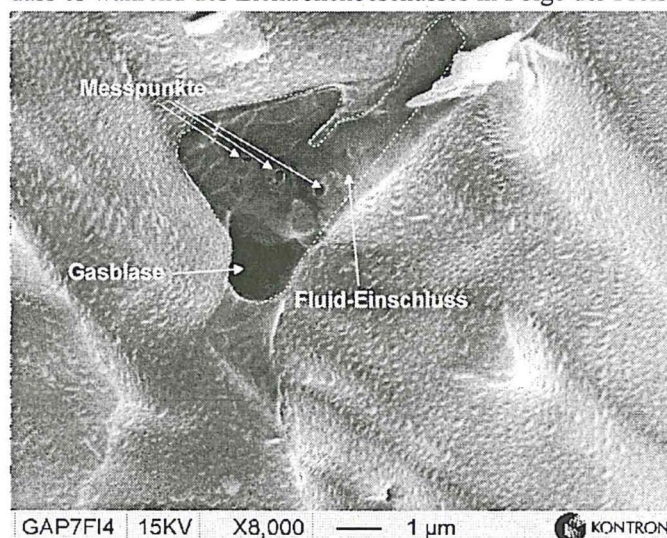


Abb. 6-7: Eingefrorener Fluid-Einschlusses in authigenem Quarz (Gap7Fi4) der Probe Gap7 (Bohrung Garlipp 1/85). SE-Aufnahme; REM.

oft zu einer Abnahme des Chlorgehaltes um bis zu 50 % kam. Dabei konnte jedoch kein funktionaler Zusammenhang zwischen dieser Abnahme und der Zeit festgestellt werden. Ähnliche Veränderungen der Konzentration, jedoch in geringerem Maße, konnten beim Natrium festgestellt werden. Trotz der beschriebenen Probleme kann als positives Ergebnis vermerkt werden, dass in jedem Falle eine qualitative Analyse der Einschlusslösungen mit Hilfe der Cryo-REM-EDX möglich ist, wobei alle Ionen mit Konzentrationen von ca. >0.5 Gew. % nachgewiesen werden können. Eine quantitative Analyse erweist sich jedoch aus bereits genannten Gründen als schwierig. Die Genauigkeit der Analysen liegt wahrscheinlich im oberen Prozentbereich, wobei die besten Ergebnisse sicher in Einschlüssen des Quarzes zu erwarten sind, da hier die Streuung durch das Wirtsmaterial keinen Einfluss auf das Messergebnis nehmen kann.

6.2.2.2 Chemische Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse nach Cryo-REM-EDX

In 18 Proben wurden die in verschiedenen Wirtsmaterialen enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse mit Hilfe der Cryo-REM-EDX analysiert. Es zeigte sich, dass die enthaltenen Fluide meist Lösungen des Systems NaCl - CaCl₂ - H₂O sind. Vielfach konnten auch in größeren Konzentrationen Magnesium- und/oder Kalium-Ionen und in kleineren Konzentrationen Eisen-Ionen identifiziert werden, so dass weitere Fluidsysteme unterschieden werden können. Da eine quantitative Analyse aufgrund der oben beschriebenen Probleme nur beschränkt möglich ist, wurde eine Typisierung der durch die Messergebnisse differenzierten Fluidlösungen mit Hilfe von Spiderdiagrammen durchgeführt (Abb. 6-8). Diese Darstellung spiegelt in vertretbarer Weise die Ionen-Zusammensetzung der Fluidlösungen wider. Unberücksichtigt sind in dieser Darstellung die Eisengehalte. Dazu ist zu vermerken, dass Eisen in fast allen bearbeiteten Einschlüssen mit Gehalten von kleiner 2 Gew. % enthalten ist. Höhere Eisenkonzentrationen bis zu 13 Gew. % konnten lediglich in Einschlüssen einer jüngeren Kalzitphase der Probe Prz2 (Bohrung Pretzier 1/77) und in sekundären Einschlüssen des authigenen Quarzes und Baryts der Probe KoI2 (Bohrung Kotzen 4/74) nachgewiesen werden. Bei der Auswertung der EDX-Daten und ohne Berücksichtigung der Eisengehalte können vier Fluidtypen aufgrund ihrer Ionengehalte unterschieden werden, welche sich in den geometrischen Formen der grauen Flächen des jeweiligen Spiderdiagramms widerspiegeln. Typ I tritt in Einschlüssen der Wirtsmaterialie Quarz, Kalzit und Dolomit auf. Während die Kalzium- und Chlorkonzentrationen sowie meist auch die Natriumgehalte hoch sind, bewegen sich die Magnesium- und Kaliumgehalte nur im Prozentbereich. In einigen Proben (Rx1; Pa1) konnten auch Magnesiumgehalte >10 %

beobachtet werden. Die Einschlusszusammensetzung des Typs I konnte in den stratigraphischen Bereichen vom Karbon bis zum Oberrotliegend nachgewiesen werden. Es wurde weiterhin ein Untertyp Ia unterschieden, der anstelle des Kalziums teilweise Sulfat enthält. Dieser Typ wurde in den Wirtsmineralen Halit und Baryt nachgewiesen und kann den stratigraphischen Bereichen vom Unterrotliegend bis Zechstein zugeordnet werden. Des Weiteren kommen Lösungen mit der Zusammensetzung des Typs I zusammen mit Lösungen des Typs II und III in einer Probe vor.

Die Einschlussgruppe Typ II tritt in den Wirtsmineralen Quarz, Kalzit und Halit auf. Die Zusammensetzung der Lösung beschränkt sich auf das Vorhandensein von Kalzium-, Natrium- und Chlor-Ionen, wobei im Untertyp IIa in geringer Konzentration Kalium enthalten ist und beim Untertyp IIb Kalium an die Stelle des Natriums tritt. Das Verhältnis der Ionen dieser Einschlussgruppe ist relativ konstant. Der Nachweis erfolgte in Gesteinen vom Unterrotliegend bis Zechstein. Die Einschlusslösungen des Typs II kommen in einer Probe neben Lösungen des Typs I und IV vor.

Die Einschlussgruppe Typ III ist vor allem durch das Vorhandensein von Sulfat-Ionen charakterisiert. Sie ist auf die jüngeren, authigenen Mineralparagenesen aus dem Bereich des NEDB beschränkt und spiegelt somit ein jüngeres Fluidsystem wider. Würde man die identifizierten Schwefel-Ionen unberücksichtigt lassen, ließe sich die Gruppe III aufgrund der dann existenten Ionenverteilung der Gruppe IIa zuordnen lassen.

Die Einschlussgruppe IV beschränkt sich auf das Wirtsmineral Halit und den Zechstein. Die Lösung setzt sich überwiegend aus NaCl zusammen, wobei in geringen Mengen $MgCl_2$ und $CaCl_2$ enthalten sind. Die schon beschriebenen Eisengehalte in sekundären Einschlüssen und jüngeren Karbonatgenerationen machen das Vorhandensein eines weiteren Fluidsystems (V) wahrscheinlich, welches den jüngsten der beobachteten Fluidtypen repräsentiert. Insgesamt können somit fünf Typen hochsalinärer Einschlüsse unterschieden werden, wobei die Fluidtypen III und V jüngeren Fluidsystemen zugeordnet werden können:

- (I) NaCl - $CaCl_2$ - $MgCl_2$ - (KCl) - (Fe_2O_3) - H_2O
- (II) NaCl - $CaCl_2$ - (Fe_2O_3) - H_2O
- (III) $CaSO_4$ - NaCl - $CaCl_2$ - KCl - Fe_2O_3 - H_2O
- (IV) NaCl - $MgCl_2$ - $(CaCl_2)$ - (Fe_2O_3) - H_2O
- (V) NaCl - $CaCl_2$ - $(MgCl_2)$ - Fe_2O_3 - H_2O

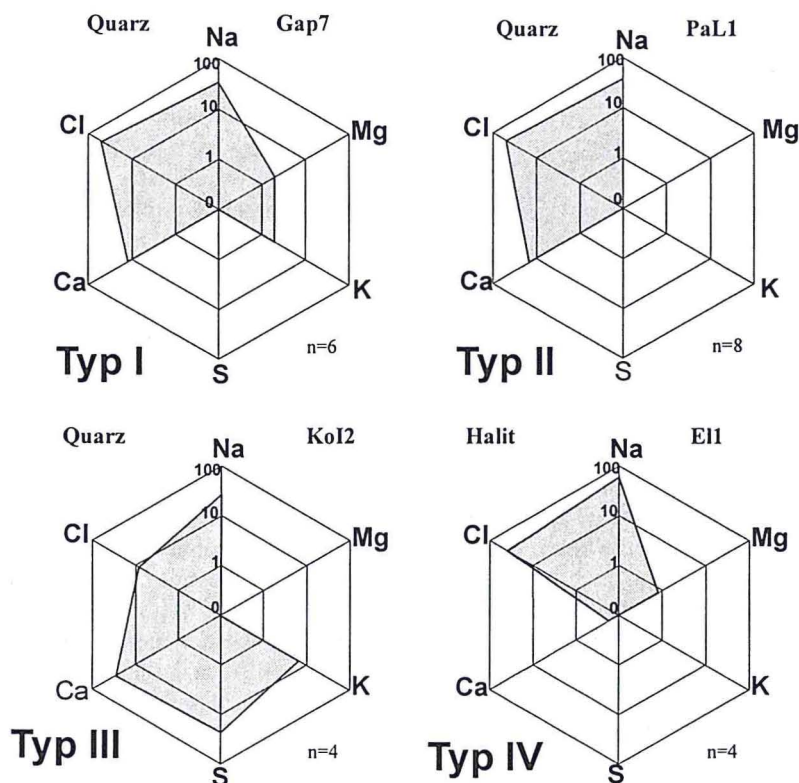


Abb. 6-8: Vier Fluidtypen mit verschiedener chemischer Zusammensetzung der wässrigen Phase von Fluid-Einschlüssen; resultierend aus Untersuchungen mit der Cryo-REM-EDX; modifiziert nach WOLFGRAMM & SCHMIDT MUMM (2000).

6.3 Gas- und kohlenwasserstoffhaltige Fluideinschlüsse

Im Rahmen der petrographischen Bearbeitung der Proben wurden eine Reihe von ein- und mehrphasigen Gaseinschlüssen oder Gashydraten (Clathrate) in 26 der untersuchten Proben identifiziert und mikrothermo-

metrisch sowie ramanspektroskopisch analysiert. Zur Identifikation kohlenwasserstoffhaltiger Bestandteile in den untersuchten Mineralphasen und den entsprechenden Wirtsgesteinen wurde zusätzlich ein Fluoreszenzmikroskop genutzt. Dabei geben die Fluoreszenzfarben Auskunft über die Maturität der entsprechenden Kohlenwasserstoffe (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994).

6.3.1 Mikrothermometrie der gashaltigen Fluideinschlüsse

Gashaltige Einschlüsse konnten in 26 Proben identifiziert werden, wobei in 10 dieser Proben einphasige Gaseinschlüsse beobachtet wurden. Für diese einphasigen Gaseinschlüsse und die wässrigen Einschlüsse mit Gasanteilen bis zu 90 % konnten Homogenisierungstemperaturen (Th) von -146 bis -155 °C oder -79 bis -90 °C bestimmt werden (Abb. 6-9). In einer Probe wurden zudem sekundäre Gas-Einschlüsse mit Schmelztemperaturen von -56 bis -59 °C und Th von +20 bis +24 °C beobachtet. Der Vergleich der Daten mit den aus der Literatur bekannten Umwandlungstemperaturen reiner Fluidsysteme (Tab. 6-2) ergibt, dass es sich bei den Gaseinschlüssen wahrscheinlich um relativ reine N₂-, CH₄- und CO₂- Einschlüsse handelt, die jeweils nur geringe Beimengungen anderer Gasphasen beinhalten (Abb. 6-9). Häufiger zu beobachten sind Clathrat-schmelzen. Schmelztemperaturen zwischen -6,5 und +20 °C werden dabei als indirekter Hinweis auf das Vorhandensein von gelösten Gasen gewertet. Alternativ könnten die positiven Schmelztemperaturen auch auf das Wirken metastabiler Schmelzen zurückgeführt werden, was aber aufgrund verschiedener Beobachtungen ausgeschlossen wird (Kap. 6.2.1.2).

Tab. 6-2: Charakteristische Kenngrößen reiner Fluidsysteme aus ROEDDER (1984), KERKHOFF (1988, 1990, 1991), DIAMOND (1994), BAKKER (1997, 1998).

Fluid	Tripelpunkt [°C]	Kritische Temperatur [°C]	Kritischer Druck [bar]	Siedepunkt [°C] unter Standardbedingungen
H ₂ O	0,015	374,15	220,4	100,0
H ₂ S	-85,5	100,4	90,07	-60,4
CO ₂	-56,6	31,1	74,0	-78,2
CH ₄	-182,6	-82,5	46,3	-161,5
N ₂	-210,0	-147,1	13,0	-195,8

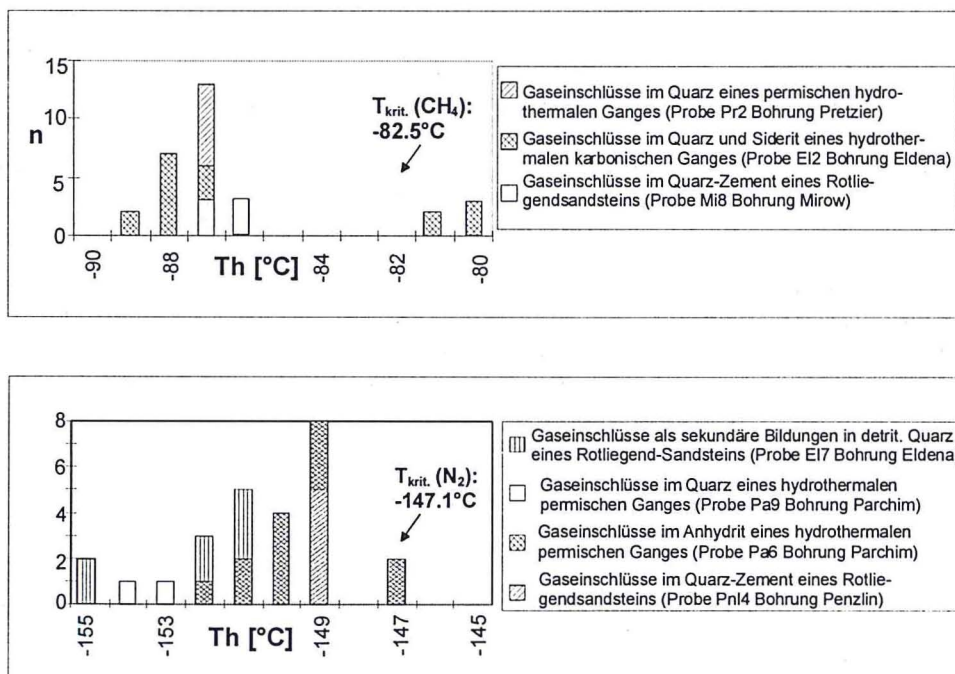


Abb. 6-9: Mikrothermometrische Messdaten von Gaseinschlüssen in Zementen und Gängen des Permokarbons. Th = Homogenisierungstemperatur; n = Anzahl der gemessenen Einschlüsse.

Als Gaskomponenten kommen Stickstoff, Methan, Kohlendioxid und Schwefelwasserstoff in Frage (Abb. 6-10). Die in Abb. 6-10 dargestellten Dissoziationsbedingungen von Gashydraten gelten jedoch nur für einfache Gas-Wasser-Gemische. Da es sich bei den untersuchten Beckenfluiden um saline Wässer handelt, ist weiterhin zu beachten, dass eine Zunahme der Salinität eine Erniedrigung der Gashydrat-Schmelztemperaturen zur Folge hat, so dass im Vergleich mit den bei DIAMOND (1994) dargestellten Daten z. T. Clathrat-Schmelztemperaturen

($T_{m_{CL}}$) bis zu -12 °C möglich sind. Unter Berücksichtigung der hohen Salinitäten und den Bildungsdrücken von mehr als 50 MPa erscheint es wahrscheinlich, dass es sich bei den beobachteten Gashydraten um methanführende Fluide handelt (Abb. 6-10).

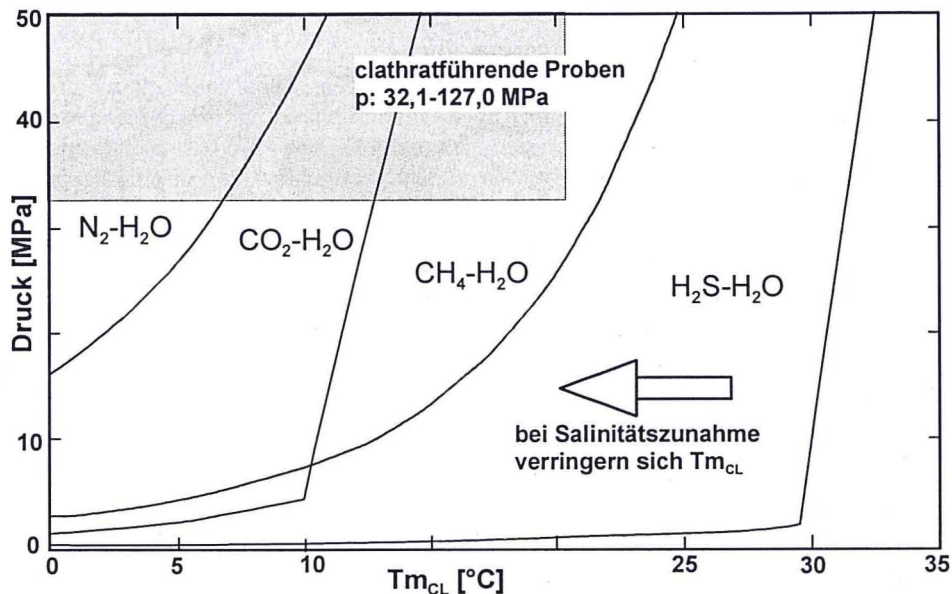


Abb. 6-10: Dissoziationsbedingungen von einfachen Clathraten nach DIAMOND (1994). Das graue Feld widerspiegelt die gemessenen Schmelztemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen im NEDB, bei Salinitätszunahme der wässrigen Lösungen verringern sich die Schmelztemperaturen der Clathrate ($T_{m_{CL}}$).

6.3.2 Ramanspektroskopische Analyse gashaltiger Fluideinschlüsse

Die mit Hilfe der Mikrothermometrie ermittelten Phasenübergangstemperaturen verschiedener gashaltiger Flüssigkeitseinschlüsse lassen Rückschlüsse auf das jeweils vorhandene Gasinventar zu. Allerdings ist diese Methode aufgrund thermodynamischer Charakteristika der unterschiedlichen Gase nur als Indiz zu verwenden. Als Beispiel sei das Gas Stickstoff angeführt. Die kritische Temperatur von Stickstoff beträgt $-147,1\text{ °C}$. Wenn also Gaseinschlüsse eine mikrothermometrisch ermittelte Homogenisierungstemperatur von $-147,1\text{ °C}$ aufweisen, liegt die Vermutung sehr nahe, dass es sich bei dem beobachteten Fluidum um Stickstoff handelt. Die kritische Temperatur von Methan liegt bei $-82,5\text{ °C}$, unterscheidet sich also deutlich von der des Stickstoffs. Allerdings ist der Tripelpunkt von Methan mit $-182,6\text{ °C}$ bekannt, so dass es thermodynamisch möglich ist, dass es sich bei einem Einschluss mit einer Homogenisierungstemperatur von $-147,1\text{ °C}$ um einen Methaneinschluss mit hoher Dichte handelt.

Um nun die mikrothermometrisch postulierten Zusammensetzungen der Gaseinschlüsse zu evaluieren, wurden Fluideinschlüsse ausgewählter Proben mit einem Raman-Spektroskop untersucht und die jeweilige Gaszusammensetzung ermittelt. Diese Untersuchungsmethode ist eine Standardanwendung im Bereich der Mikrothermometrie. Die hierfür vorhandenen Grundlagen und Anwendungen sind bei BURKE (1994) in Auswertung der bis dahin bekannten Literatur umfassend dargestellt. Es wurden von einigen Proben sowohl die einphasigen Gaseinschlüsse als auch die Gasphasen der zweiphasigen wässrigen Einschlüsse analysiert, wobei vorhandene Gefügemerkmale jeweils auf eine gleichzeitige Bildung beider Einschlusstypen hinweisen. Somit konnte auch qualitativ eine Übereinstimmung der Gaszusammensetzung beider Einschlusstypen ermittelt werden. Die volumenmäßigen Anteile der einzelnen Gasphasen differieren dabei geringfügig.

Des Weiteren konnten in einer Probe (E12) Gaseinschlüsse sowohl in Quarz als auch in Siderit beobachtet und analysiert werden. Dabei stellt der Siderit die jüngere Mineralphase dar, welche den Kluftquarz zementiert. Nach Auswertung der RAMAN-Spektren dieser Probe setzen sich sowohl die einphasigen Gaseinschlüsse als auch die Gasphasen der wässrigen Fluideinschlüsse im Quarz zu mehr als 90 % aus Methan und zu geringeren Anteilen aus Kohlendioxid, Stickstoff und Schwefelwasserstoff zusammen (Abb. 6-11a/b). In den Einschlüssen des Siderits konnten neben Methan und Ethan weitere, nicht genauer bestimmbare Kohlenwasserstoffe beobachtet werden (Abb. 6-11). Dass es sich um Kohlenwasserstoffe handelt, lässt sich aus der Lage der Peaks ableiten, die sich im näheren Bereich der Peaks von CH_4 , C_2H_6 und C_3H_8 befinden. Peaklagen anderer Gase (BURKE 1994) oder die des Siderits unterscheiden sich sehr deutlich von den beobachteten. Parallele Untersuchungen mit dem Fluoreszenzmikroskop ergaben aufgrund fehlender Fluoreszenz der Einschlüsse keine weiteren Hinweise auf Kohlenwasserstoffe. Lediglich im Nebengestein, in Rissen und schichtungsp parallelen Gefügen konnte intensive Fluoreszenz beobachtet werden, was ein Hinweis auf die Migration von Kohlenwasserstoffen entlang dieser Strukturen ist.

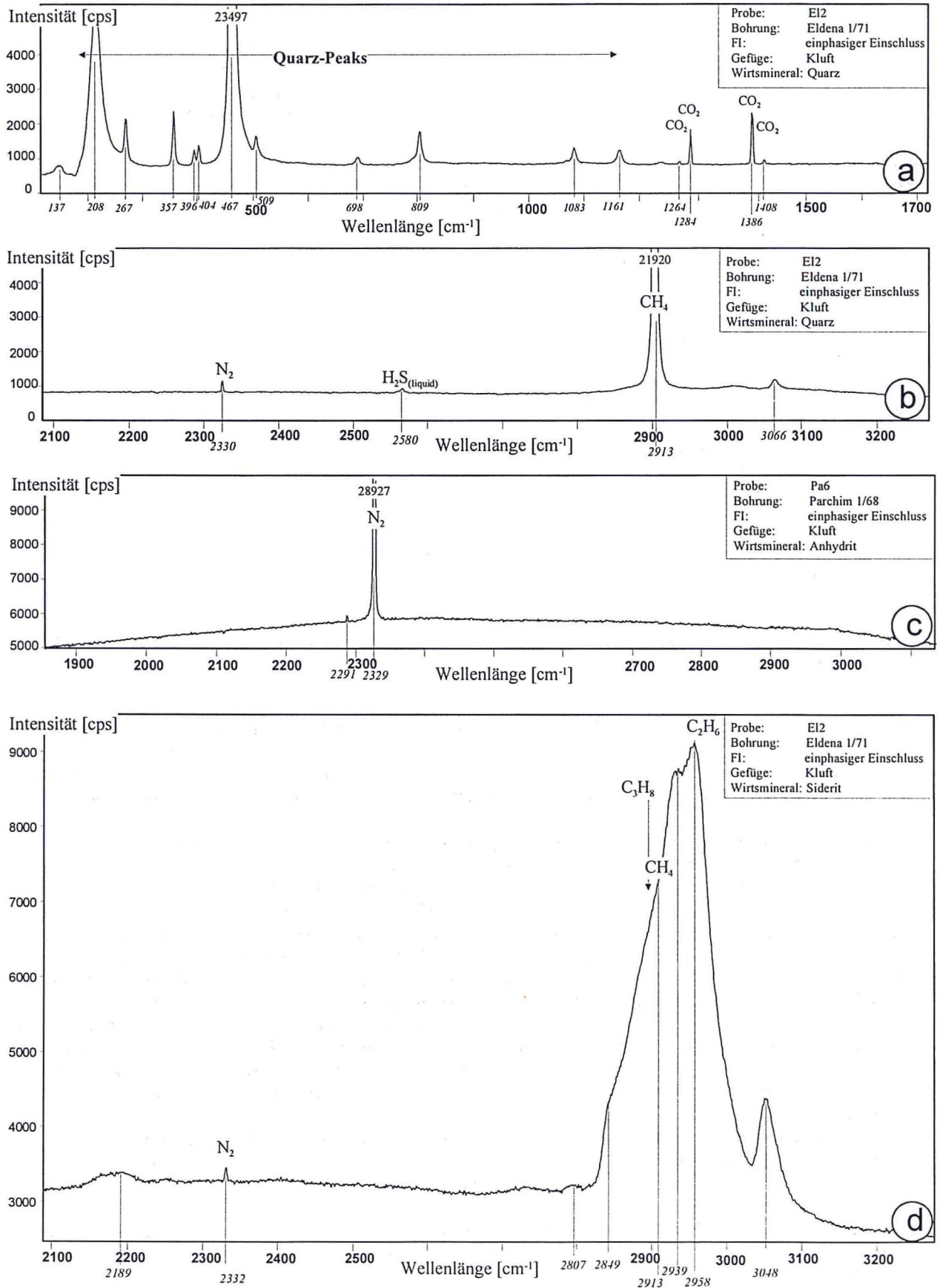


Abb. 6-11: Raman-Spektren zum Nachweis der Gaszusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen ausgewählter Proben aus dem NEDB. Der jeweilige Haupt-Peak ist durch Angabe der Intensität im oberen Bereich dokumentiert.

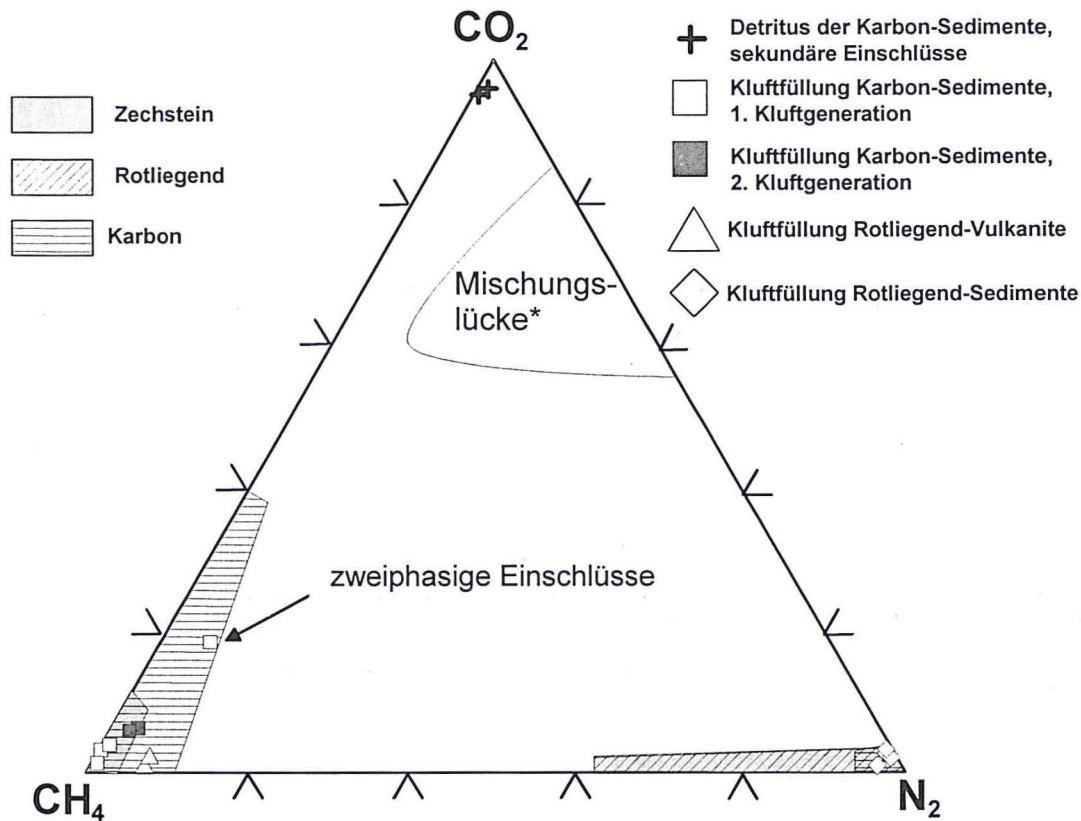


Abb. 6-12: Gaszusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse im Bereich des NEDB nach eigenen Daten und Daten von LÜDERS et al. (1999). *Mischungslücke des Systems CH_4 - CO_2 - N_2 nach THIERY et al. (1994).

Eine quantitative Analyse der Gase erfolgt durch einen Flächen-Vergleich der Peaks und unter Berücksichtigung der bei BURKE (1994) dargestellten Formeln, wobei letztere den Flächen der jeweiligen Gaskomponenten eine bestimmte Wichtigkeit geben. So konnte die Gaszusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse des NEDB ermittelt und mit den bereits bekannten Daten von LÜDERS et al. (1999) verglichen werden (Abb. 6-12).

In Kluffquarzen des Oberkarbons wurden so einphasige CH_4 -Einschlüsse mit geringen Anteilen an CO_2 , H_2S und N_2 identifiziert. Kogenetische wässrige Einschlüsse enthalten Gase mit geringfügig anderer Zusammensetzung (Abb. 6-12). In jüngeren Mineralbildungen wurden zudem weitere Kohlenstoffverbindungen (C_2H_6 , C_3H_8) identifiziert (Abb. 6-11d, Abb. 6-12), wobei der relative Anteil an CO_2 und N_2 in Bezug zu CH_4 relativ gesehen zunimmt. LÜDERS et al. (1999) beschreiben für die Karbon-Sedimente ebenfalls ein älteres CO_2 - CH_4 -Fluid sowie ein jüngeres Fluid mit deutlich steigenden CO_2 -Gehalten, was sich mit den ermittelten Daten deckt. Bei den beobachteten sekundären CO_2 -Einschlüssen im Quarz-Detritus der Karbonsedimente (Abb. 6-12) handelt es sich möglicherweise um Bildungen im Zusammenhang mit der variszischen Orogenese.

In den Rotliegend-Vulkaniten konnten selten Gase identifiziert werden. Der Nachweis erfolgte indirekt durch den Nachweis von Clathraten in Anhydrit-, Fluorit- und Quarz-Kluffüllungen. Die gemessenen $T_{m\text{CL}}$ von meist +2 bis +7 °C sprechen unter Berücksichtigung der Salinität für CH_4 -haltige Gaseinschlüsse. Es konnten auch einphasige Gaseinschlüsse spektroskopisch analysiert werden (Abb. 4), wo der Nachweis eines CH_4 - N_2 -Gases mit geringen Anteilen an CO_2 erfolgte.

In den Rotliegend-Sedimenten konnten häufig Einschlüsse mit T_h von ca. -150 °C beobachtet werden, was für sehr stickstoffreiche Gaseinschlüsse spricht. Die zugehörigen Raman-Spektrogramme zeigen einen sehr hohen N_2 -Peak (Abb. 6-11c), darüber hinaus konnten nur zwei sehr kleine CO_2 -Peaks identifiziert werden; auch der CH_4 -Peak ist nur sehr klein (Abb. 6-11c).

LÜDERS et al. (1999: Abb. 4) beschreiben für das Rotliegend N_2 - CH_4 -Einschlüsse mit geringen Anteilen an CO_2 oder reine N_2 -Einschlüsse, was im Einklang mit der Gaszusammensetzung der Erdgaslagerstätte Salzwedel-Peckensen steht (BANDLOWA 1998).

Im Zechstein wurde mikrothermometrisch in einer Probe (E11) Stickstoff identifiziert. LÜDERS et al. (1999) geben für den Zechstein zwei Gastypen an, einer ist CH_4 -reich und an den Kupferschiefer gebunden und ein weiterer ist N_2 -reich und in den Karbonaten und Anhydriten zu beobachten (Abb. 6-12).

6.4 Kohlenwasserstoffhaltige Fluideinschlüsse

Zum Nachweis kohlenwasserstoffhaltiger Verbindungen in Flüssigkeitseinschlüssen wurden alle Proben fluoreszenzmikroskopisch untersucht. In den Fluideinschlüssen konnten keine fluoreszierenden Bestandteile nachgewiesen werden. In einigen Proben aus den Silt- und Tonsteinen des Karbons wurden fluoreszierende Bereiche beobachtet, welche meist parallel zur Schichtung oder in Richtung der Klüfte und Störungen verliefen. Kohlenwasserstoffe sind direkt nur in gashaltigen Fluideinschlüssen beobachtet worden.

6.5 Teilzusammenfassung: Chemische Zusammensetzung der Fluide

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Paläo-Fluiden im NEDB wurden mikrothermometrische, Cryo-REM-EDX-Analysen sowie raman-spektroskopische Untersuchungen unter Berücksichtigung der Diageneseabfolge durchgeführt. Mikrothermometrie und Cryo-REM-EDX-Analysen lieferten dabei vergleichbare Ergebnisse bei den Analysen der wässrigen Phasen von Flüssigkeitseinschlüssen (WOLFGRAMM & SCHMIDT MUMM 2000).

Es konnten diagenetisch gebildete Mineralzemente und Konkretionen sowie hydrothermale Kluffüllungen unterschieden werden. Der Fluidchemismus ist von vielen Faktoren abhängig. Eine eindeutige Zuordnung der Fluide unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung zu bestimmten Prozessen oder auch deren zeitliche Gliederung ist so deutlich erschwert. Den größten Einfluss übten in jedem Fall Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen aus. Das sind zum einen Lösungs- und Fällungsprozesse, zum anderen aber auch Alterations- und diagenetische Reaktionen, welche den Fluidchemismus entsprechend der Nebengesteine beeinflussten. Nicht zu vernachlässigen ist zudem die Migration von Porenwässern und die Zirkulation von hydrothermalen Wässern in den stark klüftigen Vulkaniten. Es konnten so Flüssigkeitseinschlüsse älterer Fluidsysteme mit unterschiedlicher Zusammensetzung (z. B. Abb. 6-6) gefunden werden. Diese Einschlüsse enthalten niedrig bis extrem hochsalinare wässrige Fluide und konnten in Poren-Zementen und Mineralneubildungen der Sedimente, aber auch in den neugebildeten Kluffluidmineralen beobachtet werden. Die laterale Korrelation dieses Einschlusstypus ergibt, dass ein älteres, hochsalin角度es CaCl_2 -dominiertes Fluidsystem (vgl. Abb. 6-6) besonders an den Beckenrändern präsent ist, während ein weiteres primäres niedrigsalin角度es Fluidsystem auf das Beckenzentrum und auf die frühdiagenetisch gebildeten Poren-Zemente beschränkt zu sein scheint. Starke Durchmischung und Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen machen eine eindeutige Charakterisierung der involvierten Fluide schwierig.

Sekundäre Fluidsysteme lassen sich eindeutiger charakterisieren. Ein niedrigsalin角度es NaCl -dominiertes Fluidsystem steht einem jüngeren, CaCl_2 -dominierten System gegenüber (Abb. 6-6). Kogenetisch zu den wässrigen Einschlüssen des letztgenannten Fluidsystems wurde die Mehrzahl der bisher gefundenen Gaseinschlüsse gebildet.

Unter Berücksichtigung der Diageneseabfolge und Beckenentwicklung können die in Tab. 6-3 beschriebenen Fluide differenziert werden.

Tab. 6-3: Fluidzusammensetzung und relative Altersabfolge der Paläo-Fluide des NEDB nach Daten der Mikrothermometrie, Cryo-REM-EDX und Raman-Spektroskopie; *Salinität in $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ Gew.% equiv.

Alter	Fluidzusammensetzung	Salinität	Gestein	Gefüge	
jünger ^ älter	A	$\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$	niedrig <10%*	Sandstein, Siltstein, Anhydrit	frühdiagenetische Anhydritkonkretionen und - Zemente
	B ₁	$\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2-(\text{KCl})-(\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2-\text{CH}_4$	sehr hoch 10-35%*	hauptsächlich Karbon- Sedimente	Kluft- und Zementfüllungen
	B ₂	$\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{H}_2\text{O}$	hoch 10-28%*	hauptsächlich Rotliegend-Vulkanite	hauptsächlich Kluffüllungen
	B ₃	$\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$	niedrig <10%*	basaltoide Rotliegend-Vulkanite	Drusen- und Kluffüllungen
	C ₁	$\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-(\text{MgCl}_2)--\text{H}_2\text{O}$	hoch 22-28%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	Klüfte insbesondere der südlichen Störungszone
	C ₂	$\text{CaSO}_4-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{KCl}--\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2-\text{CH}_4$	hoch 22-30%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	junge Kluffüllungen, sekundäre Kluffluidminerale
	C ₃	$\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-(\text{CaCl}_2)-(\text{Fe}_2\text{O}_3)--\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$	sehr hoch 25-35%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	Kluft-Halit, -Karbonat und -Anhydrit
D	$\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$	niedrig <10%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	sekundäre Einschlussgenerationen in Zementen & Klüften	

Dabei ist zu berücksichtigen, dass die chemische Zusammensetzung der Fluide in Abhängigkeit vom Nebengestein variiert. In den bearbeiteten Proben wurden relativ wenig Gaseinschlüsse gefunden, so dass die getroffenen Aussagen zu Verbreitung und Verteilung der Gase durch weitere Untersuchungen gestützt werden sollten. Eine bessere Klassifizierung der einzelnen Fluidsysteme ist unter Berücksichtigung der Homogenisierungstemperaturen möglich (Kap. 7).

7 Temperatur- und Druckinformationen

Unter Berücksichtigung der von ROEDDER (1984) und anderen Autoren beschriebenen Kriterien kann aus der Homogenisierungstemperatur (T_h) von Flüssigkeitseinschlüssen auf die Bildungstemperatur (T_b) eines Fluids geschlossen werden. Grundlagen hierfür sind die Annahmen, dass ein entsprechendes Fluidum nur in homogenem Zustand durchs Gestein migriert sein kann und eine Volumen- und Dichtkonstanz bestand bzw. besteht. Entmischungen in die einzelnen festen, flüssigen und gasförmigen Phasen sind das Produkt einer nachträglichen Abkühlung. Wird nun in einem gegenläufigen Prozess wiederum die Temperatur der vollständigen Homogenisierung eines wässrigen Einschlusses bestimmt, spiegelt diese Temperatur die minimale Bildungstemperatur des Fluids wider.

Aufgrund thermodynamischer Gesetzmäßigkeiten muss zur Bestimmung der T_b (Kap. 7.4) aus T_h ein Korrekturfaktor verwendet werden. Dieser ist vom Bildungsdruck abhängig, welcher in Sedimentbecken eine Funktion der Probenentnahmetiefe, des Bildungsalters und des lithologischen Aufbaus des Beckens ist (Kap. 7.1). Zudem müssen sekundäre Veränderungen der Flüssigkeitseinschlüsse ausgeschlossen bzw. berücksichtigt werden (Kap. 7.3), da diese den Homogenitätskriterien von ROEDDER (1984), GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) u. a. nicht entsprechen und die physikochemischen Charakteristika der Bildungsbedingungen der entsprechenden Flüssigkeitseinschlüsse sekundär verändern.

Zur Verifizierung der ermittelten Daten erfolgt ein Vergleich mit bereits bekannten Temperaturabschätzungen, welche sich aus Mineralthermometern oder Bohrlochtemperaturmessungen ergeben (Kap. 7.5; 7.6).

7.1 Homogenisierungstemperaturen und ihre Verteilung

Die Homogenisierungstemperaturen (T_h) von diagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralphasen des NEDB variieren sowohl in lateraler und vertikaler, als auch in ihrer zeitlichen Verteilung. Während die räumliche Verteilung durch die Korrelation von gemessenen Temperaturen aus Proben unterschiedlicher Tiefenlagen einer Bohrung oder durch den Vergleich der Temperaturdaten mehrerer Bohrungen erfolgt, ist eine zeitliche Einordnung der verschiedenen Temperaturen deutlich komplizierter. Zum einen kann diese durch die petrographische Bestimmung verschieden alter Mineralparagenesen erfolgen, zum anderen aber auch durch die mikroskopische Kartierung der Proben und die Identifikation jüngerer und älterer Flüssigkeitseinschlussgenerationen (FIA). Beispielhaft wird in Abb. 7-1 die Verteilung von Flüssigkeitseinschlüssen in der Probe Rn10 abgebildet. Ältere, große, vereinzelt vorkommende, unregelmäßig begrenzte Einschlüsse weisen hohe T_h von etwa 180°C auf (Abb. 7-1). Jüngere Einschlüsse, welche auf Fluidbahnen angeordnet sind, zeigen deutlich niedrigere T_h von 100 °C bis 115 °C. Diese sekundären Fluidbahnen, welche oft auch parallel zur Spaltbarkeit des Kalzitkristalls angeordnet sind, durchschlagen die älteren Einschlüsse. Die so beeinflussten Fluideinschlüsse weisen T_h auf, welche auf eine Mischung der älteren und jüngeren Fluide schließen lassen (vgl. Kap. 7.3). Äquivalent wurden für alle Proben primäre und sekundäre Flüssigkeitseinschlussgenerationen (FIA) unterschieden. In Abb. 7-2 sind die Ergebnisse der regionalen Untersuchungen anhand von 10 charakteristischen Tiefenprofilen dargestellt. Aufgetragen wurden die Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse gegen die Probenteufe, wobei das Profil mit der Bohrung Rn 1/63 am nördlichen Profilrand und Pkn 1/71 am östlichen Beckenrand beginnt, gefolgt von den Bohrungen Mi 1/74, Mnz 101/64, Kdn 4/64, Pa 1/68 und Ela 1/74 als Repräsentanten der zentralen Beckenbereiche und SW 2/64, Prz 1/77 und Rx 2/62 des südlichen Beckenrandes (Abb. 1-2). Die Bohrungen Rn1/63 und besonders die Bohrung Rx2/62 befinden sich in kretazisch gehobenen Krustenschollen, wobei Vertikalversätze bis ca. 4000 m auftreten.

Bei der Betrachtung der vertikalen Temperaturverteilung der einzelnen Bohrungen ist in den Rotliegend-Sedimenten und jüngeren Einheiten eine Temperaturerhöhung mit zunehmender Tiefe erkennbar, der einem geothermalen Gradienten von etwa 30 °C/km folgt (z. B. Mi 1/74, Pa 1/68, Abb. 7-2). Unterhalb der Rotliegend-Sedimente ist der Gradient deutlich kleiner.

Durch die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralneubildungen jüngerer stratigraphischer Einheiten (Buntsandstein) aus den Bohrungen MnzO 101/64 und Kdn 4/64 konnten T_h ermittelt werden, welche deutlich oberhalb eines moderaten thermischen Gradienten von 30 °C/km liegen. In diesen Lokalisationen wird die erhöhte Temperatur auf den erhöhten Wärmefluss im Bereich von Salzkissen und -Diapiren sowie die Aszendenz von Fluiden aus tiefern Stockwerken entlang von Störungssystemen zurückgeführt.

Zur weiteren thermalen Charakterisierung der Fluide wurden die dokumentierten T_h - T_m -Diagramme entsprechend ihrer Punktverteilungen gruppiert. Anschließend wurden die geometrischen Punktverteilungsmuster für Kluftminerale in fünf Gruppen untergliedert (Abb. 7-3) und außerdem die Daten der Zement- und Mineraneu-

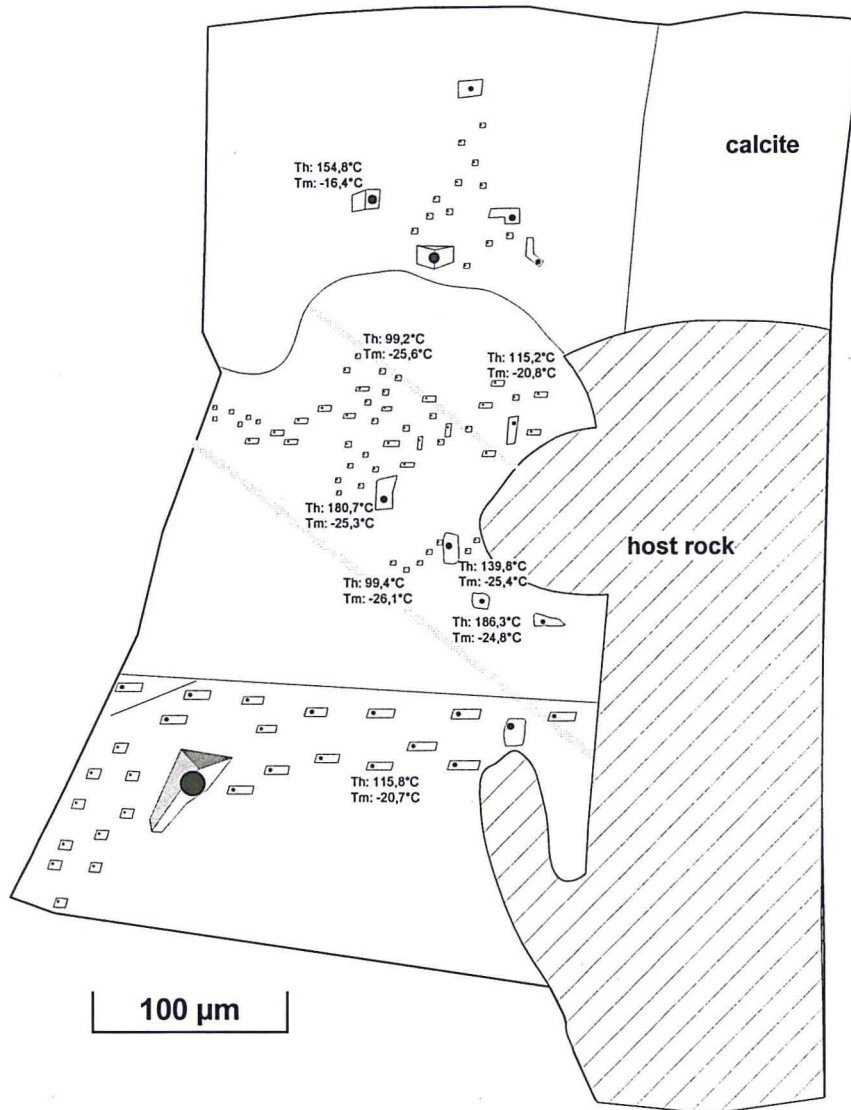


Abb. 7-1: Mikrothermometrische Einschlüssenndaten in hydrothermal gebildetem Kalzit des Probe Rn10. Th - Homogenisierungstemperatur, Tm - Schmelztemperatur von Eis.

bildungen (Abb. 7-4) dargestellt. Die fünf „geometrischen“ Gruppen der Kluftfüllungen lassen sich wie folgt charakterisieren:

Typ 1

Alle Proben, welche dem Typ 1 zugeordnet werden können, besitzen primäre und sekundäre Einschlüsse, welche in einem Temperaturfeld zwischen etwa -20°C und -45°C (Tm) sowie 130°C und 220°C (Th) liegen. Die Temperaturfelder der einzelnen Proben sind hierbei sehr klein. Die Th einer Fluidgeneration schwanken um etwa 40°C und die Tm um etwa 15°C . Aufgrund zusätzlich vorkommender Temperaturfelder, welche meist sekundäre Fluide repräsentieren, können weiterhin drei Untergruppen gefunden werden (Abb. 7-3). Wirtsminerale der Gruppe 1 sind vor allem Quarz, Kalzit und seltener Anhydrit. Einschlüsse sekundärer Fluidsysteme sind nur in bestimmten Mineralen enthalten. Für die Gruppe 1c sind dies Fluorit, Kalzit, Baryt und Anhydrit und für die Gruppe 1a ist es Kalzit. Alle Kluftminerale mit Temperaturverteilungen des Typs 1 kommen ausschließlich in permokarbonen Vulkaniten vor. Ausnahmen bilden lediglich Proben aus vulkanitnahen Rotliegend-Sandsteinen der südlichen Störungszone (z. B. Gardelegener Abbruch), welche hydrothermal stark überprägt wurden (Prz 1/77; Rx 2/62). Letztere können alle der Untergruppe 1c zugeordnet werden. Eine weitere Ausnahme ist die Probe E12. Die Kluft befindet sich in einem Karbon-Sediment. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B2 und C1 - C3 (Tab. 6-3).

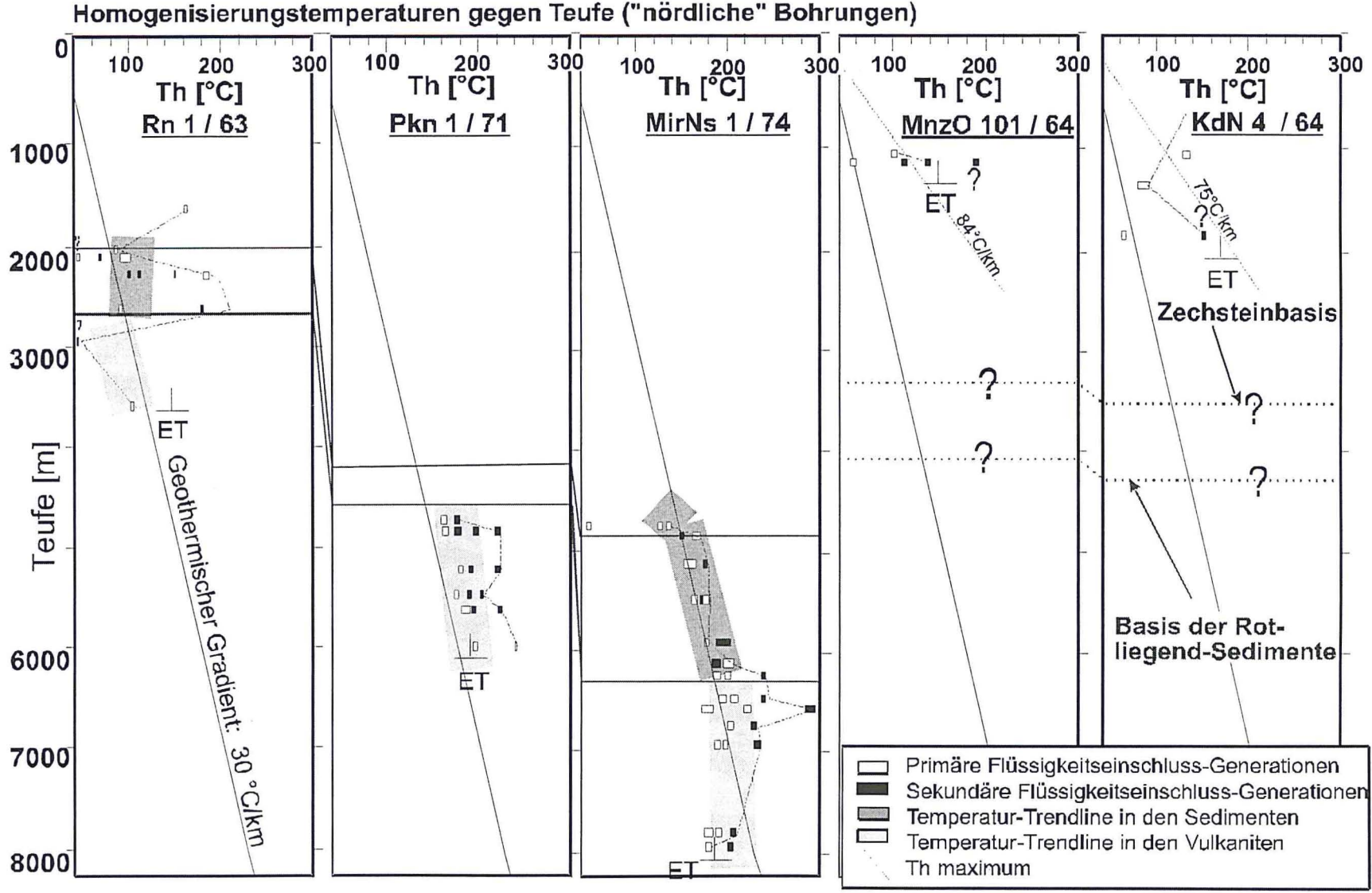
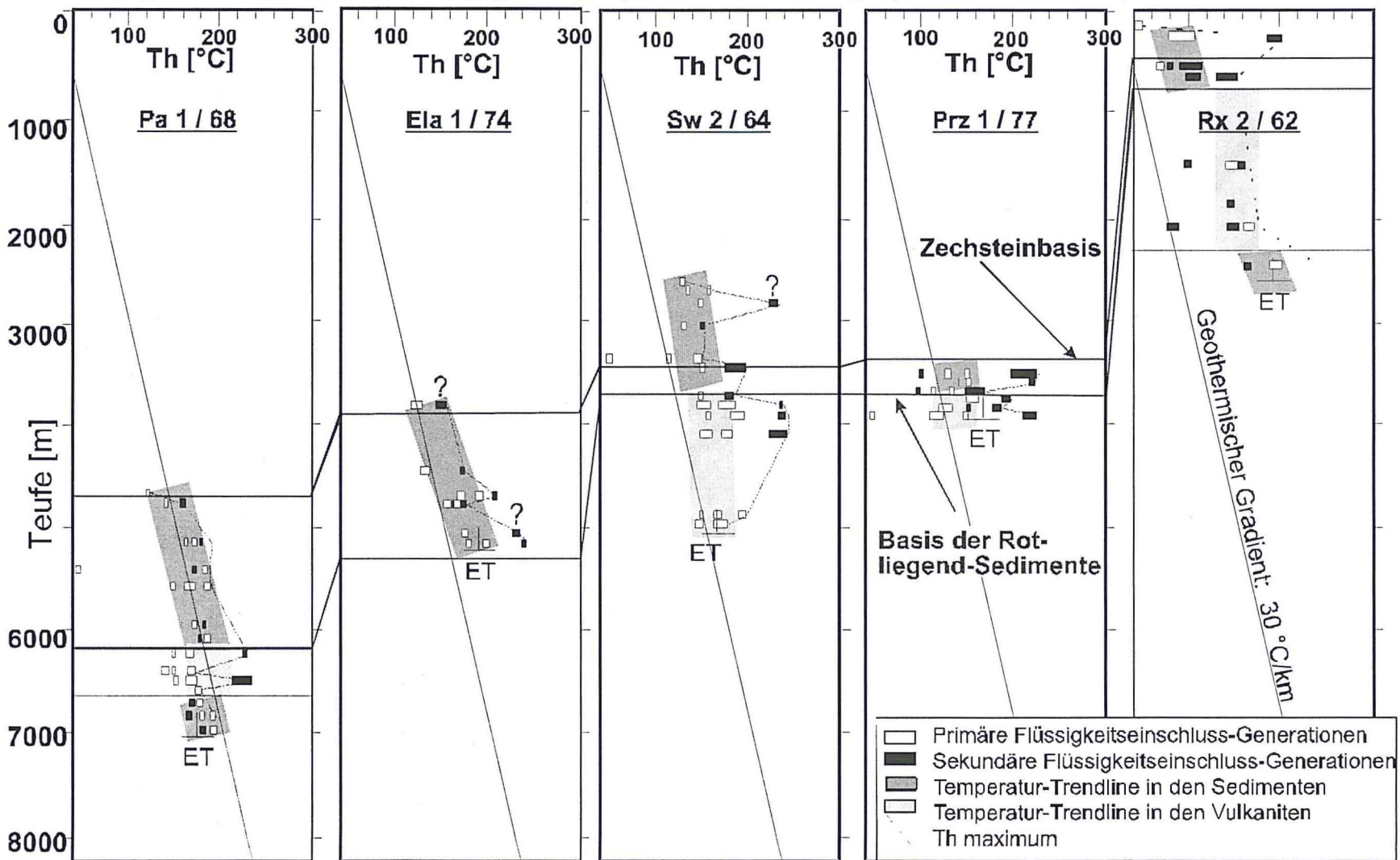


Abb. 7-2: Das Verhältnis von Homogenisierungstemperatur zur Entnahmetiefe von Gesteinsproben.

Homogenisierungstemperaturen gegen Teufe ("südliche" Bohrungen)



Fortsetzung Abb. 7-2

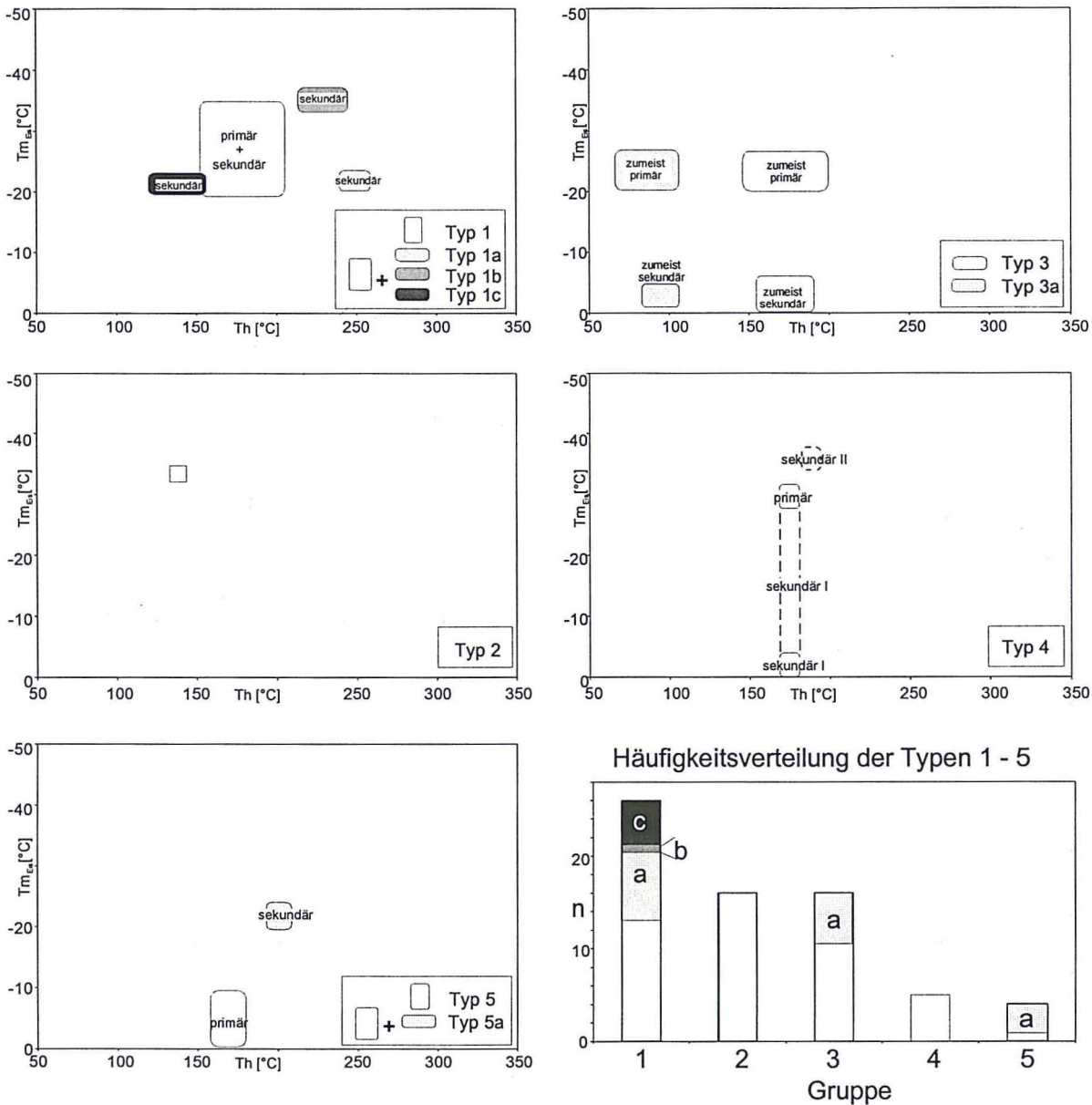


Abb. 7-3: Klassifikation der Fluidsysteme aufgrund der Verteilungsmuster (schematisch) in Tm-Th-Diagrammen sowie statistisches Vorkommen der einzelnen Gruppen.

Typ 2

Einschlussgruppen des Typs 2 sind durch kleine Temperaturfelder mit Temperaturdifferenzen der Th von etwa 10 °C und Tm von etwa 5 °C charakterisiert. Dabei variiert die Lage des Temperaturfeldes entsprechend der Wirtsgesteine, der Tiefenlage und anderer, nicht weiter zu charakterisierender Parameter sehr stark. Einschlussgruppen dieses Typs finden sich vor allem in authigenen Mineralbildungen der bearbeiteten Sedimente. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B1 (Tab. 6-3).

Typ 3

Proben, deren Einschlüsse der Gruppe 3 zugeordnet werden können, wurden in allen zu differenzierenden Wirtsmaterialien und -gesteinen beobachtet. Dabei können deutlich zwei Einschlussgruppen unterschieden werden (Abb.7-3). Die Tm der primären Fluideinschlüsse schwanken hierbei zwischen -20 °C und -28 °C und der sekundären zwischen 0 °C und -5 °C. Die Th sind abhängig von der Versenkungstiefe. Hervorzuheben ist eine Gruppe von Einschlüssen mit Th von 60 bis 110 °C (Typ 2a) sowie zwischen 160 °C und 190 °C. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B1-B2 und D (Tab. 6-3).

Typ 4

Die Einschlüsse der Gruppe 4 (Abb. 7-3) wurden oft in Klufitquarzen der Karbon-Sedimente und teilweise der permokarbonen Vulkanite identifiziert. Es können meist eine primäre und zwei sekundäre Einschlussgenerationen unterschieden werden. Dabei variieren die Th von 165 bis 180 °C für die primären und der älteren sekundären Einschlussgruppen kaum. Die Tm der primären Einschlüsse liegen zwischen -25 °C und -30 °C, und die der älteren, sekundären Einschlüsse sind meist höher. Dabei scheinen die Tm von 0 bis -4 °C eine sekundäre

Fluidgeneration zu charakterisieren, während die Temperaturen zwischen -4 °C und -25 °C auf „leakage“-Effekte (Kap. 7.2) zurückzuführen sein könnten. Eine jüngere Gruppe sekundärer Einschlüsse zeigt die höchsten Th von 180 °C bis 195 °C und die niedrigsten Tm von -36 bis -39 °C . Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B1-B2 und D (Tab. 6-3).

Typ 5

Die Einschlüsse der Gruppe 5 (Abb. 7-3) wurden ausschließlich in Drusen- und Kluffüllungen basaltoider Rotliegend-Vulkanite der Bohrung Mirow beobachtet. Entgegen den anderen Fluid-Gruppen sind die Tm der primären Einschlüsse sehr hoch (0 °C bis -9 °C). Die Th schwanken für zwischen 160 °C und 175 °C . Die sekundären Einschlüsse sind durch Th von 190 bis 205 °C und Tm von -20 bis -24 °C charakterisiert. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B3 (Tab. 6-3).

Zusammenfassend ist zu bemerken, dass die Fluidgruppe 1 (Abb. 7-3) mit Abstand am häufigsten, die Gruppen 2 und 3 häufig sowie die Gruppen 4 und 5 wenig vertreten sind. Ausgehend vom Wirtsgestein könnte es sich bei den primären Einschlüssen der Karbonsedimente (Gruppe 5) um die ältesten Fluide (Präperm) handeln. Die älteren, sekundären Einschlüsse dieser vierten Gruppe weisen außerdem ähnliche thermische Signaturen auf, wie die primären Einschlüsse der Drusen- und Kluffüllungen der basaltoiden Rotliegend-Vulkanite (Gruppe 5). Die Wirtsmminerale dieser Fluide können hingegen als die ältesten authigenen Mineralbildungen der permokarbonen Vulkanite interpretiert werden (Kap. 4). Möglicherweise handelt es sich bei diesen niedrig salinaren Fluiden um Bildungen einer hydrothermalen „Nachphase“ des permokarbonen Vulkanismus. Die Fluide der Gruppen 1, 2 und die primären Einschlüssen der Gruppe 3 repräsentieren wahrscheinlich hochsalinäre Becken-Fluide. Sie wurden in spätdiagenetischen Kristallen beobachtet. Nicht ganz klar ist die Herkunft der niedrig salinaren Fluide der sekundären Einschlussgenerationen der Gruppe 3 und 4. Diese wurden möglicherweise in einer sehr späten Phase der Beckenentwicklung gebildet, in welcher die existenten Mineralphasen stabil waren. Sowohl die Fluidmigrationsraten als auch die Ionen-Zufuhr in die Porenwässer durch diagenetische Prozesse waren gering.

Eine ähnliche Typisierung der bearbeiteten Mineralzemente ist nicht möglich. In Abb. 7-4 sind alle ermittelten Th gegen die entsprechenden Tm dargestellt. Prinzipiell lassen sich zwei Hauptgruppen unterscheiden. Eine zeichnet sich durch Tm von 0 bis -8 °C und Th von 100 bis 220 °C und eine zweite durch Tm von -20 bis -40 °C bei Th von 65 bis 220 °C aus. Weitere Fluide mit Tm zwischen -7 °C und -18 °C treten meist in frühdiaagenetischen Anhydritkonkretionen und Kalzitcementen auf. Die chemische Zusammensetzung der niedrigsalinaren Flüssigkeitseinschlüsse entspricht hierbei den Gruppen A und D (Tab. 6-3) und die der zweiten, hochsalinaren Einschlüsse den Gruppen B1, C1-C2 (Tab. 6-3).

Aus den Daten kann prinzipiell eine Tiefenabhängigkeit von Salinität und Th (Abb. 7-4) der Anhydritkonkretionen, Anhydrit- und Kalzitcementen nachgewiesen werden. Eine weiterführende Beschreibung der Daten erfolgt in Kap. 7-4.

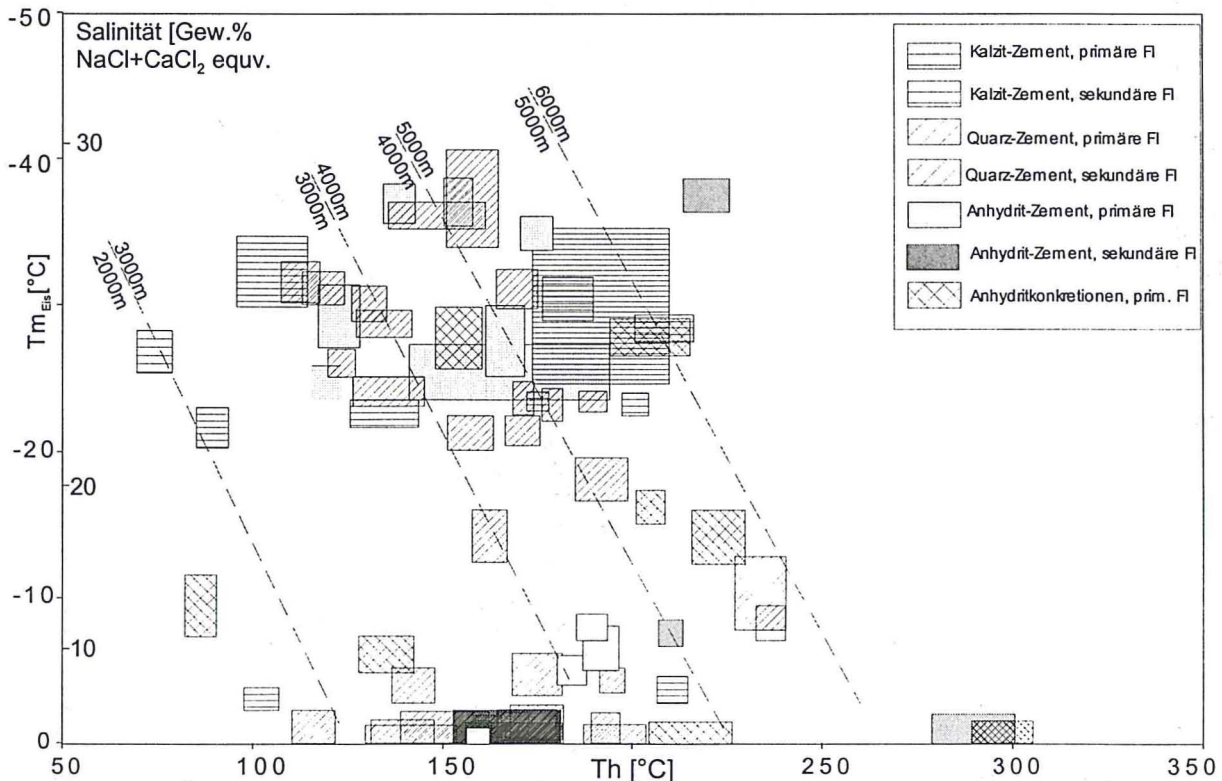


Abb. 7-4: Th-Tm-(Salinitäts-)Diagramm der Fluideinschlussgenerationen aller bearbeiteter Proben mit Angabe der Tiefenlagen (gestrichelte Linien, synoptische Darstellung). Erläuterung im Text. FI = Flüssigkeitseinschlüsse.

7.2 Sekundäre Veränderungen der Flüssigkeitseinschlüsse

Sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen stellen die größten Probleme bei der mikrothermometrischen Bestimmung der Bildungsbedingungen von Paläo-Fluiden dar (BODNAR & BETHKE 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Die derzeit geführten Diskussionen auf dem Gebiet der Flüssigkeitseinschlussforschung gehen sogar soweit, dass die Bearbeitung und Wertung metamorph gebildeter Fluide in Frage gestellt wird. Für diagenetische und hydrothermale Fluide sind sekundäre Veränderungen jedoch diagnostizierbar und sogar nutzbar (BODNAR & BETHKE 1984, BURRUS 1989, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994, LEISCHNER 1994). Die mikrothermometrische Bearbeitung entsprechender Proben liefert so hervorragende Ergebnisse, wie im Folgenden gezeigt wird. Sekundäre Veränderungen der physikochemischen Bedingungen erfolgen z. B. durch Reaktionen der Einschlüsse mit dem jeweiligen Wirtsmaterial, Rekristallisation des Wirtsmaterials, Migration von Fluiden in und aus den Flüssigkeitseinschlüssen, Deformation der fluidgefüllten Kavitäten, thermale Re-Equilibration u. a. Bei genauer Betrachtung aller dieser sekundärer Veränderungen stellt sich jedoch heraus, dass lediglich zwei dieser Prozesse die Einschlüsse so verändern, dass dieses sich relevant auf zu messende Eigenschaften auswirkt.

Zum einen ist dies die Deformation und zum anderen die thermische Re-Equilibration. Mit Hilfe der petrographischen Bearbeitung der Proben lässt sich bei hydrothermal oder diagenetisch gebildeten Flüssigkeitseinschlüssen eindeutig ermitteln, ob eine Deformation der Einschlüsse vorliegt. Anders verhält es sich mit der thermischen Überprägung der Einschlüsse, welche die Bearbeitung von diagenetischen Flüssigkeitseinschlüssen erschwert. So werden im Zusammenhang mit der Interpretation von mikrothermometrischen Daten aus Einschlüssen, oft Dekreпитation, irreversible Volumenvergrößerung („Stretching“) und Abschnüren von Einschlussbereichen („Necking down“) diskutiert, welche zu einer Re-Equilibration und damit zu einer nachträglichen Veränderung der physikochemischen Charakteristika der Flüssigkeitseinschlüsse führen. Mikrothermometrischer Ausdruck für „Stretching“ ist eine Zunahme der Th durch Volumenvergrößerung und für „Necking down“ eine Abnahme der Th durch Volumenverringerng (ROEDDER 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Die Einflüsse von Dekreпитation und Stretching auf die p/T-Bedingungen der eingeschlossenen Fluide sind in Abb. 7-5 exemplarisch dargestellt.

Im Rahmen der Versenkung von Gesteinen nehmen die Temperaturen und Drücke von Porenwässern entsprechend dem Versenkungspfad (Abb. 7-5; 30 °C / 10 MPa) zu. Die Einschlussbildung erfolgt für das in Abb. 7-5 dargestellte Beispiel am Punkt A (Th ca. 100 °C). Bei weiterer Versenkung der Gesteine entwickelt sich das eingeschlossene Fluid entlang der Isochore 1 bis zum Punkt B. An diesem Punkt erreicht der Einschluss einen differentiellen Überdruck von ca. 40 MPa und wird implosiv dekrepitiert. Dabei erfolgt eine Re-Equilibration im Punkt C (ca. 125 °C) auf der Isochore I2. Die Th des re-equilibrierten Einschlusses befindet sich nun bei ca. 120 °C (Punkt D) und gibt etwa die maximal erreichte Temperatur wider. Weiterhin ist möglich, dass der in Punkt A gebildete Einschluss (Abb. 7-5) bis zum Punkt b auf der Isochore 1 einem gewissen Über-

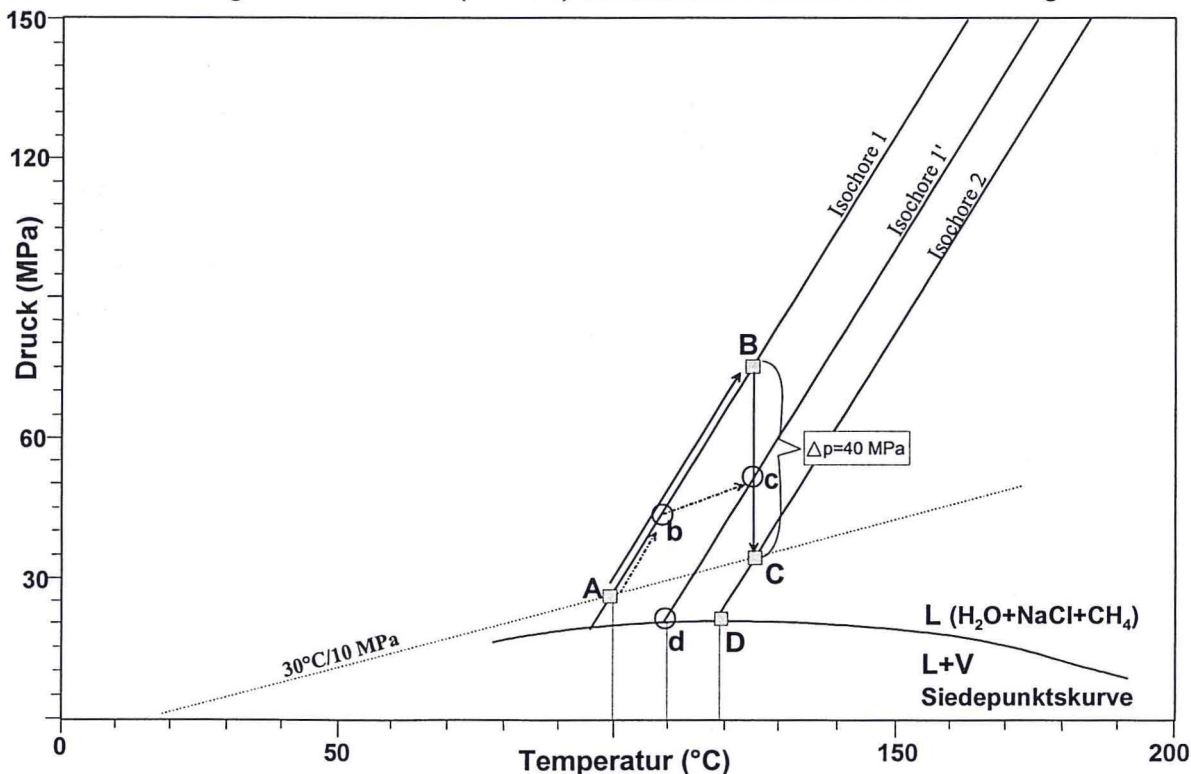


Abb. 7-5: Schematische Darstellung von Einflüssen der Dekreпитation und irreversiblen Volumenvergrößerung („Stretching“) auf die Homogenisierungstemperatur eines Flüssigkeitseinschlusses im System Wasser-Salz-Methan (nach LEISCHNER 1994). Diskussion im Text.

druck standhält, und ab dort eine sukzessive Dehnung des Einschlusses und damit der Wechsel auf die Isochore 1' (Punkt c) stattfindet. In diesem Fall würde die Th bei ca. 110 °C (Punkt d) liegen. Es ist weiterhin eine Dekrepitation dieses bereits irreversibel veränderten Einschlusses denkbar, wobei dann ebenfalls eine Re-Equilibration im Punkt C erfolgen würde und eine Th von 120 °C mikrothermometrisch bestimmbar sein würde.

Daraus ergibt sich, dass Einschlüsse, welche sich in frühdiagenetischen Anhydrit- oder Dolomitbildungen (Konkretionen, Zemente) befinden, bei der Temperaturzunahme im Rahmen der Beckenentwicklung zu neuen p/T-Bedingungen re-equilibriert sein könnten, und daher die primären Bildungsbedingungen der Zemente nicht mehr widerspiegeln. Allerdings können diese Einschlüsse als Maximal-Thermometer Anwendung finden, wie es bei BODNAR & BETHKE (1984), GOLDSTEIN & REYNOLDS (1993), LEISCHNER (1994) u. a. vorgeschlagen wird.

Zum Nachweis sekundärer Veränderung der bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüsse wurden hauptsächlich die in Abb. 7-6 dargestellten Indizien verwandt, welche auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten beruhen. So sind große Einschlüsse aufgrund der ungünstigeren Oberflächen/Volumen-Verhältnisse für nachträgliche Volumenveränderungen empfänglicher, weshalb die kleineren Einschlüsse am ehesten die ursprünglichen Bildungsbedingungen repräsentieren. Um sekundäre Veränderung der Einschlussvolumina nachzuweisen wurde daher stets die Th gegen die Einschlussgröße dargestellt, wobei auftretende Korrelationen als Indiz für eine sekundäre Alteration ge deutet wurden.

Weiterhin nehmen die physikochemischen Eigenschaften der Wirtsminerale großen Einfluss auf die sekundäre Veränderbarkeit der Gesteinshohlräume. So besteht eine Korrelation zwischen Mohs-Härte der in Frage kommenden Wirtsminerale (Anhydrit, Kalzit, Quarz, Baryt etc.) und der Zerstörbarkeit der Fluideinschlüsse (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Ein Hinweis auf den ungestörten Zustand der Einschlüsse ergab sich bereits aus dem Vergleich der Einschlussdaten verschiedener, kogenetischer Wirtsminerale, wenn deren Temperaturdaten sich größtenteils überdeckten. Ein weiteres Indiz für sekundäre Alteration ist die Form des jeweiligen Einschlusses. So sind fluidgefüllte Antiformen selten re-equilibriert. Besonders bedeutsam für relevante, sekundäre Überprägungen von Flüssigkeitseinschlüssen ist die Höhe der thermalen Überprägung. Eine thermische Re-Equilibration ist nur dann zu erwarten, wenn sich die primären Einschlussbedingungen deutlich von den sekundären unterscheiden.

Lassen sich also verschiedene Gruppen von Fluideinschlüssen deutlich durch Parameter wie Form, Größe, Füllgrad, Salinität und Th in unterschiedlichen Wirtsmineralen nachweisen, so kann davon ausgegangen werden, dass keine sekundäre Alteration vorliegt. Das entscheidende Kriterium für das Ausschließen von thermischer Re-equilibration ist also das Vorkommen definierter Flüssigkeitseinschluss-Gruppen (FIA; „fluid inclusion assemblages“). Besteht eine Korrelation der Eigenschaften, wie z. B. Th und Tm oder Th und Einschlussgröße, oder existiert nur eine Gruppe von Einschlüssen, so lässt sich eine thermische Überprägung nicht ausschließen. Letzteres ist auch der Fall, wenn es größere Unterschiede in den Th verschiedener, kogenetischer Wirtsminerale gibt.

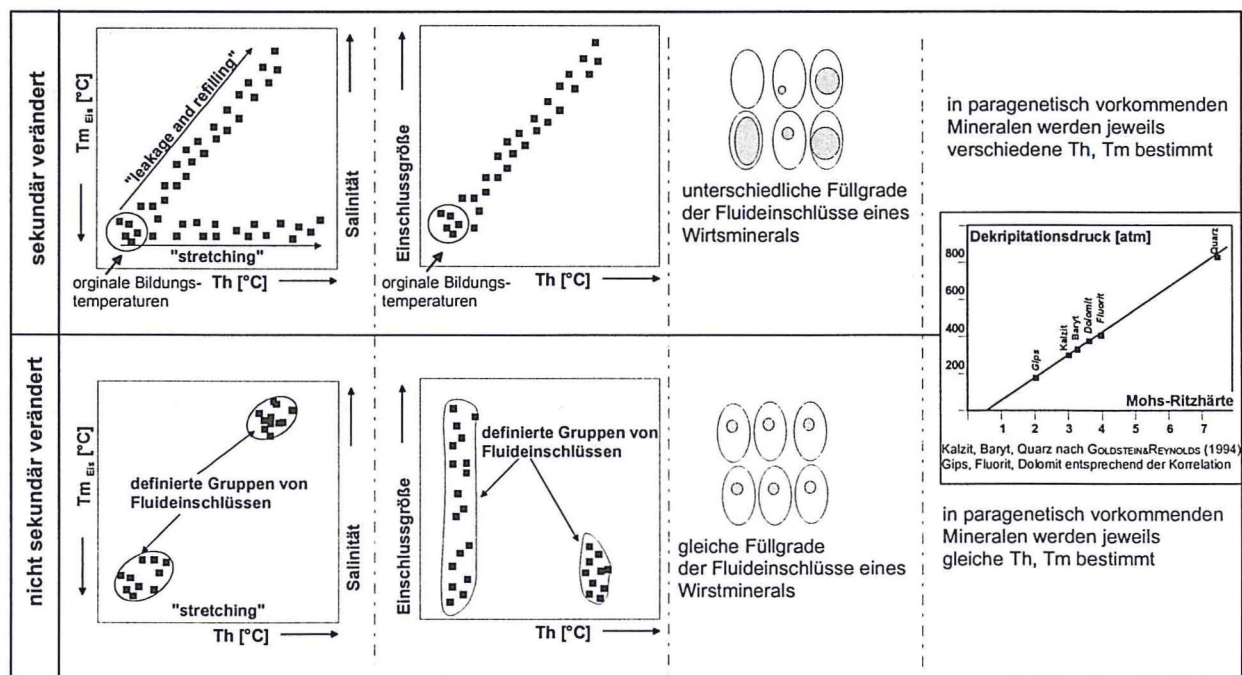


Abb. 7-6: Indizien für sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen; vereinfacht und zusammengefasst nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994), ROEDDER (1984).

Es sind Untersuchungen durchgeführt worden, ab welchen Bedingungen Flüssigkeitseinschlüsse aufgrund thermischer Überprägung mit hoher Wahrscheinlichkeit re-equilibriert werden. Diese Daten sind umfassend in GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) diskutiert. Die höchsten Th im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden in Gängen der Rotliegend-Vulkanite, meist in Quarz und Kalzit als Wirtsmineralen gemessen. Da die Einschlüsse im Quarz meist nur 3 - 10 µm groß und die Th kleiner als 230°C sind, kann nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) davon ausgegangen werden, dass sie nicht re-equilibriert wurden. Bei Übereinstimmung der Th der Einschlüsse in Kalzit und Quarz konnte davon ausgegangen, dass die Einschlüsse der Kalzite nicht sekundär re-equilibriert wurden. Die in den kleinen primären Fluideinschlüssen (ca. 3 µm) gemessenen Temperaturdaten spiegeln am ehesten die Bildungsbedingungen wider. Die in re-equilibrierten Einschlüssen gemessenen und anschließend druckkorrigierten Th geben die Minimaltemperatur eines sekundären thermalen Ereignisses an. Somit lassen sich in Auswertung der Temperaturmessungen sowohl die Temperatur bei Bildung der Einschlüsse, als auch die Temperatur einer späteren thermalen Überprägung nachweisen. Im Falle der Probe PaI1 ergibt sich somit eine Bildungstemperatur der FI von ca. 160 °C (nicht druckkorrigiert) und eine spätere Re-Equilibration durch eine thermale Überprägung mit einer Temperatur von ca. 275 °C (nicht druckkorrigiert). Hingegen erfolgte bei der Probe Rn10 eine Re-Equilibration der älteren, primären Fluideinschlüsse mit Th von 180 °C durch sekundäre, jüngere Fluide mit Th von 100 °C hin zu niedrigeren Temperaturen (Abb. 7-1). Diese sekundäre Alteration in Folge der Zufuhr oder Abgabe von Fluiden entlang von Wegsamkeiten im Wirtsmineral („leakage and refilling“) lässt sich aufgrund der Korrelationen von Th und Tm in den entsprechenden Diagrammen nachweisen.

Ein weiteres Problem ist die Re-Equilibration von Einschlüssen während des Messvorganges. Besonders Anhydrit und Baryt erwiesen sich hier als anfällige Wirtsminerale. Bei den mikrothermometrischen Untersuchungen konnte allerdings nicht auf die Sulfat-Wirtsminerale verzichtet werden. Fluidgefüllte Hohlräume im Anhydrit reagierten beim Einfrieren mit irreversibler Volumenvergrößerung. Aus diesem Grunde wurde bei jeder Probe zuerst die Th bestimmt und anschließend wurde die Probe zur Bestimmung der Salinitäten gekühlt, wobei eine entsprechend bearbeitete Probe anschließend nicht weiter verwandt wurde. Zudem sind mikrothermometrische Daten aus den Wirtsmineralen Anhydrit und Baryt nur im Vergleich mit denen in kogenetisch gebildetem Quarz oder Karbonat verwendbar.

7.3 Fluiddrücke, Geobarometrie (CH₄; N₂)

7.3.1 Allgemeines zu Ermittlung von Fluiddrücken

Neben den Temperaturinformationen lassen sich die Paläo-Fluiddrücke abschätzen. Grundlage sind mehrere Annahmen, welche mit der Einschlussbildung und der nachträglichen Veränderung der Umgebungsbedingungen des jeweiligen Einschlusses zusammenhängen (Abb. 7-7). So wird i.Allg. davon ausgegangen, dass ein homogenes Fluid zum Zeitpunkt der Einschlussbildung vorlag, aber auch Mischungen von verschiedenen homogenen Fluiden sind zu unterscheiden (LOUCKS 2000, ROEDDER 1984). Das ist schematisch in Abb. 7-7 (1) dargestellt. Aufgrund thermodynamischer Veränderungen, wie beispielsweise infolge eines Druck- und Temperaturabfalls einer sich öffnenden Kluft, erfolgt die Ausfällung von hydrothermalen oder diagenetischen Mineralen, wobei homogene Restflüssigkeiten eingeschlossen werden (Fluid-Einschluss 1, Abb. 7-7 (2)). Nach der Einschlussbildung und einer allmählichen Abkühlung trennt sich dieses homogene Fluidum in dem „natürlichen Autoklaven“ in Gasphase(n) und flüssige Phase(n) und bei hohen Salinitäten der Flüssigkeiten teilweise in eine oder mehrere feste Phasen auf, wie sie letztendlich bei Raumtemperatur beobachtet werden können (ROEDDER 1984). Charakteristisch sind für den Flüssigkeitseinschluss neben der chemischen Zusammensetzung des eingeschlossenen Fluids Bildungstemperatur und -druck. Letzterer kann durch Anwendung physikalischer Grundgesetze nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$p = h_b \cdot \rho \cdot g \quad (7.1)$$

(h_b - Höhe [m]; ρ - Dichte [g/cm^3]; g - Erdbeschleunigung [m/s^2])

In der Gleichung 7.1 ist nur die Erdbeschleunigung g bekannt. Die Dichte ρ und die Höhe h_b müssen abgeschätzt werden.

Zur Ermittlung des Fluiddrucks ist es notwendig, die während der Einschlussbildung wirksame Dichte abzuschätzen. Als minimale Dichte kann die des Wassers und als maximale die des umgebenden sowie des auflagernden Gesteins angenommen werden. Somit können der minimal wirkende, hydrostatische Dampfdruck und der maximal wirkende, lithostatische Dampfdruck unter Verwendung der Gleichung 7.1 berechnet werden. Für den hydrostatischen Dampfdruck wird die Dichte von Wasser und für den lithostatischen Dampfdruck die mittlere Dichte des überlagernden Gesteins verwendet.

Um die jeweilige Bildungstiefe h_b von Fluideinschlüssen zu ermitteln, ist eine Altersabschätzung (Kap. 5.3) der Fluidereignisse erforderlich. Dazu ist es notwendig die Versenkungsgeschichte des Beckens (Abb. 7-7 (3-4)) zu rekonstruieren und die Bildungszeit der entsprechenden Mineralphase abzuschätzen.

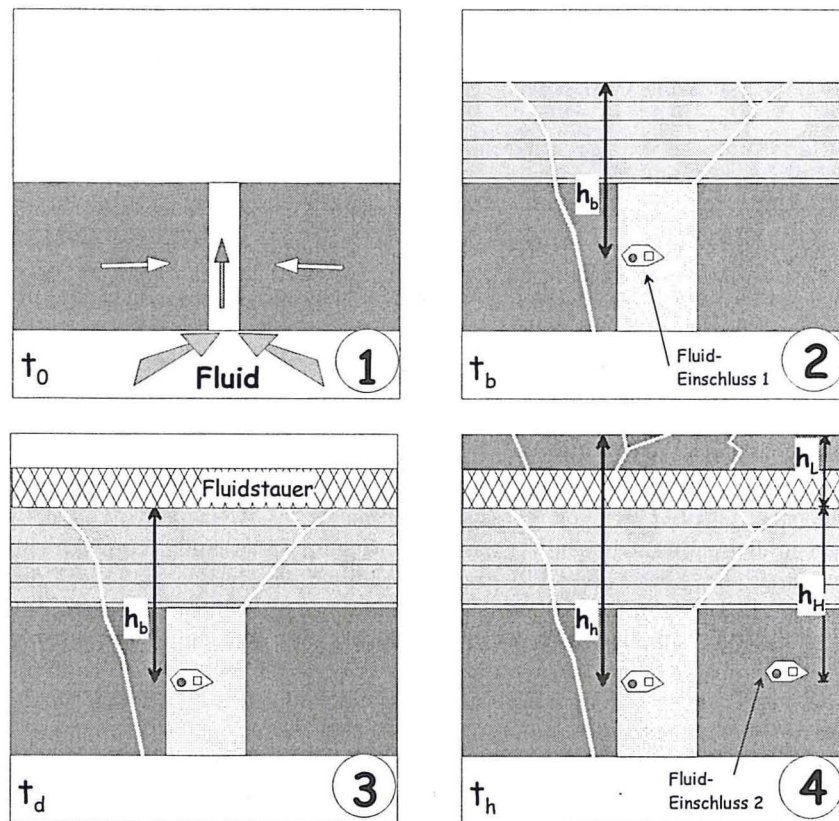


Abb. 7-7: Schematischer Bildungsablauf eines Fluideinschlusses mit Teufenzuordnung (Fluideinschluss 1 bei Zeitpunkt t_b und Einschluss 2 rezent gebildet); Erläuterung im Text.

t_0 = Fluid durchströmt Gestein, t_b = Fluideinschlussbildung 1, t_h = rezent, t_d = Zeitpunkt d,
 h_d = Abstand des Einschlusses zu Stauer, h_b = Bildungstiefe des Fluideinschlusses,
 h_h = rezente Teufe des Einschlusses, h_H = hydrostatischer Anteil an h_h , h_L = lithostatischer Anteil an h_h

Zur Entscheidung, ob der Fluiddruck hydrostatisch oder lithostatisch zu berechnen ist, sind weitere gesteinsphysikalische Eigenschaften zu beachten. So wurde zum Zeitpunkt t_d (Abb. 7-7 (3)) eine abdichtende Sedimentschicht (Fluidstauer) abgelagert, welche die Migration von aufsteigenden und absinkenden Wässern als auch einen Druckausgleich zu den darüberliegenden Gesteinen verhindert bzw. verlangsamt. An der Basis dieser abdichtenden Schicht wird ein lithostatisch wirkender Paläo-Druck angenommen.

Bei Bildung des Fluideinschlusses 1 (Abb. 7-7) war die fluidstauende Schicht noch nicht vorhanden. Demnach wird ein hydrostatischer Druck und eine entsprechende Dichte von 1 g/cm^3 angenommen. Die Bildungstiefe des Einschlusses 1 ergibt sich aus der Differenz von Probenentnahmetiefe h_b und der seit der Bildungszeit t_b akkumulierte Gesteinsmächtigkeit. Die Berechnung des Druckes erfolgt nach Gleichung 7.1.

Beim Fluideinschluss 2 ist die gesamte Probenentnahmetiefe h_h zu berücksichtigen, da die fluidstauende Schicht bei Bildung des Einschlusses vorhanden war, wird der real wirkende Paläo-Fluiddruck am genauesten durch ein kombiniertes hydrostatisch-lithostatisches Druckmodell abgeschätzt. Demnach setzt sich der Bildungsdruck des Fluideinschlusses 2 (Abb. 7-7) aus einem lithostatischen Anteil über die Entfernung h_L und einem hydrostatischen Anteil über die Entfernung h_H zusammen. Die Berechnung erfolgt nach der Gleichung:

$$p = (h_L \cdot \rho_{\text{Gestein}} + h_H \cdot \rho_{\text{Wasser}}) \cdot g \quad (7.2)$$

h_L , h_H - vgl. Abb. 7-7

ρ_{Gestein} - mittlere Gesteinsdichte der überlagernden Gesteine im Bereich von h_L

ρ_{Wasser} - vereinfacht wird hier die Dichte von Wasser mit ca. 1 g/cm^3 verwandt, saline Lösungen haben eine etwas höhere Dichte

g - Erdbeschleunigung [m/s^2]

7.3.2 Modell zur Abschätzung der Paläo-Fluiddrücke im Bereich des NEDB

In der KTB-Hauptbohrung wurden in 9 km Tiefe hydrostatische Porenfluiddrücke nachgewiesen (GRAWINKEL & STÖCKHERT 1998), auch die Gaslagerstätten im Rotliegend weisen rezent hydrostatische Drücke auf (BANDALOWA 1998).

PISKE & RASCH (1998) zeigen im Gegensatz dazu, dass das Staßfurt-Karbonat im Bereich des NEDB als isolierter Hochdruckhorizont ausgebildet ist. Höchste Druckgradienten wurden nach den Autoren im Stadium der größten Beckenversenkung vor der kretazischen Inversion mit 2,2 bar /10 m erreicht. Nach der Oberkreide wurden die Drücke bis zu hydrostatischen Verhältnissen ausgeglichen (PISKE & RASCH 1998).

Die hohen Paläo-Schichtdrücke werden so hauptsächlich auf einen lithostatisch wirkenden Druck, welcher sich aus der Gesteinsauflast ergibt, zurückgeführt. Ursache sind wiederum die mächtigen Evaporitserien und deren elastische Deformierbarkeit.

In großen Tiefen von 4 - 9 km waren also sowohl nahezu hydrostatische als auch lithostatische Druckbedingungen möglich.

Die mikrothermometrisch ermittelten Daten geben Hinweise auf einen differenzierten Gradienten des Paläo-Fluiddrucks. Die vertikale Verteilung der Th verändert sich im Bereich der Zechsteinbasis von einem hohen zu einem sehr niedrigen geothermalen Tiefengradienten (Abb. 7-2). Dieser Wechsel verlagert sich für einige Bohrungen in die jüngsten, sehr feinkörnigen Rotliegend-Sedimente. Als Ursache wird advektiver oder konvektiver Wärmetransport in den permokarbonen Vulkaniten im Gegensatz zu einem konduktiven Wärmetransport im Zechstein angenommen. Ein konvektives Fluidmodell beschrieb bereits JOWETT (1986) für die Bildung des Kupferschiefers, so dass ein äquivalentes Modell für die Prä-Zechsteinschichten durchaus sinnvoll scheint. Eine Veränderung des Fluiddrucks ist bei zunehmender Versenkung und den damit verbundenen diagenetischen Veränderungen und der Kompaktion der Gesteine gegeben (FÜCHTBAUER 1988).

Auf Grundlage der vorliegenden Daten und in Auswertung der Literatur kann für den Bereich des NEDB das in Abb. 7-8 dargestellte Druckmodell angenommen werden.

Der „Modell“-Paläo-Fluiddruck, verläuft, ausgehend von der Erdoberfläche, anfangs parallel zum hydrostatischen Druck. Mit zunehmender Tiefe und der damit verbundenen Erhöhung der Kompaktion und Zementation erhöht sich der Fluiddruck allmählich, da ein Druckausgleich durch die sich verdichtenden Sedimente erschwert wird. Die Zechsteinsalze, welche sich durch stark plastisches Verhalten und extrem geringe Permeabilität auszeichnen, lassen keinen Druckausgleich zu. An der Basis des Zechstein-Salinars wird davon ausgegangen, dass keinerlei hydraulische Verbindungen zur Erdoberfläche existierten. Somit war der Paläo-Fluiddruck hier nahe den lithostatischen Bedingungen, d. h. der Paläo-Fluiddruck wurde durch die Gesteinsauflast kontrolliert (Abb. 7-9). Teilweise sind die Rotliegend-Sedimente direkt unterhalb des Zechsteins sehr feinkörnig und stark zementiert, so dass sich die Paläo-Druckverhältnisse hier noch nicht ändern konnten. Erst im Liegenden dieser Gesteine, wo Sandsteine und Konglomerate sowie die stark klüftigen permokarbonen Vulkanite folgen, änderte sich der Verlauf des Fluiddruckes wieder. Über weitreichende, formationsinterne Kluft- und Störungssysteme in diesen Gesteinen findet ein vertikaler, hydraulischer Druckausgleich statt. Somit verlief der Paläo-Fluiddruckgradient ab der Unterkante des Zechsteins oder der Unterkante der unpermeablen, hangenden Bereiche der

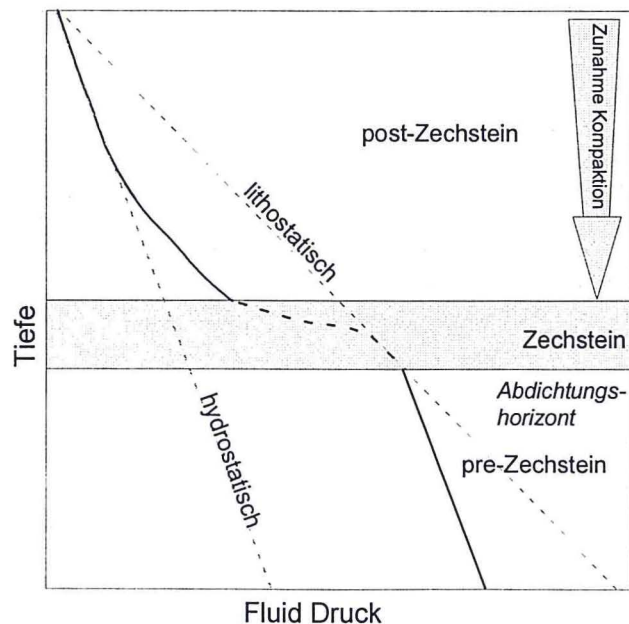


Abb. 7-8: Modell zur Verteilung des Paläo-Fluiddrucks mit zunehmender Tiefe entsprechend mikrothermometrischer Daten.

Rotliegend-Sedimente parallel zum hydrostatischen Gradienten.

Dieses Modell wird im Folgenden auch für die Druckkorrektur der Th verwendet, um die Mineralbildungstemperaturen (Tb) abzuschätzen (Kap. 7.4.1).

7.3.3 Paläo-Fluiddrücke im NEDB

Die tiefste Bohrung aus dem Bereich des NEDB erreicht 8008 m (Bohrung Mir 1/74). Die mittlere Dichte an diesem tiefsten Punkt beträgt entsprechend der Mächtigkeiten und lithologischen Zusammensetzung der einzelnen Schichten ca. 2,6 g*cm³ (KOPF 1967). Unter der Voraussetzung, dass aktuell die maximale Versenkung des Sedimentbeckens erreicht ist, lässt sich unter Anwendung von Gleichung 7.1 der maximal mögliche Paläo-Fluiddruck aller Proben auf 204 MPa ermitteln.

Unter Berücksichtigung der in Kap. 7.2.1 genannten Aspekte können aufgrund der rezenten Tiefenlage lithostatische (Tab. 7-1; p_L rezent), hydrostatische Paläo-Drücke (Tab. 7-1; p_H rezent) und Paläo-Drücke des kombinierten Modells (p_{H+L}, Kap. 7.2.1, 7.2.2) bestimmt werden. Aufgrund be-

kannter und ermittelter Altersdaten der Fluide können diese Drücke ebenfalls für die Bildungszeit der Fluide abgeschätzt werden (Tab. 7-1, Drücke der Paläo-Teufen).

In Tab. 7-1 sind die so ermittelten Drücke für besonders charakteristische Bohrungen dargestellt. Auffällig sind die z. T. relativ großen Unterschiede der verschiedenen Modelldrücke für die einzelnen Proben einer Bohrung, aber auch zwischen den Proben der verschiedenen Bohrungen.

BJØRLYKKE (1983) weist nach, dass der Druckgradient in Sedimentgesteinen ab einem Bildungsdruck von 200 bar (20 MPa) weder mit dem lithostatischen noch mit dem hydrostatischen Gradienten übereinstimmt. Das überlagernde Gesamtgewicht setzt sich vielmehr aus dem Korngerüst der Sedimente und dem Porenwasserdruck zusammen. Im Verlaufe zunehmender Versenkung kommt es zur Kompaktion und Drucklösung. Unter diesen Bedingungen muss der Fluiddruck deutlich höher sein, als der hydrostatische Druck (BJØRLYKKE 1983). Die bis dato genannten Voraussetzungen werden vom kombinierten Druckabschätzungsmodell berücksichtigt, so dass dieses für die weiterführenden Untersuchungen genutzt wird. Dabei wird zur Abschätzung der Fluid-Bildungsdrücke für Proben aus dem Zechstein oder Prä-Zechstein Gleichung 7.2 unter Verwendung folgender Daten genutzt:

h_L	- Teufe der Zechsteinbasis abzüglich des Betrages, der nach vermuteter Bildungszeit akkumuliert wurde
ρ_{Gestein}	- 2,5 g * cm ⁻³ , vereinfacht als Wert der mittleren Dichte angenommen
h_H	- Differenz der Teufen von Probe und von Zechsteinbasis (falls Probe aus dem Liegenden des Zechsteins)
ρ_{Wasser}	- 1,0 g * cm ⁻³ , Dichte des Wassers ohne Berücksichtigung der Salinität
g	- 9,81 m * s ⁻² , vereinfacht wurde rezente Erdbeschleunigung bei 0 m NN verwendet.

Tab. 7-1: Drücke von ausgewählten Bohrungen entsprechend der verschiedenen Modelle.

p_L =lithostatischer Druck p_H =hydrostatischer Druck p_{H+L} = Druck entsprechend Modell (Kap. 7.2.2)
 p (rezente Teufe)=Druck entsprechend heutiger Probenteufe p (Paläo-Teufe)=Druck entsprechend Teufe zur Bildungszeit.

Probe		Pa1	MiN2	Sam5
Teufe gesamt	[m]	6782,8	6791,1	1841,6
Teufe Zechsteinbasis	[m]	4693,0	4713,5	1752,0
Alter des Fluids	[Ma]	Lias?	Lias?	Unter-Kreide?
Teufe zur Bildung des Fluids	[m]	6605,8	4923,1	1360,6
p_L (rezente Teufe)	[MPa]	163,0	166,4	44,3
p_H (rezente Teufe)	[MPa]	66,5	67,9	18,1
p_{H+L} (rezente Teufe)	[MPa]	133,3	133,7	43
p_L (Paläo-Teufe)	[MPa]	158,7	118,4	32,7
p_H (Paläo-Teufe)	[MPa]	64,8	48,3	13,3
p_{H+L} (Paläo-Teufe)	[MPa]	129,0	90,1	32,0

Für Proben aus dem Hangenden des Zechstein wird Gleichung 7.1 unter Verwendung folgender Größen verwendet:

h_B	- Teufe der Probe abzüglich des Betrages, der nach vermuteter Bildungszeit akkumuliert wurde
ρ	- 1,0 g * cm ⁻³ , Dichte des Wassers ohne Berücksichtigung der Salinität
g	- 9,81 m * s ⁻² , vereinfacht wurde rezente Erdbeschleunigung bei 0 m NN verwendet.

Die abgeschätzten Paläo-Fluiddrücke sind in Abb. 7-9 dokumentiert und graphisch dargestellt. Dabei befinden sich fast alle Daten in einem definierten Bereich (Abb. 7-9; grau hinterlegt). Der zu Vergleichszwecken abgebildete maximale Druckgradient nach PISKE & RASCH (1998) befindet sich etwa in der Mitte des erhaltenen Druckfeldes. Die Druckbeträge einiger Proben befinden sich außerhalb des ermittelten Druckbereiches und wurden somit mit eigenen Symbolen dargestellt. Die Abweichungen der Drücke der Bohrung Roxförde 2/64 konnte auf die kretazische Heraushebung der Calvörder Scholle zurückgeführt werden. Bei Annahme einer um etwa 4000 m größeren Bildungstiefe, was in etwa den geologischen Rahmenbedingungen entspricht, würde sich der resultierende Druck durch den erhöhten lithostatischen Anteil am Gesamtdruck im grau markierten Druckfeld (Abb. 7-9) befinden. Bei den Proben der Bohrungen Schilde 1/69, Karstädt-Nord 4/64 und Königsberg 7/77 handelt es sich um Drücke in mesozoischen Gesteinen, welche unter Annahme eines hydrostatischen Druckgradienten ermittelt wurden. Da jedoch der wirksame Porendruck in den relevanten Teufenlagen von etwa 1000 - 2500 m immer größer ist, als der hydrostatische Druck, sollten die entsprechend ermittelten Fluiddrücke zu niedrig sein. Ein realistischer Druck für die genannten Proben sollte sich ebenfalls im grau markierten Feld (Abb. 7-9) befinden. Somit ergibt sich ein mittlerer Paläo-Fluiddruckgradient von 0,020 ± 0,004 MPa/m, was in etwa mit dem von PISKE & RASCH (1998) ermittelten, rezenten, maximalem Druckgradient von 2,15 bar / 10m (0,0215 MPa/m) vergleichbar ist.

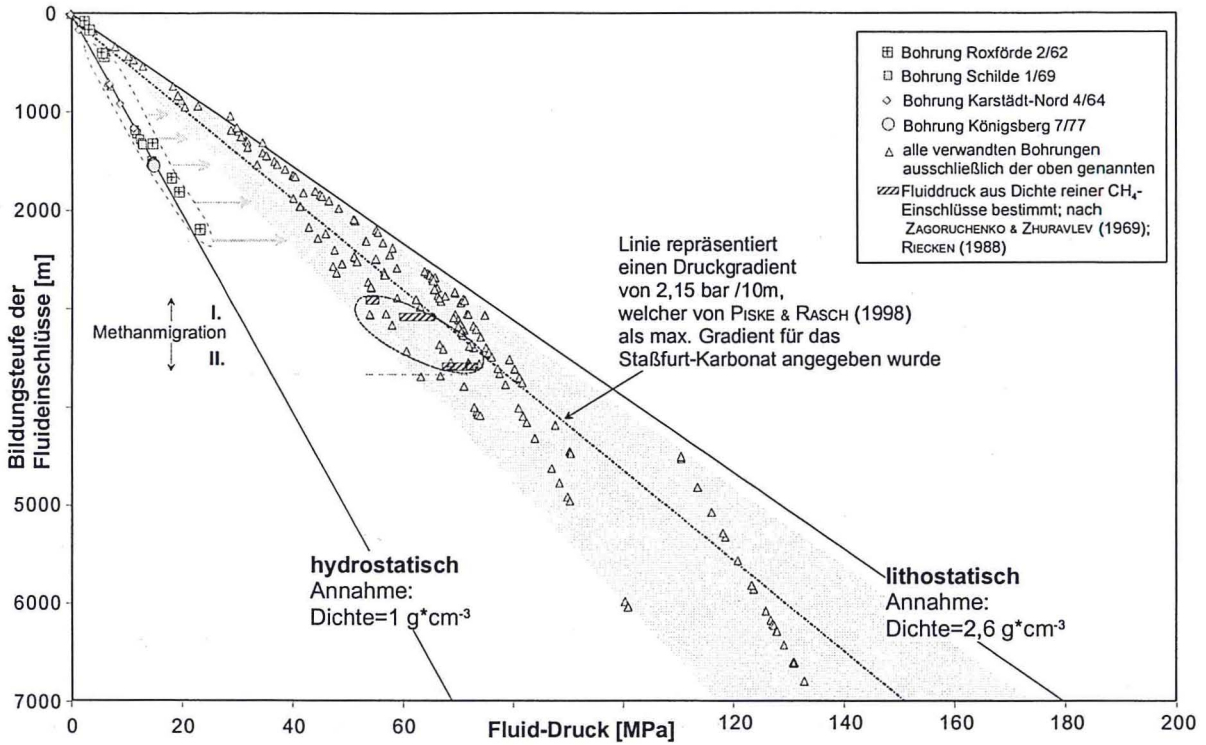


Abb. 7-9: Paläo-Fluiddruck gegen Teufe des NEDB, welcher während der Hauptbildungsphasen der Flüssigkeitseinschlüsse wirkte (nach Druckmodell Kap. 7.2.1; 7.2.2).

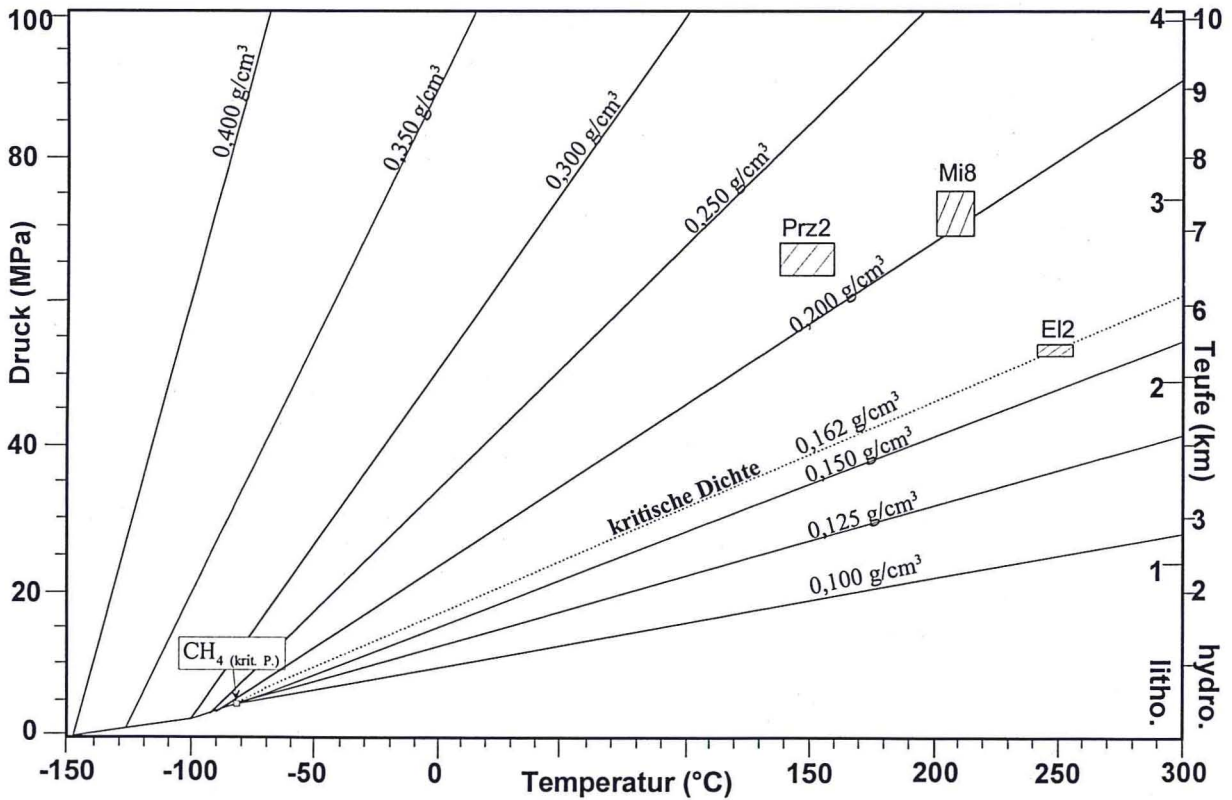


Abb. 7-10: Isopygnenverlauf des Methans in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (nach ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV 1969). Position der bearbeiteten Proben gekennzeichnet.
 litho.=Teufe resultierend aus lithostatischem Druckansatz; hydro.= Teufe resultierend aus hydrostatischem Druckansatz.

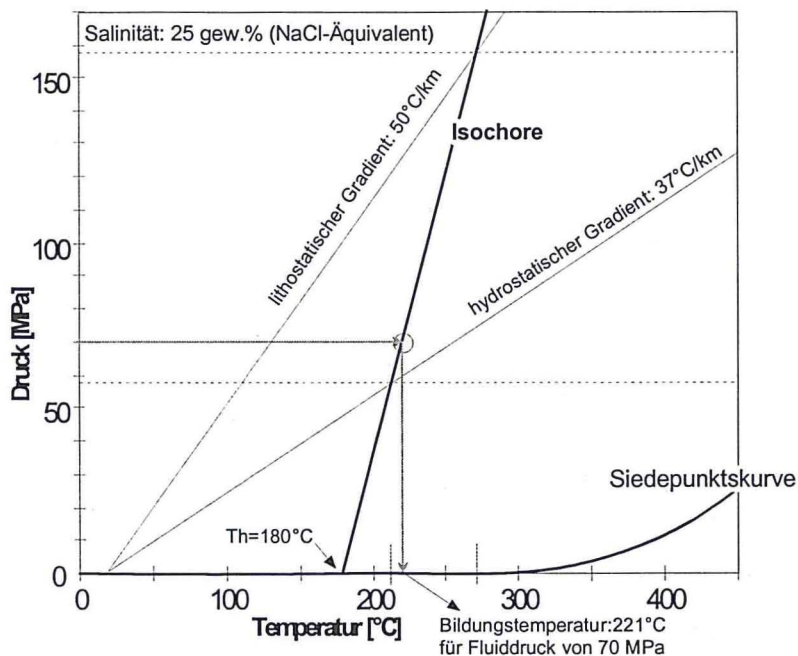


Abb. 7-11: p-T-Diagramm des Systems NaCl-H₂O für Salinität von 25 Gew.% NaCl-Äquivalent, Angabe der Isochore mit Homogenisierungstemperatur von 180 °C.

Die mit Hilfe der N₂-Einschlüsse ermittelten Bildungsdrücke sind meist unrealistisch hoch und somit nicht weiter verwendbar. So ist der maximal mögliche Druck der Probe E11 97 MPa (Tab. 7-3). Dieser Druck ist aber immer noch kleiner, als der aus den N₂-Daten berechnete Druck von 121 MPa. Möglicherweise sind die Abweichungen auf geringe CO₂-, CH₄- und H₂O-Gehalte in den als rein angenommenen Einschlüssen zurückzuführen.

Die mit Hilfe der N₂-Einschlüsse berechneten Drücke variieren zwischen 115 MPa und 148 MPa. Bei Verwendung des in Kapitel 7.3.3 ermittelten Druckgradienten von $0,020 \pm 0,004$ MPa/m ergibt sich eine Tiefe der N₂-Migration von 5750 - 7400 m. Diese Tiefenangabe ist aufgrund der oben diskutierten Probleme zu groß. Als Grundaussage gilt jedoch, dass die Migration von N₂ in deutlich größeren Tiefen erfolgte, als die von CH₄.

7.4 Authigene Minerale und ihre Bildungstemperaturen

7.4.1 Druckkorrektur zur Bestimmung der Mineralbildungstemperaturen

Die Homogenisierungstemperaturen (Th) wässriger Einschlüsse sind die minimalen Bildungstemperaturen der Wirtminerale (ROEDDER 1984). An den Th müssen nachträglich Druckkorrekturen durchgeführt werden, um den Druck-Temperaturverhältnisse der Bildungstiefen entsprechender Mineralphasen gerecht zu werden (BURRUSS 1989). Dies ist nur unter Annahme der Volumenkonstanz (ROEDDER 1984) der analysierten Einschlüsse möglich. Abb. 7-11 stellt prinzipiell dar, wie die Druckkorrektur der Th erfolgt. Ausgangspunkt ist im Beispiel der Abb. 7-11 eine gemessene Th von 180 °C, welche sich auf der Siedepunktskurve befindet und einen Eckpunkt der Isochore bildet. Auf der Isochore befindet sich auch der Punkt, der die Druck-Temperaturbedingungen zur Bildungszeit charakterisiert. Maximale und minimale Druck-Temperaturwerte werden durch den lithostatischen und hydrostatischen Gradienten vorgegeben, welche für den Bereich des NEDB angenommen werden können (Abb. 7-11).

Mit Hilfe der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Fluiddrücke der einzelnen Proben (Kap. 7.3.3) lassen sich jeweils aus den Th die Mineralbildungstemperaturen (Tb) ableiten. So ergibt sich für die Th von 180 °C bei einem Paläo-Fluiddruck von 70 MPa eine Mineralbildungstemperatur von 221 °C (Abb. 7-11). Anzumerken ist noch, dass die Neigung der Isochore von der Salinität des Fluideinschlusses abhängig ist (ROEDDER 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Für niedrige Salinitäten ist die Isochore sehr steil und bei sich erhöhenden Salinitäten wird der Neigungswinkel kleiner. Die Berechnung von Isochoren erfolgt je nach Fluidsystem und Temperatur-Druckbereich nach verschiedenen Zustandsgleichungen, welche in den Computer-Programmen Flincor und Isochor umgesetzt sind. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die Programme Homogen und Isochor von Ronald Bakker genutzt. Für Tm zwischen -50 °C und -21 °C wurde die Gleichung von ZHANG & FRANTZ (1987) verwandt, welche für einen Temperaturbereich von 453 - 973 °K und Drücke von 0,1 - 300 MPa sowie das Fluidsystem NaCl - KCl - CaCl₂ - H₂O gültig ist. Für Tm größer -21 °C wurde die Gleichung von BODNAR & VITYK (1994) genutzt, welche für einen Temperaturbereich von 573 - 1073 °K und von 0 - 600 MPa gültig ist. Weiterhin ist zu beachten, dass die Gasphase einiger der bearbeiteten Fluideinschlüsse N₂- oder CH₄-gefüllt sind. In Abb. 7-12 ist beispielhaft die Druckkorrektur der Probe E12 abgebildet, deren zweiphasige wässrige Einschlüsse sich aus einem Salz- Wasser-Methan-Gemisch zusammensetzen. Bei Anwesenheit von Methan verschiebt sich die Siedepunktskurve um etwa 10 bis 20 MPa zu höheren Drücken (Abb. 7-12). Daraus folgt eine Erniedrigung der tatsächlichen Tb um Beträge von in diesem Falle 7 - 8 °C.

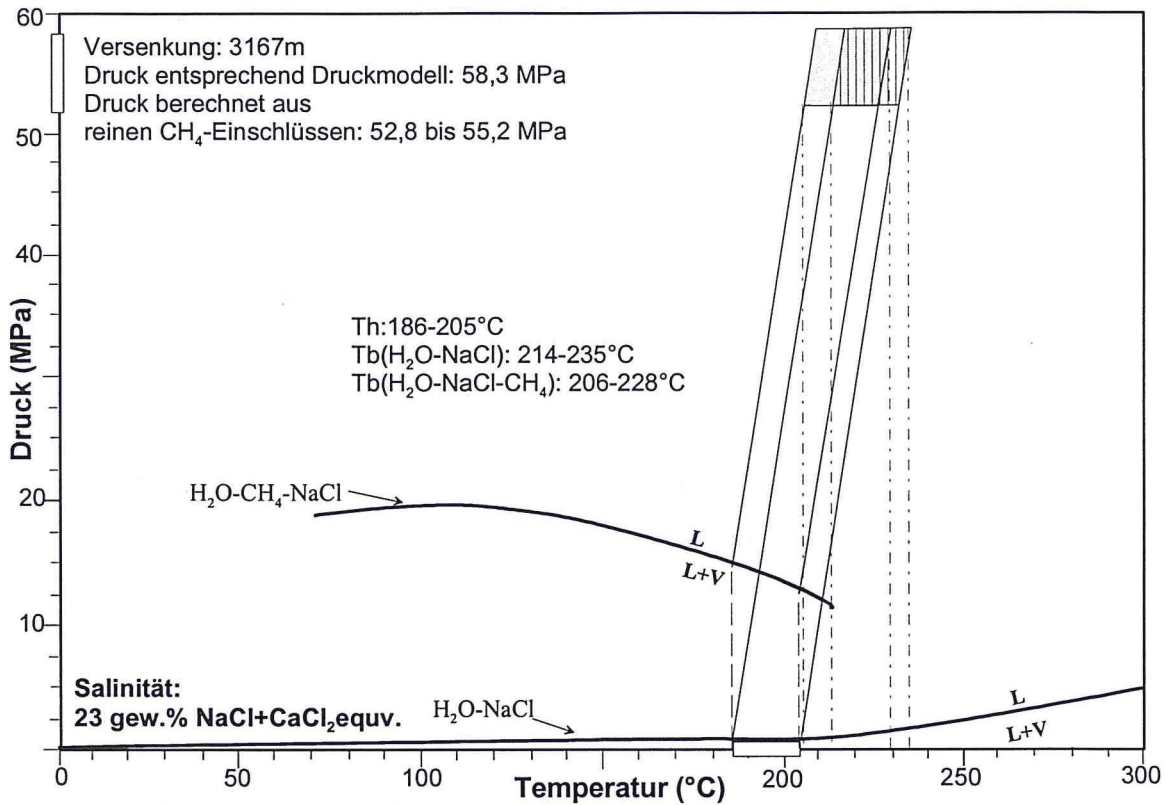


Abb. 7-12: Druckkorrektur einer Einschlussgeneration der Probe El2.

Die möglichen Bildungstemperaturen und -drücke sind jeweils für das NaCl - H₂O-System (gestrichelte Fläche) sowie für die Anwesenheit von Methan (graue Fläche) angegeben. Eingetragen sind die Siedepunktkurven des Systems H₂O - NaCl - CH₄ und des Systems H₂O - NaCl. Die weißen Kästchen stellen die mikrothermometrisch bestimmten Th und Bildungsdrücke der Fluide dar.

7.4.2 Mineralzemente und ihre Bildungstemperaturen

Dolomit-Zemente

In Dolomitzementen wurden nur selten Einschlüsse identifiziert und dann waren diese ausschließlich einphasig und flüssig. Nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) deutet das Vorkommen solcher Flüssigkeitseinschlüsse auf Bildungstemperaturen <50 °C hin. Dies wiederum bestätigt die petrographischen Befunde, welche von einer frühdiagenetischen Bildung der Dolomitzemente ausgehen. Aufgrund der geringen Einschlussgröße konnten zudem keine Schmelztemperaturen bestimmt werden. Somit sind keine Aussagen zur Salinität der entsprechenden Formationswässer möglich.

Anhydrit-Konkretionen und -zemente

In Anhydritkonkretionen und -zementen wurden eine Reihe von Flüssigkeitseinschlüssen analysiert, welche durch eine breite Streuung der Th und der Salinitäten charakterisiert sind (Abb. 7-13). Besonders die primären Fluideinschlüsse sind, ähnlich den Dolomitzementen, einphasig und flüssig ausgebildet, was auf Bildungstemperaturen <50 °C deutet. Zusätzlich treten sowohl primäre, als auch sekundäre wässrige Einschlüsse mit Bildungstemperaturen von 51 - 302 °C mit einem deutlichen Maximum zwischen 140 - 180 °C auf. Die breite Streuung der Temperatur wird z. T. auf thermische Re-Equilibration der Fluideinschlüsse zurückgeführt (Kap. 7.2). Die Th der Einschlüsse in Anhydritneubildungen, -zemente und -konkretionen repräsentieren die Bildungstemperaturen von Fluidereignissen. Es ist keine Druckkorrektur der Daten notwendig (Kap. 7.2). Die Temperaturen sind jeweils tiefenabhängig (vgl. Abb. 7-4). Die Salinitäten schwanken zwischen 0,2 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv., wobei die Anhydritkonkretionen etwa 10 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv. aufweisen. Die Anhydritzemente lassen sich dagegen in zwei Gruppen gliedern (Abb. 7-4). Die erste Gruppe zeichnet sich durch Salinitäten von 0 - 8 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv. und die zweite Gruppe von etwa 24 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv. aus.

Quarz-Zemente, Quarz-Mobilisate

Die Tb der Quarz-Zemente und Quarz-Mobilisate schwanken meist zwischen 125 °C und 210 °C, wobei auch Temperaturen bis 274 °C nachgewiesen wurden (Abb. 7-13). Temperaturverteilungsmaxima liegen bei 140 - 160 °C, ca. 200 °C und 240 °C. Die primären Einschlüsse der einzelnen Proben weisen häufig niedrigere Bildungstemperaturen auf, als die sekundären Einschlüsse. Die Salinitäten schwanken zwischen 0,3 - 29,0 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv., wobei die primären Einschlüsse meist hohe (23 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv.) und sekundäre Einschlüsse niedrige Salinitäten (0 - 4 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv.) aufweisen. Eine Korrelation bezüglich der Tiefe oder anderer Parameter auf Grundlage der Daten ist nicht möglich.

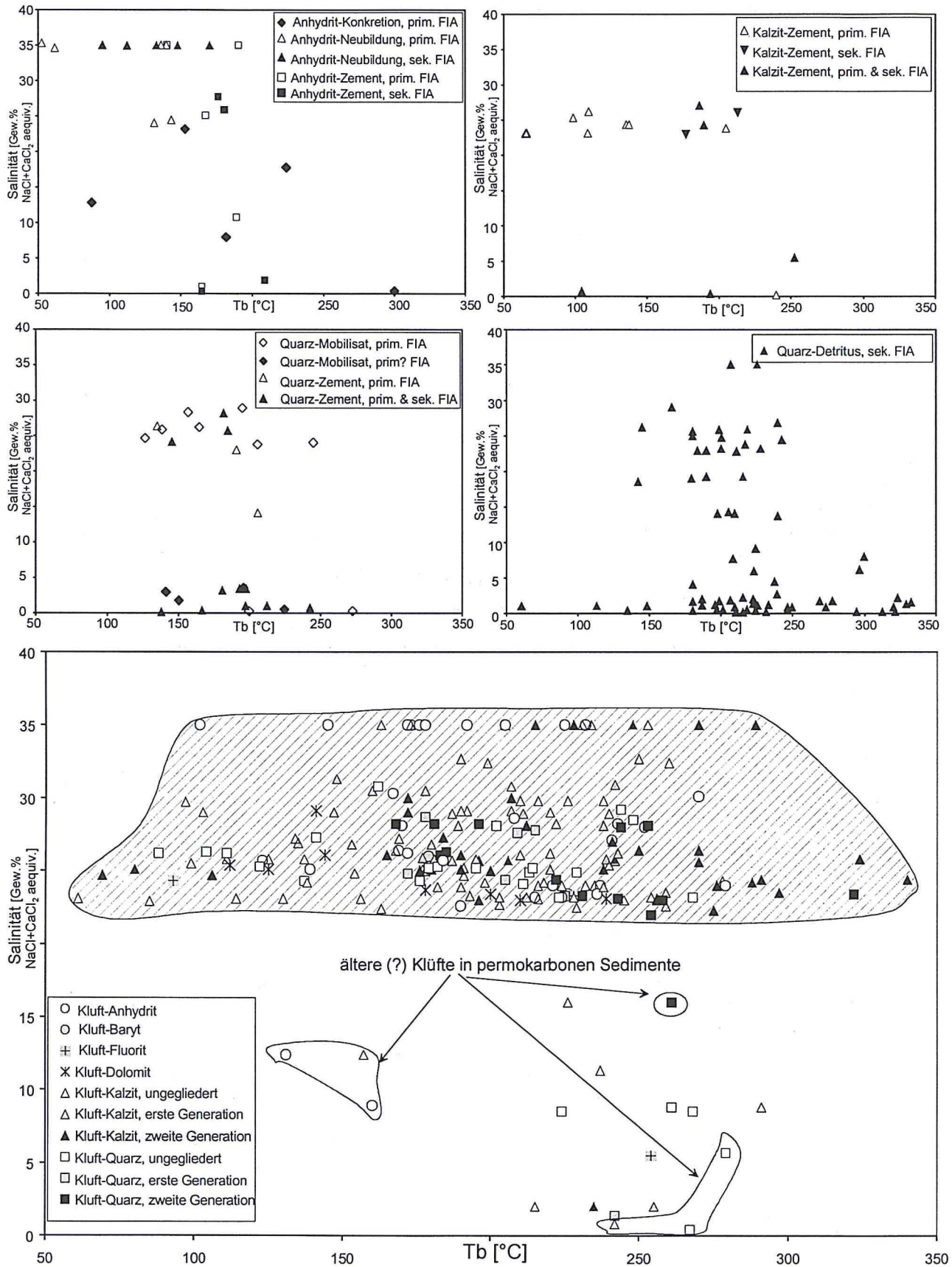


Abb. 7-13: Salinitäten und Bildungstemperaturen der Paläo-Fluide des NEDB. Jeder Datenpunkt steht für eine Flüssigkeitseinschlussgruppe (FIA) in diagenetisch gebildeten Mineralen. Einschlussgruppen in: a) Anhydrit, b) Kalzit, c) Quarz, d) sekundäre Einschlüsse in detritischem Quarz.

Kalzit-Zemente

Die bearbeiteten Kalzit-Zemente weisen Mineralbildungstemperaturen von 65 - 254 °C auf. Die primären Einschlüsse sind durch T_b von 65 - 150 °C und die sekundären Einschlüsse durch höhere T_b von ca. 180 - 230 °C charakterisiert. Die zugehörigen Salinitäten der Fluidlösungen sind prinzipiell etwas niedriger, als in den Quarz-Zementen und schwanken zwischen 22 und 28 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. (Abb. 7-13). Selten konnten auch Salinitäten von 0 - 5 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. bestimmt werden.

7.4.3 Kluftminerale und ihre Bildungstemperaturen

Die mikrothermometrischen Daten der Fluideinschlüsse aus den Kluft- und Drusenfüllungen spiegeln das Spektrum aller Mineralzemente wieder. Dabei können wieder hochsalinare von niedrigsalinaren Fluiden unterschieden werden (Abb. 7-13). Die niedrig salinaren Fluide mit T_b zwischen 125 °C und 290 °C sind auf das Vorkommen in permokarbonen, feinkörnigen Sedimenten, Drusenfüllungen (Bohrungen Mirow 1/74, Parchim 1/68) und Klüften (Bohrung Penkun 1/71) der Vulkanite beschränkt. Als Wirtsminerale treten in den Vulkaniten vor allem Quarz und Kalzit und in den Sedimenten Anhydrit, Quarz und Kalzit auf. Vor allem die nicht bzw. blau lumineszierenden Kalzite der permokarbonen Vulkanite wurden als älteste Mineralbildungen identifiziert (Kap. 4). Die hier enthaltenen Fluide könnten Relikte eines älteren Fluidsystems sein.

Ein hochsalinaries Fluidsystem mit Salinitäten von 22 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. wurde in unterschiedlich alten Kluftfüllungen nachgewiesen. Als Wirtsminerale dieser Fluidgruppe sind neben Quarz, Kalzit und Anhydrit vor allem auch Baryt, Fluorit, Dolomit und Halit zu nennen. Die meisten der analysierten hochsalinaren Flüssigkeitseinschlüsse zeigen Salinitäten von 22 - 29 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. und T_b von 160 - 250 °C. Vor allem in sekundären Flüssigkeitseinschlüssen der permokarbonen Vulkanite konnten die höchsten T_b von 300 - 350 °C nachgewiesen werden, welche ein hydrothermales Ereignis widerspiegeln (WOLFGRAMM et al. 1998).

7.4.4 Quarz-Detritus, Matrix-Quarz

Ein Vergleich der Salinitäten und Bildungstemperaturen der eben beschriebenen authigenen Mineralbildungen zu denen sekundärer Einschlüsse in detritischen Quarzen zeigt, dass die Signaturen weitestgehend übereinstimmen. Zusätzlich existiert jedoch eine weitere niedrigsalinare Fluidgruppe mit T_b zwischen 270 und 400 °C, welche im Vergleich mit den Arbeiten von BEHR et al. (1987) und BEHR & GERLER (1987) als variszisch gebildet interpretiert werden kann (Abb. 7-13).

7.5 Temperaturdaten anderer „Geothermometer“

Zur Validierung der mikrothermometrisch ermittelten Bildungstemperaturen von Fluiden wurden Daten anderer thermometrischer Methoden herangezogen. Bei diesen Methoden handelt es sich, im Gegensatz zur Mikrothermometrie, um indirekte Verfahren.

Temperaturdaten und Temperaturabschätzungen aus dem Bereich des NEDB sind in Arbeiten von TEICHMÜLLER et al. (1984), KOCH et al. (1997), THOMASER (1982) und HOTH (1993, 1997) dokumentiert, welche Vitritreflexionsstudien durchführten. BRECHT (1999) ermittelte Chlorit- und Illit-Thermometriedaten für authigene Tonminerale der permokarbonen Vulkanite u. a. nach der Methode von CATHELINEAU (1988). Weitere Temperaturabschätzungen ergeben sich durch die Anwendung von Natrium-Kalium-Thermometern (FOURNIER 1979, TRUESDELL 1976) sowie Natrium-Kalium-Kalzium-Thermometern (FOURNIER & TRUESDELL 1973). Für letzteres wurde von FOURNIER & POTTER (1979) eine Temperaturkorrektur mit Hilfe des Magnesiumgehaltes erarbeitet. Diese Thermometer wurden empirisch an rezenten Geothermalfeldern erzeugt. Die Zusammensetzung hydrothormaler Lösungen repräsentiert die Temperaturen entsprechender Fluidlösungen. Dabei liefern die Natrium-Kalium-Thermometer nur für Temperaturen über 150 °C und das Natrium-Kalium-Kalzium-Thermometer im Temperaturbereich von 0 - 350°C sinnvolle Ergebnisse (KHARAKA & MARINER 1989).

7.5.1 Thermometrie auf Basis der Fluidchemie

Die chemische Zusammensetzung geothermaler Fluide ist eine Funktion der Temperatur entsprechender Aquifere, welche auf eine tiefen- bzw. temperaturabhängige Alteration bestimmter Mineralphasen zurückzuführen ist (TRUESDELL 1976, FOURNIER 1979, KHARAKA & MARINER 1989). Die chemischen Geothermometer und ihre Beziehungen zu geothermalen Systemen wurden bereits häufig beschrieben, wobei eine Zusammenfassung der verschiedenen Geothermometer bei KHARAKA & MARINER (1989) erfolgte. Aufgrund der ermittelten Fluidchemie (Kap. 6.2.2) können unter Berücksichtigung der Genauigkeit der chemischen Analysen, dass Natrium-Kalium-Thermometer (FOURNIER 1979, TRUESDELL 1976) sowie das Natrium-Kalium-Kalzium-Thermometer (FOURNIER & TRUESDELL 1973) genutzt werden, wobei für letzteres von FOURNIER & POTTER (1979) eine Temperaturkorrektur mit Hilfe des Magnesiumgehaltes erarbeitet wurde (Abb. 7-14). Die Magnesiumkorrigierte Temperatur des Na-K-Ca-Thermometers ergibt sich wie folgt:

$$t_{Mg} = t_{Na-K-Ca} - \Delta t_{Mg} \quad (7.3)$$

Der zu verwendende Korrekturfaktor Δt_{Mg} (Abb. 7-14) ist abhängig von den Ionenverhältnissen, was durch die Nutzung eines Faktors R (Abb. 7-13) berücksichtigt wird.

In Abb. 7-15 sind die mikrothermometrisch ermittelten T_b gegen die aus der Geochemie der Fluidlösungen resultierenden Temperaturen für die verschiedenen Thermometer dargestellt. Mit Hilfe der Cryo-REM-EDX (Kap. 6.2.2) wurden 118 chemische Analysen von Fluiden durchgeführt. Diese bilden die Grundlage für die Anwendung der Thermometrie.

Für die Na-K-Thermometer weisen die Temperaturen der einzelnen Proben starke Schwankungen auf, zudem kann keine Korrelation zu den T_b nachgewiesen werden (Abb. 7-15). Dies wird vor allem auf die methodisch bedingten Fehler bei der chemischen Analyse der Fluidlösungen zurückgeführt. Beim Elektronenbeschuss einer Probe im REM wurde ein Natriumverlust beobachtet (Kap. 6.2.2). Dieser Effekt führt bei der Verwendung der Gleichungen geochemischer Thermometer (Abb. 7-13) zur Berechnung von zu hohen Temperaturen. Verstärkt wird dieser Effekt noch dadurch, dass bei Erniedrigung des Natriumgehaltes der Kaliumgehalt relativ gesehen ansteigt. Dies wiederum führt zu einer weiteren Erhöhung der berechneten Temperatur, was sich deutlich in den entsprechenden Diagrammen widerspiegelt (Abb. 7-15).

Na-K (FOURNIER 1979)	$t [^{\circ}\text{C}] = \frac{1217}{\log (\text{Na}/\text{K}) + 1.483} - 273$
Na-K (TRUESDELL 1979)	$t [^{\circ}\text{C}] = \frac{885.6}{\log (\text{Na}/\text{K}) + 0.8573} - 273$
Na-K-Ca (FOURNIER & TRUESDELL 1973)	$t [^{\circ}\text{C}] = \frac{1647}{\log (\text{Na}/\text{K}) + \beta [\log \sqrt{(\text{Ca}/\text{Na})} + 2.06] + 2.47} - 273$ $\beta = 4/3 \text{ für } t < 100^{\circ}\text{C}; = 1/3 \text{ für } t > 100^{\circ}\text{C}$
Na-K-Ca: Mg-Korrektur (FOURNIER & POTTER 1979)	$R = \frac{c_{Mg}}{c_{Mg} \cdot 0.61 + c_{Ca} \cdot 0.31 + c_K} \cdot 100$ $\text{für } R = 5 - 50:$ $\Delta t_{Mg} = 10.66 - 4.7415 R + 325.87 (\log R)^2 - 1.032 \cdot 10^5$ $\quad \cdot (\log R)^2/T - 1.968 \cdot 10^7 (\log R)^2/T^2 + 1.605$ $\quad \cdot 10^7 (\log R)^3/T^2$ $\text{für } R = 0.5 - 5:$ $\Delta t_{Mg} = 1.03 + 59.971 \log R + 145.05 (\log R)^2 - 36711$ $\quad \cdot (\log R)^2/T - 1.67 \cdot 10^7 \log R/T^2$

Abb. 7-14: Gleichungen für geochemische Thermometer geothermaler Systeme (T in Kelvin, c in mg/l).

So sind die aus der Chemie der Fluidlösungen berechneten Temperaturen deutlich zu hoch. Neben der Erniedrigung des Natriumgehaltes erfolgte ebenfalls eine Verringerung des Chlorgehaltes (Kap. 6.2.2).

Bei einigen Proben wurden Chlorgehalte von ca. 40 - 50 % gemessen. Hier kann der Verlust an „leichten“ Ionen als gering eingeschätzt werden. Die entsprechenden Proben weisen dann auch berechnete Temperaturen auf, die mit den mikrothermometrisch ermittelten Temperaturen korrelieren. Die Abweichungen von den T_b sind $< 100^{\circ}\text{C}$. Das Na-K-Ca-Thermometer weist hingegen generell eine hinreichend gute Korrelation mit den mikrothermometrischen Daten auf (Abb. 7-15). Die Schwankungsbreiten für die fluidchemisch ermittelten Temperaturen sind meist $< 80^{\circ}\text{C}$ und deren Mittelwerte weichen um $< 80^{\circ}\text{C}$ von den mikrothermometrischen Daten der gleichen Probe ab. Ähnliche Abweichungen des chemischen Geothermometers sind bei KHARAKA & MARINER (1989) für die Geothermal-Felder dokumentiert. Das Na-K-Ca-Thermometer scheint relativ gut die Mineralbildungstemperaturen widerzuspiegeln. In der entsprechenden Gleichung (Abb. 7-14) von FOURNIER & TRUESDELL (1973) wird ersichtlich, dass der Einfluss des Natriums an der Ermittlung der Temperatur deutlich erniedrigt ist, was als Ursache für die gute Korrelation der Daten mit den mikrothermometrischen Temperaturen gedeutet wird. Die Mg-korrigierten Temperaturen des Na-K-Ca-Thermometers korrelieren ebenfalls mit den mikrothermometrischen Temperaturen. Generell sind die Temperaturwerte allerdings zu niedrig (Abb. 7-15).

Die mit Hilfe der cryo-REM-EDX ermittelten Elementzusammensetzungen der wässrigen Lösungen sind keine sehr genauen quantitativen Analysen, und entsprechend sind auch die ermittelten Temperaturen zu werten.

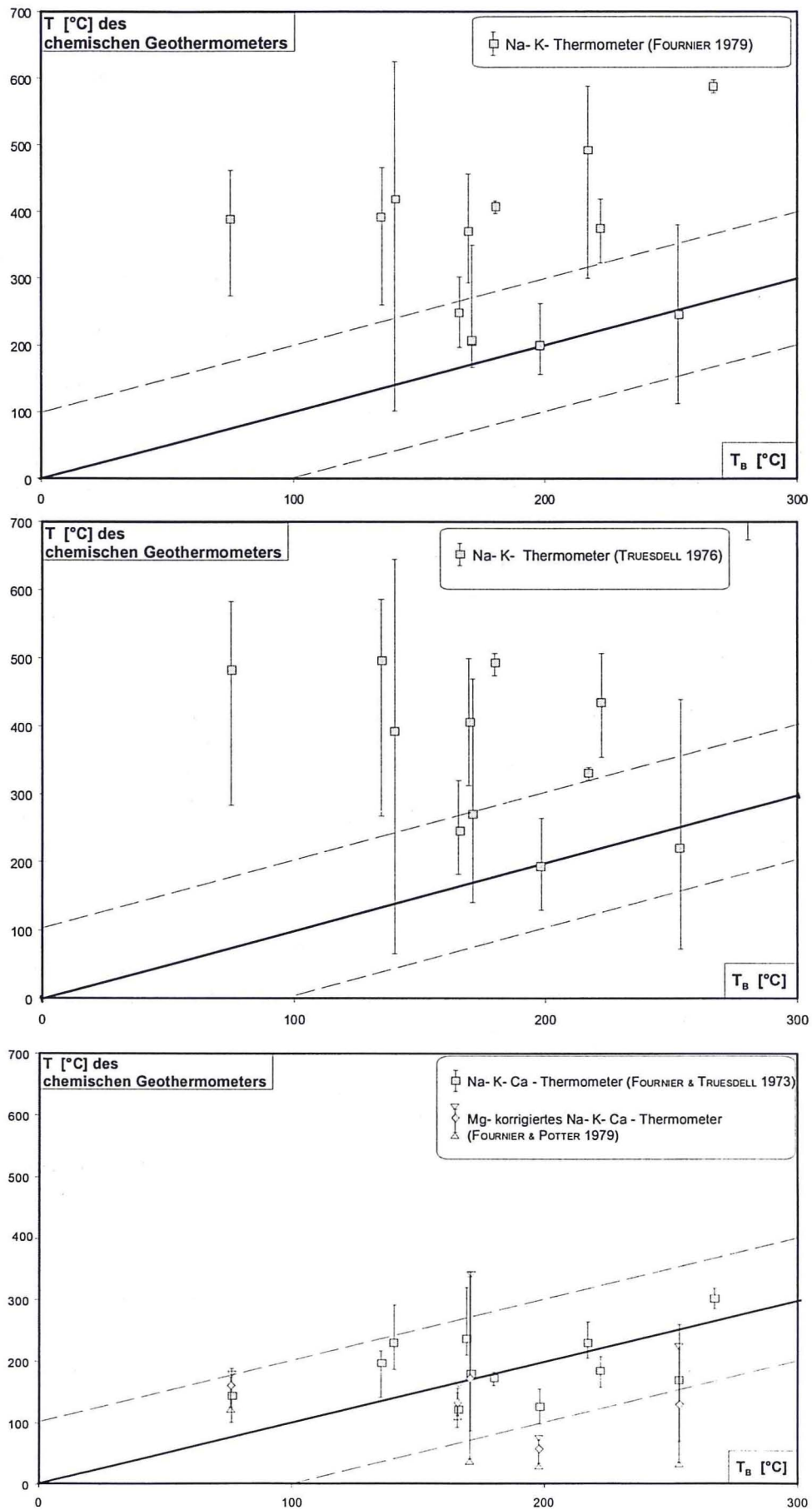


Abb. 7-15: Mikrothermometrisch ermittelte Mineralbildungstemperaturen (T_b) versus der Temperatur verschiedener chemischer Geothermometer.

Die jeweiligen Ionenverhältnisse der Fluidlösungen sind unter Berücksichtigung der häufig beobachteten Verluste an Natrium und Chlor während der Bestrahlung relativ konstant. In diesem Zusammenhang sind auch die zu hohen Temperaturen des Na-K-Thermometers zu werten, bei denen der Einfluss des Natriumgehalts bei der Temperaturberechnung eine wesentlich größere Rolle spielt, als es beim Na-K-Ca-Thermometer der Fall ist. Letztgenanntes Geothermometer spiegelt in vertretbarer Weise die Bildungstemperaturen auf Grundlage der Fluidchemie wider.

7.5.2 Temperaturinformationen aus Vitritreflexionsdaten

Organische Substanzen reagieren im Verlaufe der Diagenese sehr empfindlich auf die versenkungsbedingte Erwärmung. Dabei zeigt sich der Grad der Versenkung im Umwandlungsgrad der humosen Substanzen bzw. ihrer Inkohlungsprodukte Huminit und Vitrit. Der Inkohlungsgrad wird durch das Reflexionsvermögen der organischen Mineralbildungen Huminit und Vitrit bestimmt. Erste Vitritreflexionsdaten für den Bereich der Norddeutschen Tiefebene stammen von TEICHMÜLLER et al. (1979, 1984). Dabei wird klar gezeigt, dass Vitritreflexion, Gebirgstemperatur und Tiefenlage proportional sind (TEICHMÜLLER et al. 1984). Allerdings wird hier auch herausgestellt, dass die Vitritreflexion abhängig von Lithologie, Schichtlagerung, Klüftung, den Druckverhältnissen und der Dauer thermaler Prozesse ist. TEICHMÜLLER et al. (1979) vertreten die Ansicht, dass die Vitritreflexionsdaten keine ausreichende Basis zur Rekonstruktion der Temperaturgeschichte liefern. So nehmen beispielsweise thermale Ereignisse, in Abhängigkeit von ihrer Intensität, mit einem Zeitumfang von 1 - 3 Ma keinen Einfluss auf die Reflexion der Vitrite (TEICHMÜLLER 1979, TEICHMÜLLER et al. 1979).

Die Vitritreflexionen zeigen in Bezug zur Teufe einen meist charakteristischen Verlauf (vgl. u. a. RIEKEN 1988, TEICHMÜLLER et al. 1979, HOTH 1993).

Unterhalb von 4700 m nimmt über eine Teufendifferenz von 1000 m die maximale Inkohlung nicht mehr zu. TEICHMÜLLER et al. (1979) vermuten, dass die Stagnation im Tiefenverlauf der Reflexivität mit der beginnenden Graphitisierung organischer Minerale zusammenhängt. Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Untersuchungen von TEICHMÜLLER et al. (1979) ist, dass heutigen Bohrlochtemperaturen von 200 °C Paläotemperaturen von ca. 300°C gegenüber stehen.

Auf Grundlage ihrer Untersuchungen postulieren TEICHMÜLLER et al. (1984) drei thermale Ereignisse: ein erstes im Karbon, ein zweites, mit dem Absenkungsmaximum zu korrelierendes im Jura und ein weiteres in der Kreide. Das kreidezeitliche Ereignis steht im Zusammenhang mit der tektonischen Inversion.

Das Vitritreflexions-Hauptverteilungsmuster folgt der Kontour der maximalen Versenkung der Präperm-Oberfläche (KRULL 2000, pers. Mitt.). Ein Vergleich der Mächtigkeitsverteilung der permokarbonen Vulkanite (MARX et al. 1995, BENEK et al. 1996, BRECHT 1999) mit den Isolinien der Vitritreflexionen (THOMASER 1982, KOCH et al. 1997) zeigt für den Bereich des NEDB ähnliche Verteilungsmuster der jeweiligen Minima und Maxima. Mächtigkeitsschwankungen der Vulkanite sind dabei auf das Relief der Präperm-Oberfläche zurückzuführen sind.

Eine Reihe von Autoren (WASSOJEWITSCH et al. 1969, TEICHMÜLLER 1979, TEICHMÜLLER et al. 1984, TEICHMÜLLER et al. 1989, HOTH 1993 u. a.) haben bereits versucht, bestimmten Gebirgstemperaturen entsprechende Vitritreflexionen zuzuweisen. Formeln zum Umrechnen der Vitritreflexion in die zugehörige Bildungstemperatur werden u. a. von SWEENEY & BURNHAM (1990) und BARKER & PAWLEWICZ (1994) angegeben, wobei im Folgenden die Gleichung von BARKER & PAWLEWICZ (1994) genutzt wird:

$$T = (\ln(R_n) + 1,68) / 0,0124 \quad (7.4)$$

R_n = Betrag der mittlere Vitritreflektion
T = Betrag der Bildungstemperatur

Aufgrund der unterschiedlichen Geschichte und deren Einfluss auf das Reflexionsverhalten der Vitrite sind die so ermittelten Temperaturen nur als Indiz zu werten. Die zu Vergleichszwecken verwandten Vitritdaten wurden von FRIBERG (pers. Mitt. 1999) und KRULL (pers. Mitt. 2000) zur Verfügung gestellt. Sie stammen aus den bereits mikrothermometrisch bearbeiteten Bohrungen und den stratigraphischen Einheiten des Karbons bis zum Jura. Die mikrothermometrisch ermittelten Bildungstemperaturen sind prinzipiell etwas höher als die aus Vitritdaten berechneten (Abb. 7-16). Die „Vitrit-Temperaturen“ entsprechen jeweils den niedrigsten Fluidtemperaturen und weisen so einen ähnlichen Temperaturverlauf wie diese auf. Die niedrigsten Fluidtemperaturen konnten jeweils in Mineralzementen beobachtet werden. Das bedeutet, dass die in den Vitriten manifestierten Temperaturen vor allem die maximale Versenkung des Beckens (Kap. 8) widerspiegeln. Weitere thermale Ereignisse, wie das vermutete jurassische, hochthermale Fluidereignis, oder auch das kretazische Inversionsereignis beeinflussten die Ausbildung der Vitrite offensichtlich nicht nachweisbar. Das wird aus den generell niedrigeren Temperaturen der umgerechneten Vitritdaten in Bezug zu den Fluidtemperaturen gedeutet (Abb. 7-16).

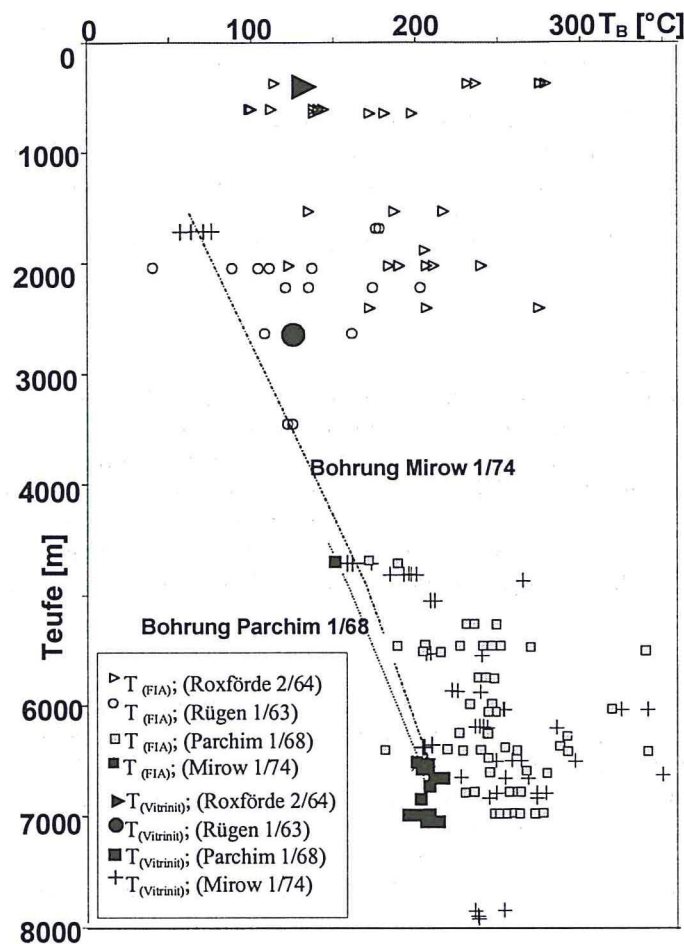


Abb. 7-16: Paläo-Fluidtemperaturen von Flüssigkeitseinschlussgruppen ausgewählter Bohrungen (Mittelwerte der druck-korrigierten Homogenisierungstemperaturen) gegen Temperaturen aus Vitritinitdaten, errechnet nach BARKER & PAWLEWICZ (1994). Die Vitritinitdaten stammen von FRIBERG (pers. Mitt., 1999) und KRULL (pers. Mitt., 2000).

7.5.3 Chlorit-Illit-Thermometrie

Variationen in der geochemischen Zusammensetzung von Chlorit sind weitgehend temperaturabhängig, was besonders Untersuchungen in Geothermalfeldern von Mexiko und den USA gezeigt haben (JOWETT 1991, CATHELINÉAU 1988, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, CATHELINÉAU & NIEIVA 1985). So weisen vor allem das tetraedrisch koordinierte Aluminium und die oktaedrische Leerstelle eine Korrelation mit der Temperatur auf, während das $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnis nur in geringem Maße temperaturabhängig ist und eine starke Abhängigkeit von der Zusammensetzung des Nebengesteins zeigt (CATHELINÉAU 1988, CATHELINÉAU & NIEIVA 1985). Die entsprechenden Gleichungen zur Berechnung der Temperatur sind für die verschiedenen Berechnungsverfahren bei BRECHT (1999) zusammengefasst.

CATHELINÉAU (1988) und CATHELINÉAU & NIEIVA (1985) entwickelten ein empirisches „Illit-Thermometer“, welches auf der Korrelation eines theoretischen sechs-Endglieder-Matrix-Modells eines Mischkristalls mit gemessenen Temperaturen der Geothermalfelder in Mexiko und den USA basiert. Als Referenzmineral zur Bestimmung der kompositionellen Änderung dient Muskovit. Entsprechende Formeln zur Berechnung der Temperatur auf Grundlage der chemischen Zusammensetzung der Illite sind wiederum bei BRECHT (1999) zusammengefasst.

Die mit Hilfe der Chloritthermometer von JOWETT 1991, CATHELINÉAU 1988, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, CATHELINÉAU & NIEIVA 1985 ermittelten Temperaturen zeigen realistische Werte, die untereinander konsistent und nur z. T. wenig verschoben sind (BRECHT 1999). Als Ursache der Temperaturabweichungen wird eine Beeinflussung der Chlorit-Temperatur durch den Gesteinschemismus angenommen. Die Chlorite der Basalte umfassen einen Temperaturbereich von 160 - 248 °C und die Chlorite der SiO_2 -reichen Vulkanite weisen Temperaturen von 250 - 350 °C auf (BRECHT 1999). BRECHT (1999) konnte keine tiefenabhängige Temperaturveränderung nachweisen. Unrealistische niedrige Temperaturen bis 4 °C werden auf das Vorhandensein von Corrensit zurückgeführt, wobei über das System Chlorit/Corrensit nur sehr wenig bekannt ist (BRECHT 1999).

Das Illit-Thermometer lieferte für das Paragonit-Endglied Werte von 200 - 450 °C und für das Pyrophyllit-Endglied 250 - 550 °C (BRECHT 1999). Dabei konnte BRECHT (1999) keine Korrelation der beiden Endglieder

untereinander sowie zu deren Illit-Kristallinitäten nachweisen. Auch im Vergleich zu den Chlorittemperaturen konnte keine Korrelation beobachtet werden. Als Ursache dessen führt BRECHT (1999) an, dass entweder die Methode der „Illit-Thermometrie“ für die authigenen Illite der permokarbonen Vulkanite des NEDB versagt, oder Illite und Chlorite unterschiedlichen Bildungsphasen zuzuordnen sind.

Ganz anders sind hingegen die Chlorit-Thermometriedaten zu werten. Sie scheinen sehr deutlich durch ein hochthermale Ereignis beeinflusst worden zu sein. So korrelieren diese mit den mikrothermometrisch ermittelten Temperaturen des jüngeren, jurassischen Fluidsystems (WOLFGRAMM et al. 1998, BRECHT 1999). Dies zeigt sich auch in einem z. T. negativen Temperaturgradienten in den permokarbonen Vulkaniten der Bohrung Parchim 1/68, welcher sowohl mikrothermometrisch (Abb. 7-2), als auch mit Hilfe der Chlorit-Thermometrie (BRECHT 1999) nachgewiesen wurde.

7.5.4 Weitere Geothermometer

Als weiteres „Geothermometer“ im Bereich des NEDB wurde Epidot (BRECHT 1999) angewendet. So sind Temperaturabschätzungen über das $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{3+})$ -Verhältnis oder die Pistazit-Komponente nur für konstante Bildungsdrücke, geringe Fe^{2+}/Mg -Verhältnisse und geringe CO_2 -Gehalte während der Bildung der Epidote möglich (LIOU et al. 1987). Für die im NEDB vorkommenden Epidotminerale ist nach BRECHT (1999) aufgrund vielschichtiger Einflüsse bei der Bildung dieser Minerale keine genaue Temperaturabschätzung möglich. Allerdings beschreibt LIOU (1993) das Vorkommen von Epidot für nahezu alle Geothermalfelder im Temperaturbereich von 200 - 250 °C. Die Bildungstemperatur dieser mit Kalzit und Albit vergesellschafteten Kluft- und Drusenfüllungen kann so auf > 200 °C geschätzt werden.

7.5.5 Bohrlochtemperaturen

Im NEDB existieren von vielen Bohrungen teufenabhängige Temperaturdaten. Die gemessenen Temperaturen entsprechen meist nicht dem natürlichen Temperaturfeld. Sie sind abhängig von der Bohrtechnik, dem Spülungsumlauf, der Standzeit der Bohrung und weiteren Parametern (BEER & HURTIG 1999, BEER 1996). Demzufolge müssen die entsprechenden Bohrlochtemperaturen korrigiert werden, wobei dies z. T. erschwert ist, da die hierzu nötigen Parameter oft nicht oder nur ungenügend bekannt sind (pers. Mitt. FÖRSTER 2000). Somit ist die Anzahl an Bohrungen mit verlässlichen Temperaturdaten relativ gering. Es existieren zudem eine Reihe von Versuchen, auf Grundlage der korrigierten Bohrlochtemperaturen, das rezente Temperaturfeld des NEDB zu modellieren (BAYER et al. 1997, ONDRAK et al. 1997, ONDRAK et al. 1999, ONDRAK et al. 2000).

Die rezenten Temperaturdaten weisen einige Eigenschaften auf, die sich bei der Auswertung der Paläo-Temperaturen wiederfinden. So korrelieren in Brandenburg in einer Tiefenlage von etwa 4 km die Temperaturmaxima mit den Vulkanitmächtigkeitsminima (BEER & HURTIG 1999). Die Vulkanite haben also neben den Zechstein-Evaporiten einen bedeutsamen Einfluss auf den Wärmetransport in dem Becken. Auch in der vertikalen Temperaturverteilung können einige Besonderheiten herausgestellt werden. So zeigt die geothermisch intensiv über einen langen Zeitraum bearbeitete Bohrung Friedland 1/71 (pers. Mitt. ONDRAK 2000) eine deutliche Verringerung des geothermischen Temperaturgradienten im Zechstein und den darunter befindlichen Schichtenfolgen (ONDRAK et al. 1999, ONDRAK et al. 2000). Der geringe Gradient in den evaporitischen Lagen des Zechsteins ist auf die hohe spezifische Wärmeleitfähigkeit von Salz zurückzuführen. Der entsprechende Gradient im Liegenden des Zechsteins kann aber nicht mit den herkömmlichen konduktiven Wärmetransportmodellen erklärt werden. Somit ist wiederum der Einfluss der Vulkanite auf den Wärmefluss naheliegend.

Im direkten Vergleich der rezenten Bohrlochtemperaturen mit den mikrothermometrisch ermittelten Paläo-Fluid-Temperaturen kann ein ähnlicher Temperaturverlauf beobachtet werden (Abb. 7-16). Große Abweichungen von dieser Korrelation bilden hierbei zum einen Fluidtemperaturen sekundärer Flüssigkeitseinschlussgenerationen (Proben: E12, MiJ1, Mi13) und zum anderen die Fluid-Temperaturen von Proben aus dem Bereich von Horst-Schollen (Proben: Rx2, Rx8, Rn2).

Einige der bearbeiteten Proben weisen in Bezug zu den Bohrlochtemperaturen zu niedrige Werte auf (Probe: Pa11, Pa13, Mi2, Sam9, Pn12). Dies könnte auf eine Bildung der entsprechenden Fluideinschlüsse vor der maximalen Versenkung der jeweiligen Schichten hinweisen. Zum Teil geben sekundäre Fluidgenerationen das rezente Temperaturfeld besser wieder, als die primären. In diesen Fällen handelt es sich bei den Wirtsmineralen der entsprechenden Flüssigkeitseinschlüsse um Sulfate und Karbonate, welche wahrscheinlich während der kretazischen Inversion gebildet wurden (Proben: Gap7, Sw6, Rn11, Sam5).

Auffällig ist, dass die Th den Bohrlochtemperaturen deutlich besser entsprechen, als die abgeleiteten Mineralbildungstemperaturen (Tb) bzw. Paläo-Fluidtemperaturen (Abb. 7-17). Die Tb sind in der Regel etwa 20 - 50 °C höher, als die rezenten Temperaturen, was als Resultat eines höheren Wärmeflusses zur Bildungszeit der Fluideinschlüsse gewertet werden kann.

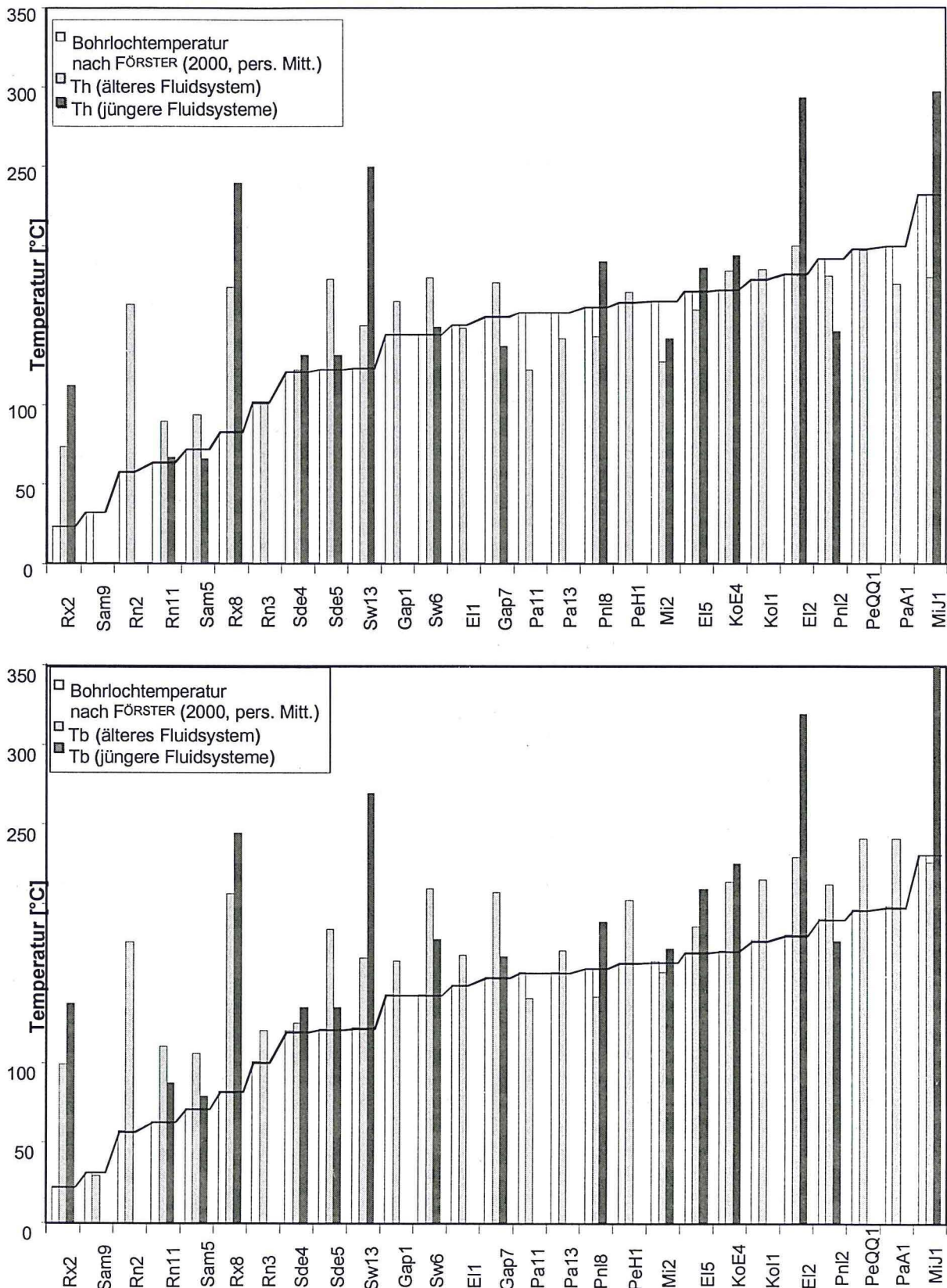


Abb. 7-17: Rezente korrigierte Bohrlochtemperaturen (FÖRSTER 2000; pers. Mitt.) im Vergleich zu mikrothermometrisch ermittelten Homogenisierungstemperaturen (Th, oberes Diagramm) und Paläo-Fluid-Temperaturen (Tb, unteres Diagramm) verschiedener Proben (vgl. Probenliste Anhang 1).

7.6 Teilzusammenfassung: Fluid-Drücke und -Temperaturen

Mit Hilfe der mikrothermometrisch ermittelten Daten lassen sich die Paläo-Fluidsysteme des NEDB einschließlich deren Bildungsbedingungen und Migrationspfade räumlich und zeitlich charakterisieren. Vorausset-

zung dafür ist die vorherige petrographische Bearbeitung der jeweiligen Gesteinsproben. Die Auswertung der Flüssigkeitseinschlussdaten erfolgt vor allem unter Berücksichtigung sekundärer Veränderungen der fluidgefüllten Hohlräume. So werden die in den Anhydrit-Zementen, -Konkretionen und -Neubildungen identifizierten thermischen Signaturen meist auf thermische Reequilibration zurückgeführt. Die ermittelten Daten stammen meist aus Proben der Rotliegend-Sedimente und repräsentieren wahrscheinlich das Ende der Hauptabsenkungsphase des Beckens an der Grenze Trias/Jura, wobei die Mineralbildung selbst frühdiagenetisch im Ober-Rotliegend erfolgte. In spätdiagenetisch gebildeten Kalzit- und Quarz-Zementen konnte ebenfalls ein Fluid nachgewiesen werden, welches meist die maximale Beckenversenkung repräsentiert. Mineralbildungstemperaturen von ca. 100 - 250 °C und Salinitäten von ca. 20 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. sind hierfür charakteristisch. In einigen, meist sekundären Flüssigkeitseinschlüssen konnten auch Salinitäten von 0 - 5 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. bestimmt werden. Die Bildung dieser niedrig salinaren Wässer könnte auf die Dehydratation von Tonmineralen zurückzuführen sein.

Prinzipiell jünger als die Mineralzemente sind die jeweiligen Kluffüllungen. Letztere können zudem verschiedenen alten Kluffgenerationen zugeordnet werden.

Die selten zu beobachtenden niedrig salinaren Fluide der Kluff- und Drusenminerale stellen die ältesten Bildungen in den permokarbonen Sedimenten sowie den permokarbonen Vulkaniten dar. Möglicherweise handelt es sich sogar um hydrothermale Bildungen, welche einer Nachphase des Rotliegend-Vulkanismus zugeordnet werden können. Die meisten Flüssigkeitseinschlüsse in den Kluffüllungen weisen jedoch Salinitäten von ca. 20 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. auf (Abb. 7-13). Als Hinweise auf eine „vulkanische“ Herkunft dieser Wässer können einerseits die Salinität der eingeschlossenen Fluide und andererseits die Ausbildung der zugehörigen Wirtminerale betrachtet werden. So sind die entsprechenden Fluide auf nicht lumineszierende Kalzite und nicht oder schwach lumineszierende Quarze in Drusen beschränkt.

Im räumlichen Vergleich der mikrothermometrischen Daten der Flüssigkeitseinschlüsse fällt auf, dass in Bohrungen an den Beckenrändern sowie im Bereich von Horst-Graben-Strukturen (z. B. Bohrung Rügen 1/63, Roxförde 2/64) neben einem älteren, hochthermalen Fluidsystem häufig ein deutlich niedriger thermales Fluid identifiziert werden kann. Im Beckenzentrum konnte zudem neben dem bereits beschriebenen hochthermalen Fluid lokal ein jüngerer, deutlich höher temperiertes Fluidsystem nachgewiesen werden.

Die teufenabhängige Temperaturverteilung (Abb. 7-2) spiegelt weiterhin für die Rotliegend-Sedimente einen geothermalen Gradienten von 40 bis 50 °C/km wider. Abweichend davon konnte in den Rotliegend-Vulkaniten nur ein Gradient < 10°C/km nachgewiesen werden, welcher sich nicht durch die Wärmeleitfähigkeiten dieser Gesteine erklären lässt. Als Ursache dieses Phänomens ist möglicherweise ein konduktiver Wärmetransport in den Sedimenten im Gegensatz zu einem advektiven oder konvektiven Wärmetransport in den permokarbonen Vulkaniten verantwortlich. Hierbei bildet das Zechstein-Salinar eine Barriere für den Fluidtransport und wirkt als Druckkissen für die aufsteigenden Fluide der liegenden Gesteinseinheiten. Auf diesem Modell beruht auch die Ermittlung der Paläo-Drücke im NEDB, wobei für das Pre-Zechstein ein Druckgradient von durchschnittlich 0,020 ± 0,004 MPa / m ermittelt wurde. Mit Hilfe von Geobarometrie an CH₄-Einschlüssen konnten die „modellhaft“ ermittelten Paläodrücke bestätigt werden. Zudem konnte auf diesem Wege für die permokarbonen Sedimente die Migration von Kohlenwasserstoffen in Paläo-Tiefenlagen zwischen 3100 m und 3600 m nachgewiesen werden, was unter Berücksichtigung der Versenkungsgeschichte (vgl. Abb. 5-1) der jeweiligen Gesteinsproben zeitlich dem Jura entspricht.

Um die mikrothermometrisch ermittelten Paläo-Temperaturen zu validieren, wurden Daten anderer Thermometer genutzt. Am besten geeignet zeigten sich hierbei die Vitritreflexionen. Diese spiegeln deutlich die Beckenversenkung wider, was ebenfalls durch die Fluid-Temperaturen in den spätdiagenetischen Mineralzementen und den älteren, hochthermalen Fluiden der Kluffüllungen nachgewiesen werden konnte. Allerdings können das mikrothermometrisch ermittelte, lokale, hochthermale Ereignis im Beckenzentrum und das niedrigthermale, kretazische bzw. tertiäre Fluidereignis mit Hilfe der Vitritdaten nicht aufgelöst werden. Zudem sind die Fluidtemperaturen durchschnittlich 30 °C höher, als die „Vitrit-Temperaturen“. Ebenfalls geeignet ist das Chlorit-Thermometer, welches vor allem auch die Temperaturen des hochthermalen Fluidereignisses von 350 °C widerspiegelt (BRECHT 1999, WOLFGRAMM et al. 1998). Allerdings zeigen die Daten eine breite Streuung, so dass nur mit Mittelwerten gearbeitet werden kann (BRECHT 1999). Weiterhin wurde ein geochemisches Thermometer genutzt, welches auf der Fluidchemie hydrothermalen Fluide aufbaut. Grundlage bildete die mit Hilfe der Cryo-REM-EDX ermittelte Fluidzusammensetzung. Hierbei zeigte sich vor allem das Ca-Na-K-Thermometer (FOURNIER & TRUESDELL 1973) als geeignet, welches die mikrothermometrischen Daten stützt. Ein Vergleich von rezenten Bohrlochtemperaturen mit den mikrothermometrischen Daten ergab, dass während der Trias und des Jura ein deutlich höherer Wärmefluss existiert haben muss. Die Fluidtemperaturen sind, wie schon bei den Vitritdaten, durchschnittlich 20 - 50 °C höher als die korrigierten Bohrlochtemperaturen. Interessant sind zudem die auf Bohrlochmessungen basierenden Temperaturverteilungsmuster. Sowohl lateral, als auch vertikal spiegelt sich teilweise der oben beschriebene Einfluss der permokarbonen Vulkanite auf den Wärmefluss wider. Mit Hilfe der Flüssigkeitseinschlussanalyse und verschiedener Thermometer wurde somit die mehrphasige Fluidentwicklung rekonstruiert und durch Modelle gestützt.

8 Herkunft der Fluide

8.1 Geochemie stabiler Isotope ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)

Aussagen zur Herkunft von Fluiden, deren Migrationswege und Gestein-Wasser-Wechselwirkungen können durch isotopengeochemische Untersuchungen gemacht werden. Zur Evaluierung der petrographisch und mikrothermometrisch ermittelten Daten sowie der daraus resultierenden Modelle wurden ergänzend stabile Isotope an Primär- und Sekundärmineralen untersucht. Im Folgenden soll zum allgemeinen Verständnis auf einige wichtige Zusammenhänge eingegangen werden.

Änderungen in der Isotopenzusammensetzung werden (u. a. HOEFS 1997) durch kinetische Prozesse und Gleichgewichtsprozesse erzeugt. Zu den kinetischen Prozessen, die vor allem in funktionalem Zusammenhang mit der Masse und der Bindungsenergie der Moleküle bzw. Atome stehen, gehören beispielsweise Diffusionsvorgänge, biologische Prozesse und die Evaporation. Bei den Gleichgewichtsprozessen handelt es sich um rein thermodynamische Prozesse, wobei der Fraktionierungsfaktor eine Funktion der Temperatur ist.

Der Fraktionierungsfaktor α einer Reaktion ist definiert als:

$$\alpha = R_A / R_B \quad (8.1)$$

Dabei ist R das Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen der Phase A bzw. B. Die Konzentration der Isotope wird in der Regel als δ -Notation in Beziehung zu einem Standard als Abweichung in Promille angegeben. Es gilt:

$$\delta_{\text{Probe}} = (R_{\text{Probe}} / R_{\text{Standard}} - 1) * 10^3 (\text{‰}) \quad (8.2)$$

Die in dieser Arbeit verwendeten Standards sind in Tab. 8-1 dargestellt. Ausführliche Diskussionen zu Theorien der Isotopeneffekte und der Isotopenfraktionierung sind u. a. bei UREY (1947), HOEFS (1987, 1997) und VALLEY et al. (1986) enthalten. Da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Karbonatsauerstoffs gegen den Standard PDB (Tab. 8-1) gemessen wurden, erfolgte eine Überführung in die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ -Werte unter Verwendung der Umwandlungsgleichung von COPLEN et al. (1983):

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1.03091 * \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30.91 \quad (8.3)$$

Tab. 8-1: Weltweite Standards für stabile Isotope (nach HOEFS 1997).

Standard	Abkürzung	Isotop
Standard Mean Ocean Water	SMOW	^{18}O ,
Bellefleuritella americana aus der kretazischen Peedee-Formation, South Carolina	PDB	^{13}C , ^{18}O
Troilite (FeS) des Canyon Diablo Eisenmeteorits	CDT	^{34}S

8.2 Allgemeiner und regionaler Rahmen

Die isotopengeochemischen Untersuchungen beschränken sich auf hydrothermal und diagenetisch gebildete Sulfate, Sulfide und Karbonate, wobei Anreicherungs- bzw. Abreicherungsprozesse der Schwefel- und Kohlenstoffisotope sowie der jeweiligen Sauerstoffisotope zur Identifikation von Fluidquellen und Migrationspfaden verwandt werden.

Im Schwefelkreislauf spielen kinetische Prozesse eine dominierende Rolle. Schwefel (^{34}S) wird generell in Verbindungen mit der größten Bindungsstärke konzentriert. Extrem langsame Isotopenaustauschprozesse können durch relativ rasche Reduktions-Oxidationsprozesse überlagert werden. Bei der bakteriellen Sulfatreduktion können Sulfide gegenüber dem Ausgangssulfat im ^{34}S extrem abgereichert sein. Bei der Oxidation von Sulfiden findet dagegen i.w. keine Isotopenfraktionierung statt.

Zuerst soll ein Überblick über bereits bekannte Daten aus regional angrenzenden Gebieten bzw. aus Literaturdaten erfolgen, welcher einen Vergleich mit den im Anschluss dargestellten Daten ermöglicht.

Aus den angrenzenden Gebieten des NEDB sind bereits eine Anzahl von Schwefelisotopendaten bekannt. So bearbeiteten ZHENG & HOEFS (1993) einige Blei-Zink-Ganglagerstätten des Harzes mit Hilfe stabiler Isotope ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). NIELSEN & RICKE (1964) untersuchten die im Norddeutschen Becken vorkommenden Sulfatgesteine isotopengeochemisch und HOLSER (1979) untersuchte authigene Anhydrite der Rotliegend-Sedimente des NWDB. BATH et al. (1987) führten Isotopenuntersuchungen an Anhydrit-Zementen in Rotliegend-Sedimenten des Niederländisch-Englischen Beckens durch und PLATT (1993) bearbeitete Äquivalente des NWDB und aus dem Bereich der Nordsee. Zu Vergleichszwecken wurden ebenfalls die Schwefel-Isotopendaten des Kupferschiefers (MAROWSKY 1969) verwandt. Die genannten Isotopenverhältnisse sind in Abb. 8-1 zusammengefasst.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werten fröhdiagenetischer, formationsgebundener Rotliegend-Porenwässer schwanken nach PLATT (1993) zwischen +4 und +7 ‰ CDT. Evaporite des Zechsteins haben $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von $+11.5 \pm 1$ ‰ CDT (NIELSEN & RICKE 1964). Der Einfluss von Zechsteinwässern soll für die erhöhten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der spätdiagenetischen Rotliegend-Zemente im Bereich von +5 bis +9.7 ‰ CDT verantwortlich sein (PLATT 1993).

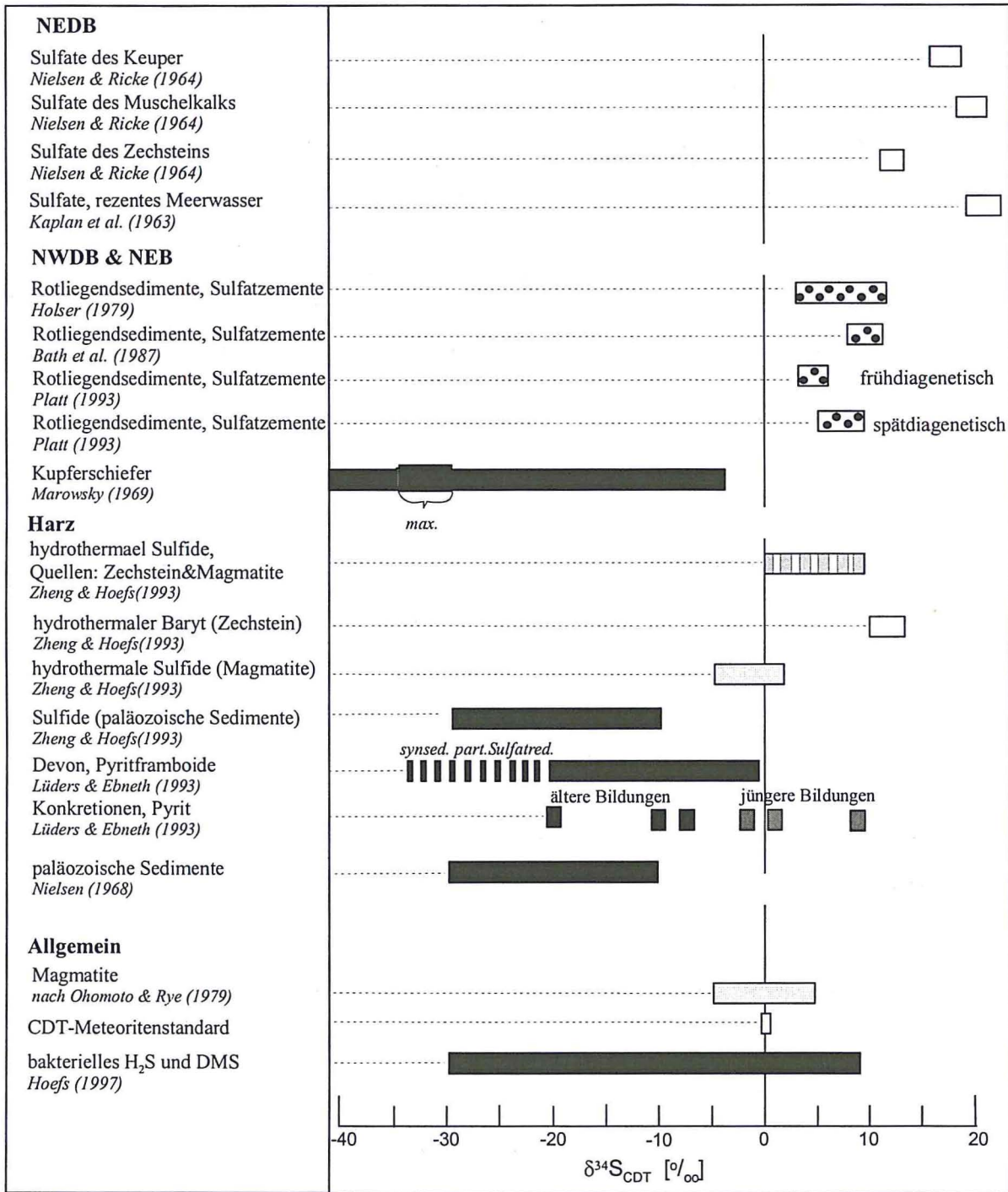


Abb. 8-1: Schwefelisotopendaten aus Vergleichsgebieten bzw. aus Literaturdaten.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von „magmatischem“ Schwefel liegen bei etwa $0 \pm 5 \text{ ‰ CDT}$ (u. a. OHOMOTO & RYE 1979). ZHENG & HOEFS (1993b) geben an, dass eines der erzbildenden Fluide des Harzes magmatisch gewesen sein muss ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte von -5 bis $+2 \text{ ‰ CDT}$). Dieses hat durch Zumischung von Zechstein-Wässern $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von 0 bis $+13 \text{ ‰ CDT}$ angenommen. Zudem beschreiben die Autoren für Baryte der Harzer Ganglagerstätten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $+12$ bis $+17 \text{ ‰ SMOW}$ sowie in einem Fall von $+1.7 \text{ ‰ SMOW}$. Die erste Gruppe von Baryten wird dabei als hypogen gebildet und der einzelne, isotopisch leichte Baryt als supergen gebildet beschrieben (ZHENG & HOEFS 1993b).

Die hypogenen Sulfate entstammen nach ZHENG & HOEFS (1993b) einem krustalen Fluidsystem, wobei die Sulfate sich durch eine deutliche Anreicherung von ^{34}S charakterisieren lassen. Die supergenen Sulfate hingegen sind durch deszendierende Oberflächenwässer beeinflusst worden, welche auch für die Oxydation von Sulfiden verantwortlich sein könnten.

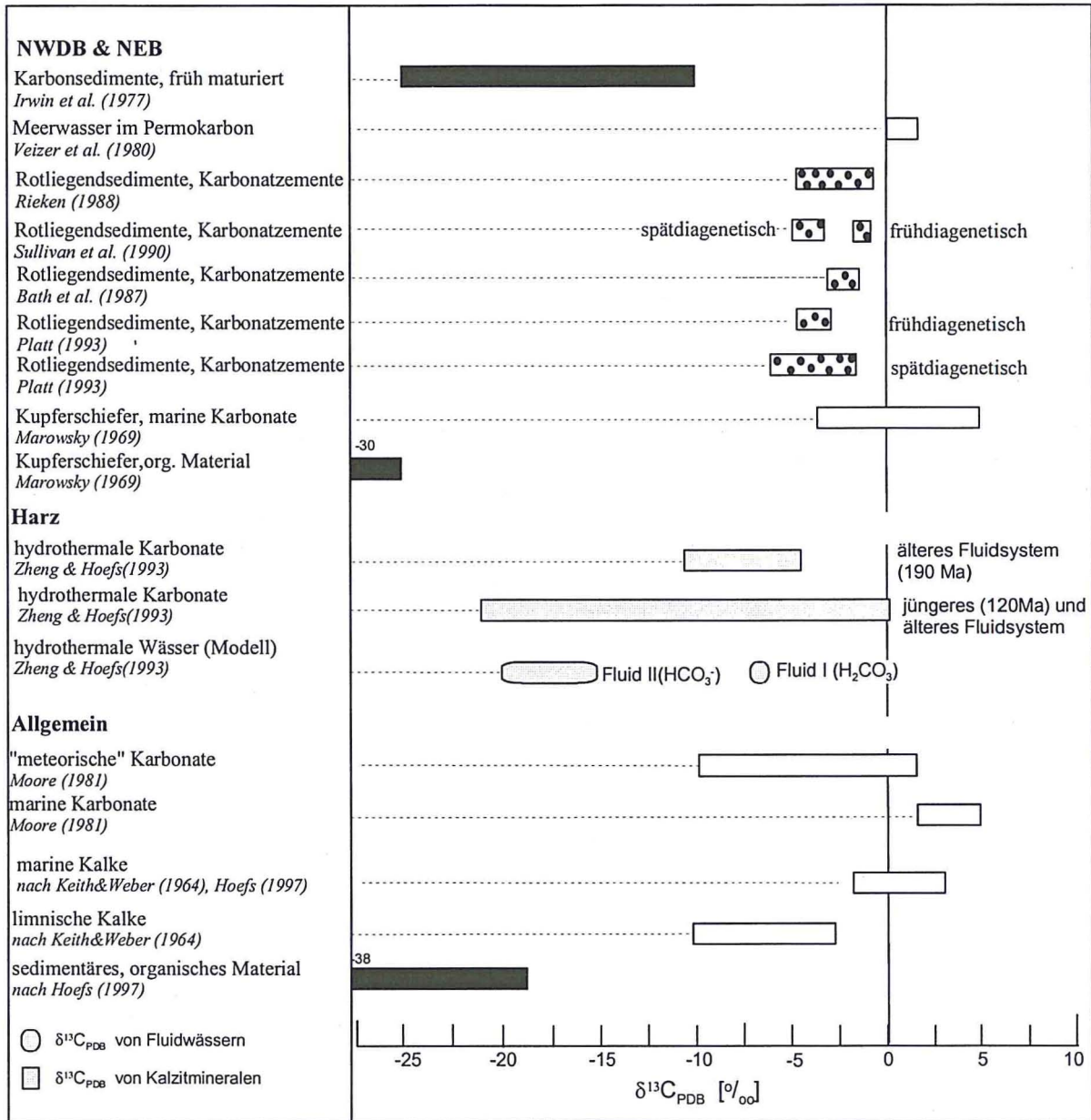


Abb. 8-2: Kohlenstoffisotopendaten aus Vergleichsgebieten sowie aus Literaturdaten.

(1968) beschreibt Harzer Ganglagerstätten, bei denen kohlenstoffhaltige Sedimente ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte von -10 bis -30 ‰ CDT) als eine der Schwefelquellen angesehen wird.

MAROWSKY (1969) bearbeitete den Kupferschiefer auf der Basis von 600 Isotopenmessungen. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfide schwanken zwischen -4 und -44 ‰ CDT, mit einem deutlichen Maximum bei -30 bis -35 ‰ CDT. MAROWSKY (1969) leitete daraus eine Sulfidbildung infolge bakterieller Sulfatreduktion in einem überwiegend geschlossenen System ab. Die bei MAROWSKY (1969) im Zusammenhang mit dem Kupferschiefer bearbeiteten Sulfate weisen durchgehend hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ca. +20 bis +40 ‰ SMOW) auf, so dass eine Korrelation mit den hier bearbeiteten Anhydriten und Baryten nicht möglich ist.

LÜDERS & EBNETH (1993) untersuchten die Schwefelisotopen von synsedimentären und hydrothermalen Pyriten im Harz. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Gesamtgesteins der devonischen Schiefer liegen zwischen -34.4 und +7.4 ‰ CDT. LÜDERS & EBNETH (1993) geben als Quellen des Sulfidschwefels zum einen die synsedimentäre Bildung von Sulfiden im Bereich eines devonischen Ozeans, zum anderen die Zufuhr eines erzführenden Tiefenfluids sowie deszendierende permische Sulfatwässer an. Weiterhin wird die Sulfatbildung auf Pyrit-Oxydation zurückgeführt. Die anschließend gebildeten Sulfatminerale Anhydrit und Baryt lassen sich durch relativ geringe $\delta^{34}\text{S}$ -Werte erkennen.

Untersuchungen an Kohlenstoffisotopen von Karbonaten können als wichtiges Indiz der Herkunft und Charakterisierung von Paläo-Wässern verwandt werden. Der Kohlenstoff kann vor allem aus drei Quellen

stammen (Abb. 8-2): (1) biogenes CO₂, (2) krustales CO₂ und (3) magmatogenes CO₂. MOORE (1881) unterscheidet Karbonate mariner und meteorischer Herkunft (Abb. 8-2). VEIZER et al. (1980) geben für die Isotopenzusammensetzung des permischen Meerwassers Isotopenverhältnisse von +0 bis +2 ‰ PDB an. Umfangreiche Untersuchungen an den Rotliegendzementen wurden für die westlichen Teilbecken des Mitteleuropäischen Beckens durchgeführt (Abb. 8-2). RIEKEN (1988) geht von einer Mischung aus zwei Kohlenstoffquellen aus. Der überwiegende Teil des zur Fällung von Karbonaten notwendigen CO₂ entstammt sedimentären Karbonaten und ein geringer Anteil von CO₂ wurde während der Diagenese durch Oxydation von organischem Material generiert. Die Karbonatbildung aus meteorischen Wässern wird von RIEKEN (1988) durch Ergebnisse mikrothermometrischer Untersuchungen ausgeschlossen. Ähnliche Aussagen treffen auch PLATT (1993) und SULLIVAN et al. (1990). So können frühdiagenetische Karbonate mit leichter isotopischer Zusammensetzung von spätdiagenetischen Zementen mit schwererer isotopischer Zusammensetzung unterschieden werden (Abb. 8-2). ZHENG & HOEFS (1993a) untersuchten hydrothermal gebildete Gang-Karbonate und ermittelten zwei Fluidsysteme, deren isotopische Zusammensetzung breit streut (Abb. 8-2).

Regional bezogene Isotopendaten des Karbonatsauerstoffs sind umfangreich bekannt. So können die von RIEKEN (1988) für das Niedersächsische Becken, von PLATT (1993) für das NWDB und die Nordsee ermittelten Daten mit den hier dokumentierten Daten verglichen werden, da diese sich ebenfalls auf das Rotliegend beziehen. PLATT (1993) differenziert sogar zwischen früh- und spätdiagenetischen Karbonaten (Abb. 8-2), was unter Berücksichtigung der ermittelten Daten für den Bereich des NEDB nicht möglich ist. Zudem errechneten mehrere Autoren modellhaft die Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung von Paläo-Porenwässern, wobei prinzipiell zwischen basinalen Tiefenwässern mit δ¹⁸O -Werten von +10 bis +14 ‰ SMOW (RIECKEN 1988) und zwei hydrothermalen Fluidensystemen (ZHENG & HOEFS 1993a) mit δ¹⁸O -Werten von ca. +10 ‰ SMOW (älteres Fluidsystem) und 0 ‰ SMOW (jüngeres Fluidsystem) differenziert werden kann. Die Sauerstoffisotopenwerte von etwa 0 ‰ SMOW sind dabei für paläometeorische Wässer charakteristisch (vgl. ZHENG & HOEFS 1993a). Infolge verschiedener diagenetischer Prozesse erfolgte eine Anreicherung des ¹⁸O-Isotops. Durch Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen von alterierten Gesteinen und diagenetischen Mineralbildungen erhöhten sich die δ¹⁸O -Werte basinaler Tiefenwässer auf +10 bis +14 ‰ SMOW oder entsprechend höhere Werte bei höheren Temperaturen (BARKER & HALLEY 1986, RIECKEN 1988).

8.3 Schwefel-Isotopen-Untersuchungen

Bei der Auswertung der regional bekannten Daten (Abb. 8-1) können prinzipiell vier Schwefelquellen unterschieden werden, die sich zum Teil relativ gut durch ihre Isotopenverhältnisse voneinander abgrenzen lassen. Das sind:

- Evaporite bzw. Paläo-Meerwasser z.B. des Zechsteins (δ³⁴S: +11.5 ± 1 ‰ CDT),
- Früh- und spätdiagenetisches Rotliegend-Porenwasser (δ³⁴S: +3 bis +7 ‰ CDT),
- Aszendierendes magmatisches oder hydrothermales Wasser (δ³⁴S: 0 ± 5 ‰ CDT),
- Wässer aus kohlenstoffhaltigen, paläozoischen Sedimenten oder des Kupferschiefers (δ³⁴S: -10 bis -30 ‰ CDT).

δ³⁴S -Werte wurden im Untersuchungsgebiet an Sulfaten (Anhydrit, Baryt) sowie Sulfiden (Pyrit, Galenit) aus verschiedenen stratigraphischen Bereichen bestimmt.

8.3.1 Sulfide

Sulfide wurden mit größeren Anteilen am Gesamtvolumen der Gesteine nur in wenigen Proben beobachtet. Besonders hervorzuheben sind hierbei die permokarbonen Vulkanite und Sedimente der Bohrungen Parchim 1/68, Huy-Neinstedt 1/85 und die permokarbonen Magmatite der Aufschlüsse des Flechtinger Höhen-zuges. Meist befinden sich die idiomorph ausgebildeten Pyrite und z. T. Chalkopyrite auf Klüften oder fein verteilt und blastetisch gewachsen in den permokarbonen Vulkaniten. An 19 Sulfidproben verschiedener Bohrungen wurden die Schwefel-Isotopenverhältnisse massenspektrometrisch bestimmt.

In einer Probe eines liassischen Tonsteins konnten außerdem frühdiagenetische Pyrite und in einem Keuper-Dolomit sekundär auf Klüften gebildeter Galenit separiert und isotopengeochemisch bearbeitet werden.

Die δ³⁴S-Werte der bearbeiteten Sulfide schwanken zwischen -1.37 ‰ CDT und -35.40 ‰ CDT, wobei ein deutliches Maximum zwischen -10 ‰ CDT und -13 ‰ CDT zu beobachten ist (Abb. 8-3).

Die δ³⁴S-Werte der frühdiagenetischen Pyrite des postsalinaren liassischen Tonsteins betragen etwa -21.26 ‰ CDT und die des Galenits auf Klüften eines Keuper-Dolomits etwa -1.37 ‰ CDT. Die sedimentgebundenen, präpermischen, spätdiagenetischen Pyritbildungen schwanken in ihren δ³⁴S-Werten zwischen -8.88 und -11.90 ‰ CDT und die von Pyriten der permokarbonen Vulkanite (Bohrung Parchim 1/68) über einen Bereich von -1.43 bis -35.40 ‰ CDT, wobei hier die ³⁴S-Isotope mit der Tiefe zunehmen (Abb. 8-4).

Es konnten keine signifikanten Unterschiede zwischen Pyriten der Gesteinsmatrix und Pyriten in hydrothermalen Gangphasen ermittelt werden (Bohrung Parchim 1/68, Huy-Neinstedt 1/85).

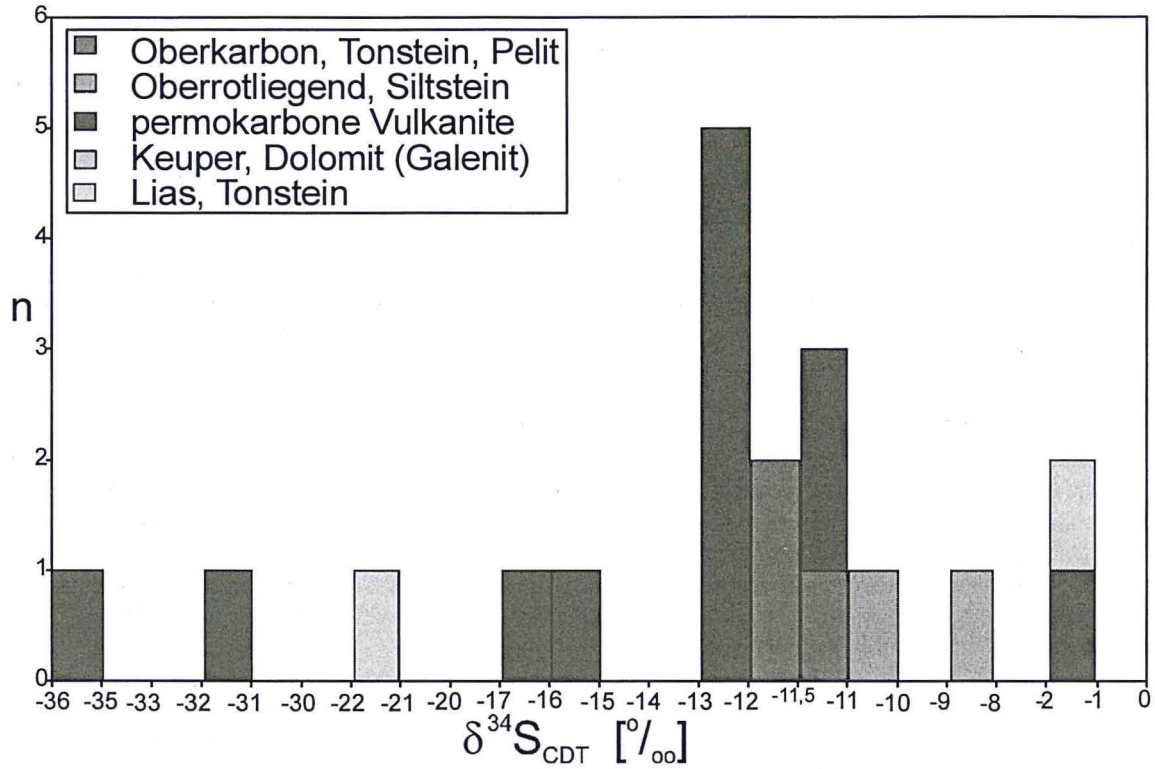


Abb. 8-3: Häufigkeitsverteilung der ^{34}S -Isotopendaten an Sulfiden aus dem Bereich des NEDB.

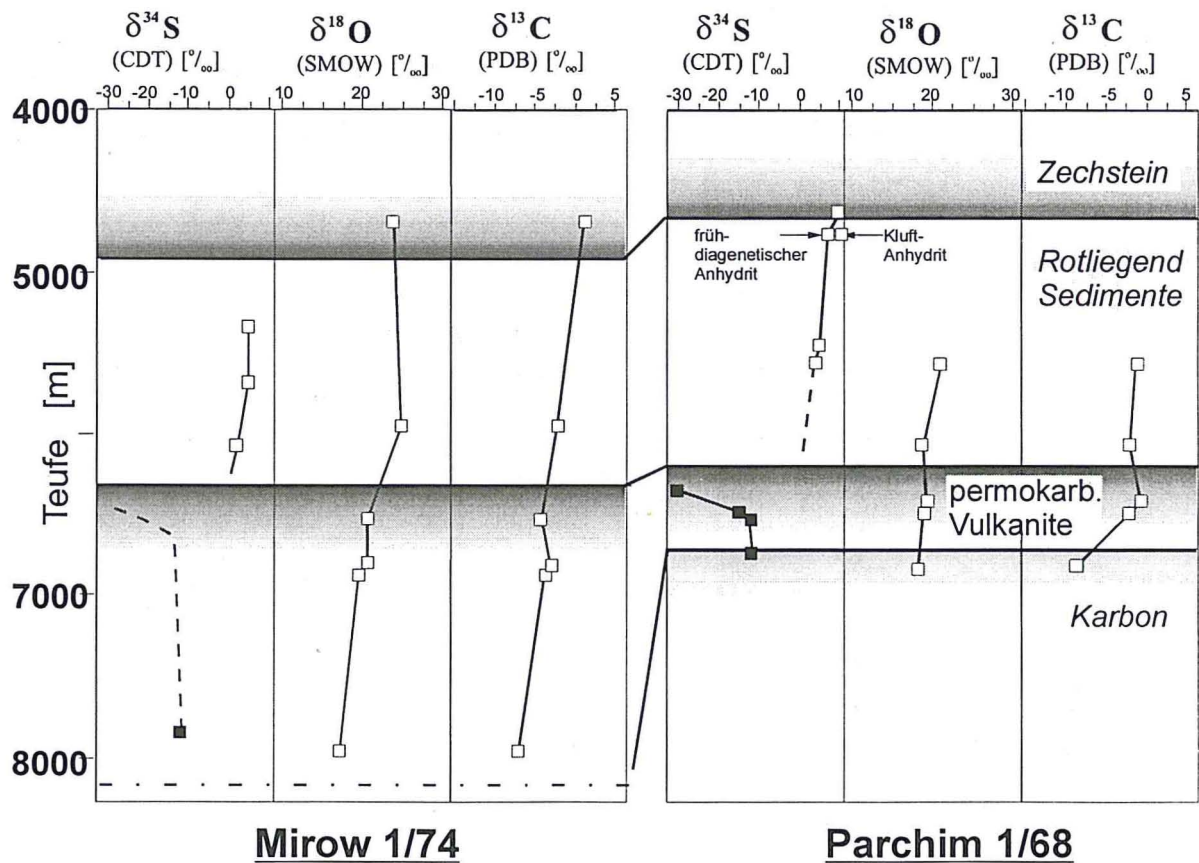


Abb. 8-4: Vertikale Verteilung der stabilen Isotope an Karbonaten (^{18}O , ^{13}C), Sulfiden (schwarze Quadrate, ^{34}S) und Sulfaten (weiße Quadrate, ^{34}S) für die Bohrungen Mirow 1/74 und Parchim 1/68.

8.3.2 Sulfate ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$)

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der diagenetischen und hydrothermalen Sulfate weisen eine differenzierte Verteilung auf (Abb. 8-5). So variieren die der diagenetisch gebildeten Anhydritkonkretionen und -zemente in den Rotliegend-Sedimenten von +0.5 bis +7.6 ‰ CDT, und die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der entsprechenden Kluftfüllungen von +1.9 bis +11.3 ‰ CDT; prinzipiell weisen die kluftgebundenen Sulfatbildungen deutlich höhere $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisse auf. Diese unterschiedlichen Isotopenwerte zwischen frühdiaogenetischen Anhydritzementen oder -konkretionen und Kluftanhydriten konnten auch in einer Probe bestimmt werden (Probe Pa11: Anhydritkonkretion= +7.6 ‰ CDT; Kluftanhydrit= +9.1 ‰ CDT).

Eine Abhängigkeit der Isotopenverhältnisse von diagenetischen Anhydriten in den Rotliegend-Sedimenten zur jeweiligen Lage im Becken (Beckenrandbereich, zentrales Becken) konnte nicht nachgewiesen werden. Zusätzlich kann noch festgestellt werden, dass die jüngeren Anhydritbildungen in Klüften meist höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ca. +15 bis +20 ‰ SMOW) aufweisen (Abb. 8-6), als die frühdiaogenetischen Anhydrit-Konkretionen oder -Zemente (ca. +13 bis +17 ‰ SMOW). Dieser Effekt wird auf den temperatur- und pH-Wert-abhängigen Isotopenaustausch zwischen dem ^{18}O des gelösten Sulfats und dem Wassermolekül im Verlaufe der progressiven Subsidenz des Beckens zurückgeführt. Im Vergleich mit PLATT's (1993) Interpretationen (Abb. 8-1) handelt es sich bei diagenetisch gebildeten Sulfaten der Rotliegend-Sedimente mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von etwa +3 bis +5 ‰ CDT um frühdiaogenetische Bildungen, während Anhydritzemente und Kluftfüllungen mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von etwa +5 bis +11.5 ‰ CDT als spätdiaogenetisch interpretiert werden können (Abb. 8-5; 5-6).

Aus der Isotopenzusammensetzung der Sulfate (Abb. 8-6) geht ebenfalls hervor, dass die hydrothermalen Sulfate der permokarbonen Vulkanite sich deutlich von denen der jüngeren Schichtenfolgen unterscheiden (Abb. 8-6). Es können drei Gruppen differenziert werden:

1. Anhydrite aus dem Bereich des Beckenzentrums sind durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von ca. +15 bis +17 ‰ SMOW bei einheitlich niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von ca. +0.5 bis +3.5 ‰ CDT charakterisiert und weisen somit ähnliche $\delta^{18}\text{O}$ /Teufe-Signaturen auf, wie die sekundären Anhydrite aus den Rotliegend-Sedimenten (Abb. 8-6, 8-7).
2. Eine weitere Gruppe sekundärer Sulfate in permokarbonen Vulkaniten aus dem östlichen Beckenrandbereich zeigt bei ähnlichen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von ca. +0.5 bis +3.5 ‰ CDT relativ große Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen ca. -1.5 bis +16 ‰ SMOW. Bei diesen Sulfaten handelt es sich entweder um Baryt oder um mit Fluorit vergesellschafteten Anhydrit (Abb. 8-6, 8-7).
3. Im Gegensatz dazu zeigen die Kluft-Anhydrite der Vulkanite aus dem Bereich der südlichen und nördlichen Störungszone eine geringe Variabilität der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von ca. +15 bis +17.5 ‰ SMOW und deutlich höhere $\delta^{34}\text{S}$ -Werten mit ca. +5 bis +7.5 ‰ CDT (Abb. 8-6, 8-7; graue Dreiecke). Für die Bildung der Kluftanhydrite der permokarbonen Vulkanite aus dem Beckenzentrum scheinen andere Prozesse oder Schwefelquellen als in den Beckenrandbereichen ursächlich zu sein. Ein Charakteristikum der Gesteine der südlichen Störungszone ist die kretazische Heraushebung entsprechender Krustenschollen mit vertikalen Versatzbeträgen bis zu 4000 m.

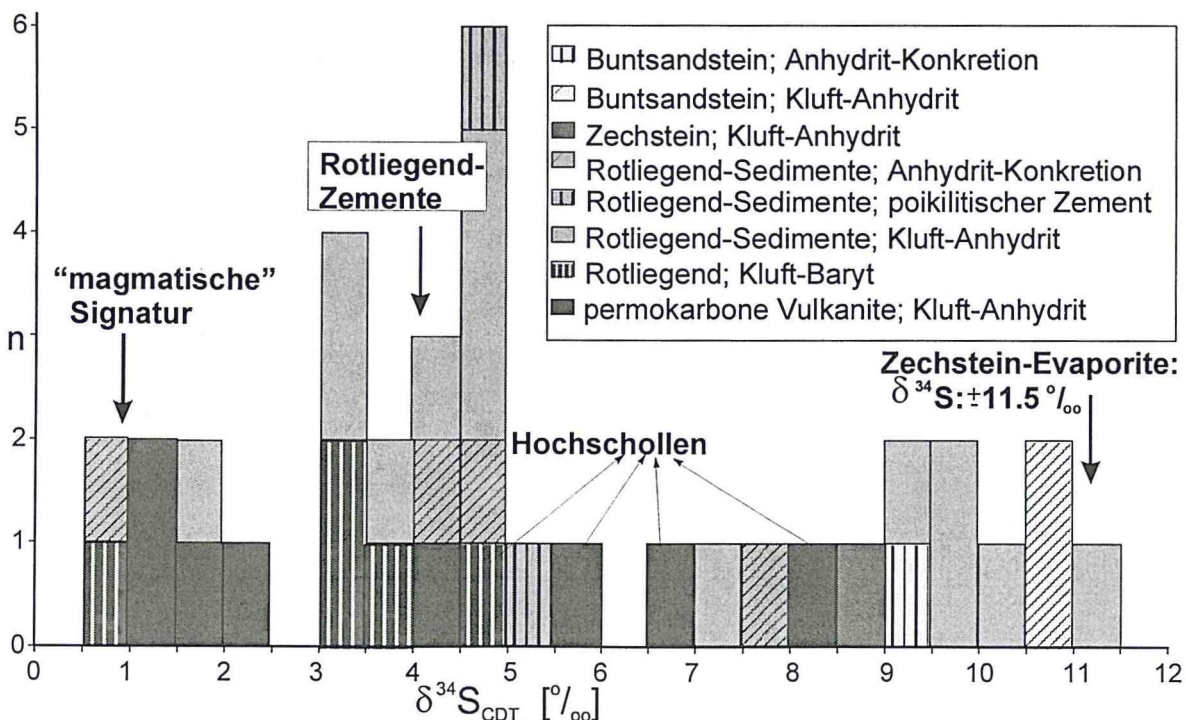


Abb. 8-5: Häufigkeitsverteilung der Isotopenverhältnisse vom Schwefel der Sulfate aus dem Bereich des NEDB.

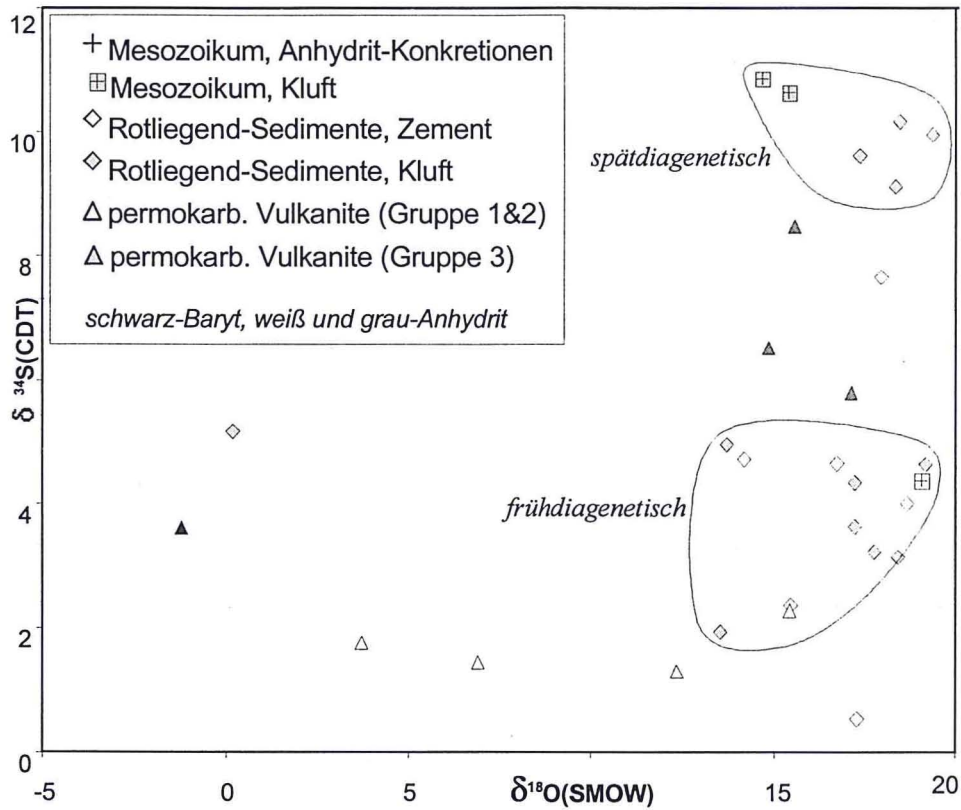


Abb. 8-6: Isotopie der bearbeiteten Sulfate.

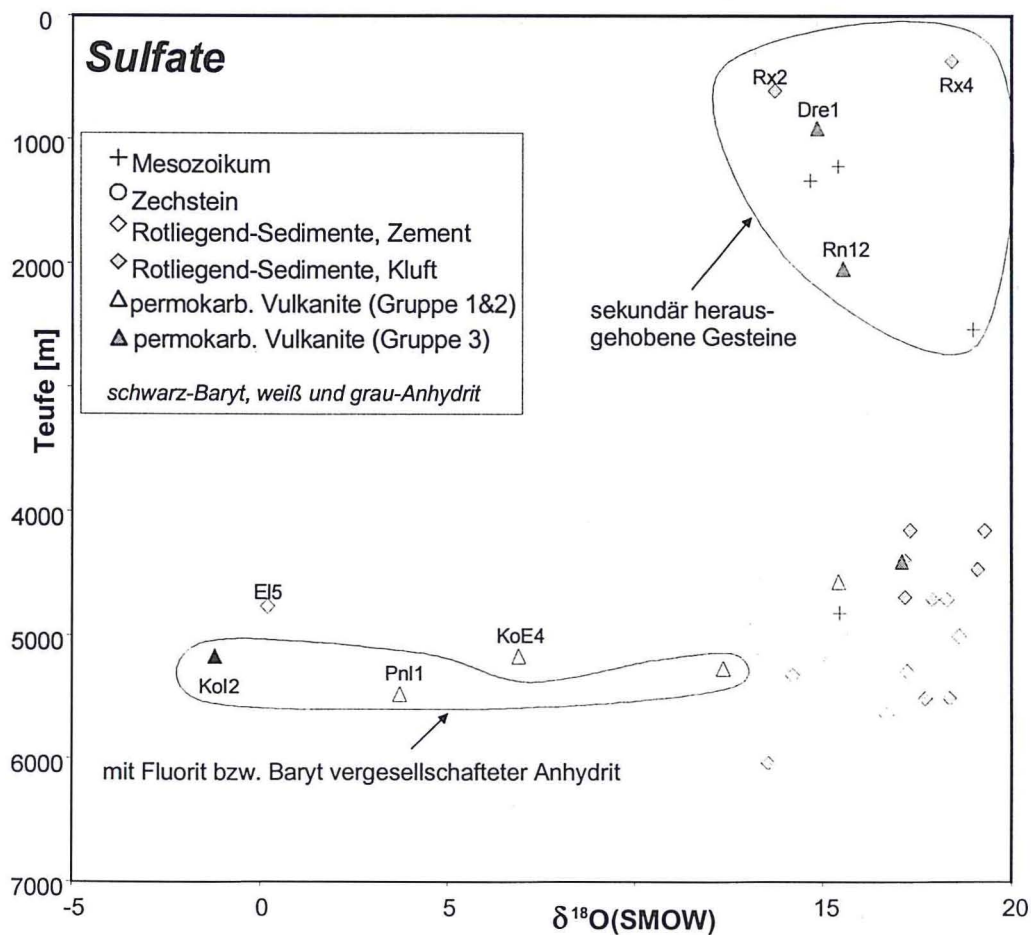


Abb. 8-7: Sauerstoffisotopendaten - gegen Tiefe der Sulfate des NEDB.

In zwei Fällen wurden die Isotope einer zweiphasigen Anhydrit-Kluftfüllung bestimmt. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Gangzentrum sind hierbei jeweils um 0.1 bis 0.3 ‰ CDT niedriger, als am Gangrand, wobei sich diese Unterschiede im Messfehlerbereich ($\pm 0,15\text{‰}$) befinden.

8.4 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope der Karbonate

Unter Berücksichtigung bekannter Isotopendaten (Abb. 8-2) kommen folgende Kohlenstoffquellen in Frage:

- sedimentäre, anorganische Karbonate des Zechsteins ($\delta^{13}\text{C}$: 0 bis +2 ‰ PDB),
- sedimentäre Karbonate der Rotliegend-Sedimente ($\delta^{13}\text{C}$: -5 bis -3 ‰ PDB),
- sedimentäres organisches Material ($\delta^{13}\text{C}$: -38 bis -17 ‰ PDB),
- Karbonsedimente ($\delta^{13}\text{C}$: -25 bis -10 ‰ PDB)
- magmatische oder hydrothermale Tiefenfluide ($\delta^{13}\text{C}$: -22 bis 0 ‰ PDB)
- meteorische Karbonate ($\delta^{13}\text{C}$: -10 bis +2 ‰ PDB).

Es wurden von 61 Karbonatproben aus Klüften und Zementen die Isotopenverhältnisse des Kohlenstoffs und des Sauerstoffs bestimmt, wobei 55 Kalzite, 4 Ankerite (aus postpermischen Gesteinen) und 2 Dolomite analysiert wurden (Abb. 8-8). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwanken zwischen -11,7 und +6,1 ‰ PDB. Hohe Isotopenverhältnisse des Kohlenstoffs konnten nur für die 4 Kluftkalzitproben des Zechsteins bestimmt werden, während die kleineren Isotopenverhältnisse für die sekundären Karbonate von permokarbonen Vulkaniten, Rotliegend- und Karbon-Sedimenten und für zwei mafische Gänge in den permokarbonen Vulkaniten (MiW2; MiX2) charakteristisch sind. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von diagenetisch und hydrothermal gebildeten Karbonaten anderer stratigraphischer Einheiten schwanken zwischen ca. -8 und 0 ‰ PDB (Abb. 8-8).

Die Rotliegend-Sedimente enthalten Zemente mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen -1 und 0 ‰ PDB. Eine Ausnahme ist die Probe Rx2 mit Werten von -7.8 ‰ PDB. Kluftfüllungen aus dem Bereich der Rotliegend-Sedimente sind durch $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -3 bis 0 ‰ PDB charakterisiert. Zwei Proben besitzen dabei abweichende Werte (Bohrung Pretzier 1/77: Proben Prz6, Prz4). Die Kluftkalzite der permokarbonen Vulkanite weisen generell leichtere Isotopenverhältnisse von -8.3 bis 0 ‰ PDB auf, wobei die Basaltoide als jüngste Vulkanitserie (Kap. 4.5) meist die schwersten Werte aufweisen (Abb. 8-8). Für die Variation der Kohlenstoffisotopie sind verschiedene Quellen aber auch die fortschreitende Diagenese verantwortlich. So weisen die sekundären Karbonate des Zechsteins Signaturen von anorganisch gefällten Karbonaten auf (Abb. 8-2), während die Isotope der Kluftkalzite der Karbon-Sedimente deutlich einen erhöhten Anteil an organischem Kohlenstoff zeigen.

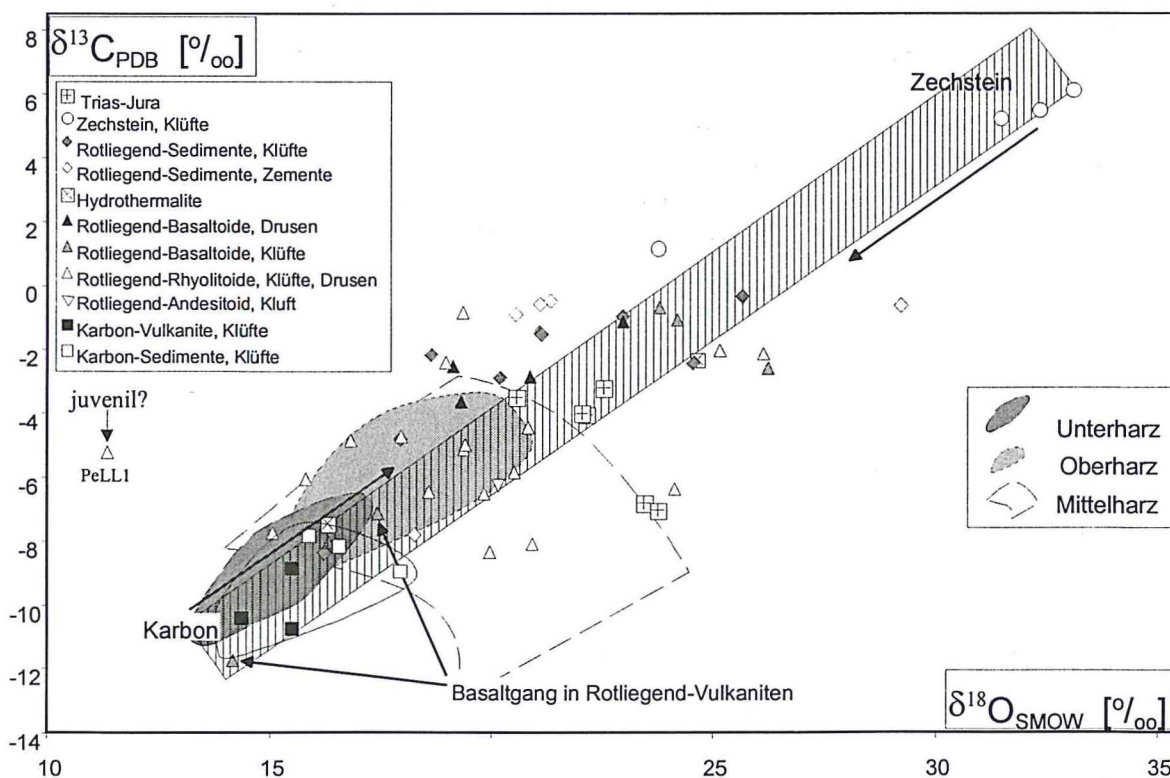


Abb. 8-8: Isotopenzusammensetzung von sekundär gebildeten Karbonaten im NEDB. Das gestrichelte Feld deutet eine generelle Korrelation der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an, zu Vergleichszwecken sind Isotopenverteilungen aus dem Harz nach ZHENG & HOEFS (1993) dargestellt.

Die Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 8-8) vom Zechstein in die liegenden Schichten kann teilweise auf den zunehmenden Einfluss an organischem Kohlenstoff mit fortschreitender Diagenese zurückgeführt werden. Hierbei erfolgt mit zunehmender Diagenese eine verstärkte Freisetzung von CO_2 in Folge der abiotischen Oxydation von organischen Material. Außerdem erfolgt wahrscheinlich eine Mischung der aufsteigenden kohlenstoffreichen Wässer der Karbonschichten mit den Formationswässern der permokarbonen Vulkanite sowie der hangenden Sedimente.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der sekundären Karbonate variieren sehr stark mit Werten zwischen +11 und +33 ‰ SMOW und lassen jeweils eine Abhängigkeit vom Diageneseegrad, der Lithologie und Stratigraphie erkennen (Abb. 8-8). So weisen die sekundären Kluftkalzite der Zechsteinschichten neben den höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten auch die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit ca. +24 bis +33 ‰ SMOW auf, während bei den Karbon-Sedimenten und permokarbonen Vulkaniten ein entgegengesetzter Trend zu beobachten ist (Abb. 8-8). Die Sauerstoff-Isotope der Rotliegend-Sedimente und der permokarbonen Vulkanite zeigen eine breite Streuung mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten mit von ca. +14 bis ca. +28 ‰ SMOW. Die Probe PeLL1 weist bei einem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von +5 ‰ PDB einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von +11 ‰ SMOW auf (Abb. 8-8). Diese Isotopen könnten auf eine juvenile Herkunft des CO_2 hindeuten (vgl. ZHENG & HOEFS 1993a, HOEFS 1997). Es scheint von großer Bedeutung zu sein, dass der ^{18}O -Anteil mit zunehmender Tiefe abnimmt (Abb. 8-4), was die Temperaturabhängigkeit der Sauerstoffisotope widerspiegelt. Allerdings lässt sich diese Korrelation nur separat für jede einzelne Bohrung zeigen (Abb. 8-4, 8-9). Im Vergleich aller Sauerstoffisotope (Abb. 8-9) ist ein Zusammenhang zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Versenkungstiefe kaum erkennbar. Dies resultiert in der unterschiedlichen Versenkungsgeschichte. So wurden beispielsweise die Gesteine, welche in der Bohrung Roxförde 2/64 aufgeschlossen sind, in Folge der kretazischen Bewegungen herausgehoben. Offensichtlich wurden die sekundären Karbonate während der Heraushebung der Calvörder Scholle gebildet, wobei eine Re-equilibrierung der Sauerstoffisotope nicht oder nur unvollständig erfolgte. Dies spiegelt sich in den niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten entsprechender Proben wider (Abb. 8-9). Zum anderen ist der Paläo-Temperaturverlauf nicht linear (Abb. 7-2). So ist der geothermale Gradient in den permokarbonen Vulkaniten meist $<10^\circ\text{C}/\text{km}$, während er in den Sedimenten $>40^\circ\text{C}/\text{km}$ ist (Kap.7). Da die Vulkanite entsprechend der

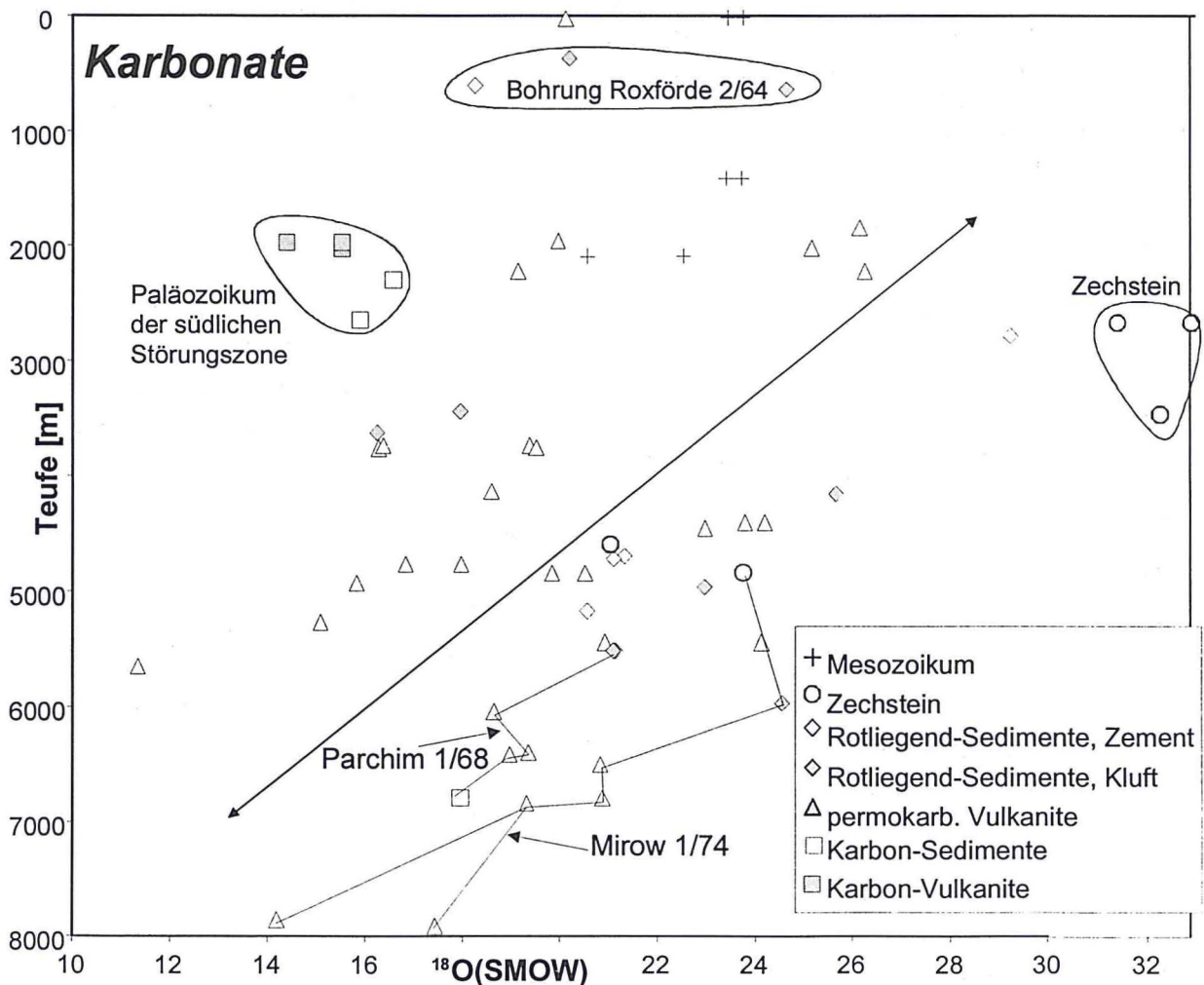


Abb. 8-9: Sauerstoff-Isotope der Karbonate des NEBD gegen Tiefe.

Beckenkonfiguration in ihrer Tiefenlage variieren, wird somit eine beckenweite Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erschwert. Auch ist die Mischung verschiedener Paläo-Wässer möglich (vgl. Kap. 8.4.1).

Als genereller Trend kann eine Korrelation zwischen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen beobachtet werden (Abb. 8-8).

8.4.1 Isotopenfraktionierung und Mineralbildungstemperaturen

Da sowohl die mikrothermometrisch ermittelten Bildungstemperaturen (Kap. 7), als auch die Isotopenzusammensetzung der Karbonate bekannt sind, lässt sich die isotopische Zusammensetzung der Fluide, aus denen die Karbonate gefällt wurden, ableiten. Dies geschieht nach der experimentell ermittelten Gleichung von FRIEDMAN & O'NEIL (1977):

$$1000 \ln \alpha_{\text{Kalzit-Lösung}} = 2.78 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) - 2.89 \quad (8.4)$$

Dabei ist $\alpha_{\text{Kalzit-Lösung}}$ der Fraktionierungsfaktor zwischen dem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ von Kalzit und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des Fluids (H_2O). Die Temperatur wird in °Kelvin angegeben. Die errechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Fluide sind durch die im Diagramm verlaufenden Kurven gegeben (Abb. 8-10). Die gegen die Isotopenzusammensetzung der Kalzite dargestellten Bildungstemperaturen der Kalzite befinden sich in definierten Bereichen (Abb. 8-10). Für die Proben aus dem Beckenzentrum als auch für die der nördlichen Störungszone können Paläo-Wässer mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +8 bis +16 ‰ SMOW abgeleitet werden, während im Bereich der südlichen Störungszone und der Bohrung Penkun 1/71 die isotopische Zusammensetzung mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +2 bis +8 ‰ SMOW deutlich leichter ist. Somit ist der Einfluss eines zweiten Fluidsystems im Bereich der südlichen Störungszone und entlang tieferreichender Brüche möglich, welches für die Abweichungen der Isotopie in Abb. 8-10 verantwortlich sein könnte.

Das isotopisch schwerere Fluid aus dem zentralen Beckenbereich ist stark temperaturabhängig. Die Karbonate entstammen einem hochsalinaren basinalen Wasser, wovon die nach Friedman & O'Neil (1977) berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des Porenwassers von +8 bis +16 ‰ SMOW zeugen, aus denen die genannten Mineralphasen ausgefällt wurden. Dieses Fluid ist korrelierbar mit dem von RIEKEN (1988) für das Niedersächsische Becken nachgewiesene basinale, hochsalinare Tiefenwasser. Das isotopisch leichtere Fluidsystem ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$: +2 bis +8 ‰ SMOW) scheint durch Mischung des älteren, basinalen Wassers mit paläometeorischen Wässern ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$: ca. 0 ‰ SMOW) charakterisiert zu sein. Ein Modell für deszendierende meteorische Wässer entlang von Störungsbahnen in Tiefen bis zu 20 km zeigen NESBITT (1992) und NESBITT & MUEHLENBACH (1990).

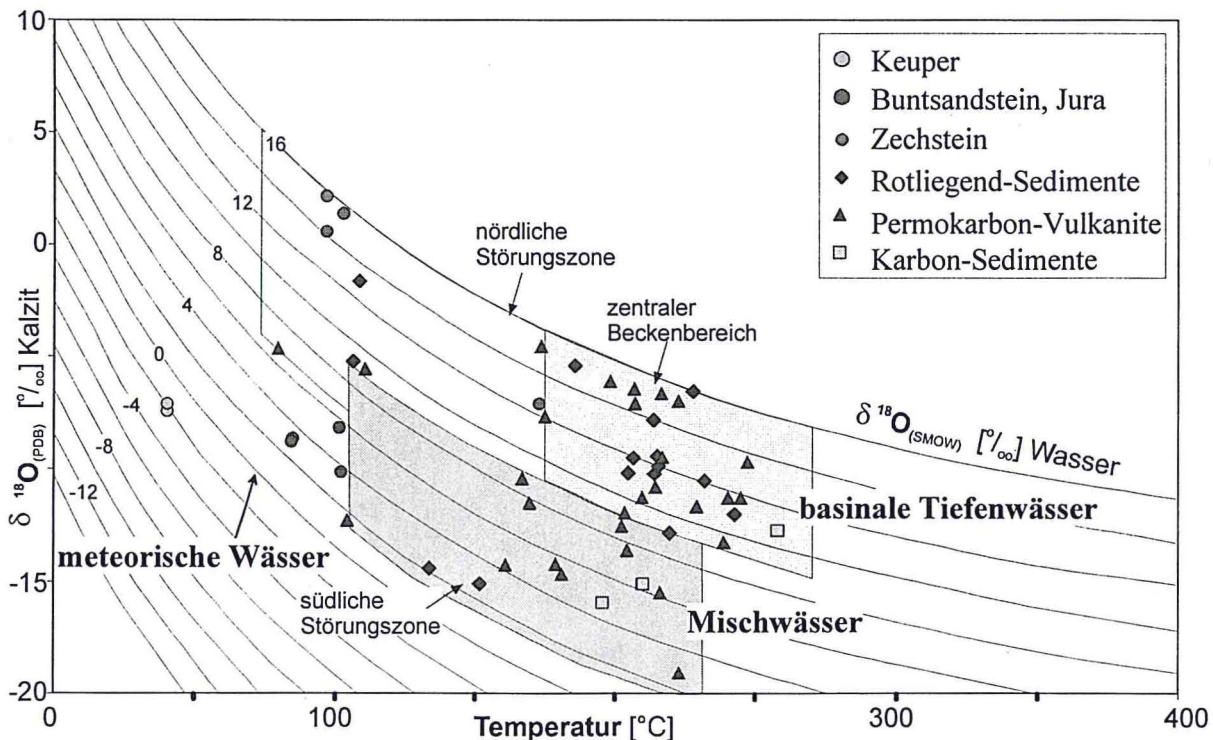


Abb. 8-10: Berechnete $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Paläo-Wässer, aus denen die Kalzite ausgefällt wurden; Voraussetzung hierfür ist, dass Fluide und Kalzit zur Bildung im Gleichgewicht standen; die Berechnung erfolgte nach der Gleichung von Friedmann & O'Neil (1977); Temperaturen sind Bildungstemperaturen der Kalzite, abgeleitet aus druckkorrigierten Homogenisierungstemperaturen der Fluideinschlüsse.

ZHENG & HOEFS (1993a) unterschieden im Harz ebenfalls zwei isotopisch unterschiedliche Fluide, wobei ersteres durch $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ -Werte von ca. +10 ‰ SMOW gekennzeichnet ist und als Tiefenfluid interpretiert wurde. Das zweite, jüngere Fluid im Harz (Abb. 8-2) mit deutlich niedrigeren $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ -Werten von 0 ‰ SMOW wurde als oberflächennahes Wasser gedeutet. Zudem alteriert das jüngere Fluid die Mineralbildungen des höher temperierten älteren Fluidsystems (ZHENG & HOEFS 1993a).

Auch im NEDB alteriert das jüngere Fluidsystem das höher temperierte ältere Fluid (Kap. 6; Kap. 7). Das zeigt sich beispielsweise in den Kathodolumineszenz-Untersuchungen der Karbonate. Die älteren nicht bzw. dunkelblau lumineszierenden Kalzite werden durch eine orange lumineszierende Karbonatphase verdrängt (Tafel 8). Zudem kommen die jüngeren Kalzite paragenetische mit Fluorit, Anhydrit und Baryt vor, welche als jüngste Mineralbildungen im Bereich des NEDB ermittelt wurden (Kap. 4-6).

8.5 Zusammenfassende Diskussion der Isotopendaten

Mit Hilfe der stabilen Sauerstoff-, Kohlenstoff- und Schwefelisotope von Karbonaten, Sulfiden und Sulfaten können Aussagen zur Herkunft und zu den Migrationswegen der verschiedenen Fluide getroffen werden.

Die Fluide der verschiedenen lithologischen Einheiten sind meist formationsgebunden (Fluid I bis VI; Abb. 8-11), wobei in den Kontaktbereichen und entlang von Störungszonen eine Mischung der jeweiligen Fluide erfolgte (Abb. 8-11, 8-12). Die Kohlenstoff- und Schwefelquellen sind in Abb. 8-11 unter Berücksichtigung ihrer Isotopien zusammengefasst dargestellt.

Die Isotopensignaturen im Bereich des zentralen Beckens unterscheiden sich deutlich von denen der südlichen Störungzone. Dies deutet auf ein Fluidsystem hin, welches mit der kretazischen Heraushebung der Krustenschollen von Calvörde und Flechtingen sowie des Harzes und der subherzynen Mulde im Zusammenhang steht (Abb. 8-12).

In den Sauerstoffisotopen spiegelt sich die zunehmende Versenkung der Gesteine des Beckens wider. Die Porenwässer, aus denen die entsprechenden Karbonate ausgefällt wurden, zeigen für den Bereich des zentralen Beckens Signaturen eines basinalen Tiefenwassers (Abb. 8-10), zudem besteht eine Korrelation von Isotopenverhältnissen und der jeweiligen Tiefe (Abb. 8-6). Abweichungen von der Tiefenabhängigkeit und der isotopischen Zusammensetzung der Porenwässer sind für Proben aus dem Bereich der südlichen Störungzone charakteristisch. Die intensiv gestörten und geklüfteten Gesteine bilden scheinbar Wegsamkeiten für ein zweites Fluidsystem oder sind auf eine Mischung von paläometeorischen Wässern und basinalen Tiefenwässern zurückzuführen ist (Abb. 8-12).

Sulfide der permokarbonen Vulkanite

Die authigenen Sulfide in den permokarbonen Vulkaniten des NEDB bildeten sich möglicherweise vergleichbar mit den im Harz nachgewiesenen Sulfidvererzungen. So wurden die Sulfide der Harzer Gang-Lagerstätten Bad Grund Lauthental, St. Andreasberg etc. während eines spätdiagenetischen Prozesses im Unteren Jura (Sulfid-Stadium; LÜDERS & EBNETH 1993) gebildet. Deszendierendes Sulfatwasser der mesozoischen Deckschichten wurde im Bereich der kohlenstoffhaltigen Mittel-Devonschiefer thermochemisch reduziert. Das gebildete H_2S -Wasser mischte sich mit einem weiteren, aszendierenden metallreichen Fluid und die resultierenden Sulfide wurden im Bereich von Klüften ausgefällt (LÜDERS & EBNETH 1993). Parallel dazu könnten die Sulfide des NEDB gebildet worden sein. Dafür spricht beispielsweise, dass die Sulfide mit größerem Volumenanteil nur in wenigen Bohrungen angetroffen wurden. Diese Bohrungen befinden sich entweder in der Nähe des Harzes (Huy-Neinstedt 1/85) oder im Beckenzentrum (Parchim 1/68). Die ermittelten Isotopendaten decken sich auch weitestgehend mit den bei ZHENG & HOEFS (1993b) dargestellten $\delta^{34}\text{S}$ -Werten der Pb-Zn-Lagerstätte vom St. Andreasberg (Harz), wobei die Autoren biogene Sedimente als Schwefelquelle angenommen haben. Auch NIELSEN (1968) gibt als Schwefelquelle der hydrothermalen Gang-Sulfid-Vererzungen im Harz Sedimente mit organischem Gehalt an.

Sulfate der Rotliegend-Sedimente

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der untersuchten frühdiagenetischen Anhydrit-Konkretionen und -Zemente der Rotliegend-Sedimente (Abb. 8-5) sind vergleichbar mit denen von Platt (1993) und anderen Autoren (Abb. 8-1). Sie spiegeln in ihrer Isotopie die frühdiagenetischen Porenwässer der Rotliegend-Sedimente wider. Erhöhte ^{34}S -Isotopenwerte konnten in Bereichen, welche sich räumlich nahe den Zechstein-Evaporiten befanden, in Anhydrit- oder in Kalzit-Anhydrit-Klüften der Rotliegend-Sedimente nachgewiesen werden. Für die erhöhten Isotopendaten ist eine Mischung von Zechsteinwässern ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte: $+11,5 \pm 1\text{‰CDT}$, NIELSEN & RICKE 1964) mit den Rotliegend-Porenwässern besonders entlang von Klüften und Störungen ursächlich.

Sulfate der permokarbonen Vulkanite

Die relativ niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Kluft-Anhydrite und -baryte permokarboner Vulkanite (Abb. 8-5) zeigen eine „magmatische“ Signatur ($\delta^{34}\text{S}$: ca. +0.5 bis +7.0 ‰CDT; Abb. 8-1).

Hierbei können zwei Sulfatgruppen aufgrund ihrer isotopischen Zusammensetzung als auch ihrer Position im Becken (Beckenzentrum, Beckenrand) unterschieden werden, die sich deutlich von denen der oben beschriebenen Anhydrite der Rotliegend- und jüngeren Sedimente abgrenzen lassen (Abb. 8-5). Somit sind für die Sulfatbildungen der Vulkanite andere Fluide, Schwefelquellen oder Bildungsprozesse anzunehmen, als es bei denen der Sedimente der Fall ist. Unter Berücksichtigung der geologischen Gegebenheiten können die Anhydrite

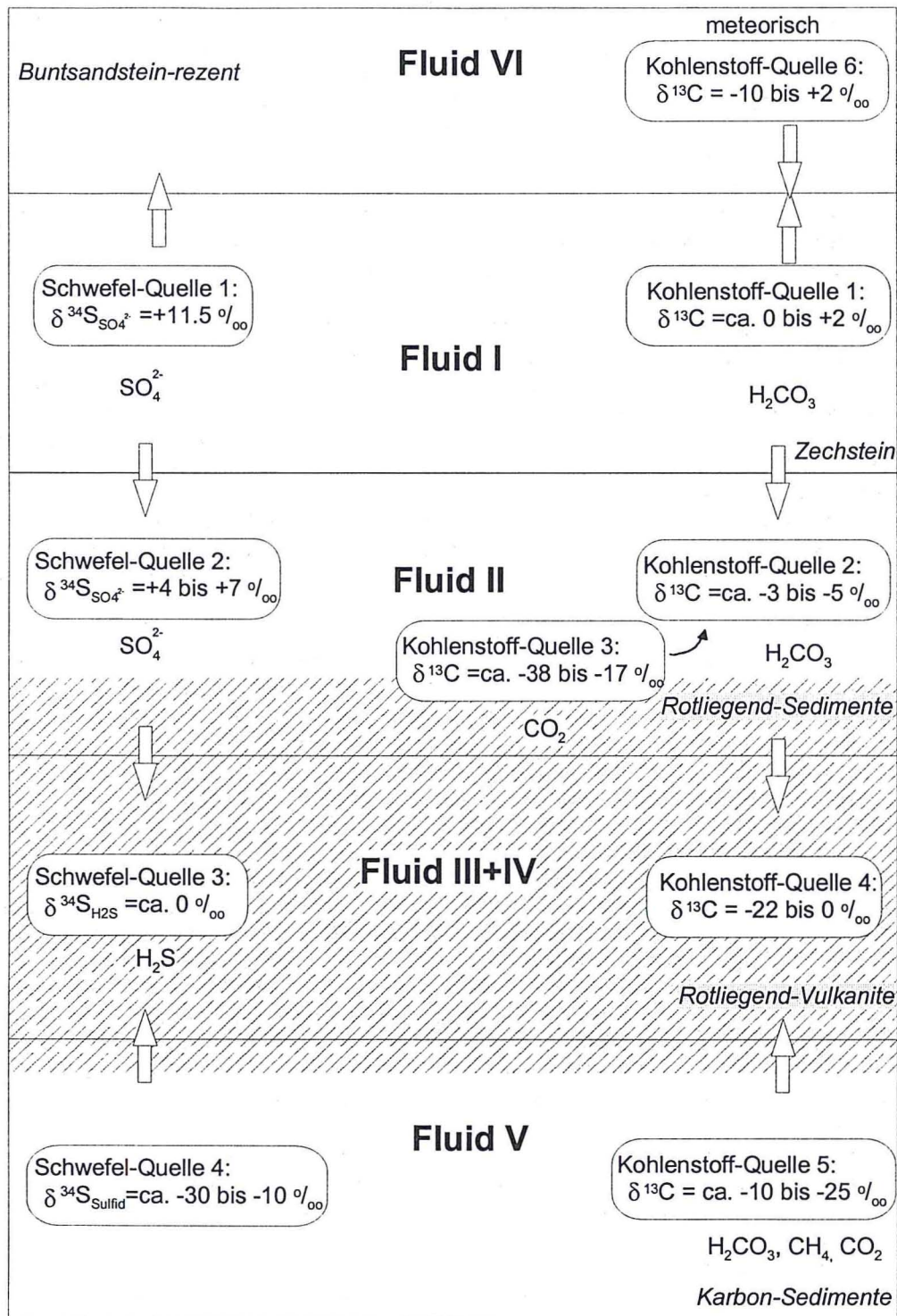


Abb. 8-11: Wirksame Fluide im NEDB; gestricheltes Feld zeigt Bereiche starker Fluidbewegungen und Alterationen an.

und Baryte der südlichen Störungszone (ca. $+5$ bis $+7.5$ ‰ CDT) als sehr jung gebildet (wahrscheinlich kretazisch) interpretiert werden. Sie wurden aus einem sehr jungen Fluid ausgefällt. Dieses deszendierende Fluidsystem nahm Sulfat-Wasser der Zechstein-Evaporite ($\delta^{34}\text{S}$: $+11.5$ ‰ CDT) auf und vermischte sich mit Sulfatwässern, welche in Folge der Pyrit-Oxydation von Sulfiden der permokarbonen Vulkanite ($\delta^{34}\text{S}$: ca. 0 ‰ CDT; Abb. 8-1), der Karbonsedimente ($\delta^{34}\text{S}$: -10 bis -39 ‰ CDT; Abb. 8-1) oder aus Klüften gebildet wurde. Die oxidierenden Verhältnisse spiegeln sich auch in der Hämatitisierung der umgebenden Gesteine wider. Hämatitgänge konnten im Bereich der südlichen Störungszone identifiziert und zeitlich in die Kreide eingeordnet werden. Die Sulfatbildungen weisen ähnliche isotopische Verhältnisse auf, wie sie von ZHENG & HOEFS (1993b) für die Harzer Ganglagerstätten Siebertal, Wolkenhügel, Charlotte Magdalena etc. dokumentiert sind.

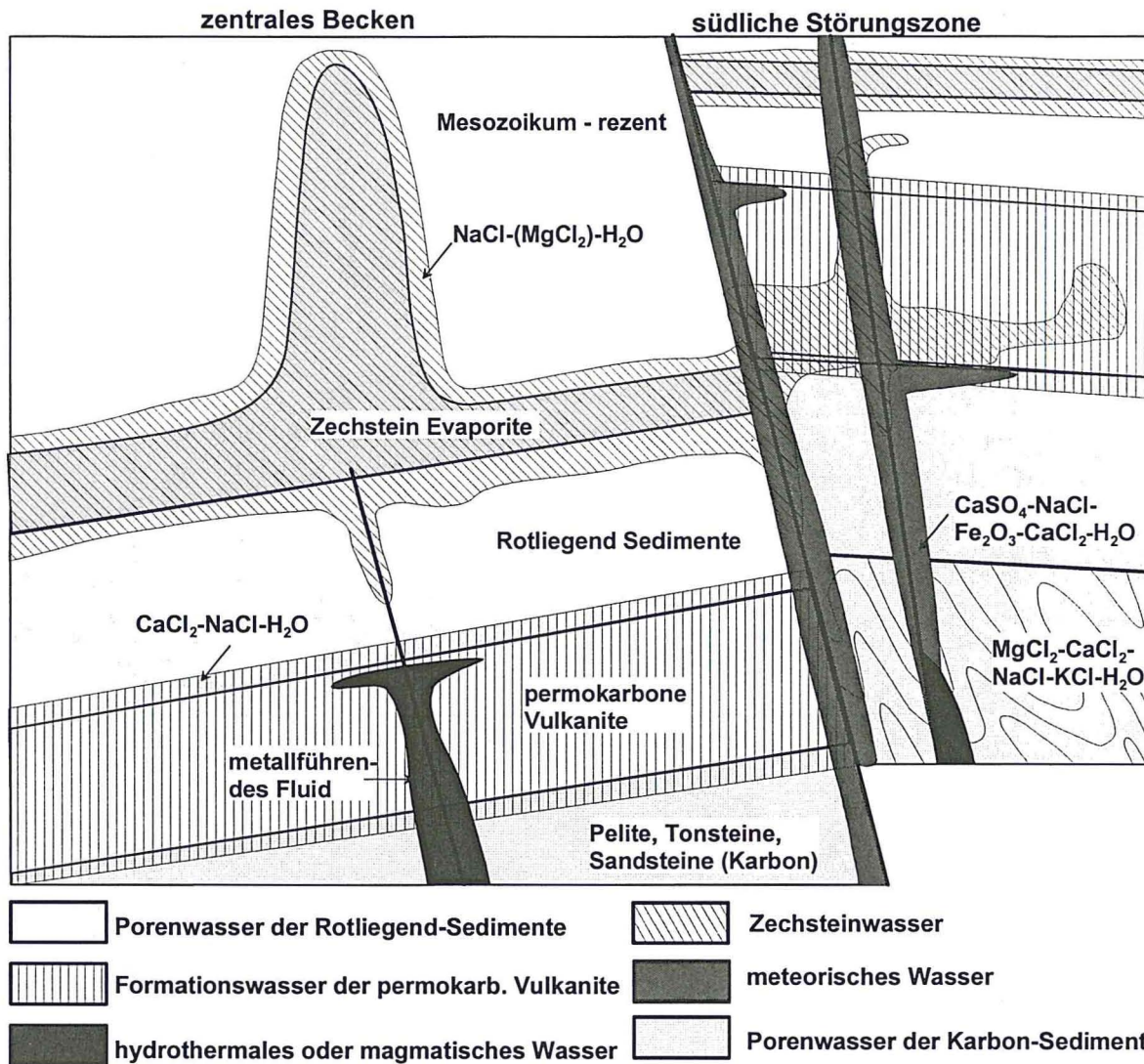


Abb. 8-12: Schematische Darstellung der Fluidausbreitung von Wässern verschiedener Quellen im NEDB. Besonders stark ist der Fluidtransport in den Vulkaniten und entlang von Störungen.

Die Kluftanhydrite und -baryte der permokarbonen Vulkanite aus dem Bereich des Beckenzentrums hingegen weisen sehr niedrige $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (ca. +0.5 bis 3.5 ‰CDT) bei einer stark schwankenden Sauerstoffisotopenzusammensetzung auf (Abb. 8-6). Diese Sulfatbildungen wurden möglicherweise aus einem Fluid ausgefällt, welches kaum durch deszendierende Zechsteinwässer beeinflusst wurde. Somit kommen als Schwefelquellen lediglich die Sulfide der permokarbonen Vulkanite ($\delta^{34}\text{S}$: ca. 0 ‰CDT; Abb. 8-1) oder der Karbonsedimente ($\delta^{34}\text{S}$: -10 bis -39 ‰CDT; Abb. 8-1) in Frage. Diese Sulfide wurden durch ein hochsalinares Fluid oxidiert und das resultierende Sulfat an ^{18}O gegenüber dem Ausgangsfluid angereichert. Für die Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind vor allem die lokal unterschiedlichen pH-Werte und Temperaturen verantwortlich.

Karbonate

Die Kohlenstoffisotope zeigen, ähnlich den Sauerstoffisotopen, mit zunehmender Versenkung abnehmende Verhältnisse (Abb. 8-4). Dies zeugt möglicherweise von steigendem Anteil an biogenem Kohlenstoff. Zum einen kann dies auf die erhöhte Maturation der organischen Partikel mit zunehmender Versenkung der Beckensedimente zurückgeführt werden. Zum anderen könnte sich die Erhöhung des ^{12}C -Anteils durch aufsteigende Wässer aus den kohlenstoffhaltigen Sedimenten des Karbons und die anschließende Mischung mit den Formationswässern der permischen Gesteine erklären lassen. Im Vergleich von bereits bekannten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Abb. 8-2) mit den gemessenen Werten (Abb. 8-8) zeigt sich, dass die sekundären Karbonate (ca. +1 bis +6 ‰PDB) des Zechsteins Isotopenverhältnisse mariner Karbonate aufweisen.

Karbonate der permokarbonen Vulkanite

In Auswertung der petrographischen und isotopengeochemischen Daten können drei karbonatische Fluidsysteme in den permokarbonen Vulkaniten des NEDB unterschieden werden. Das älteste Fluidsystem dokumentiert sich in den nicht lumineszenten, dunkelblau lumineszenten und zonierten Kalziten (Kap. 4.2.1), wobei die entsprechenden isotopengeochemischen Signaturen vor allem in den jüngeren Vulkanitfolgen (z. B.

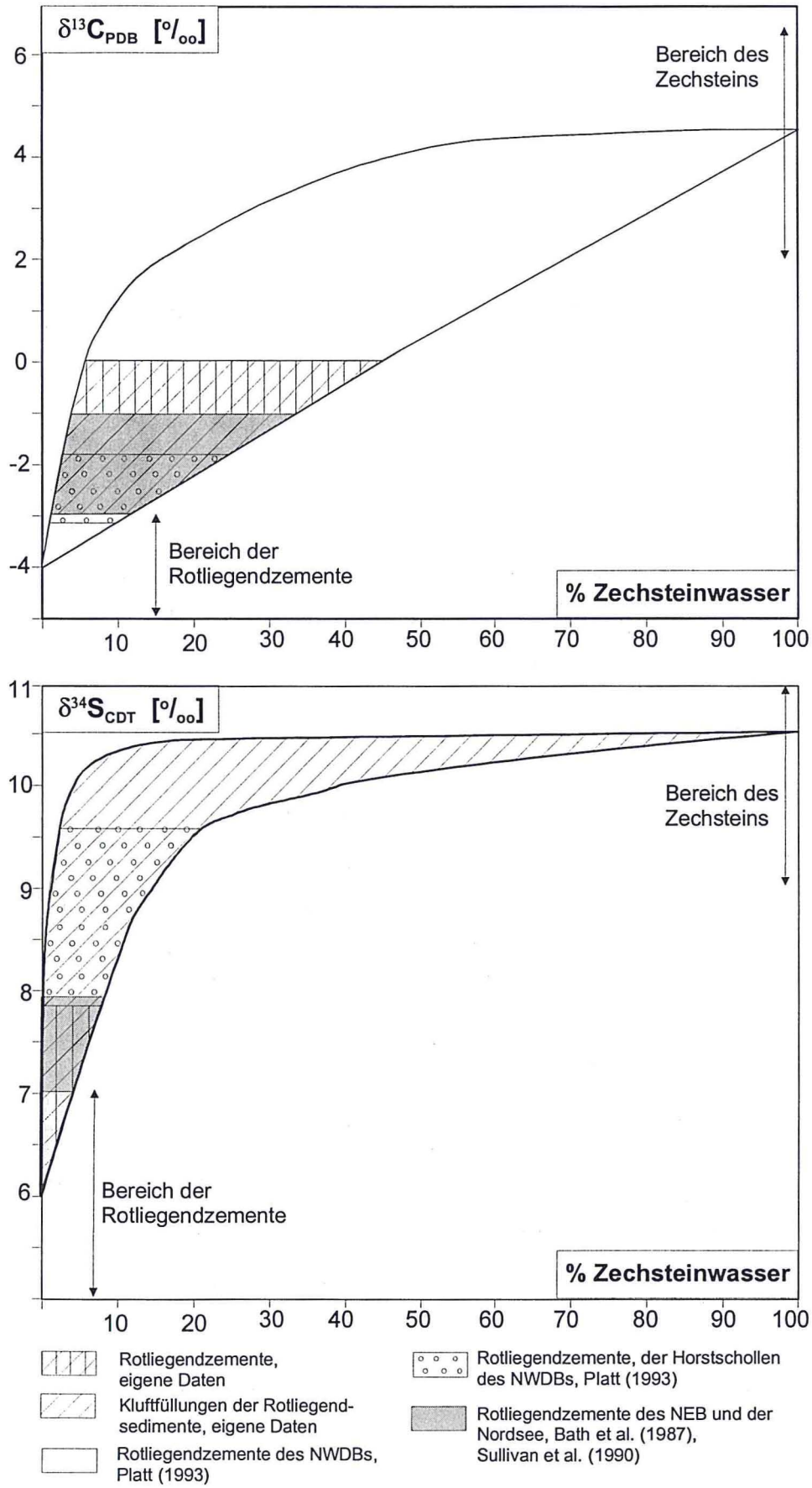


Abb. 8-13: Mischung von Wässern des Zechsteins und des Rotliegend nach der Gleichung von PLATT (1993).

Drusenfüllungen in den Basaltoiden) durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-1 bis -3 ‰ PDB) dokumentiert sind. Zwei jüngere Fluidsysteme, mit den im Harz vorkommenden Gangsystemen vergleichbar (Zheng & Hoefs 1993a), alterieren diese älteren Karbonate. Die Autoren unterscheiden ein älteres Fluid mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von etwa +10 ‰ SMOW von einem jüngeren mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (SMOW) von 0 ‰ SMOW. Vergleichbar konnten im NEDB ein älteres Fluid mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +8 bis +16 ‰ SMOW und ein zweites Fluidsystem mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Karbonatwässer von +2 bis +8 ‰ SMOW bestimmt werden (Abb. 8-10). Während das ältere Fluidsystem auf ein basinales Tiefenwasser hindeutet, werden die niedrigeren Isotopenverhältnisse der Paläo-Wässer im Bereich der südlichen Störungszone auf eine Mischung des basinalen Tiefenfluids mit Wässern einer meteorischen Signatur zurückgeführt. Charakteristisch für diese Kalzite ist das häufig beobachtete paragenetische Vorkommen mit Fluorit, Anhydrit und Baryt. Ein Modell für deszendierende meteorische Wässer entlang von Störungsbahnen in Tiefen bis zu 20 km zeigen NESBITT (1992) und NESBITT & MUEHLENBACH (1990). Unter Berücksichtigung dieser Hypothese könnten Fluorit, Anhydrit und Baryt aus dem überlagernden Zechstein oder aus dem Zechstein der nahegelegenen Grabenschollen entstammen. Dies würde auch die von KOCH (1994) mit der Teufe abnehmenden Fluorgehalte der Bohrung Roxförde 2/64 erklären, da als Fluorquelle die Salinarfolgen des Zechsteins angenommen werden könnten, wobei mit zunehmender Entfernung von der Fluorquelle die Gehalte abnehmen sollten. Die Homogenisierungstemperaturen der relevanten Minerale weisen auf einen extrem hohen geothermischen Gradienten von bis zu 70°C/km hin (Mineralbildungstemperaturen von 70°C bis 130 °C bei Teufenlagen von << 2000m). Diese Temperaturen repräsentieren scheinbar die herausgehobene Krustenscholle von Calvörde vor deren thermischer Equilibrierung.

Karbonate der Rotliegend-Sedimente

Die Karbonatzemente in den Rotliegend-Sedimenten weisen die gleiche Signatur auf, wie sie bereits für frühdiagenetische Sandstein-Zemente des Rotliegend anderer Becken ermittelt wurden (Abb. 8-2). Als CO_2 -Quelle der Karbonatzemente im sedimentären Rotliegend kommen mehrere Quellen in Frage. RIECKEN (1988), welcher ähnliche Isotopenverhältnisse für die Rotliegend-Zemente des Niedersächsischen Beckens ermittelte, wie sie hier für das NEDB dokumentiert sind, gibt eine Mischung des CO_2 aus zwei Quellen an. Hierbei stammt der überwiegende Teil aus sedimentären Karbonaten und ein geringer Teil aus der diagenesegebundenen Oxydation von organischem Material, wobei dieser organische Anteil mit der progressiv verlaufenden Diagenese zunimmt. Dies würde auch die grobe Korrelation von temperatur- und tiefenabhängigen Sauerstoffisotopen und den entsprechenden Kohlenstoffisotopen erklären.

Mischung von Rotliegend- und Zechstein-Porenwässern

Im Bereich des NEDB kann eine Mischung von deszendierenden Zechsteinwässern mit den Porenwässern der Rotliegend-Sedimente verzeichnet werden. Um dieses Mischungsverhältnis beider Fluide zu quantifizieren, verwandte PLATT (1993) ein Zwei-Komponenten-Mischungsmodell, welches für die vorliegende Arbeit übernommen wurde:

$$f = \frac{X_R(R_R - R_M)}{(R_M - X_R) - R_X X_Z + R_R X_R} \quad (8.5)$$

f = Anteil an Zechsteinwasser; X_R = Elementkonzentration im Rotliegendwasser, R_R = Isotopenverhältnis des Elements in Rotliegendwasser, X_Z = Elementkonzentration im Zechsteinwasser, R_Z = Isotopenverhältnis des Elements in Zechsteinwasser, R_M = Isotopenverhältnis des Elements der Fluidmischung

Die Isotopenverhältnisse von Rotliegend- und Zechsteinwässern (R_R , R_Z) und die Elementkonzentrationen (X_R , X_Z) wurden der Literatur entnommen (z. B. NIELSEN & RICKE 1964), die bei PLATT (1993) diskutiert werden.

Die resultierenden Abbildungen (Abb. 8-13) zeigen eine Mischung von Zechsteinwässern mit den Porenwässern der Rotliegend-Sedimente. Die frühdiagenetischen Anhydritzemente, welche aus einem Rotliegend-Porenwasser gefällt wurden, sind durch eine Zumischung von Zechsteinwasser <10 % charakterisiert. Der Zechsteinwasseranteil bei den Karbonatzementen liegt bei 5 bis 45 %, was deutlich über den Werten des NWDB (PLATT 1993) und etwas höher als im NEB und der Nordsee (SULLIVAN et al. 1990; BATH et al. 1987) liegt (Abb. 8-13). Die Kluftfüllungen weisen für die Anhydrite Zechsteinwasseranteile von bis zu 100 % nach, während bei den Karbonaten wiederum nur <45 % der evaporitischen Fluide zugemischt wurden. Daraus lässt sich schließen, dass die Karbonatzemente und -klüfte wahrscheinlich aus einem offenen Fluidsystem entstammen, während die sulfatischen Anhydritkonkretionen und -zemente einem hauptsächlich geschlossenen System entstammen. Eine Mischung der Rotliegend-Porenwässer mit Zechsteinwässern erfolgte zum größten Teil über Kluftsysteme.

Durch die Korrelation zwischen den Sauerstoffisotopenwerten der Karbonate und Sulfate aus paragenetisch gebildeten Mineralen einer Probe wird deutlich, dass hier zwei Gruppen von Fluiden zu unterscheiden sind (Abb. 8-14). Ein Fluidsystem ist meist auf hochpermeable Gesteine (Konglomerate, Vulkanite) der südliche Störungszone beschränkt, wobei die analysierten Karbonate und Sulfate oft paragenetisch mit Fluorit vorkommen. Bei einem weiteren Fluidsystem, welches sich in senkrechten Anhydrit-Kalzit-Klüften der feinkörnigen Rotliegend-Sedimente nachweisen lässt, konnte keine Korrelation der jeweiligen Sauerstoffisotopendaten beobachtet werden. Dies ist möglicherweise auf die geringe Varianz der Daten zurückzuführen (Abb. 8-14).

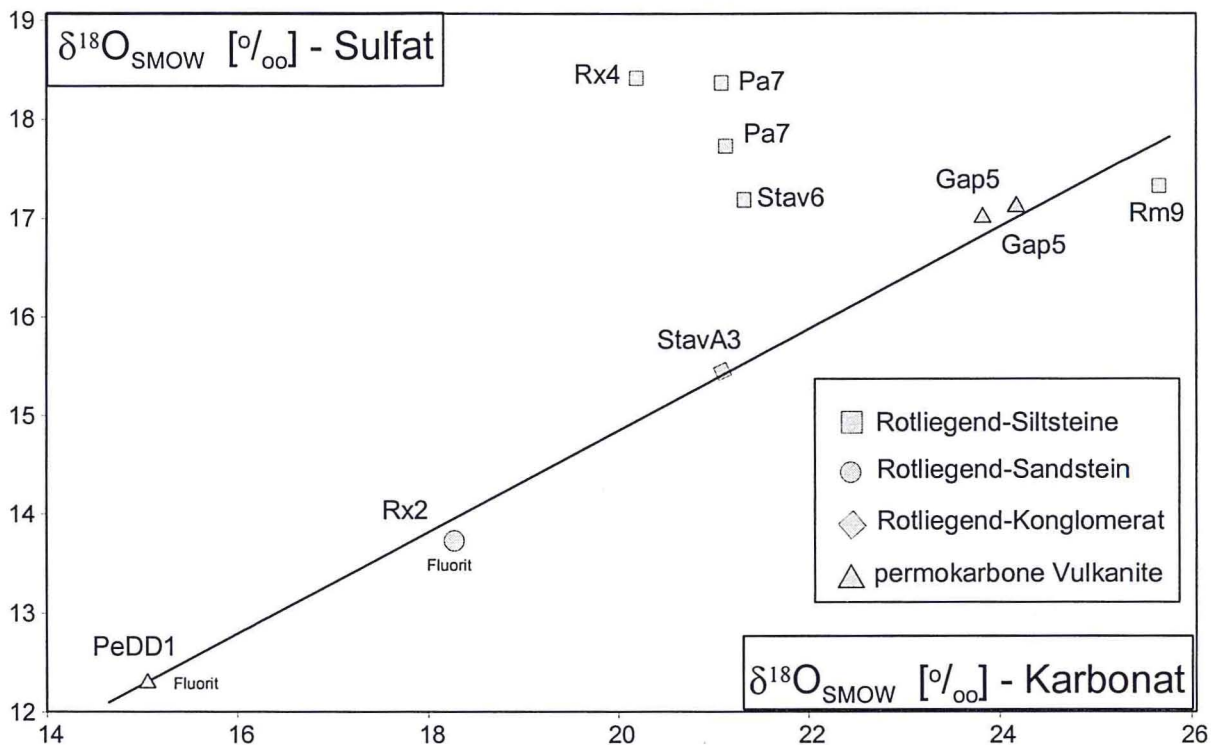


Abb. 8-14: Sauerstoffisotope in paragenetisch vorkommendem Karbonat und Anhydrit gegeneinander aufgetragen. In zwei Proben kommt paragenetisch mit Anhydrit auch Fluorit vor.

9 Diskussion der Ergebnisse und resultierende Modelle

9.1 Beckenentwicklung und Diagenese

Die lithologisch-strukturelle Beckenentwicklung lässt sich in vier bzw. fünf Stadien gliedern (Kap. 2), welche wie folgt zusammengefasst werden können: Nach der initialen Beckenbildung, welche sich insbesondere in den permokarbonen Vulkaniten dokumentiert, sind die permotriassische Hauptabsenkung und anschließende jurassische Differenzierung und Strukturierung des Beckens zu nennen (z. B. NÖLDECKE & SCHWAB 1977, SCHECK 1997). Intensive halokinetische Bewegungen setzten vor allem im Rhät ein und es entstanden mächtige Salzkissen und Salzdiapire (WIENHOLZ 1965, MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997). Die kretazische Inversion, welche besonders an den Beckenrändern sowie im Bereich der Horst-Grabenstrukturen (Flechtinger Scholle, Calvörder Scholle, Harz) nachgewiesen ist, ist durch vertikale Schichtversätze von bis zu 4000 m charakterisiert (SCHECK 1997, BENOX et al. 1997).

Die Beckenentwicklung spiegelt sich in einer Reihe von diagenetischen Mineralbildungen wider (Kap. 4-6; GAUPP 1994, GAST et al. 1998), welche vor allem vom jeweiligen Wirtsgestein sowie der Absenkungs- und Deformationsgeschichte abhängen (Tab. 4-4). Dabei konnte nachgewiesen werden, dass verschiedene authigene Mineralparagenesen auch an bestimmte lithologische Einheiten gebunden sind. Im Kontaktbereich der verschiedenen Gesteine treten die jeweiligen Kluft- und Zementminerale nebeneinander auf. Mit zunehmender Entfernung vom Muttergestein ist eine Abnahme des Gehalts der entsprechenden Mineralphase zu beobachten, z. B. nimmt der volumenmäßige Anteil an authigen gebildetem Anhydrit vom Zechstein in die liegenden Schichten ab.

Die lokal in den permokarbonen Vulkaniten enthaltenen sekundären Sulfatbildungen basieren nach Auswertung der Schwefelisotopen-Daten auf der Pyrit-Oxydation durch deszendierende Sulfatwässer des Zechsteins und damit auf eine zweite Schwefelquelle. Die sekundären Mineralparagenesen der permokarbonen Vulkanite sind Ausdruck einer intensiven Alteration der Gesteine, welche auch auf erhöhte Aktivität der relevanten Porenfluide zurückgeführt werden kann. Ausdruck einer andauernden hydrothermalen Aktivität sind die zonierte Kluftquarze, welche fast ausschließlich in den permokarbonen Vulkaniten identifiziert wurden. In den Rotliegend-Sedimenten war die Fluidbewegung hingegen nicht stark. So haben sich frühdiagenetische Mineralzemente (z. B. Dolomit, Anhydrit) umfangreich erhalten und wurden nur teilweise durch spätdiagenetische Mineralzemente (z. B. Kalzit) verdrängt. Dabei scheint als Kalzium-Quelle in den Sedimenten vor allem der sich zersetzende vulkanoklastische Detritus verantwortlich zu sein. Neben dieser vertikalen Variabilität der authigenen Mineralbildungen konnte auch eine laterale Differenzierung nachgewiesen werden. So unterscheiden sich die Mineral-

bildungen des zentralen Beckenbereichs z. T. deutlich von denen der Randbereiche sowie dem Bereich der südlichen Störungszonen, welche sich durch intensive vertikale Versätze charakterisieren lässt. Zu nennen sind hier z. B. die verschiedenen Karbonatgenerationen. Während im zentralen Becken meist orange lumineszierende Kalzite beobachtet werden können, sind am nördlichen Beckenrand blau lumineszierende Kalzite (Bohrung Rügen 1/63), am östlichen Beckenrand zonierte Kalzite (Bohrung Penkun 1/71) und im Bereich der südlichen Störungszonen Selten-Erd-Element (SEE)-haltiger Karbonate (Bohrung Roxförde 2/64) nachgewiesen worden. Das Auftreten verschiedener Mineralparagenesen ist Ausdruck des Wirkens verschiedener Fluidsysteme. Die Zusammensetzung der unterschiedlichen Fluide wurde durch verschiedene Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen beeinflusst. Als interne Prozesse sind hierbei diagenetische Mineralbildungsreaktionen und Alterationsprozesse zu nennen. Externe Prozesse stehen im Zusammenhang mit der tektonothermalen Entwicklung des Beckens. Diese Reaktionen spiegeln sich in der chemischen und isotopengeochemischen Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse bzw. deren Wirtminerale wider.

9.2 Fluidzusammensetzung als Resultat diagenetischer Prozesse

Die chemische Zusammensetzung der bearbeiteten Paläo-Fluide ist zum einen geprägt durch die gelösten Bestandteile in den Paläo-Formationswässern und zum anderen durch die Ionenzufuhr oder den Ionenaustausch in Folge diagenetischer Mineralreaktionen. Des weiteren sind lokal auch externe Fluid-Quellen nachgewiesen. Als Paläo-Formationswässer sind beispielsweise die meteorisch geprägten Porenwässer des Ober-Rotliegend-Beckens zu nennen, wobei die entsprechenden frühdiagenetischen Karbonate und Sulfate in Folge von Evaporationsprozessen ausgefällt wurden. Während der progressiven Versenkung dieser Sedimente und der anderen Gesteine wurden die bestehenden Mineralzemente und die eingeschlossenen Fluide durch differenzierte diagenetische und Alterationsprozesse beeinflusst.

Tab. 9-1: Verschiedene, z. T. vereinfachte diagenetische Reaktionsgleichungen nach TEICHMÜLLER et al. (1979), LAND & MILLIKEN (1981), BJØRLYKKE (1983), RIEKEN (1988), HOTH (1993).

Kursiv= Ionen werden für Reaktion benötigt normal=Ionen werden durch Reaktion freigesetzt.
 pH↓= pH-Wert-Erniedrigung in Folge der Reaktion pH↑=pH-Wert-Erhöhung infolge der Reaktion.

Umwandlungsreaktionen	Prozess	Ionenaustausch; pH	T [°C]
<i>Diagenese von organischem Material</i>	Dekarboxylierung	CO ₂ , pH↓	50-150
Diagenese von tonreichen Lagen	Diagenese von Ton	Mg ²⁺ , Ca ²⁺ , Al ³⁺	>50
Ca ²⁺ + 2 HCO ₃ ⁻ → CO ₂ + H ₂ O + CaCO ₃	Karbonatisierung	CO ₂ , Ca ²⁺	>50
2KAlSi ₃ O ₈ + 2H ⁺ + 9H ₂ O → Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 2K ⁺ + 4 H ₄ SiO ₄	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
2KAlSi ₃ O ₈ + H ₂ O + 2H ⁺ → Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 4SiO ₂ + 2K ⁺	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
2KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂ + 3H ₂ O + 2H ⁺ → 3Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 2K ⁺	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
Smektite + K ⁺ + Al ³⁺ → Illit + Quarz + H ⁺	Illitisierung	pH↓, K ⁺ , Al ³⁺	50-200
3KAlSi ₃ O ₈ + 2H ⁺ → KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂ + 6SiO ₂ + 2K ⁺	Illitisierung	K ⁺	120-200
CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + 2Na ⁺ + 4H ₄ SiO ₄ → 2NaAlSi ₃ O ₈ + Ca ²⁺ + 8H ₂ O	Albitisierung	Ca ²⁺ ; H ₂ O Na ²⁺	>120
5CaMg(CO ₃) ₂ + Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + SiO ₂ + 2H ₂ O → Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈ + 5CaCO ₃ + 5CO ₂	Chloritisierung	(Mg ²⁺), CO ₂	>150
15Dolomit + 2Muskovit + 3SiO ₂ + 11H ₂ O → 3Mg-Chlorit + 2K ⁺ + 2OH ⁻ + 15CO ₂	Chloritisierung	K ⁺ , (Mg ²⁺), pH↓	>150

In Tab. 9-1 sind die diagenetischen Mineralreaktion aus Kap. 4 sowie der dafür charakteristischen Temperaturen zusammengefasst. Zusätzlich sind die im Verlauf der entsprechenden Reaktionen abgegebenen oder aufgenommenen Ionen dargestellt. Bestimmte Temperaturbereiche sind für verschiedene Mineralreaktionen charakteristisch. So wird Kaolinit unter leicht sauren Verhältnissen und Temperaturen ab etwa 50 °C als Alterationsprodukt von Kalifeldspat oder Muskovit gebildet (HOTH 1993). Unter höheren Temperaturen von 120 – 150 °C ist Kaolinit nicht mehr stabil und wird in Illit umgewandelt. Da Kaolinitzemente nur in wenigen Proben beobachtet werden konnten, kann die Illitisierung u. a. als einer der dominantesten Alterationsprozesse gewirkt haben.

Eine Voraussetzung für das Ablaufen der jeweiligen Reaktionen ist das Vorhandensein der hierfür notwendigen Ionen. Die Albitneubildung setzt z. B. voraus, dass genügend Al³⁺ und Na⁺ im Porenwasser enthalten ist, wobei das Al³⁺ durch die Auflösung smektitischer Lagen oder die Alteration von Kalifeldspäten freigesetzt werden kann, während Na⁺ einer externen Quelle bedarf. Als Na⁺-Quelle kommen im NEDB in erster Linie deszendierende Zechsteinwässer in Frage. Da Kalifeldspäte ab Temperaturen von 120 °C nicht mehr stabil sind (HOWER et al. 1976), ist eine Albitisierung ab dieser Temperatur möglich.

Unter Berücksichtigung der bekannten diagenetischen Reaktionen wird ersichtlich, dass mit zunehmender Versenkung der Gesteine und prograder Diagenese vor allem Ca^{2+} , K^{+} und Mg^{2+} freigesetzt und Na^{+} konsumiert werden (Tab. 9-1). Zudem lassen sich mit den wechselnden pH- und Eh-Werten Minerallösungs- und Mineralfällungsreaktionen sowie die Umlagerung von z.B. Karbonat- und Anhydritzementen erklären.

In Auswertung aller Fluiddaten können hierbei folgende Ergebnisse für den Bereich des NEDB besonders hervorgehoben werden:

- Die Salinität der Einschlusslösungen nimmt mit zunehmender Versenkung generell zu.
- Diese Zunahme ist kein kontinuierlicher Prozess, sondern es können bestimmte Temperaturbereiche unterschieden werden. Somit lassen sich vor allem die in Kap.7.1 differenzierten Fluidgruppen erklären.
- Die jüngsten Fluide der Mineralzemente der permokarbonen Gesteine sind zumeist niedrigsalinar. Diese sind möglicherweise im Bereich konsolidierter, stabiler Mineralphasen gebildet worden, in denen Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen weitestgehend auszuschließen sind. Dies könnte als Ursache des geringen Lösungsinhaltes der Fluide angesehen werden.
- Die Mineralbildungstemperaturen der Quarzzemente permokarboner Sandsteine liegen zwischen 120 - 200 °C. Damit scheinen die authigenen Quarze das Produkt einer intensiven Illitisierung der permokarbonen Gesteine zu sein.
- Als Ursachen der Karbonatzementbildung kommen vor allem Karbonatisierung und Chloritisierung in Frage.
- Die in den Klüften identifizierten Mineralbildungen sind zumeist das Produkt einer tiefgreifenden Alteration der Gesteine. Zudem werden einige Mineralbildungen mit den involvierten Fluiden einer hydrothermalen Nachphase des Rotliegend-Vulkanismus zugeordnet. Die jüngsten Kluffüllungen stehen aber wahrscheinlich im Zusammenhang mit der kretazischen Zerböckung des NEDB und den damit verbundenen Fluiden.
- Die Isotopien der Probe PeLL1 (Abb. 8-8) könnte auf eine juvenile Herkunft des karbonathaltigen Wassers zurückgeführt werden. Die Kluffkarbonate der Vulkaniten aus Proben der Bohrung Penkun 1/71 unterscheiden sich auch in anderen Eigenschaften von allen anderen. So konnten nur hier zonierte Kalzite beobachtet werden.

Die Veränderung der Paläo-Porenwässer während der Beckenversenkung sowie das Wirken externer Fluidquellen spiegelt sich sowohl in den authigen gebildeten Mineralparagenesen (Abb. 4-25; Tab. 4-4) als auch in der Zusammensetzung der Einschlusslösungen (Tab. 6-3) wider. Als Beispiel sind hier die eisenreichen, jungen Paläo-Fluide (Tab. 6-3) zu nennen. Gleichermäßen wurden junge ENE - WSW streichende Hämatitgänge im Steinbruch Bodendorf (Flechtinger Scholle) beobachtet, wobei diese als kretazisch gebildet interpretiert werden. Die Fluidzusammensetzung spiegelt sich sowohl in der chemischen Analyse der Einschlusslösungen, als auch in den ausgefällten authigenen und hydrothermalen Mineralen wider.

9.3 Paläotemperaturen, Paläo-Wärmefluss

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden durch Flüssigkeitseinschlussanalyse Paläo-Temperaturen im Bereich des NEDB ermittelt. Diese mit Hilfe einer direkten Methode bestimmten Daten wurden anschließend mit Temperaturen indirekter Methoden (Vitrinitreflexion) und dem rezenten Temperaturfeld verglichen (Kap.7.5).

Dabei zeigt sich deutlich, dass mikrothermometrisch ermittelte Daten unter Berücksichtigung der petrographischen Gegebenheiten die Temperaturentwicklung im Bereich von Sedimentbecken deutlich besser auflösen als die Daten anderer Methoden. Der größte Vorteil liegt in der Unterscheidbarkeit verschiedener Fluidereignisse. Im Gegensatz dazu spiegeln die Vitrinite durch ihr Reflexionsverhalten nur die Temperatur ihrer maximalen Überprägung wider, welche über einen Zeitraum von mindestens 3 Ma gedauert haben muss (TEICHMÜLLER 1979). Ähnlich ist es mit weiteren Geothermometern. Der Vergleich von Bohrlochtemperaturen und mikrothermometrisch ermittelten Paläo-Temperaturen zeigt die Veränderung des Wärmeffusses im Verlauf der Beckenentwicklung. So veränderte sich der geothermische Gradient von ca. 50 °C/km in der Trias auf ca. 33 °C/km heute. Dabei konnten kurzzeitige, lokal begrenzte Temperaturereignisse mit thermischen Gradienten bis zu 70 °C/km nachgewiesen werden, welche u. a. durch die Bildung authigener Illite gekennzeichnet sind. Die Abschätzung des Paläo-Tiefengradienten erfolgte dabei unter Berücksichtigung der Paläo-Teufenlage unter-suchter Fluideinschlüsse.

Der Vergleich der Bohrlochtemperaturen mit den Paläo-Fluiddaten zeigt auch in der lateralen und vertikalen Temperaturverteilung vergleichbare Muster. So korrelieren die ermittelten Temperaturgradienten. Dies zeigt sich besonders in Bezug zu den permokarbonen Vulkaniten. So beobachteten BEER & HURTIG (1999) eine Korrelation der Vulkanit-Mächtigkeitenminima mit den Temperaturmaxima der geophysikalischen Bohrlochdaten. Der geothermische Tiefengradient im Bereich der Vulkanite ist im Gegensatz zu den benachbarten Sedimenten generell sehr niedrig. Dieses Phänomen zeigt sich auch in der Verteilung der ermittelten Homogenisierungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen (Abb. 7-2). Als Ursache dieses vertikalen Temperaturverlaufs wird ein advektiver oder konvektiver Fluidtransport in den permokarbonen Vulkaniten angenommen. Ein ähnliches

Modell nutzte bereits JOWETT (1986) als Basis für die Genese des Kupferschiefers. Grundlage der starken Fluidbewegungen in den Vulkaniten sind einerseits die starke Klüftigkeit und damit hohe Permeabilität der Gesteine andererseits die geringe Permeabilität der hangenden Salinarfolgen des Zechsteins. Diese verhindern die Aszendenz der Tiefenwässer.

In Sedimentgesteinen ist der Fluidtransport nur in deutlich geringerem Maße möglich. Dies zeigt sich zum einen in den Isotopendaten, zum anderen in den ermittelten Temperaturgradienten, die überwiegend auf einen konduktiven Wärmetransport schließen lassen.

Die laterale Temperaturverteilung ist vor allem durch die unterschiedlich wirksamen Fluidsysteme im Beckenzentrum und an den Randbereichen des Beckens geprägt. Im gesamten Becken lassen sich Fluide in Mineralzementen und -neubildungen nachweisen, die im Zusammenhang mit der progressiven Versenkung des Beckens stehen (Kap. 7.6). Die Klüfte hingegen enthalten zumeist Fluideinschlüsse mit einheitlich hohen Salinitäten. Im zentralen Bereich des Beckens können hierbei zwei Fluidsysteme unterschieden werden. Das ältere Fluidsystem kann im gesamten Becken nachgewiesen werden und weist einen geothermalen Gradienten von etwa 50 °C/km auf. Ein jüngeres Fluidsystem, nachgewiesen in sekundären Fluideinschlüssen, ist auf bestimmte Bereiche im Beckenzentrum konzentriert. Dieses Fluidsystem ist durch extrem hohe Bildungstemperaturen bis zu 350 °C in etwa 6 - 7 km Tiefe charakterisiert.

An den Beckenrändern und im Bereich der südlichen Störungszone (Scholle von Calvörde, Flechtinger Scholle) kann neben dem beckenweit relevanten älteren Fluidsystem ein jüngeres, deutlich niedriger temperiertes Fluid nachgewiesen werden (Abb. 7-2, Bohrung Roxförde 2/64). Neben Homogenisierungstemperaturen (Th) primärer Fluide von ca. 200 °C, welche das existente Fluidsystem vor der Heraushebung der jeweiligen Gesteinsschollen charakterisiert, konnten in sekundären Fluideinschlüssen und jüngeren Mineralbildungen Th von ca. 100 °C bestimmt werden. Dieses jüngere Fluid wird mit der kretazischen Heraushebung der Scholle von Calvörde, des Flechtinger Höhenzuges und des Harzes in Beziehung gebracht. Unter der Annahme, dass dieses Fluid nach der Heraushebung der Schichtenfolgen eingeschlossen wurde, ist für dieses Fluidsystem ein extrem hoher geothermischer Gradient von ca. 80 °C/km anzunehmen. Dieser spiegelt das Wärmerückhaltevermögen der bearbeiteten Gesteine wider. Ein Temperaturausgleich entsprechend der aktuellen Tiefenlage der jeweiligen Gesteine erfolgte nur sehr langsam.

Neben der Bestimmung der Paläo-Temperaturen im Bereich des NEDB wurden die dazugehörigen Paläo-Drücke entsprechend einem Druckmodell (Kap. 7.3) abgeschätzt und diese partiell durch Geobarometrie von Methan-Einschlüssen validiert. Als durchschnittlicher Druckgradient des Prä-Zechsteins wurden $0,020 \pm 0,004$ MPa ermittelt. Die abgeschätzten Drücke dienen vor allem der Druckkorrektur von Homogenisierungstemperaturen zur Bestimmung der Fluidtemperaturen.

9.4 Phasen der Fluidentwicklung im NEDB

Auf der Basis der durchgeführten Untersuchungen kann eine Rekonstruktion der Paläofluid-Entwicklung im NEDB erfolgen. Es werden unter Berücksichtigung der Beckenentwicklung 7 Fluidphasen unterschieden (Abb. 9-3), welche sich in Kombination ihrer mikrothermometrischen und isotopengeochemischen Signaturen, aber auch ihrer petrographischen und struktureologischen Charakteristika wie folgt (Abb. 9-3) beschreiben lassen:

1. Fluidphase („hydrothermale Nachphase“ des Rotliegend-Vulkanismus)

Vor allem die nicht lumineszierenden Kalzite in Vulkanit-Drusen (Tafel 9b) und in brekziierten Vulkaniten (Tafel 9a, 10c) können dieser ersten Fluidgeneration zugeordnet werden. Paragenetisch treten Epidot, Albit und Chlorit auf. Der Nachweis der entsprechenden authigenen Mineralbildungen bzw. Flüssigkeitseinschlüsse beruht allerdings nur auf wenigen Beobachtungen und ist somit nicht als gesichert anzunehmen. Die niedrig salinaren und hoch temperierten NaCl-dominierten Fluide kommen meist in primären Flüssigkeitseinschlüssen vor. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -14 bis -8 ‰ PDB der Kalzite sind in Bezug zu den insgesamt bestimmten Isotopen sehr niedrig.

In Klüften und Zementen der Karbonsedimente konnten Kalzit, Ankerit, Quarz, Chlorit, Epidot und Orthit beobachtet werden, die vergleichbare Eigenschaften wie die oben beschriebenen Drusenfüllungen der Vulkanite aufweisen (Abb. 9-3). Zu beobachten war eine Verdrängung der Karbonate durch Quarz. Charakteristische Alterationsprozesse dieser Fluidphase waren Silifizierung, Chloritisierung, Epidotisierung und Albitisierung.

2. Fluidphase (1. Phase im Hauptabsenkungsstadium des Beckens)

Im Zeitraum vom Ober-Rotliegend bis zum Zechstein wurden siliziklastische und evaporitische Sedimente akkumuliert. In frühdiagenetischen Mineralzementen und Anhydritkonkretionen permischer Sedimente wurden niedrig salinare, niedrig temperierte NaCl-dominierte Grund- und Oberflächenwässer eingeschlossen (Abb. 9-2-I). Die zugehörigen Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr klein (2 - 4 μm) und oft einphasig ausgebildet. Bei einphasigen wässrigen Einschlüssen können Bildungstemperaturen <50 °C (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994) angenommen werden.

Hervorzuheben sind die authigen gebildeten rot lumineszierenden Dolomit-Zemente und die schwach orange bis kaum lumineszierenden Kalzit-Zemente. Die Isotopenwerte von Kohlenstoff und Schwefel weisen charakte-

ristische Signaturen auf. Während die Kluft-Kalzit mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von 0 bis $+5$ ‰ PDB und die Kluft-Anhydrite mit $\delta^{34}\text{S}$ Werten von ca. $+11.5$ ‰ CDT sehr hohe $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - bzw. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisse aufweisen, konnten für die authigenen Karbonate und Sulfate der Rotliegend-Sedimente frühdiaogenetische Signaturen (PLATT 1993) nachgewiesen werden. Die entsprechenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren von -3 bis 0 ‰ PDB und die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte etwa von $+2$ bis $+7$ ‰ CDT. In den Klüften und Mineralzementen der Karbon-Sedimente konnte beobachtet werden, dass Kalzit die bestehenden Dolomite und Ankerite ersetzt. Letztgenannter Prozess wird aufgrund petrographischer Befunde (Kap. 4.6) ebenfalls der 2. Fluidphase zugeordnet.

3. Fluidphase (2. Phase im Hauptabsenkungsstadium des Beckens)

In die Fluidphase, welche die Zeit vom Zechstein bis zum Keuper umfasste (Abb. 9-2-II), erfolgte die Hauptabsenkung des NEDB. Tektonische Bewegungen fanden in geringerem Maße statt. Die Rotliegend-Gesteine gelangten aber in Tiefenlagen, in welcher die chemischen Umwandlungsreaktionen der Diagenese einsetzte. Dazu gehören die Alteration der Feldspäte sowie Kaolinitisierung, Illitisierung, Chloritisierung, Albitisierung und weitere diagenetische Prozesse. Durch die sich ändernden physiko-chemischen Parameter wurden ältere Mineralzemente partiell durch spätdiaogenetische Mineralzemente ersetzt. Authigene Mineralbildungen sind vor allem Zemente aus Kalzit, Albit, Illit, Chlorit und seltener Anhydrit. Infolge der Alteration und der damit verbundenen Minerallösungs- und Ausfällungsreaktionen wurde eine relativ starke Fluidbewegung initiiert, welche hauptsächlich intraformationell erfolgte. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig klein (2 - 10 μm), aber immer zweiphasig ausgebildet. Die eingeschlossenen Fluide weisen mit T_B von 50 - 175 °C geringe bis mittlere Temperaturen auf. Die Salinitäten von 20 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. sind hingegen sehr hoch. Die höchsten Stoffkonzentrationen finden sich in Einschlüssen der Anhydrit-Zemente vor allem nahe des Zechsteins. Die Paläowässer sind meist CaCl₂-dominiert. Daneben treten aber auch NaCl, KCl und MgCl₂ mit kleineren Anteilen auf.

Die Kohlenstoffisotope werden mit zunehmender Tiefe isotopisch leichter und schwanken zwischen -10 und 0 ‰ PDB (Abb. 9-3). Eine Ausnahme bilden die Kalzite des Buntsandsteins mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von -6 bis -2.5 ‰ PDB. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Anhydritzemente des Ober-Rotliegend weisen mit ca. 5 ‰ CDT spätdiaogenetische Signaturen auf.

Die Kalzite dieser Fluidphase lumineszieren orange bis schwach orange, die neugebildeten Quarze weisen oft keine Lumineszenz auf.

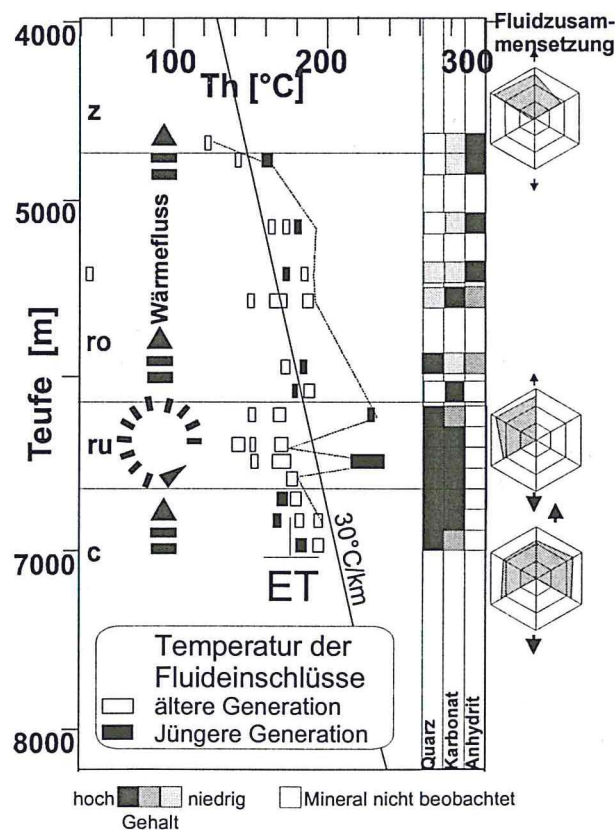
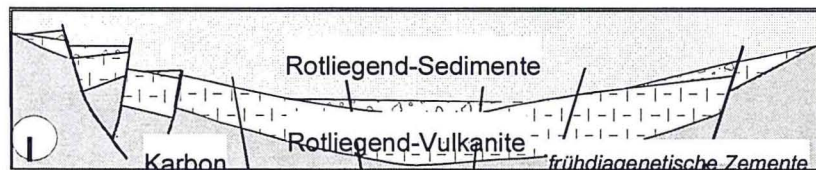


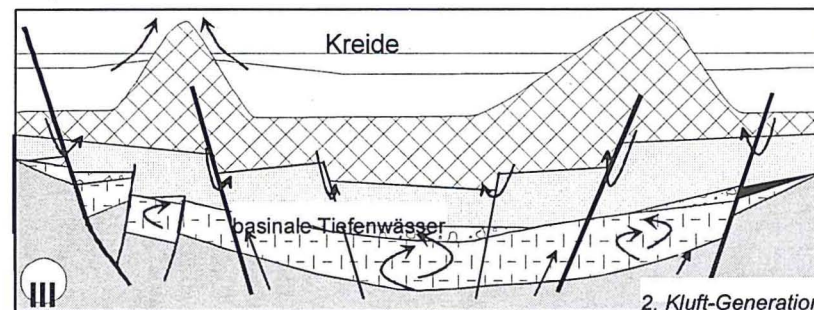
Abb. 9-1: Darstellung der Homogenisierungstemperatur T_h verschiedener Fluidgenerationen gegen Teufe. Exemplarisch sind die Gehalte an authigenen Mineralen (Quarz, Karbonat, Anhydrit) dargestellt. Während die Anhydritgehalte mit zunehmender Tiefe abnehmen, nimmt der Anteil an Quarz zu. Die Fluidchemie ist schematisch in Form von Radarplots (vgl. Kap. 6) abgebildet.

Ober- Rotliegend
 Progressive Diagenese während der Beckenabsenkung

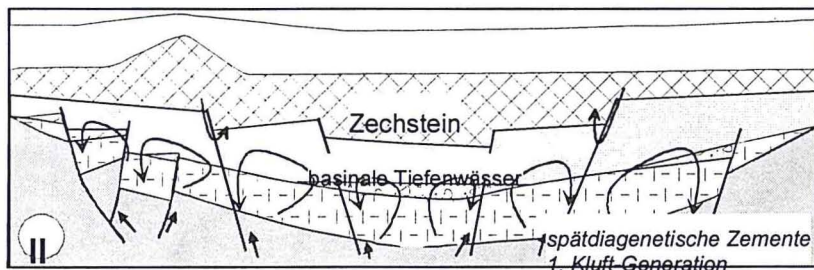
Thermische Subsidenz



Keuper bis Unter-Kreide
 Kurzzeitige hydrothermale Ereignisse
 intra- und extraformationale Fluidmigration



Ober-Rotliegend bis Keuper
 Starke Fluidbewegung innerhalb der permokarbonen Vulkanite und Alteration der Gesteine



Ober-Kreide bis rezent
 Beckeninversion und -konsolidation. Intraformationale Fluidmigration besonders entlang tiefer Brüche. Mischung basinaler Tiefenwässer mit meteorischen Wässern

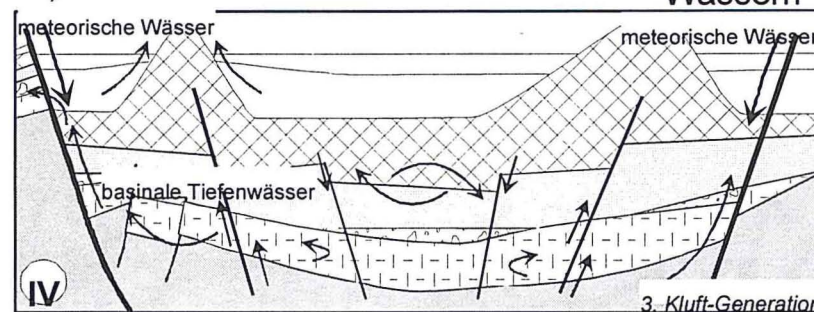


Abb. 9-2: Phasen der Beckenentwicklung unter Berücksichtigung der Paläo-Fluidsysteme I) Progressive Diagenese während der Beckenabsenkung II) Intensive Fluidmobilisation und -migration in den permokarbonen Vulkaniten, Gesteinsalteration III) Kurzzeitige, lokale hydrothermale Aktivität, intra- und extraformationale Fluidmigration IV) Beckeninversion und -konsolidierung; intraformationale Fluidmigration besonders entlang tiefer Brüche; Mischung basinaler Tiefenfluide mit meteorischen Wässern; Graue Pfeile: Subsidenz bzw. das tektonisches Spannungsfeld

4. Fluidphase („Differenzierungsstadium“ des Beckens)

Der Höhepunkt des Hauptabsenkungsstadiums mündet im Differenzierungsstadium des Beckens. Die starke Zerklüftung der Gesteine, Störungen und der Beginn der intensiven Halokinese sind Ausdruck einer hydrothermal aktiven Zeit (Rhät - Jura). Die Alterationsprozesse erreichten beckenweit ihren Höhepunkt. Klüfte und Porenräume sind mit Paragenesen von Anhydrit, Kalzit, Quarz, Albit, Illit und Chlorit gefüllt (Abb. 9-2-II). Die Zusammensetzung der Fluide schwankt entsprechend der umgebenden Nebengesteine. Während die Zechsteinfluide NaCl-dominiert sind, können in den Rotliegend-Sedimenten CaCl₂-dominierte Fluide mit Anteilen von NaCl, KCl und MgCl₂ nachgewiesen werden. In den permokarbonen Vulkaniten zirkulieren CaCl₂-NaCl-dominierte Fluide und die Karbongesteine weisen Paläowässer mit MgCl₂, KCl, CaCl₂ und NaCl in vergleichbaren Anteilen auf. Die Salinitäten sind prinzipiell hoch, aber niedriger als die der 3. Phase. Die Mineralbildungstemperaturen variieren zwischen etwa 100 °C und 250°C.

Der vertikale Temperaturverlauf lässt zudem Aussagen bezüglich von Wärmetransportprozessen zu. In den Rotliegend- und Karbon-Sedimenten sind die Th parallel zu einem geothermalen Gradienten von 30- 40°C (Abb. 7-2, 9-1) angeordnet, was auf eine konduktive Wärmeleitung in diesen Gesteinen hinweist. Im Gegensatz dazu ist der Temperaturgradient in den permokarbonen Vulkaniten <10°C. Dieses Phänomen könnte auf eine advektive oder sogar konvektive Wärmeleitung in den Magmatiten zurück geführt werden (Abb. 9-1). Zudem konnten kogenetische Gaseinschlüsse beobachtet werden. In den Vulkaniten sind dies hauptsächlich N₂- und in den Karbonsedimenten CH₄-Einschlüsse. Charakteristisch sind auch die Wachstums-zonierungen von Kluftquarze der permokarbonen Vulkanite. Zudem treten orange lumineszierende Kalzite und zonierte Kalzite auf.

Die δ³⁴S-Werte der Kluftanhydrite des Ober-Rotliegend variieren von +3 bis +10 ‰ CDT was auf eine Mischung von Porenwässern des Rotliegend und des Zechstein deutet. Kluft-Pyrite der permokarbonen Gesteine mit δ³⁴S-Werte von -44 bis -10 ‰ CDT werden auf die Mischung aufsteigender, metallführender Tiefenwässer mit absinkenden Zechstein- oder Ober-Rotliegend-Porenwässern zurückgeführt (Kap. 8.3).

5. Fluidphase (Hydrothermales Ereignis im Jura)

In wenigen Proben aus dem Beckenzentrum (Bohrung Mi 1/74, Pa 1/68) konnten in Klüften der älteren Vulkanitserien extrem hoch temperierte sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse mit T_B bis 350 °C beobachtet werden (Abb. 9-2-III, 9-1). Die Salinitäten der NaCl-CaCl₂-dominierten Wässer schwanken zwischen 10 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquv. Die Kalzitphasen lumineszieren hellorange bis gelb während die Quarzphasen blau bis hellblau lumineszieren. K/Ar-Datierungen kogenetischer Illite deuten auf ein erhöhte hydrothermale Aktivität im Jura (156 - 206 Ma) hin (BRECHT & WOLFGRAMM 1998).

6. Fluidphase („Inversionsstadium“ des Beckens)

Diagenetische und hydrothermale Mineralbildungen dieser Fluidphase konnten meist nur im Bereich kreidezeitlich angelegter Störungszonen an den Beckenrändern gefunden werden (Scholle von Calvörde und Flechtingen, Grimmener Wall etc.). Krustenschollen weisen Vertikalversätze bis zu 4 km auf, was u.a. zur sekundären Vergipsung von Zechsteinanhydriten führte (Bohrung Rx 2/64). In Mineralphasen vorangegangener Fluidphasen sind sekundäre Einschlussgenerationen zu finden, deren Salinitäten und T_B niedriger sind, als die der primären Einschlüsse. Charakteristische neue Mineralbildungen sind Hämatit, Gips, Fluorit, Baryt, Anhydrit, Kalzit und Siderit (Abb. 9-2-IV).

Die Fluidchemie unterscheidet sich deutlich von denen älterer Fluide. So treten CaSO₄- und Fe₂O₃-reiche Wässer mit Anteilen an NaCl, KCl, MgCl₂ und CaCl₂ auf. Die z.T. eisenhaltigen Kalzite und Siderite zeigen keine Lumineszenz. Daneben treten aber auch wieder orange lumineszierende Kalzite auf. Charakteristisch sind auch die isotopengeochemischen Signaturen.

Die δ³⁴S-Werte der Kluft-Pyrite schwanken zwischen -12 und -2 ‰ CDT und die der Kluft-Baryte und -Anhydrite zwischen +0.5 bis +5.5 ‰ CDT. Die Sulfate sind möglicherweise in Folge der Pyritoxydation durch das Wirken absinkender meteorischer Wässer gebildet worden. Die Sauerstoffisotopen (Abb. 8-10) der karbonatreichen Paläowässer deuten auf eine Mischung von basinalen Tiefenwässern mit meteorischen Wässern hin. Auch die neugebildeten Minerale wie Hämatit sprechen für das Vorhandensein sauerstoffreicher Wässer, die auf oberflächennahe Quellen zurückgeführt werden könnten.

7. Fluidphase („Stabilisierungsstadium“ des Beckens im Känozoikum)

Eine letzte Fluidphase ist vor allem durch eine intensive Kaolinitisierung der feldspathaltigen Gesteine gekennzeichnet. In sekundären Flüssigkeitseinschlüssen von Mineralzementen und Klüften treten niedrig salinare, hoch temperierte NaCl-dominierte Fluide auf. Scheinbar sind die vorhandenen Mineralphasen in diesem Beckenstadium so stabil gewesen, dass Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen kaum noch auftraten. Dies schlägt sich im geringen Ionengehalt der Fluidlösungen nieder. Die Quarzzemente sind meist nicht lumineszent, Risse in detritischen und authigenen Quarzen sind durch bräunlich lumineszierenden Quarz verheilt. Die authigenen Kalzite lumineszieren dagegen stark hellorange bis gelb.

Literatur

- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic.- *Sedimentary Geology*, **80**: 115-135.
- BACHMANN, G.H. (1998): The epicontinental Triassic of the Germanic Basin: an overview.- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 5*: 2-3.
- BACHMANN, G.H. & GROSSE, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologisch und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer - Schwerekarte.- *Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröfftl.*, **2**: 23-47.
- BACHMANN, G.H. & HOFFMANN, N. (1994): Manteldiapirismus und Genese des Norddeutschen Beckens.- *Zbl. Geol. Paläontol., Teil I* (1993): 9-10.
- BACHMANN, G.H. & HOFFMANN, N. (1995): Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend Beckens.- In: PLEIN, E. [ed.]: *Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendbecken*.- *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*, **183**: 156-169.
- BACHMANN, G.H. & HOFFMANN, N. (1997): Development of the Rotliegend Basin in Northern Germany.- *Geol. Jb.*, **D 103**: 9-31.
- BAKKER, R.J. (1997): Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion v-x properties using clathrat melting temperatures.- *Computers, Geoscience*, **23** (1): 1-18.
- BAKKER, R.J. (1998): Improvements in clathrate modelling II: the H₂O-CO₂ - CH₄ - N₂ - C₂H₆ fluid systems.- In: HENRIET, J.-P. & MIENERT, J. [eds.]: *Gas Hydrates: Relevance to world margin stability and climate change*.- *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **137**: 75-105.
- BAKKER, R.J. (1999): Diagenetic development and fluid characteristics of the Muschelkalk in the Oberrhein-graben.- *Terra Nostra*, **99/6**: 18-19.
- BAKKER, R.J., DUBESSY, J. & CATHALINEAU, M. (1996): Improvements in clathrate modelling: I. The H₂O-CO₂ system with various salts.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (10): 1657-1681.
- BALZER, D. (1997): Mikrofazies - Analyse von Ca- Sulfatgesteinen des Zechsteins.- *Geol. Jb.*, **D 106**: 3-99.
- BANDLOWA, T. (1998): Erdgasführung im Karbon-Perm-Trias-Komplex der Mitteleuropäischen Senke.- *Geol. Jb.*, **A 151**: 3-65.
- BARKER, C.E. & HALLEY, R.B. (1986): Fluid inclusion, stable isotope, and vitrinite reflectance evidence for the thermal history of the Bone Spring Limestone, Southern Guadalupe mountains, Texas.- *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, **38**: 192-203.
- BARKER, C.E. & PAWLEWICZ, M.J. (1994): Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures: A Comparison of Methods.- In: MUKHOPADHYAY, P.K. [ed.]: *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter*.- *American Chemical Society*: 216-229.
- BATH, A.H., MILODOWSKI, A.E. & SPIRO, B. (1987): Diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstones in the Wessex and East Yorkshire-Lancashire Basin, UK: a stable isotope study.- In: MARSHALL, J.D. [ed.]: *Diagenesis of sedimentary sequences*.- *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **36**: 174-190.
- BAYER, U., SCHECK, M. & KÖHLER, M. (1997): Modelling of the 3D thermal field in the northeast German basin.- *Geol. Rundsch.*, **86**: 241-251.
- BECHTEL, A., ELLIOTT, W.C., WAMPLER, J.M. & OSZCZEPALSKI, S. (1999): Clay mineralogy, crystallinity, and K-Ar ages of illites within the Polish Zechstein basin: implications of the age of Kupferschiefer mineralisation.- *Economic Geology*, **94** (2): 261-72.
- BEER, H. (1996): Temperaturmessungen in Tiefbohrungen - Repräsentanz und Möglichkeiten einer näherungsweise Korrektur.- *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **3** (1): 28-34.
- BEER, H. & HURTIG, E. (1999): Das geothermische Feld in Brandenburg.- *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **6** (1): 57-68.
- BEHR, H. J. (1987): Die geologische Aktivität von Krustenfluiden.- *Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröfftl.*, **1**: 4-42.
- BEHR, H.J. & GERLER, J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-Variscan mineralizations in the Federal Republic of Germany - A study by neutron activation analysis.- *Chem. Geol.*, **61**: 65-77.
- BEHR, H.J., HORN, E.E., FRENZEL-BEYME, K. & REUTEL, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the Variscan and post-Variscan fluids in the Federal Republic of Germany.- *Chem. Geol.*, **61**: 273-285.
- BERTHELSEN, A. (1992a): Mobile Europe.- In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MÜLLER, S. [eds.]: *The European Geotraverse - A Continent Revealed*.- 11-32; Cambridge University Press.
- BERTHELSEN, A. (1992b): From Precambrian to Variscan Europe. In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MÜLLER, S. [eds.]: *The European Geotraverse - A Continent Revealed*.- 153-164; Cambridge University Press.
- BENEK, R. (1995): Late variscian calderas / volcano-tectonic depressions in eastern Germany.- *Terra Nostra*, **7/95**: 16-19.
- BENEK, R., KRAMER, W., MCCANN, T., SCHECK, M., NEGENDANK, J.F.W., KORICH, D., HUEBSCHER, H.D. & BAYER, U. (1996): Permo-Carboniferous magmatism of Northeast German Basin.- *Tectonophysics*, **266**: 379-404.

- BENOX, D. et al. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark.- Hallesches Jahrb. Geowiss., **B 19**: 83-114.
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony basin.- Tectonophysics, **137**: 127-170.
- BEUTLER, G. (1987): Kurzreferate und Exkursionsführer zum 3. Triaskolloquium (Paläotektonik der Trias).- Tagung vom 2.-4. 9 1987 in Aschersleben; 18-21; [unveröff.].
- BEUTLER, G. (1993): Keuper (Upper Triassic: Uppermost Ladinian to Rhaetian) of the Mid European Basin.- In: LUCAS, S.G. & MORALES, M. [eds.]: The nonmarine Triassic.- New Mexico Museum of Natural History, Science Bulletin, **3**.
- BEUTLER, G. (1995): Der Einfluß der Mitteldeutschen Hauptabrisse auf die Mächtigkeitentwicklung der Trias.- Berliner geowiss. Abh., **A 168**: 31-42.
- BHATIA, M.R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones.- J. Geol., **91**: 611-627.
- BILAL, A. (1997): Fluid inclusion in Syrian Triassic formations physico-chemical and paleothermal study.- European Current Research on Fluid Inclusions XIV, July 1.-4. 1997, Nancy, France, Abstract Volume: 42.
- BJØRRLYKKE, K. (1983): Diagenetic reactions in sandstones.- In: PARKER, A. & SELLWOOD, B.W. [eds.]: Sediment Diagenesis.- NATO ASI Series C, **115**: 169-211.
- BJØRRLYKKE, K. (1994): Fluid flow processes and diagenesis in sedimentary basins.- In: PARNELL, J. [ed.]: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of fluids in sedimentary basins.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, **78**: 127-140.
- BODNAR, R.J. & BETHKE, P.M. (1984): Systematics of stretching of fluid inclusions: I. Fluorit and Sphalerit at 1 atmosphere confining pressure.- Economic Geology, **79**: 141-161.
- BODNAR, R.J. & VITYK, M.O. (1994): Interpretation of Microthermometric Data for H₂O - NaCl Fluid Inclusions.- Short course of the working group IMA in Pontignano Siena, 117-158.
- BOLES, J.R. & FRANKS, S.G. (1979): Clay mineral diagenesis in Wilcox of south-west Texas: Implications of smectite diagenesis in sandstone cementation.- J. Sedim. Petrol., **49**: 55-70.
- BONEß, M. (1987): Die radiometrische Altersbestimmung der Blei-Zink Lagerstätte Grund (Harz) mit der Rb/Sr Methode.- Diss. Universität Göttingen, 170 S.; [unveröff.].
- BORISENKO, A.S. (1978): Study of the salt composition of solution of gas-liquid inclusions in minerals by cryometric method.- Soviet Geol. and Geophys., **18**: 11-19.
- BRECHT, G.A. (1999): Authigene Phyllosilikate in permokarbonen SiO₂-reichen Vulkaniten Ostdeutschlands.- Berliner geowiss. Abh., **A 201**, 181 S.
- BRECHT, G.A., MINGRAM, B., HARLOV, D. & HOTH, P. (1999): Characterization of ammonium illites in Permian-Carboniferous Rocks from the eastern part of the North-German-Basin.- J. Conf. Abs., **4**: 331.
- BRECHT, G.A. & WOLFGRAMM, M. (1998): Mesozoic thermal activity in the NE- German Basin recorded in authigenic phyllosilicates of Permian-Carboniferous SiO₂-rich volcanic rocks.- Book of Abstracts, 15th Conference on clay Mineralogy and Petrology Brno, September 6-10, 26/1996: 30-31.
- BREITKREUZ, C., JACOBS, J. & OLESCH, M. (1999): U/Pb - shrimp- und Spaltspurdaterungen an permokarbonen Vulkaniten im NE-Deutschen Becken.- Terra Nostra, **3/99**: 11-12.
- BREITKREUZ, C. & KENNEDY, A. (1999): Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German basin revealed by SHRIMP ages.- Tectonophysics, **302**: 307-326.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification.- Mineralogical Society, Monograph., **5**: 966.
- BRUHN, F. & BRUCKSCHEN, P. (1999): „Low limit of Mn²⁺-activated cathodoluminescence of calcite: state of the art“ - Discussion.- Sedimentary Geology, **123**: 147-148.
- BURKE, E.A.J. (1994): Raman Microspectrometry of fluid inclusions: the daily practice. In: DE VINO, B. & FREZZOTI, M.L. (1994): Fluid inclusions in minerals: methods and applications.- Short course of the working group IMA in Pontignano Siena, 25-44.
- BURRUSS, R.C. (1989): Paleotemperatures from fluid inclusions: Advances in Theory and Technique.- In: NAESER, N. & MCCULLOH, T. H. [eds.]: Thermal history of sedimentary basins- methods and case histories.- 119-131; Springer Verlag.
- CATHELINÉAU, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature.- Clay Mineral., **23**: 471-485.
- CATHELINÉAU, M., BANKS, D., AYT OUGOUDAL, M., PIRONON, J., BOIRON, M.C., DUBESSY, J. & YARDLEY, B. (1997): Fluid Mixing during brine and oil migration in the Rhine Graben (Soulz deep drilling) at the basement-sedimentary cover contact: new fluid chemistry data.- European Current Research on Fluid Inclusions XIV, July 1.-4. 1997, Nancy, France, Abstract Volume, 60.
- CATHELINÉAU, M. & NIEIVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermal system.- Contrib. Mineral. Petrol., **91**: 717-726.
- CHOU, I.-M. (1987): Phase relations in the system NaCl - KCl - H₂O. III: Solubilities of halite in vapor - saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl - H₂O to 1000°C and 1500 bars.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **51**: 1965-1975.

- CLAUER, N., ZWINGMANN, H. & CHAUDHURI, S. (1996): Isotopic (K-Ar) constrains on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in Western Europe.- *Clay Minerals*, **31**: 301-318.
- COPLEN, T.B., KENDALL, C. & HOPPLE, J. (1983): Comparison of stable isotope reference samples.- *Nature*, **302**: 236-238.
- DAVIS, W.D., LOWENSTEIN, T.K. & SPENCER, R.J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl - H₂O, NaCl - KCl - H₂O, NaCl - MgCl₂ - H₂O and NaCl - CaCl₂ - H₂O.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 591-601.
- DEKORP-BASIN- Research-Group (1999): The deep crustal structure of the Northeast German Basin: New DEKORP-Basin'96 deep-profiling results.- *Geology*, **27**: 55-58.
- DEMING, D. (1994): Fluid flow and heat transfer in upper continental crust.- In: PARANELL, J. [eds.]: *Geofluids, Migration and Evolution of fluids in sedimentary basins*.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, **78**: 27-42.
- DIAMOND, L. (1994): Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrat hydrate stability.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 19-41.
- DUBIOS, M. & MARIGAC, C. (1997): The H₂O - NaCl - MgCl₂ ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies.- *Economic Geology*, **92**: 114-119.
- DUDOK, I.V., PETRICHENKOW, O.I. & PREBEREZHSKY, A.V. (1997): Hydrocarbon inclusions in vein minerals of Eastern Carpathians as an indicator of oil and gas migration.- *European Current Research on Fluid Inclusions XIV*, July 1.-4. 1997, Nancy, France, Abstract Volume: 98.
- EHLING, B.-C., GERMANN, K.G., KOCH, M.M. & STEDINGK, K. (1995): Polystage alteration of Permosilesian magmatic rocks and significance for mineralizing processes in the NE Rhenohercynian Belt (Germany).- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, 5/6: 561-565.
- FABRICIUS, J. (1984): Formation temperatures and chemistry of brine inclusions in euhedral quartz from permian salt in the Danish Trough.- *Bull. Mineral.*, **107**: 203-216.
- FAURE, G. (1986): *Isotope Geology*.- 589 p.; John Wiley and Sons New York.
- FAURE, G. (1991): *Inorganic Geochemistry*.- 32-121; Macmillan Publishing Company New York.
- FOURNIER, R.O. (1979): A revised equation for the Na/K geothermometer.- *Geothermal Resources Council Transactions*, **3**: 221-224.
- FOURNIER, R.O. & POTTER, R.W. (1979): A magnesium correction for the Na-K-Ca geothermometer.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**: 1543-1550.
- FOURNIER, R.O. & TRUESDELL, A.H. (1973): An empirical Na-K-Ca-chemical geothermometer for natural waters.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**: 1255-1275.
- FRANKE, D. (1967): Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa.- *Ber. Deutsche Ges. Geol. Wiss.*, **A 12**: 83-140.
- FRANKE, D. (1990a): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen.- *Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröff.*, **4**: 19-75.
- FRANKE, D. (1990b): The north-west part of the Tornquist-Teisseyre zone - platform margin or intraplate structure?- *Z. Angew. Geol.*, **36** (2): 45-48.
- FRANKE, D. (1993a): The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwest margin.- *Z. Geol. Wiss.*, **22** (1/2): 67-81.
- FRANKE, D. (1993b): The southern border of Baltica - a review of present state of knowledge.- *Precambrian Research*, **64**: 419-430.
- FRANKE, D., GRÜNDEL, J., LINDERT, W., MEISSNER, B., SCHULZ, E., ZAGORA, I. & ZAGORA, K. (1994): Die Ostseebohrung G 14 - eine Profilübersicht.- *Z. Geol. Wiss.*, **22** (1/2): 235-240.
- FRANKE, D. & HOFFMANN, N. (1997): Die regionale Stellung der externen variszischen Zone Nordostdeutschlands im Gesamtrahmen Mittel- und Westeuropas.- *Z. Geol. Wiss.*, **25** (3/4): 375-412.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & KAMPS, J. (1989): Alter und struktureller Bau des Grungebirges im Nordteil der DDR.- *Z. Angew. Geol.*, **35** (10/11): 289-296.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & LINDERT, W. (1995): The Variscan deformation front in East Germany. Part 1: Geological and geophysical constraints.- *Z. Angew. Geol.*, **41** (2): 84-93.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & LINDERT, W. (1996): The Variscan deformation front in East Germany. Part 2: Tectonic Interpretation.- *Z. Angew. Geol.*, **42** (1): 44-56.
- FRANZKE, H.J. & ZERJADTKE, W. (1993): Structural control of hydrothermal vein mineralisations in the lower Harz Mountains.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [eds.]: *Formation of hydrothermal vein deposits*.- *Monogr. Ser. Min. Deps.*, **30**: 13-33.
- FRANZKE, H.J. (1973): *Zur Strukturanalyse der hydrothermalen Mineralgangsysteme des Unterharzes*.- Diss. Universität Halle, 134 S.; [unveröff.].
- FRIBERG, L., POELCHAU, H.S., KROOB, B. & LITCKE, R. (1999): Numerische Simulation der Temperatur- und Absenkungsgeschichte an ausgewählten Bohrungen entlang des DEKORP-Profiles 9601 in NE-Deutschland.- *Terra Nostra*, **3/99**: 13-14.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. (1977): *Compilation of stable isotope fraction factors of geochemical interest*.- U.S. Geol. Survey Prof. Pap.: 440-452.

- FRISCH, W. & LOESCHKE, J. (1990): Plattentektonik.- 243 S.; Erträge der Forschung, **236**; Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- Teil II, 146-184; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- GABRIEL, W. (1989): Der permokarbone Vulkanismus der Altmark.- Diss. Universität Halle, 191 S.; [unveröff.].
- GAITZSCH, B., RÖSSLER, R., SCHNEIDER, J.W. & SCHRETZENMAYR, S. (1998): Neue Ergebnisse zur Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon der variscischen Vorsenke in Nordostdeutschland.- Geol. Jb., **A 149**: 25-58.
- GAST, R., PASTERNAK, M., PISKE, J. & RASCH, H.-J. (1998): Das Rotliegend im Nordostdeutschen Raum, Stratigraphie, Fazies und Diagenese.- Geol. Jb., **A 149**: 59-79.
- GAUPP, R. (1991): Zur Fazies und Diagenese des Mittelrät - Hauptsandsteins im Gasfeld Thönse.- Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröff., **6**: 34-55.
- GAUPP, R. (1994): Diagenesis types and their applications in diagenesis mapping.- Zbl. Geol. Paläont., **I, 11/12**: 1183-1199.
- GAUPP, R. (2000): Fluid flow episodes in peratlastic basins - constraints from clastic diagenesis.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudent Österreich, **43**: 48.
- GAUPP, R., MATTER, A., PLATT, J., RAMSEYER, K. & WALZEBUCK, J. (1993): Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegende) Gas Reservoirs.- AAPG, **V 77 (7)**: 1111-1128.
- GEBHARD, U. & PLEIN, E. (1995): Stratigraphische Grundlagen und Methoden, Neue Gliederung.- In: PLEIN, E. [ed.]: Rotliegend. Teil II, Norddeutsches Rotliegendbecken.- Courier Forsch. Inst. Senckenberg, **183**: 18-23.
- GERLER, J., REUTEL, C. & RIEKEN, R. (1985): Experimental Investigations on the system $\text{CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-NaCl-KCl}$ and their application on fluid inclusion microthermometry (abst.).- Fluid Inclusions, 8th symposium on Current Research, Göttingen, Fluid Inclusion Research, **18**: 133.
- GERLING, P., IDIZ, E., EVERLEIN, G. & SOHNS, E. (1997): New Aspects on the origin of nitrogen in natural gas in Northern Germany.- Geol. Jb., **D 103**: 65-84.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals.- SEPM short course, **31**: 199.
- GRAWINKEL, A. & STÖCKHERT, B. (1998): Porenfluid-Druck und Kluftmineralisationen in der KTB-Hauptbohrung.- ICDP/ KTB- Kolloquium vom 4.6.-5.6.1998, Universität Bonn.
- GRIMSEHL, E. et al. (1989): Lehrbuch der Physik.- Teil I: 136-140; BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft.
- HABERMANN, D., GÖTZE, J., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1997a): The phenomenon of intrinsic cathodoluminescence: Case studies of quartz, calcite and apatite.- Zbl. Geol. Paläont., **I, 10-12**: 1275-1284.
- HABERMANN, D., GÖTZE, J., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (2000): Quantitative high resolution spectral analysis of Mn^{2+} in sedimentary calcite.- In: PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC., OHNSTETTER, D. [eds.]: Cathodoluminescence in Geosciences.- Springer {[in press].
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1996a): REE-activated cathodoluminescence of calcite and dolomite: High Resolution Spectrometric analysis of CL emission (HRS-CL).- Sedimentary Geology, **101**: 1-7.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1996b): Hochauflösende Spektralanalyse der Kathodolumineszenz (KL) von Dolomit und Calcit: Beispiele der Mn- und SEE-aktivierten KL in Karbonatsedimenten.- Zbl. Geol. Paläont., **I, 1/2**: 145-157.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1997b): Neue Aspekte zur Mg/Mn-Verteilung in Hoch-Mg-Calcit: Kombinierte Spurenelement-, XRD- und HRS-CL-Analysen.- Zbl. Geol. Paläont., **I, 10-12**: 1255-1275.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1998): Low limit of Mn^{2+} -activated cathodoluminescence of calcite: state of the art.- Sedimentary Geology, **116**: 13-24.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1999a): „Low limit of Mn^{2+} -activated cathodoluminescence of calcite: state of the art“ - reply.- Sedimentary Geology, **123**: 149-151.
- HABERMANN, D., MEIJER, J., NEUSER, R.D., RICHTER, D.K., ROLFS, C. & STEPHAN, A. (1999b): Micro-PIXE and quantitative cathodoluminescence spectroscopy: Combined high resolution trace element analysis in minerals.- Nuclear Instruments and Methods in Physics Res., **B 150**: 470-477.
- HAGEDORN, B. & LIPPOLDT, H.J. (1993): Isotopic age constraints for epigenetic mineralizations in the Harz mountains (Germany) from K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr data of authigenic K-feldspars.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [eds.]: Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**: 87-102.
- HANOR, J.S. (1994): Origin of saline fluids in sedimentary basins.- In: PARNELL, J. [ed.]: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of fluids in sedimentary basins.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, **78**: 151-174.
- HEIN, U.F. (1993): Synmetamorphic Variscian siderite mineralisation of the rhenish Massif, Central Europe.- Mineralogical Magazine, **57**: 451-467.
- HELLMUTH, H.-J. & SÜSSMUTH, S. (1993): Die lithostratigraphische Gliederung des jüngeren Oberrotliegenden (Oberrotliegendes II) in Nordostdeutschland.- Geol. Jb., **A 131**: 31-55.
- HETZER, H. & KATZUNG, G. (1985): Zur Bildung der Erdgaslagerstätten im Rotliegenden der Mitteleuropäischen Senke.- Z. Angew. Geol., **31**: 285-290.

- HOEFS, J. (1987): Zur Herkunft und Wechselwirkung von Fluiden in kontinentaler und ozeanischer Kruste.- Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröff., 1: 43-48.
- HOEFS, J. (1997): Stable Isotope Geochemistry.- 201 p.; Springer Verlag Berlin.
- HOFFMANN, N. (1989): Zur dynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke.- Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröff., 4: 5-18.
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke.- Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröff., 4: 5-18.
- HOFFMANN, N., FLUCHE, B., JÖDICKE, H., JORDING, A., KALLHAUS, G., MÜLLER, W. & PASTERNAK, G. (1997): Erforschung des tieferen Untergrundes der Nordostdeutschen Senke - ein Beitrag der Magnetotellurik zur Untersuchung des präwestfalen Muttergesteinspotentials.- BMBF Forschungsvorhaben 032 7105 C, Abschlußber.; [unveröff.].
- HOFFMANN, N. & FRANKE, D. (1997): The Avalonia-Baltica Suture in NE Germany - New Constraints and Alternative Interpretations.- Z. Geol. Wiss., 25 (1/2): 3-14.
- HOFFMANN, N., JÖDICKE, H., FLUCHE, B., JORDING, A. & MÜLLER, W. (1998): Modellvorstellungen zur Verbreitung potentieller präwestfalischer Erdgas-Muttergesteine in Norddeutschland - Ergebnisse neuer magnetotellurischer Messungen.- Z. Angew. Geol., 33 (3): 140-158.
- HOLSER, W.T. (1979): Rotliegend Evaporites, Lower Permian of Northwestern Europe.- Erdöl u. Kohle, 32 (4): 159-162.
- HOTH, K., HUEBSCHER, H.-D., KORICH, D., GABRIEL, W. & ENDERLEIN, F. (1993b): Die Lithostratigraphie der permokarbonischen Effusiva im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Der permokarbonische Vulkanismus im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke, Teil 1.- Geol. Jb., A 131: 179-196.
- HOTH, K., RUSBÜLT, J., ZAGORA, K., BEER, H. & HARTMANN, O. (1993a): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962 - 1990.- Schriftenreihe. f. Geowiss.; 2: 7-145.
- HOTH, P. (1993): Fazies, Diagenese und schwache Metamorphose klastischer Präperm-sedimente zwischen Harz und Ostsee.- Diss. TU Berlin, D 83, 158 S, [unveröff.].
- HOTH, P. (1997): Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz - Rügen.- Schriftenreihe f. Geowiss., 139 S.
- HOWER, J., ESLINGER, E.V., HOWER, M.E. & PERRY, E.A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. Mineralogical and geochemical evidence.- Bull. Geol. Soc. America, 87: 725-737.
- HUEBSCHER, H.D. (1989): Petrologie der andesitischen subsequenten Vulkanite im Ostbrandenburger Vulkanitkomplex und deren epigenetische Umwandlungen.- Diss. Universität Greifswald, 143 S.
- IRWIN, H., CURTIS, C.D. & COLEMAN, M.L. (1977): Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments.- Nature, 269: 209-213.
- JACOB, G., LANGWICH, M., NEUMANN, S., SCHWAB, M. & WITZKE, T. (1994): The structural position of hydrothermal mineralisations in Permian volcanic rocks of the Flechtingen - Roßlau block.- Zbl. Geol. Paläont., I, 5/6: 567-569.
- JAGSCH, R. & KNAPE, H. (1995): Das Zechsteinprofil der Struktur von Rüdersdorf.- Berliner geowiss. Abh., A 168: 23-30.
- JENKINS, R. (1988): X-Ray Fluorescence Spectroscopy.- 175 p.; Wiley-Interscience Pub. New York.
- JOCHUM, J. et al. (1994): Occurrence of hydrocarbons in ore minerals of the Triassic sandstone-hosted leadzinc deposits Maubach and Mechernich, Germany.- In: FORSTER, R.P. [ed.]: Abstract volume - Economic geology in Europa and beyond II, Department of Geology University Southampton, 13-14.04 1994, 25-27.
- JORDAN, H. & KOCH, J. (1975): Inkohlungsuntersuchungen im Unterkarbon des Nordwestharzes.- Geol. Jb., A 29: 33-44.
- JOWETT, E.C. (1986): Genesis of Kupferschiefer Cu-Ag deposits by convective flow of Rotliegende brines during Triassic rifting.- Economic Geology, 81: 1823-1837.
- KAPLAN, I.R., EMERY, K.O. & RITTENBERG, S.C. (1963): The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments of Southern California.- Geochimica et Cosmochimica Acta, 27: 297-331.
- KARNOWSKI, P.H. (1994): Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin.- Panstwowy Geol. Inst., Geol. Quart., 36 (1): 27-42.
- KARNOWSKI, P.H. (1999): Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin.- Polish Geological Institute Special Paper, 3: 1-93.
- KATZUNG, G. (1975): Tektonik, Klima und Sedimentation in der Mitteleuropäischen Saxon-Senke und in angrenzenden Gebieten.- Z. Geol. Wiss., 3 (11): 1453-1472.
- KATZUNG, G. (1995): Prä-Zechstein in Zentral- und Ostbrandenburg.- Berliner geowiss. Abh., A 168: 5-21.
- KATZUNG, G. & EHMKE, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland.- 139 S.; Verlag Sven von Loga Köln.
- KAUTZSCH, E. et al. (1965): Über die Bestimmung von Pb-Isotopenhäufungen an Bleierzen der DDR.- Abh. Deutsche Akad. Wiss., Klasse Chem. Geol. Biol., 865-876.
- KEITH, M.L. & WEBER, I.N. (1964): Carbon and oxygen isotopes composition of selected limestones and fossiles.- Geochimica et Cosmochimica Acta, 28: 1787-1816.

- KERHOF, A.M. VAN DEN (1988): The System CO₂ - CH₄ - N₂ in Fluid Inclusions: Theoretical modelling and Geological Applications.- PhD Thesis Univ. Amsterdam, 206 S.; [unveröff.].
- KERHOF, A.M. VAN DEN (1990): Isochoric Phase Diagramms in system CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to Fluid Inclusions.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 621-629.
- KERHOF, A.M. VAN DEN (1991): Heterogeneous fluids in high-grade siliceous marbels of Pusula (SW Finland).- *Geol. Rundschau*, **80**: 249-258.
- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R. (1989): Chemical Geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins.- In: NAESER, N. & MCCULLOH, T. H. [eds.]: *Thermal history of sedimentary basins- methodes and case histories.*- 99-117; Springer Verlag.
- KLUG, H.P. & ALEXANDER, L.E. (1974): *X-Ray diffraction procedures.*- 495 p.; Wiley Interscience Pub. New York.
- KNAPPE, H. & TRÖGER, K.-A. (1988): Die Geschichte von den neun Meeren.- Harzmuseum Wernigerode, 73-78.
- KOCH, J., KOCKEL, F. & KRULL, P. (1997): Coalification at the Base of Zechstein and the pre-Permian Surface in Northern Germany.- *Geol. Jb.*, **D 103**: 33-42.
- KOCH, J. (1975): Die Inkohlung in Gesteinen des Rhät und Lias im südlichen Nordwestdeutschland.- *Geol. Jb.*, **A 29**: 45-55.
- KOCH, M. (1994): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Rotliegendevulkaniten im Ostteil der Norddeutschen Senke.- Dipl.-Arbeit TU Berlin, 38 S.; [unveröff.].
- KOCKEL, F. et al. (1995): *Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland*, 1:300000.- Herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- KOPF, M. (1967): Der Dichteansatz für das Norddeutsch-Polnische Becken unter besonderer Berücksichtigung des vertikalen Dichtegradienten, *Geologie*, **16** (1-10): 181-199.
- KORICH, D. (1989): Zum Stoffbestand jungpaläozoischer basischer Magmatite aus dem DDR-Anteil der Mitteleuropäischen Senke.- *Z. Angew. Geol.*, **35**: 72-78.
- KORICH, D. (1992a): Zum Stoffbestand und Genese der sauren und intermediären Vulkanite des Darß-Uckermark-Eruptivkomplexes in Mecklenburg-Vorpommern.- *Z. Geol. Wiss.*, **20**: 337-350.
- KORICH, D. (1992b): Zur Vulkanologie und Korrelation der permiosilesischen Vulkanite des Darß-Uckermark-Eruptivkomplex / Nordostdeutschland.- *Z. Geol. Wiss.*, **20**: 467-473.
- KRIEBEL, U., LÜDERS, V., RAPPSILBER, I., SCHÖNBERG, G. & STEDINGK, K. (1997): Die Harznordrand-Störung am Ostende des Benzingeröder Vorsprunges bei Blankenburg - ein jungvariszisches Strukturelement.- *Mittl. Geol. Sachsen-Anhalt*; **3**: 59-77.
- KUSCHKA, E. (1972): Über Ergebnisse einer Neubearbeitung hydrothermalen Gangmineralisationen des Erzgebirges, Granulitgebirges und Vogtlandes.- *Z. Angew. Geol.*, **18** (3): 97-108.
- KUSCHKA, E. (1973): Verdrängungserscheinungen an Baryt, Fluorit, Karbonaten und Quarz in hydrothermalen Mineralgängen.- *Z. Angew. Geol.*, **19** (2): 71-80.
- LAND, L.S. & MILLIKEN, K.L. (1981): Feldspar diagenesis in the Trio Formation, Brazoria Country, Texas Gulf Coast.- *Geology*, **9**: 314-318.
- LANGBEIN, R. (1979): Petrologische Aspekte der Anhydritbildung.- *Z. Geol. Wiss.*, **7** (7): 913-926.
- LANSON, B., BEUFORT, D., BERGER, G., BARADAT, J. & LACHARPAGNE, J.-C. (1996): Illitization of diagenetic kaolinite-to-dickite conversion series: Late-stage diagenesis of the lower permian Rotliegend sandstone reservoir, offshore of the Netherlands.- *J. of the Sed. Res.*, **66** (3): 501-518.
- LE MAITRE, R.W. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Science Subcommittee on Systematic of Igneous Rocks.- 193 p.; Blackwell Scientific Publications.
- LEISCHNER, K. (1994): Kalibration simulierter Temperaturschichten von Sedimentgesteinen.- Diss. Universität Bochum, **D 294**, 309 S.
- LEISCHNER, K., WELTE, D.H. & LITKE, R. (1993): Fluid inclusions and organic maturity parameters as calibration tools in basin modelling.- In: DORE, A.G. et al. [eds.]: *Advances and Applications.*- NPF Special publication, **3**: 161-172.
- LINDERT, W., WARNCKE, D. & STUMM, M. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Korrelation des Oberrotliegenden (Saxon) im Norden der DDR.- *Z. Angew. Geol.*, **36**: 368-375.
- LINKE, W.F. (1965): Solubilities, Inorganic and Metal-organic Compounds.- *Amer. Chem. Soc.*, **II**, 1914 p.
- LIU, J.G. (1993): Stabilities of natural epidotes.- 125 years Knappenwand in Neukirchen am Großvenediger: 7-16.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies.- In: FREY, M. [ed.]: *Low Temperature metamorphism.*- 59-113; Glasgow and London (Blackie).
- LITKE, R., KROOSS, B., IDIZ, E. & FRIELINGS DORF, J. (1995): Molecular Nitrogen in Natural Gas Accumulations: Generation from Sedimentary Organic Matter at High Temperatures.- *AAPG Bulletin*, **79** (3): 410-430.
- LUZH NAYA, N.P. & VERESHCHETINA, I.P. (1946): Sodium, calcium and magnesium chlorides in aqueous solution at -57°C to +25°C (polythermal solubility).- *Zhurnal Prikl. Khimil*, **19**: 723-733.

- LÜDERS, V. & EBNETH, J. (1993): Sulfur isotopes in shales and their relation to vein sulfides (and barite) of the Upper and Middle Harz Mountains.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [eds.]: Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**: 231-240.
- LÜDERS, V., GERLER, J., HEIN, U.F. & REUTEL, C. (1993a): Chemical and thermal development of ore-forming solutions in the Harz mountains: A summary of fluid inclusion studies.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [eds.]: Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**: 117-132.
- LÜDERS, V., HOTH, P. & REUTEL, C. (1999): Fluid- and Gasmigration in the eastern part of the North German Basin.- *Terra Nostra*, **99/6** (ECROFI XV – Tagungsband): 193-195.
- LÜDERS, V., STEDINGK, K. & FRANZKE, H. J. (1993b): Review of geological setting and mineral paragenesis.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [eds.]: Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**: 5-12.
- MACDONALD, G.A. (1968): Composition and origin of Hawaiian Lavas.- In: COATS, R.R., HAY, R.L. & ANDERSON, C.A. [eds.]: A Memoir in Honour of Howel W. Williams.- *Geol. Soc. Am. Mem.*, **116**: 477-522.
- MAROWSKY, G. (1969): Schwefel-, Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen am Kupferschiefer als Beitrag zur genetischen Deutung.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **22**: 290-344.
- MARX, J. (1993): Permokarbonischer Vulkanismus in Niedersachsen.- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**: 1429-1442.
- MARX, J. (1994): Die permokarbonen Magmatite Nordwestdeutschlands im Vergleich zu den magmatischen Serien angrenzender Gebiete.- *Verbreitung, Petrographie, Geochemie, Vulkanostratigraphie*.- Diss. Univ. Hannover, 198 S, [unveröff.].
- MARX, J., HUEBSCHER, H.-D., HOTH, K., KORICH, D. & KRAMER, W. (1995): Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe.- In: PLEIN, E. [ed.]: *Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendebcken*.- *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*, **183**: 54-83.
- MCCANN, T. (1998): Sandstone and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin.- *Sedimentary Geology*, **116**: 177-198.
- MCKENZIE, D.P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins.- *Earth planet. Sci. Letters.*, **40**: 25-32.
- MEINHOLD, R. & REINHARDT, H.-G. (1967): Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland.- *Ber. deutsche Ges. Geol. Wiss., A Geol. Paläont.*, **12** (3/4): 329-353.
- MENNING, M. (1995): Magnetostratigraphie.- In: PLEIN, E. [ed.]: *Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendebcken*.- *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*, **183**: 40-45.
- MILITZER, H., OELSNER, C. & WEBER, F. (1985): Geothermik.- In: MILITZER, H. & WEBER, F. [eds.]: *Angewandte Geophysik*.- **II**, 215-278; Springer Verlag.
- MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [eds.] (1993): *Formation of Hydrothermal Vein Deposits*.- Monogr. Ser. Mineral Deposits, **30**: 291 p.
- MOORE, C.H. & DRUCKMANN, Y. (1981): Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana.- *AAPG*, **65**: 597-628.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. (1997): *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*.- 378 p.; Oxford University Press.
- MUCHEZ, P., ZHANG, Y., DEJONGHE, L., VIAENE, W. & KEPPELS, E. (1998): Evolution of paläofluids at the Variscian thrust front in eastern Belgium.- *Geol. Rundschau*, **87**: 373-380.
- MÜLLER, A., SELTMANN, R. & BEHR, H.-J. (1999): Application of Cathodoluminescence to Magmatic Quartz in a Tin Granit - Case study from the Schellerhau Granit Complex, Eastern Erzgebirge, Germany.- in prepare.
- MÜLLER, E.P. (1990): Genetische Modelle der Bildung von Erdgaslagerstätten im Rotliegenden.- *Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröföftl.*, **4**: 77-90.
- MÜLLER, E.P., DUBSLAFF, H., EISERBECK, P. & SALLUM, R. (1993): Zur Entwicklung der Erdöl- und Erdgasexploration zwischen Ostsee und Thüringer Wald.- *Geol. Jb.*, **A 131**: 5-30.
- NESBITT, B.E. (1992): Orogeny, crustal hydrogeology and the generation of epigenetic ore deposits in the Canadian Cordillera.- In: STUMPFL, E.F. [ed.]: *Metamorphic fluids and minerals deposits; proceedings of the IGCP291 Project symposium*.- *Mineralogy and Petrology*, 153-179.
- NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. (1989): Origins and movement of fluids during deformation and metamorphism in the Canadian Cordillera.- *Science*, **245** (4919): 733-736.
- NEUSER, R.D. (1988): Zementstratigraphie und Kathodolumineszenz des Korallenoolith (Malm) im Südniedersächsischen Bergland.- *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **32**: 12-33.
- NEUSER, R.D., BRUHN, F., GÖTZE, J., HABERMANN, D. & RICHTER, D.K. (1995): Kathodolumineszenz: Methodik und Anwendung.- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, **1/2**: 287-306.
- NIELSEN, H. (1968): Schwefel-Isotopenverhältnisse aus St. Andreasberg und anderen Erzvorkommen des Harzes.- *N. Jb. Min. Abh.*, **109**: 289-321.
- NIELSEN, H. & RICKE, W. (1964): Schwefel-Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland: Ein Beitrag zur Kenntnis von ³⁴S im Meerwasser-Sulfat.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**: 577-591.
- NÖLDEKE, W. & SCHWAB, G. (1977): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch - Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR.- *Z. Angew. Geol.*, **23** (8): 369-379.

- OAKES, C.S., BODNAR, R.J. & SIMONSON, J.M. (1990): Das System NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 603-610.
- OHOMOTO, H. & RYE, R.O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon.- In: BARNES, H.L. [ed.]: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*.- 509-567; Wiley and Sons New York.
- ONDRAK, R., CLESBER, C., FÖRSTER, A. & SCHECK, M. (1999): Das 3D Temperaturfeld des Nordostdeutschen Beckens - Vergleiche zwischen Bohrlochmessungen und einem 3-D Modell des konduktiven Wärmetransportes.- *Terra Nostra*, **3/99**: 33-37.
- ONDRAK, R., FÖRSTER, A., SCHECK, M. & GERISCH, R. (2000): The present-day temperature field of the Northeast German Basin - a comparison of temperature measurements and 3D-modeling.- *Tagungsband Paris*, 111-114.
- ONDRAK, R., WENDEROTH, F., SCHECK, M. & BAYER, U. (1997): Integrated geothermal modeling on different scales in the Northeast German basin.- *Geol. Rundsch.*, **87**: 32-42.
- PERNY, B., EBERHARDT, P., RAMSEYER, K., MULLIS, J. & PANKRATH, R. (1992): Microdistribution of Al, Li and Na in a-Quarz: Possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence.- *Amer. Mineral.*, **77**: 534-544.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1973): *Sand and Sandstone*.- 617 p.; Springer Verlag.
- PISKE, J. & RASCH, H.J. (1998): Gesetzmäßigkeiten der Erdöl- und Erdgasverteilung in Lagerstätten des Ca₂ am Südrand des Zechsteinbeckens (Plattformhang, Karbonatsandbarre).- *Geol. Jb.*, **A 149**: 255-286.
- PLATT, J.D. (1994): Geochemical evolution of pore waters in the Rotliegend (Early Permian) of northern Germany.- *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 66-78.
- PLEIN, E. (1979): Das deutsche Erdöl und Erdgas.- *Jh. Ges. Naturkde. Württemberg*, **134**: 5-33.
- PLEIN, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens.- *Geol. Jb.*, **A 131**: 99-116.
- POTTER R.W., CLYNNE, M.A. & BROWN, D.L. (1978): Freezing point Depression of aqueous sodium solution.- *Economic Geology*, **73**: 284-285.
- PRIBNOW, D. & SCHELLSCHMIDT, R. (2000): Thermal Tracking of Upper Crustal Fluid Flow in the Rhine Graben.- *Geophysical Research Letters*, **27** (13): 1957-1960.
- REINHARDT, H.-G. (1993): Structure of Northeast Germany: Regional depth and thickness maps of Permian to Tertiary intervals compiled from seismic reflection data.- *Special Publication of the European Petroleum Geoscientists*, **3**: 155-165.
- REUTEL, CH. & LÜDERS, V. (1998): Fluid-Evolution im südlichen Randbereich des Nordostdeutschen Beckens - Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftmineralisationen und im Werra-Anhydrit.- *Geol. Jb.*, **A 149**: 169-183.
- REUTER, A. (1985): Korngrößenabhängigkeit von K/Ar-Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge.- *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **27**: 87 S.
- RICHTER, D.K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Kalzite.- *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **15**: 310 S.
- RIEKEN, R. (1988): Lösungszusammensetzung und Migrationsprozesse von Paläo-Fluidsystemen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens.- *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **3**: 116 S.
- RIEKEN, R. & GAUPP, R. (1991): Fluideinschluß-Untersuchungen an Sandsteinen des Gasfeldes Thönse.- *Niedersächsische Akad. Geowiss. Veröföftl.*, **6**: 68-95.
- ROEDDER, E. (1963): Studies of Fluid Inclusions II: Freezing data and their interpretation.- *Economic Geology*, **58**: 167-211.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions.- *Mineral Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, **12**: 644 p.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. (1986): Determination of tectonic settings of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio.- *J. Geol.*, **94**: 635-650.
- ROTTKE, W. (1997): Die diagenetische Evolution mittel- und oberdevonischer Kalksteine im nordwestlichen Linksrheinischen Schiefergebirge.- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I, 10-12**: 1237-1254.
- SCHECK, M. (1997): Dreidimensionale Strukturmodellierung des Nordostdeutschen Beckens unter Einbeziehung von Krustenmodellen.- *Scientific Technical Report STR97/10*: 126 S.
- SCHECK, M. & BAYER, U. (1999): Rolle des Zechstein-Salzes fuer die mesozoische Entwicklung des Nordostdeutschen Beckens.- *Terra Nostra*, **3/99**: 38-40.
- SCHMIDT, K. & FRANKE, D. (1977): Zur lithologisch-faziellen Entwicklung des Präpermis im Nordteil der DDR.- *Z. Angew. Geol.*, **23** (11): 541-548.
- SCHMIDT, K., KATZUNG, G. & FRANKE, D. (1977): Zur Entwicklung des präpermischen Untergrundes und des Magnetismus im südwestlichen Vorland der Osteuropäischen Tafel.- *Z. Angew. Geol.*, **23**: 426-436.
- SCHNEIDER, N. (1993): Das lumineszenzaktive Strukturinventar von Quarzphänokristen in Rhyolithen.- *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **60**: 81 S.
- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm Nord- und Ostdeutschland).- *Geol. Jb.*, **A 131**: 57-98.

- SCHRETZENMAYER, S. (1993): Bruchkinematik des Haldenslebener und Gardelegener Abbruchs.- *Geol. Jb.*, **A 131**: 219-238.
- SCHRÖDER, L. et al. (1995): Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken.- *Geol. Jb.*, **A 148**: 3-27.
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde.- *Z. Angew. Geol.*, **10** (7): 338-348.
- SCHULZ, R. (1991): Nutzung von geothermischer Energie - ein Überblick.- In: BUBMANN, W., KABUS, F. & SEIBT, P. [eds.]: *Geothermie Wärme aus der Erde.*- 6-19; Verlag C.F. Müller GmbH Karlsruhe.
- SCHWAB, G. (1988): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke.- Diss. B AdW DDR Berlin, 196 S.; [unveröff.].
- SHEPHERD, TH.J., AYORA, C., CENDON, D.I., CHENERY, S.R. & MOISSETTE, A. (1998): Quantitative solute of single fluid inclusions in halite by LA-ICP-MS and cryo-SEM-EDS: complementary microbeam techniques.- *Eur. J. Mineral.*, **10**: 1097-1108.
- STACKEBRAND, W. (1997): Zur Strukturgeologie am Südrand der Nord(ost)deutschen Senke.- *Z. Geol. Wiss.*, **25** (1/2): 239-243.
- STEIN, H.J. & CATHLES, L.M. (1997): How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event.- *Economic Geology*, **92** (7/8): 766-771.
- STEDINGK, K. (1997): Zur regionalen Position, Ausbildung und Altersstellung des Granits von Flechtingen.- *Z. Geol. Wiss.*, **25** (3/4): 317-329.
- STRUNCK, P., GAUPP, R. & STEFFAN, M. (1998): Halokinesis of late permian salt during the early Triassic (Northern Germany).- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 5*: 166-167.
- SULLIVAN, M.D., HASZELDINE, R.S. & FALICK, A.E. (1990): Linear coupling of carbon and strontium isotopes in Rotliegend sandstone, North Sea: evidence for crossformational fluid flow.- *Geology*, **18**: 1215-1218.
- SWEENEY, J.J. & BURNHAM, A.K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics.- *AAPG*, **74** (10): 1559-1570.
- TEICHMÜLLER, M. (1979): Die Diagenese der kohligen Substanzen in den Gesteinen des Tertiärs und des Mesozoikums des mittleren Oberrhein-Grabens.- *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen*, **27**: 19-49.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas - eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland.- *Fortschr. Geol. Rheinland. u. Westfalen*, **32**: 11-34.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität - Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen*, **27**: 201-276.
- THIERY, T., VAN DEN KERKHOFF, A.M. & DUBESSY, J. (1994): v_X Modelling of CH_4 - CO_2 and CO_2 - N_2 fluid inclusions ($T < 31^\circ C$, $P < 400$ bars).- *European J. of Min.*, **6**: 753-772.
- TISCHENDORF, G., BIELICKI, K.-H. & FRANZKE H.J. (1993): On the genesis of Permian and Post-Permian hydrothermal mineralizations in the haz mountains according to new Pb-Isotope measurements.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [ed.]: *Formation of hydrothermal vein deposits.*- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**: 65-76.
- THOMASER, P. (1982): Inkohlung und Kohlenwasserstoff-Generation des Präperm im Nordteil der DDR.- ZGI-Bericht; [unveröff.].
- TORNQUIST, A. (1908): Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der osteuropäischen Scholle.- *Schr. d. Phys.-ökon. Ges.*, **49**: 1-12.
- TURESDALL, A.H. (1976): Geochemical techniques in exploration, summary of section III.- *Proceedings of Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, Berkley CA, University of California, **I**: 53-78.
- UREY, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances.- *J. Chem. Soc.*, 562 p.
- VALLEY, J.W. & O'NEIL, J.R. (1984): Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence.- *Contr. Mineral. Petrol.*, **85**: 158-173.
- VALLEY, J.W., TAYLOR, JR., H.P. & O'NEIL, J.R. (1986): Stable isotopes in high temperature geological processes.- *Reviews in Mineralogy*, **16**: 570 p.
- VEIZER, J. & HOEFS, J. (1976): The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**: 1387-1395.
- VEIZER, J., HOLSER, W.T. & WILGUS, C.K. (1980): Correlation of $^{13}C / ^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variations.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 579-587.
- WALTER, R. (1992): *Geologie von Mitteleuropa.*- 561 S.; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- WÄCHTER, K. (1965): Geologische Exkursionen in der Umgebung von Magdeburg.- *Magdeburger Börde*, **3**: 120 S.
- WASSOJEWITSCH, N.B., KORTSCHAGINA, J.I., LOPATION, N.W., TSCHERMYSCHEW, W.W. & TSCHERNIKOW, K.A. (1969): Die Hauptphase der Erdölbildung.- *Z. Angew. Geol.*, **15**: 612-621.
- WEAVER, C.E. (1978): Shale dehydration, salinity, cracking and migration.- *AAPG*, **62**: 571.
- WEIHE, T. (1997): Sedimentologie und Fazies des Rotliegenden (unteres Perm) nördlich des Wolstyn-Hochs, Westpolen, im Spiegel der Beckenentwicklung.- *Clausth. Geowiss. Diss.*, **51**: 142 S.
- WELTON, J.E. (1980): SEM Petrology atlas.- *AAPG, methodes in exploration series*, **4**: 237 p.

- WEMMER, K. (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB - Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien).- Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **51**: 61 S.
- WERNICKE, B. (1981): Low-angle normal fault in the Basin and range Province: nappa tectonics an extending orogen.- *Nature*, **291**: 645-648.
- WIENHOLZ, R. (1965): Über den geologischen Bau des Untergrundes im Norddeutschen Flachland.- *Jb. Geol.*, **1**: 1-87.
- WITZKE, T. & JACOB, G. (1995): Nachweis von Synchesit-(Ce) und Gladit in Vulkaniten der Flechtingen-Roßlauer Scholle.- *Z. Geol. Wiss.*, **23** (4): 443-448.
- WOLFGRAMM, M. (2002): Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken - Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope.- Diss. Univers. Halle; <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/02/02H158/index.htm>
- WOLFGRAMM, M., BRECHT, G.A., SCHMIDT MUMM, A. & BREITKREUZ, C. (1998): Reconstruction of the thermal evolution in the NE-German Basin during the Mesozoic.- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 5*: 187-189.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (1999a): Fluid inclusion trapping conditions in diagenetic minerals, the NE German Basin.- *Terra Nostra*, **99/6** (ECROFI XV – Tagungsband): 324-325.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (1999c): Fluid inclusions as indicators of thermal events in the NE German Basin.- *J. Conf. Abs.*, **4**: 303.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (2000): Spatial correlation of fluid inclusion generations: reconstruction fluid flow during basin evolution.- *Journal of Geochemical Exploration*, **69-70**: 397-402.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (2002): Die zeitliche Einordnung diagenetischer und hydrothermalen Fluidphasen im Nordostdeutschen Becken.- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, **3/4**: 237-256.
- WOLFGRAMM, M., SCHMIDT MUMM, A., BACHMANN, G.H. & BORG, G. (1999b): Thermische und chemische Entwicklung von Fluidsystemen im NE-Deutschen Becken.- *Terra Nostra*, **99/3**: 41-43.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. & STRAUCH, H. (2000): Diagenesis and fluid evolution of the NE German Basin.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **43**: 150-151.
- YANATIEVA, O.K. (1946): Polytherms of solubility of salt in the tropic systems $\text{CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$.- *Zurnal Prikladnoj Chimi*, **19**: 709-722.
- ZAGORUCHENKO, V.A. & ZHURAVLEV, A.M. (1969): Thermophysical properties of gaseous and liquid methane.- *Israel progr. Sci. Transl.* 1970.
- ZIEGENHARDT, W., SCHÖN, M. & GILCH, M. (1980): Einige Ergebnisse der strukturgeologischen Erkundung von Untergrundspeichern.- *Z. Angew. Geol.*, **26** (4): 165-171.
- ZIEGLER, M.A. (1989): North German Zechstein facies patterns in relation to their substrate.- *Geologische Rundschau*, **78/1**: 105-127.
- ZIEGLER, P. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*.- 130 p.; The Hague (Shell).
- ZIEGLER, P. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*.- 239 p.; The Hague (Shell).
- ZIMMERLE, W. (1994): Detrital quartz as guide to provenance.- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, **11/12**: 1153-1182.
- ZHANG, Y. & FRANTZ, J.D. (1987): Determination of the homogenisation temperatures and densities of supercritical fluids in the system $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ using synthetic fluid inclusions.- *Chem. Geol.*, **64**: 335-350.
- ZHENG, Y.F. & HOEFS, J. (1993a): Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz mountains: I. Carbon and oxygen isotopes of carbonates and implications for the origin of hydrothermal fluids.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [ed.]: *Formation of hydrothermal vein deposits*.- *Monogr. Ser. Min. Deps.*, **30**: 169-188.
- ZHENG, Y.F. & HOEFS, J. (1993b) Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz mountains: II. Sulfur and oxygen isotopes of sulfides and sulfate and constraints on metallogenetic models.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. [ed.]: *Formation of hydrothermal vein deposits*.- *Monogr. Ser. Min. Deps.*, **3**: 211-230.
- ZWART, E.W. & TOURET, J.L.R. (1994): Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system $\text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2 - \text{NaCl}$.- *European J. of Min.*, **6**: 773-786.
- ZWINGMANN, H. (1995): Study of conditions of gas emplacement in sandstone reservoirs (Rotliegend of Germany). Mineralogical, morphological, geochemical and isotopical aspects.- Diss. Universität Strasbourg, 197 p.; [unveröff.].

Anschrift des Autors

Dr. Markus Wolfgramm

Saphirweg 12

17036 Neubrandenburg

e-mail: markus.wolfgramm@freenet.de

**Tafeln 1 – 10
mit Erläuterungen**

Anhang 1 und 2

Tafel 1: Karbonate im REM

Abb. a:

Ein typischer Siderit-Dolomitgang in einem jurassischen Tonstein (BE-Aufnahme).
 Probe KdN2 der Bohrung Karstädt-Nord 4/64, Teufe: 854,0 m.
 Der Nachweis der Karbonatzusammensetzung erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. b:

Authigen gebildete Dolomitekristalle als Zementminerale eines oberkarbonischen Sandsteins (SE-Aufnahme).
 Probe Ric7 der Bohrung Richtenberg 4/65, Teufe: 4032,9 m.

Abb. c:

Zwei Generationen von Kalzit (BE-Aufnahme).
 Der eingezeichnete Ausschnitt ist vergrößert in Abb. e zu sehen.
 Probe Rx1 der Bohrung Roxförde 2/62, Teufe: 639,7 m.
 Der Chemismus der verschiedenen Kalzite ist durch die EDX-Analyse nachgewiesen worden (Taf. 1d, f, g).

Abb. d:

EDX-Spektrum der ersten Kalzitgeneration aus Abb. c.
 Deutlich sind die zwei Hauptpeaks des Kalziums und ein Peak des Mangans ausgebildet.

Abb. e: (Ausschnitt aus Abb. c)

Die jüngere Kalzitgeneration zeichnet sich durch eine geringfügig höhere Helligkeit aus, was auf eine größere Dichte dieses Karbonats zurückgeführt werden kann. Im EDX-Spektrum fällt neben den Kalzium- und Manganpeaks so auch ein sehr kleiner Eisenpeak auf, welcher für den Dichteunterschied sorgt. In der jüngeren Kalzitgeneration „schwimmen“ idiomorphe Quarzkristalle und sehr helle, Selten-Erd-Element (SEE)-reiche Karbonate (Synchesit, vgl. WITZKE et al. 1995). Diese Minerale wurden scheinbar in dem eisenhaltigen Karbonat bewegt, so dass eine gewisse Einregelung der Quarze zu beobachten ist. Das EDX-Spektrum dieser SEE-reichen Karbonate ist auf Taf. 1g zu sehen.

Abb. f:

EDX-Spektrum der eisenhaltigen Kalzitgeneration (Kalzit 2) aus Abb. c bzw. e.

Abb. g:

EDX-Spektrum der SEE-haltigen Karbonate aus Abb. c und e.

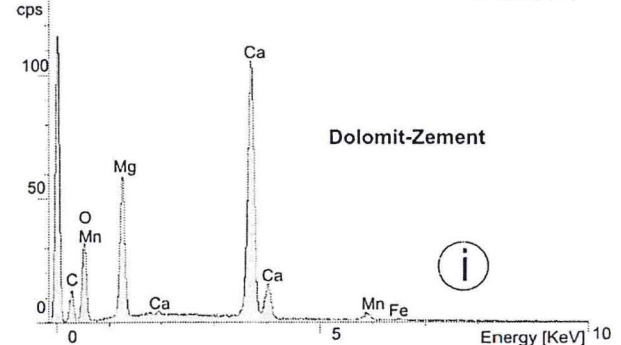
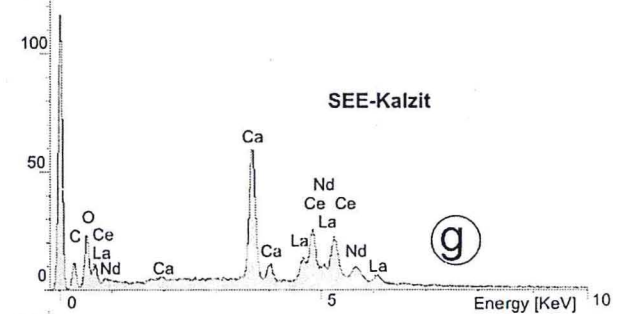
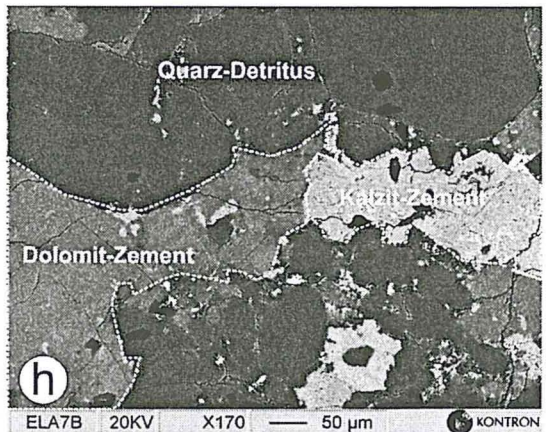
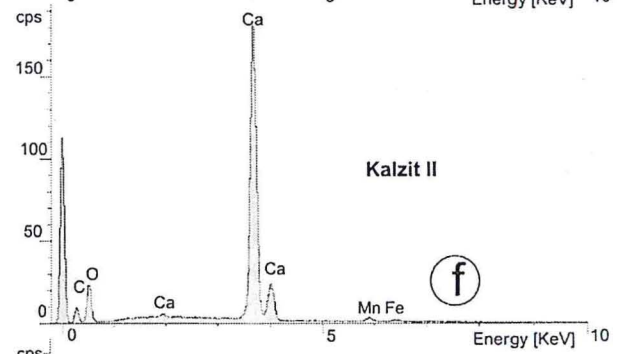
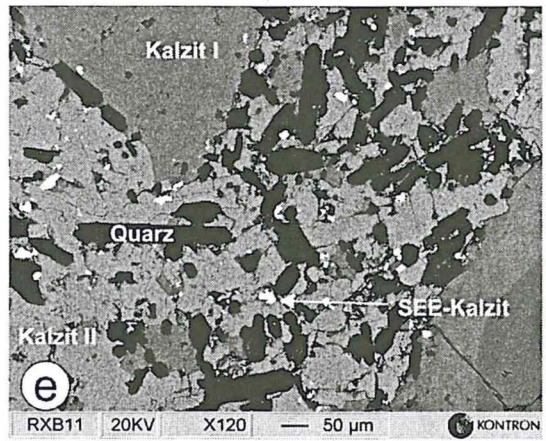
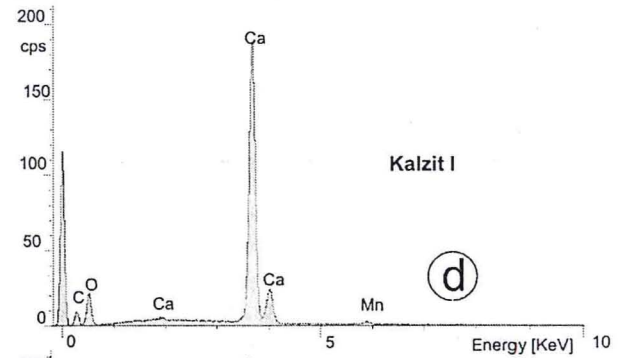
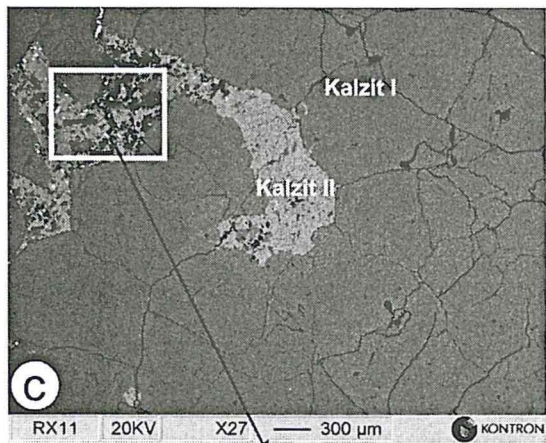
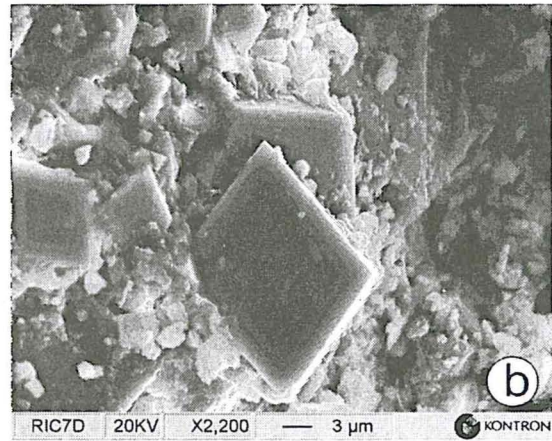
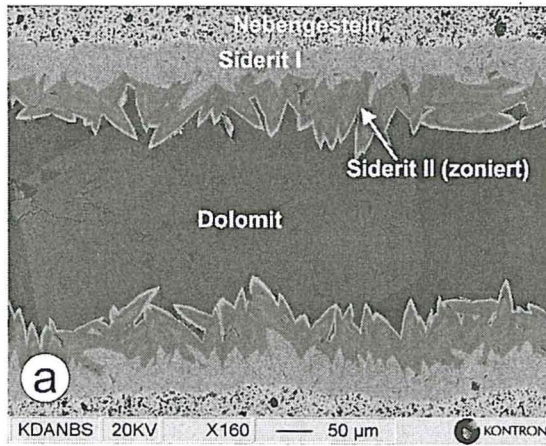
Abb. h:

Typische Kalzit- und Dolomitzemente eines äolischen Rotliegend-Sandsteins (BE-Aufnahme).
 Probe: ELA7 der Bohrung Eldena 1/74; Teufe: 4452,1 m.
 Der Nachweis der Karbonatchemie erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse (z. B. Abb. i).

Abb. i:

EDX-Spektrum des Dolomitzements der Taf. H.
 Deutlich sind die Kalzium- und Magnesium-Peaks und schwach die Mangan- und Eisen-Peaks ausgebildet.

Tafel 1: Karbonate im REM



Tafel 7: Dünnschliffbilder

Abb. a:

Orthit-Quarz-(Kalzit)-Chlorit-Kluftfüllung in einem Pelit des Karbons (Dünnschliff-Foto, Aufnahme im Hellfeld).

Idiomorphe, hochlichtbrechende Orthitminerale im Quarzgang stellen sekundäre Bildung dar, welche den Quarz überwachsen.

Probe Pa3 der Bohrung Parchim 1/68, Teufe: 6972,8 m.

Abb. b:

Hydrothermaler Quarz-Siderit-Ankerit-Gang in einem karbonischen Tonstein (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

Der idiomorphe Gangquarz besitzt Anwachssäume (vgl. Taf. 9g) und wird sekundär von zwei Karbonatgenerationen zementiert. Die ältere Karbonatgeneration ist hierbei deutlich eisenreicher.

Probe El2 der Bohrung Eldena 1/84; Teufe: 5149,3 m.

Abb. c:

Quarzgang eines Rotliegend-Vulkanits wird sekundär und entlang von Störungszonen durch Chlorit, Quarz und Kalzit ersetzt (Dünnschliff-Foto: Aufnahme im Hellfeld).

Dabei ist zu beobachten, dass die jüngeren Mineralphasen aus dem Nebengestein in den Gang „gepresst“ werden. Der Quarz zeigt undulöses Auslöschverhalten und hervorragende Sektorzonierungen (Taf. 9d). Kluftfüllung in Rotliegend-Vulkanit (Rhyodazit).

Probe: PaL1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6468,0 m.

Abb. d:

In Rotliegend-Vulkaniten (Rhyodazit) können häufig ehemalige Feldspat-Einsprenglinge nur noch an den entsprechenden Umrissen identifiziert werden. Die Feldspäte sind vollständig alteriert und durch authigene Bildungen (Albit, Quarz, Kalzit gelblich, Chlorit, Epidot, Pyrit etc.) ersetzt worden (Dünnschliff-Foto: Aufnahme im Hellfeld).

Probe: PaL1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6468,0 m.

Abb. e:

Syngenetisch bzw. kurz nach der Extrusion der Vulkanite gebildete Kalzit-Quarz-Illit-Chlorit-Drusenfüllungen werden oft durch jüngere Kalzite durchsetzt (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren). Dabei unterscheiden sich die verschiedenen Karbonatphasen u.a. durch ihr unterschiedliches Lumineszenzverhalten (vgl. Taf. 8b).

Probe MiX3 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 7911,1 m.

Abb. f:

Extensionskluftfüllung in einem Buntsandstein-Siltstein (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

Zweiphasige Anhydrit-Kalzit-Dolomit-Klüfte sind oft horizontal ausgelängt. Sekundär wurde die Kluftfüllung durch Quarz, Kalzit, Anhydrit und Baryt verdrängt (vgl. Taf. 2a).

Probe Sw2-14 der Bohrung Salzwedel 2/64, Teufe: 2685,4 m.

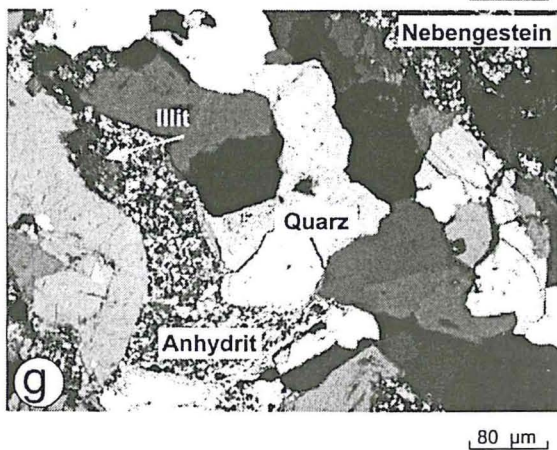
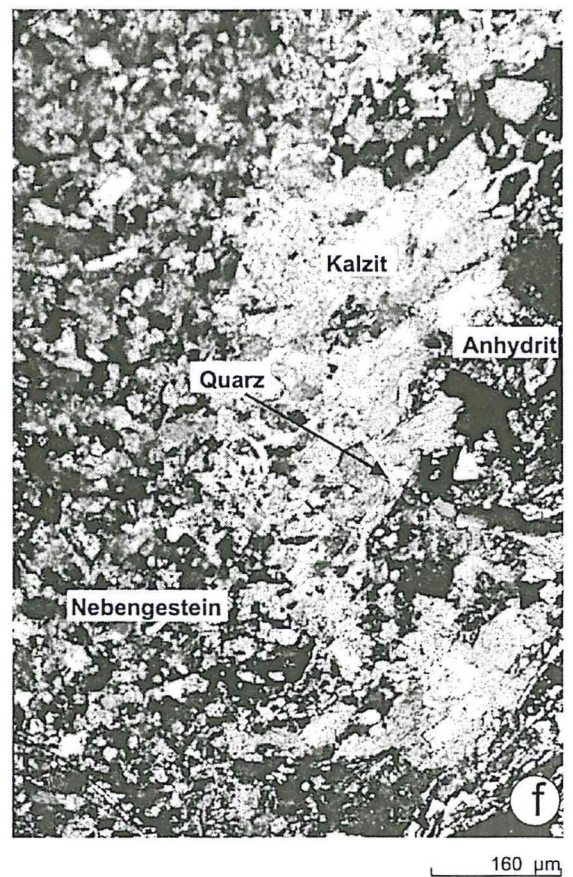
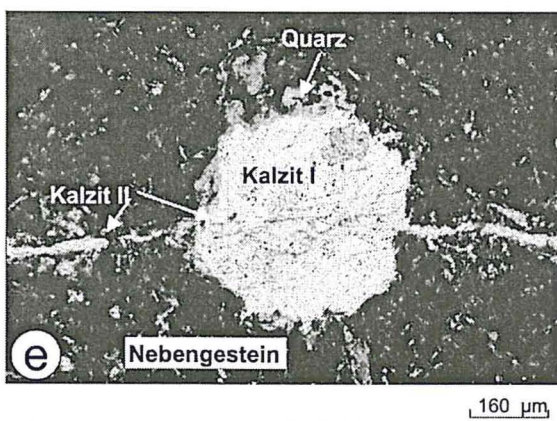
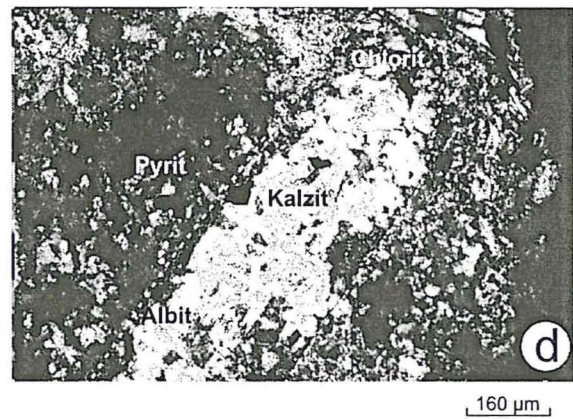
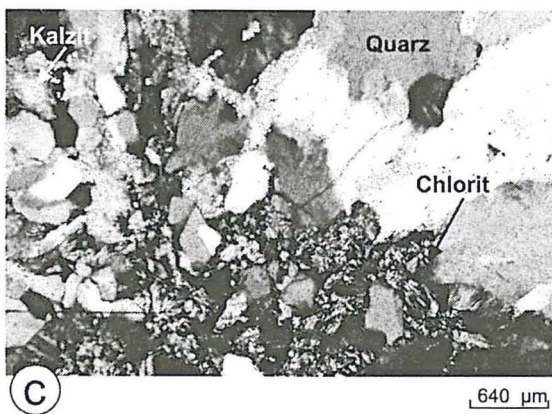
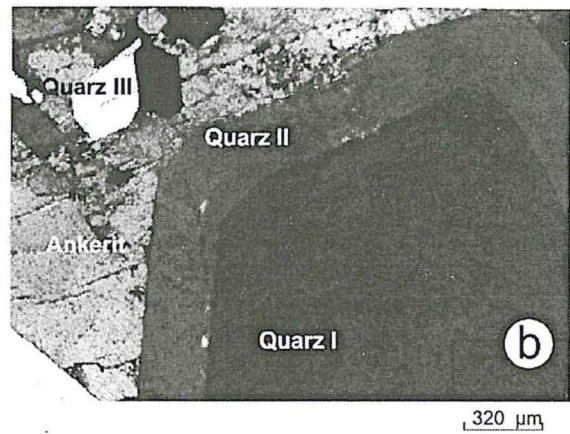
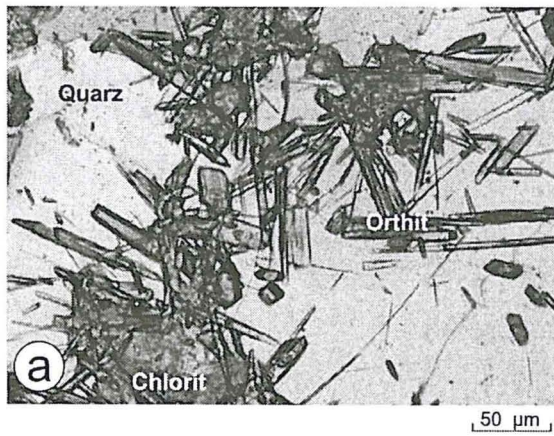
Abb. g:

Mehrere Kluftgenerationen in diesem Rotliegend-Andesit (Dünnschliff-Foto: Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren).

Die ältesten authigenen Bildungen sind zonierte Quarze, die sekundär zuerst von Anhydrit und anschließend von Illit ersetzt wurden.

Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/86; Teufe: 4565,5 m.

Tafel 7: Dünnschliffbilder



Tafel 8: Kathodolumineszenz der Karbonate

Abb. a:

Älterer, nicht lumineszenter Kalzit (I) wird von jüngerem, orange lumineszierendem Kalzit (II), welcher paragenetisch mit idiomorphem Quarz auftritt, zementiert. Zwischen beiden Kalzitphasen existiert ein gelb lumineszierender „Reaktionssaum“ (Kalzit III). Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (Rhyolitoid). Probe MiF1 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 6498,7 m; (KL-Aufnahme).

Abb. b:

Es sind zwei ältere Kalzitphasen (Kalzit I, II) in Drusen, welche nicht bzw. schwach orange lumineszieren und eine jüngere, kluftgebundene, orange bis orangegelb lumineszierende Kalzitphase (Kalzit III) zu sehen. Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (mafische Intrusion). Probe MiX3 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 7911,1 m; (KL-Aufnahme).

Abb. c:

Eine ältere, nicht lumineszierende Kalzitgeneration (Kalzit I) wird von einer orange lumineszierenden Kalzitphase (Kalzit II) durchdrungen und umschlossen. Die zweite Kalzitphase wird wiederum von einer schwach orange lumineszierenden Kalzitgeneration (Kalzit III) zementiert. Dieselbe Probe im REM ergab eine Gliederung in zwei Karbonatphasen (vgl. Taf. 1c, 1e), wobei die Generationen I und II (Taf. 8c) der Generation I im REM (Taf. 1c) entspricht und die Generation III (Taf. 8c) der Generation II (Taf. 1c). Hydrothermalit innerhalb der Rotliegend-Vulkanite (Rhyolit).

Probe Rx1 der Bohrung Roxförde2/62; Teufe: 639,7 m; (KL-Aufnahme).

Abb. d:

Der zonierte Kalzit (Kalzit I) wurde sekundär alteriert und scheinbar zu nicht lumineszente Kalzit umgewandelt (Kalzit II). Entlang von Störungsbereichen ist orange lumineszierender Kalzit (III) eingedrungen. Kluftfüllung in Rotliegend-Vulkanit (Rhyodazit).

Probe: PeL1 der Bohrung Penkun 1/71; Teufe: 4839,6 m; (KL-Aufnahme).

Abb. e:

Blau lumineszierender Kalzit (I) wird sekundär durch Chalcedon und orange lumineszierenden Kalzit (Kalzit II) entlang von Korngrenzen und Spaltrissen ersetzt. Kluftfüllung im Rotliegend-Vulkanit (Basalt).

Probe: Rn11 der Bohrung Rügen 1/63; Teufe: 2044,2 m; (KL-Aufnahme).

Abb. f:

Schwach orange lumineszierender Kalzit (Kalzit I) wird entlang von Korngrenzen und Spaltrissen durch orange lumineszierenden Kalzit ersetzt. Kluftfüllung im Rotliegend-Vulkanit (Rhyodazit).

Probe Sw2-2 der Bohrung Salzwedel 2/64, Teufe: 4927,4 m; (KL-Aufnahme).

Abb. g:

Kalzit-Zement (orange) verdrängt frühdiagenetischen Dolomitzement (rot) in einem Rotliegend-Sandstein.

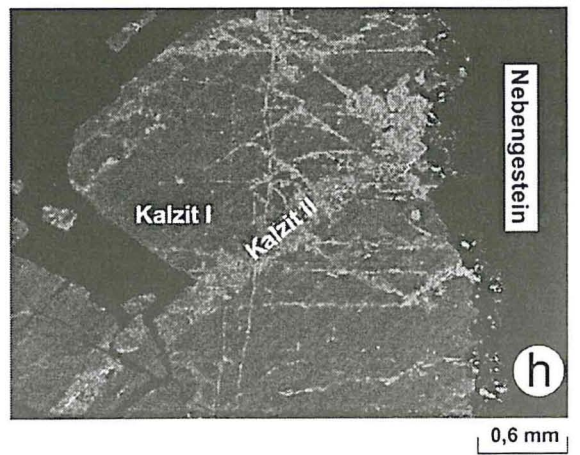
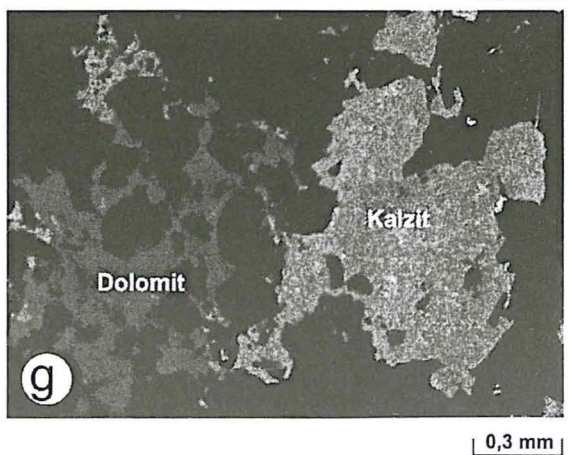
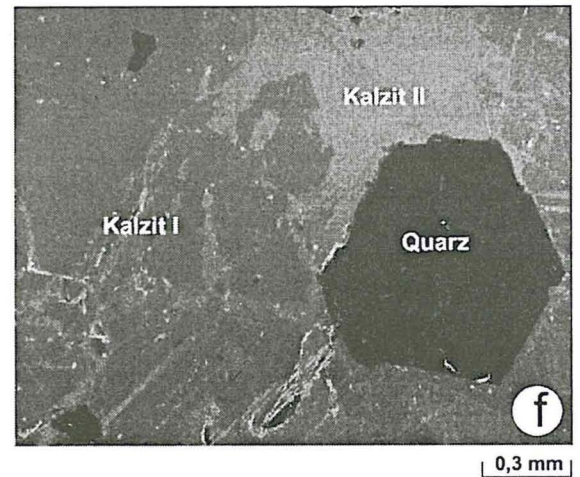
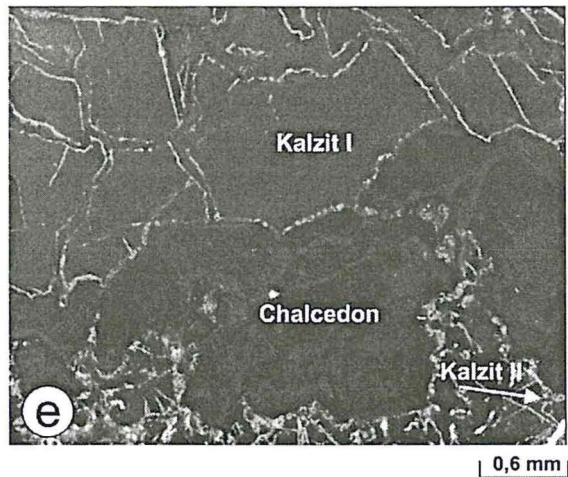
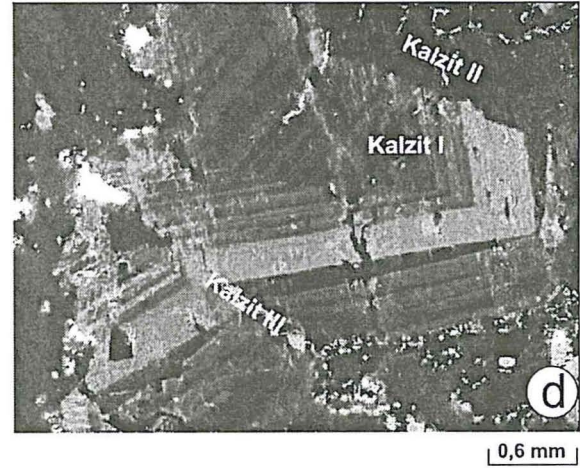
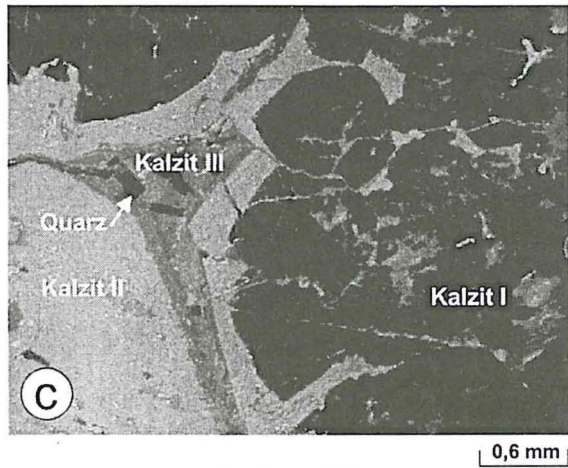
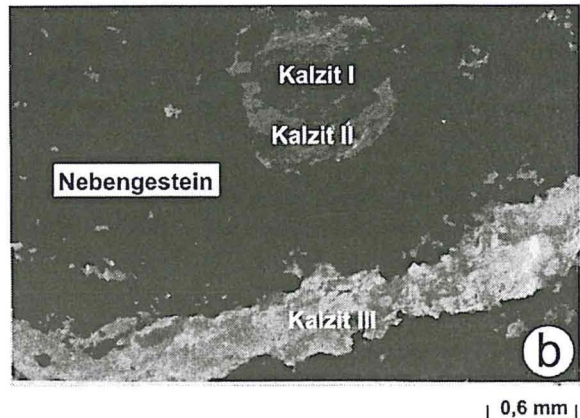
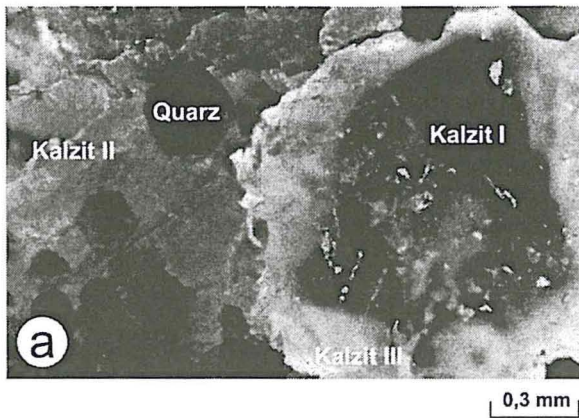
Probe Pa 6 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 5751,2 m; (KL-Aufnahme).

Abb. h:

Schwach orange lumineszierender Kalzit (Kalzit I) wird entlang von Korngrenzen und Spaltrissen durch orange lumineszierenden Kalzit (II) ersetzt. Kluftfüllung im Karbon-Pelit.

Probe Pa1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6782,8 m; (KL-Aufnahme).

Tafel 8: Kathodolumineszenz der Karbonate



Tafel 9: Kathodolumineszenz von Quarz, Feldspat und Fluorit

Abb. a:

Blau lumineszierende Fluorite in Paragenese mit Anhydrit und Baryt verdrängen orange lumineszierenden Kalzit. Die abgebildeten Minerale befinden sich in einer Kluftfüllung in Rotliegend-Sandsteinen. Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62; Teufe: 606,1 m; (KL-Aufnahme).

Abb. b:

Gelblich grünlich lumineszierender Albit zementiert einen Quarzgang von blau lumineszierendem, fein zonierte Quarz. Es handelt sich um eine Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (Rhyodazit). Probe MiJ1 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 6646,7 m; (KL-Aufnahme).

Abb. c:

Zwei blau lumineszierende Quarzgenerationen als Drusenfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (Rhyolitoid). Probe MiW2 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 7855,2 m; (KL-Aufnahme).

Abb. d:

Blau-rot zonierter Quarz wird sekundär durch Quarz, Kalzit und Chlorit entlang von Störungszonen verdrängt. Es handelt sich um eine Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (Rhyodazit). Probe: PaL1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6468,0 m; (KL-Aufnahme).

Abb. e:

Blau lumineszierender Quarz-Detritus wird durch dunkelblau lumineszierenden Quarz zementiert. Kretazischer Sandstein der Teufelsmauer bei Neinstedt (Königsstein). Probe: Teuf1; (KL-Aufnahme).

Abb. f:

Diese dreiphasige Kluftfüllung besteht aus (1) blau lumineszierendem Chalcedon, (2) fein zonierte Quarz und (3) massigem Quarz. Es handelt sich um die Kluftfüllung eines permokarbonen Magmatits. Probe Pa2 der Bohrung Parchim 1/68, Teufe: 6607,1 m; (KL-Aufnahme).

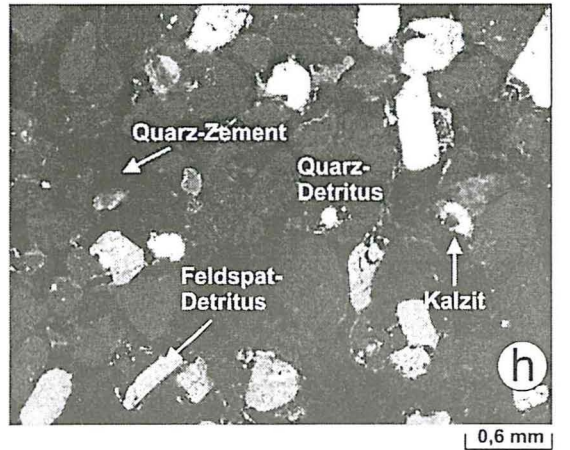
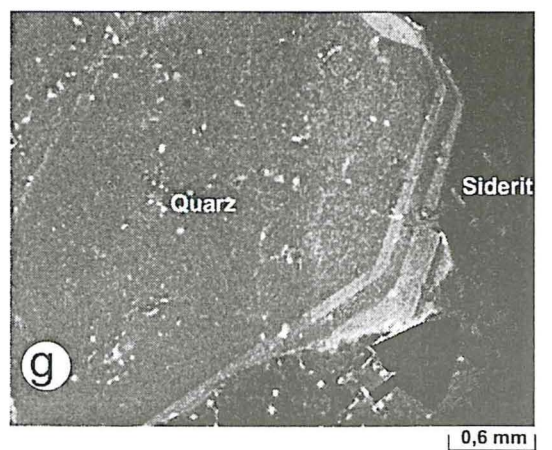
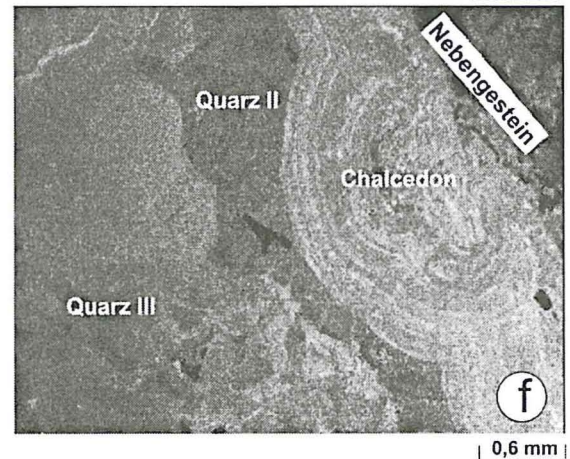
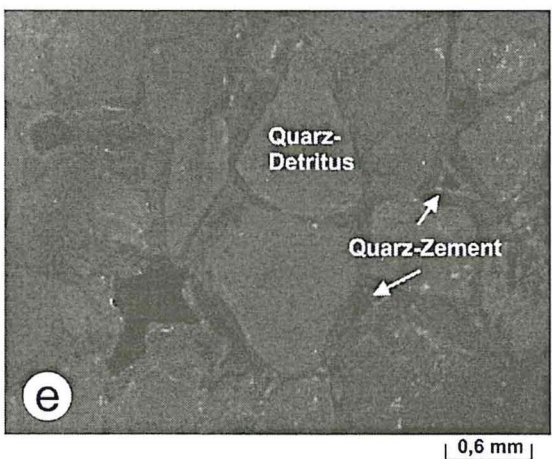
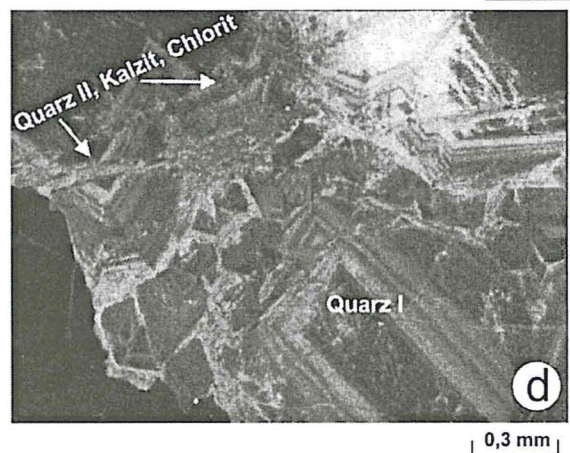
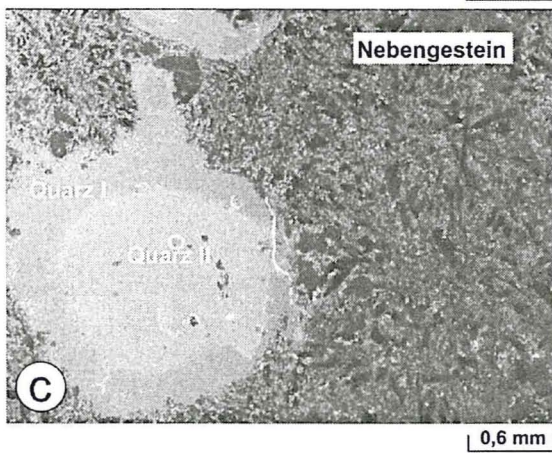
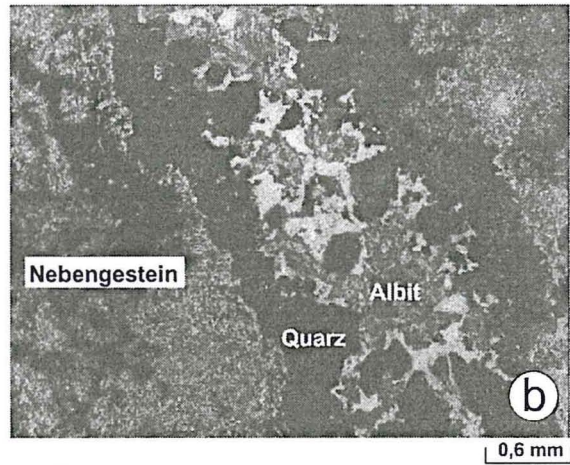
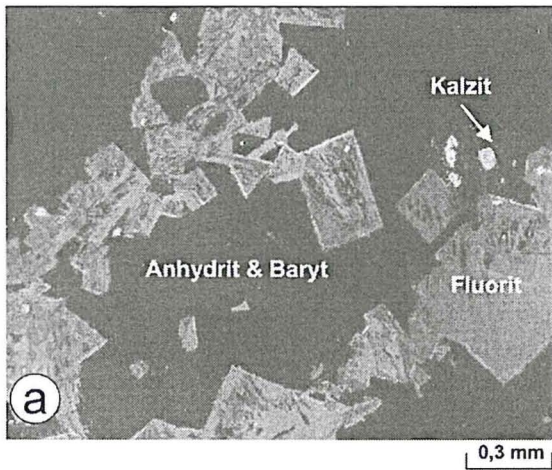
Abb. g:

Der blau lumineszierende Quarz mit Quarz-Anwachssäumen wird sekundär durch Ankerit und Dolomit zementiert. Es handelt sich um die Kluftfüllung eines Karbon-Pelits. Probe El2 der Bohrung Eldena 1/84; Teufe: 5149,3 m, (KL-Aufnahme).

Abb. h:

Ein nicht lumineszierender Quarz-Zement verdrängt einen orange lumineszierenden Kalzit-Zement. Im Detritus lassen sich blau lumineszierender Quarz und blau-violetter (z. T. durch „Überstrahlung“ rosa-weiß) Feldspat unterscheiden. Buntsandstein-Sandstein. Probe Sde4 der Bohrung Schilde 1/69; Teufe: 2665,0 m, (KL-Aufnahme).

Tafel 9: Kathodolumineszenz von Quarz, Feldspat und Fluorit



Tafel 10: Gesteinsbilder

Abb. a:

Bohrkern eines Rotliegend-Vulkanits mit zwei Klüftgenerationen.

Die erste Generation besteht aus zonierte Quarz, welcher sekundär durch Baryt ersetzt wurde.

Probe KoI2 der Bohrung Kotzen 4/74; Teufe: 5440,2 m.

Abb. b:

Bohrkern einer rhyodazitischen Rotliegend-Lava. Sekundär sprosst Pyrit im Gestein.

Probe PaF2 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6352,7 m.

Abb. c:

Brekziierte SiO₂-reiche Rotliegend-Lava.

Die ersten sekundären Mineralbildungen sind durch den dunkelgrau erscheinenden Quarz und den weißen Kalzit gegeben, welche die Brekzierung sichtbar machen. Eine kalzitische, diagonal verlaufende Klüft bildet die jüngste Mineralbildung.

Probe KoI1 der Bohrung Kotzen 4/74; Teufe: 5438,2 m.

Abb. d:

Bohrkern eines andesitoiden Rotliegend-Ignimbrits.

Sekundär wurde ein rhyolitoider Vulkanit in einen dazitischen Vulkanit eingeschuppt, wobei als „Flussmittel“ Quarz diente. Sekundär wurde die Mineralisationsfolge von Anhydrit und Illit ersetzt (vgl. Tafel 7g).

Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/86; Teufe: 4565,5 m.

Abb. e:

Bohrkern eines mesozoischen Kalksteins.

Authigene Tonmineralbildungen werden sekundär von ankeritgefüllten Klüften geschnitten.

Probe Kgg1 der Bohrung Königsberg 7/71; Teufe: 2088,1 m.

Abb. f:

Bohrkern eines äolischen Rotliegend-Sandsteins.

Die Klüftfüllung ist mehrphasig, wobei zuerst Anhydrit, anschließend in verschiedenen Phasen Fluorit sowie Anhydrit und Baryt intrudierten. Als letzte Klüftgeneration konnte Hämatit beobachtet werden.

Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62; Teufe: 606,1 m.

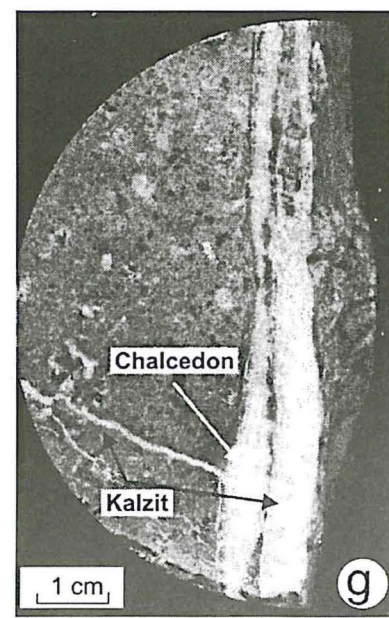
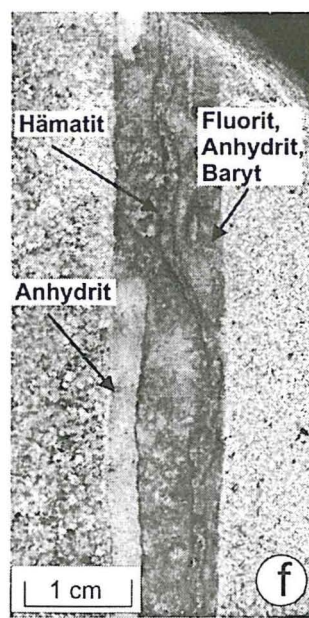
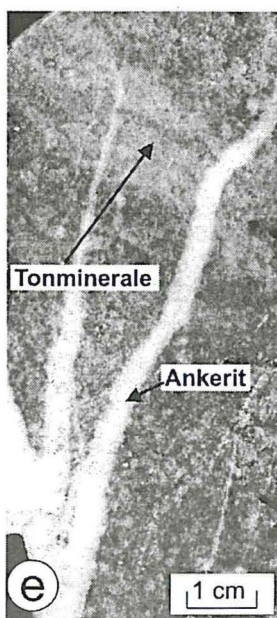
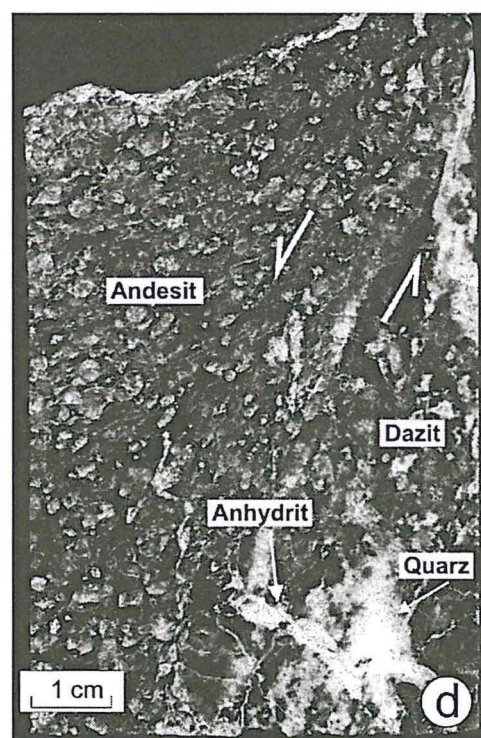
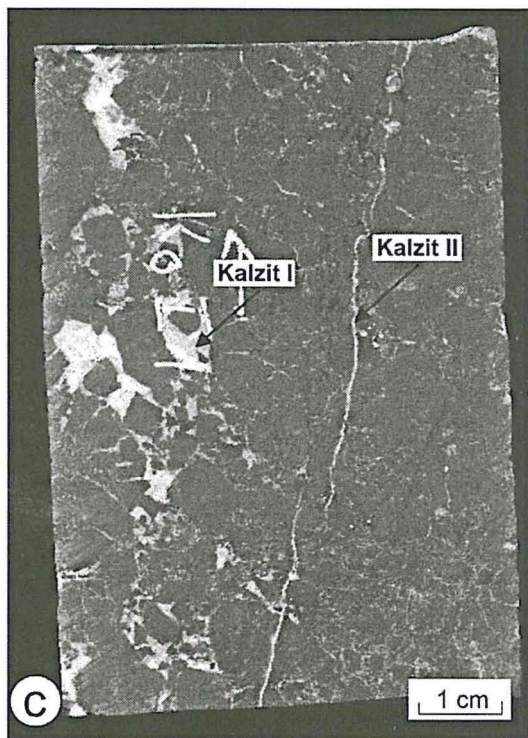
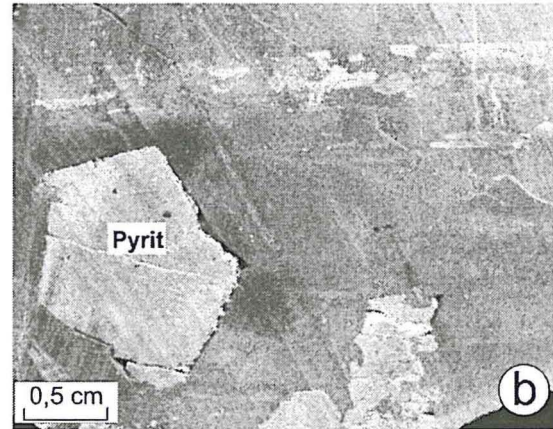
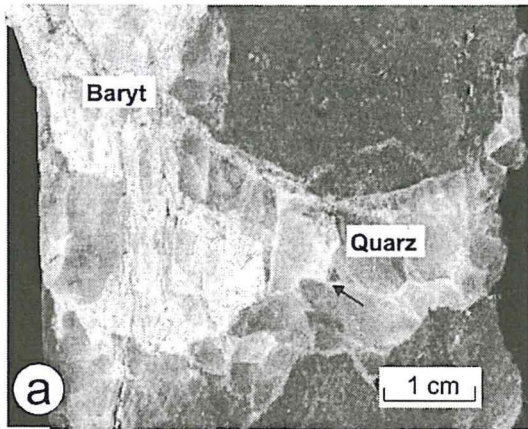
Abb. g:

Bohrkern eines permokarbonen Vulkanits.

Die erste makroskopisch erkennbare Klüftfüllung ist Chalcedon, welche sekundär von Albit, Adular, Kalzit und Anhydrit sowie Pyrit ersetzt wird (vgl. Tafel 5a).

Probe Nei3 der Bohrung Huy-Neinstedt 1/85, Teufe: 1964,2 m.

Tafel 10: Gesteinsbilder



Anhang 1: Bearbeitete Bohrungen

Bohrung	Gauß-Krüger Koordinaten		Ansatz [m NN]	End- teufe [m]	Kern- lager*	Probenan- zahl**	Stratigraphie der beprobten Bereiche
E Gm 1/62	4569801,4	6004326,2	21,6		MeVo	2	Zechstein- Rotliegend
E Gm 21/64	4567996,1	6003721,1	16,5	1875,0	MeVo	2	Zechstein
E MirNs 1/74	4547521,5	5899959,3	74,7	8008,6	MeVo	19	Jura-Rotliegend
E MnzO 101/64	4516645,5	5916271,4	69,2	1377,6	MeVo	3	Jura
E Pa 1/68	4494533,6	5911705,7	92,4	7030,0	MeVo	17	Zechstein-Karbon
E Pnl 1/75	4562416,6	5933025,9	93,0	5506,7	MeVo	8	Zechstein-Rotliegend
E Pkn 1/71	5449557,0	5910426,2	32,0	6015,0	MeVo	6	Rotliegend
E Ric 4/65	4560584,9	6015966,9	11,5	4780,0	MeVo	8	Zechstein- Karbon
E Rn 1/63	4579725,5	6024669,6	9,7	3500,7	MeVo	15	Buntsandstein-Karbon
E Sam 101/62	4584923,0	6029151,5	14,6	2022,3	MeVo	11	Muschelkalk-Rotliegend
E Stav 1h2/76	4556468,2	5953867,4	54,8	5000,0	MeVo	10	Zechstein- Rotliegend
E Tbe 1/65	4550205,3	5997819,0	15,5	3210,0	MeVo	6	Zechstein- Rotliegend
E Ela 1/74	4470859,6	5895702,2	42,4	5206,0	B	7	Zechstein - Namur
E Kgg 7/71	4521471,8	5889011,2	79,0	2500,0	B	3	Buntsandstein
E KdN 4/64			60,2	2040,7	B	5	Keuper - Jura
E Kotz 4/74	4523370,4	5835904,4	27,6	5499,0	B	3	Rotliegend
E Pröt 1/82	4470753,2	5895679,3	43,4	7008,9	B	3	Karbon
E Rmwl 11a/69	4464047,1	5883827,4	16,5	4249,7	B	1	Zechstein
E Rmwl 12/69	4463685,9	5884095,4	16,0	3347,7	B	1	Zechstein
E Rmwl 14h/69	4456920,0	5880912,0	15,8	4000,0	B	3	Zechstein
E Rmwl 17/70	4472184,4	5891289,2	43,0	4584,0	B	8	Zechstein- Rotliegend
E Sde 1/69	4483800,4	5881352,0	23,4	2873,0	B	7	Buntsandstein
E Dren 3/70	4453874,2	5777915,2	138,7	980,5	SA	4	Zechstein - Rotliegend
E Gpa 1/68	4472960,2	5834826,9	61,5	4587,2	SA	7	Rotliegend
E HuyNei 1/85	4424005,1	5758757,7	269,4	2640,0	SA	6	Rotliegend - Karbon
E MbgOg 3/73	4479997,7	5853069,0	19,2	4980,0	SA	2	Rotliegend
E Prz/77	4450696,0	5853883,4	32,4	3750,5	SA	6	Rotliegend
E Rx 2/64	4461683,3	5815379,8	65,4	2858,1	SA	8	Rotliegend - Karbon
E Sw2/64	4453472,0	5856457,3	35,1	4987,9	SA	15	Buntsandstein-Rotliegend

* MeVo - Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern
 B - Geologisches Landesamt Brandenburg
 SA - Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt

** nur die petrographisch bearbeiteten Proben sind aufgeführt

Anhang 2: Bearbeitete Aufschlüsse

Lokalität	Gauß-Krüger Koordinaten		Stratigraphie	Mineralparagenesen	Probenanzahl
Teufelsmauer, „Königsstein“ bei Neinstedt			Kreide	Quarzzement	1
Teufelsmauer, Hamburger Wappen bei Blankenburg			Kreide	Quarzzement	1
Teufelsmauer, Großvater bei Blankenburg			Kreide	Quarzzement	1
Tongrube bei Wanzleben			Keuper	Kalzit-Baryt- Galenitgänge	3
Flechtinger Scholle, Steinbruch Bodendorf	4452500	5794300	Permokarbon	Kalzit-Quarz-Baryt- Fluoritgänge.	4
Flechtinger Scholle, Steinbruch Eiche	4454700	5792600	Permokarbon	Kalzit-Quarz-Baryt- Hämatitgänge	3
Flechtinger Scholle, Steinbruch Holzmühlental	4446500	5798200	Permokarbon	Kalzit-Quarz-Baryt- Fluoritgänge	3
Flechtinger Scholle, Klärstation bei Bebertal			Permokarbon	Baryt-Hämatit- Chalkopyritgänge	1

Beiheft 13 (2001)

HELLMUND, M. & WILDE, V. [eds.] (2001): Das Geiseltal-Projekt 2000 – erste wissenschaftliche Ergebnisse.- 99 S., 19 Abb., 10 Tab. u. 13 Taf.; Halle (Saale).

Beiheft 14 (2001)

CLAUSING, A. (2001): Primärproduktion und Laminationsbildung ausgewählter lakustriner Environments im Tertiär und Permokarbon Deutschlands.- 183 S., 57 Abb., 16 Tab. u. 15 Taf.; Halle (Saale).

Beiheft 15 (2002)

KOGLIN, N. (2002): Petrologie und Geochemie latènezeitlicher Verhüttungsschlacken aus dem Thüringer Raum.- 1-64, 50 Abb., 11 Tab. u. 2 Taf.; Halle (Saale).

HEYDE, R. v. D. (2002) : Paragenetische und aufbereitungstechnische Untersuchungen silberhaltiger Erze der Baryt-Flussspatgrube „Clara“, Wolfach, Deutschland.- 65-121, 65 Abb. u. 8 Tab.; Halle (Saale).

Beiheft 16 (2002)

KĘDZIERSKI, J. (2002): Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen).- 52 S., 12 Abb., 3 Tab., 5 Taf. u. 7 Anl.; Halle (Saale).

Beiheft 17 (2003)

MANIA, D. et al. (2003): Die Travertine in Thüringen und im Harzvorland.- 83 S. u. 53 Abb.; Halle (Saale).

Beiheft 18 (2004)

HAUSCHKE, N., GÖTZ, A. & LERCHE, I. [eds.] (2004): Festschrift zum 60. Geburtstag von Herrn Prof. Dr. Gerhard H. BACHMANN - Teil 1.- 198 S.; (Halle (Saale)).

Alle Hefte der Reihe B können über das Institut – Anschrift innenseitig – bezogen werden.

Hinweise für Manuskripte

Manuskripte einreichen bitte mit:

Titelangaben: Titel in deutscher Sprache
ggf. Untertitel
Titel in englischer Sprache
Angabe der Zahl der Abbildungen, Tabellen, Tafeln u. a.
Vor- und Nachname(n) des Autors/der Autoren

Zusammenfassungen in Deutsch und Englisch,
Textgliederungen im Dezimalklassifikationssystem,
Namen aller zitierten Autoren in KAPITÄLCHEN,
Namen aller fossilen und rezenten Arten und Gattungen *kursiv*,
vollständigem Literaturverzeichnis (Literaturangaben nach Vorgaben der
Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft),
Anschrift des Autors bzw. der Autoren.

Abbildungen, Tabellen und andere graphische Darstellungen werden in der Regel nur im Schwarzdruck wiedergegeben. Sie sollten als Dateien **ohne** Unterschriften vorgelegt werden. Sie können auch als Originalvorlagen eingereicht werden. Sie sind dann jeweils mit Autorennamen, Abbildungsnummer, der Angabe „oben“ und evtl. mit Angaben zur Verkleinerung zu versehen. Karten und Profile sind immer mit einer Maßstabsleiste zu versehen. Fotos, Tabellen u.a. graphische Darstellungen sind, falls nicht als Dateien geliefert, auf weißem, glattem und glanzlosem Papier einzureichen. Die Position für die Abbildungen, Tabellen u.a. muss aus dem Text hervorgehen. Der Satzspiegel ist 160 mm x 250 mm. Farbige Darstellungen können bei Übernahme der Kosten durch die Autoren gedruckt werden.

Unterschriften für Abbildungen, Tabellen und andere graphische Darstellungen sind im Block geschlossen am Ende des Aufsatzes gesondert aufzuführen.

Das **Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften** erscheint ab **Band 17 (1995)** getrennt in

Reihe A: Geographie und Geoökologie und **Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie**

Als Vorläufer der jetzigen Reihen ist erschienen:

Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften Bd. 1 (1976) - Bd. 16 (1994)

Zur **Reihe B** werden **Beihefte** herausgegeben. Bisher sind erschienen:

Beiheft 1 (1996)

BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (1996), m. Beitr. v. KNOTH, W. (Kap. 4) & KNUTH, G. (Kap. 8): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt - Teil 1: Raum Halle-Merseburg.- 101 S., 44 Abb., 3 Tab. u. 5 Taf.; Halle (Saale).

Beiheft 2 (1997)

DEGEN, T. J. (1997): Deformation und Metamorphose im Gebiet zwischen Borgafjäll und Børgefjell in den nördlichen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland/Västerbotten).- 100 S., 25 Abb., 3 Tab., 6 Taf. u. 5 Probenkarten; Halle (Saale).

Beiheft 3 (1998)

ECKER, M. (1998): Diadochiebeziehungen in Calciumaluminatferraten und deren Hydratationsprodukten.- 100 S., 66 Abb. u. 35 Tab.; Halle (Saale).

Beiheft 4 (1998)

Geologie und Umweltschutz in Halle und Umgebung.- Vorträge zum Kolloquium des Umweltamtes der Stadt Halle (Saale) vom 22. Mai 1996, 103 S.; Halle (Saale).

Beiheft 5 (1998)

BACHMANN, G. H. [ed.] (1998): Epicontinental Triassic. International Symposium. Halle (Saale), Germany September 21-23, 1998, Abstracts.- 202 pp.; Halle (Saale).

Beiheft 6 (1998)

BACHMANN, G. H., BEUTLER, G. & LERCHE, I. [eds.] (1998): Excursions of the International Symposium on the Epicontinental Triassic. Halle (Saale), September 1998.- 250 pp., Halle (Saale).

Beiheft 7 (1999)

GÖSKE, J. (1999): Die mineralogisch-chemische Barriere. Fixierung der Anionen SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- und CrO_4^{2-} in Speichermineralen, unter dem Aspekt verschiedener Rohstoffmischungen, Abmischungen und Modellkonzentrationen.- 134 S., 126 Abb., 51 Tab. u. 40 S. Anhang; Halle (Saale).

Beiheft 8 (1999)

SIEBER, R. (1999): Untersuchungen zur Konstitution eines Portlandzementklinkers bei unterschiedlichen Brennbedingungen.- 100 S., 78 Abb., 23 Fotos u. 44 Tab.; Halle (Saale).

Beiheft 9 (1999)

BALASKE, P. H. (1999): Die marin beeinflussten Sande im Tertiär von Nachterstedt-Schadeleben in der östlichen Subherzynen Senke – Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Bewertung.- 92 S., 42 Abb., 12 Tab. u. 9 Anl.; Halle (Saale).

Beiheft 10 (2000)

KLÖCK, W. (2000): Korrelierte mineralogische und chemische Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen und an Mikrometeoriten.- 156 S., 94 Abb. u. 30 Tab.; Halle (Saale).

Beiheft 11 (2000)

DEHNER, U. (2000): Ermittlung geogener Hintergrundwerte umweltrelevanter Spurenelemente im Flußgebiet der unteren Saale auf der Basis stratigraphisch bodenkundlich orientierter Untersuchungen.- 136 S., 33 Abb., 26 Tab. u. 27 S. Anhang; Halle (Saale).

Beiheft 12 (2000)

HELLMUND, M. & KOEHN, C. (2000): Skelettrekonstruktion von *Propalaeotherium hassiacum* (Equidae, Perissodactyla, Mammalia) basierend auf Funden aus dem eozänen Geiseltal (Sachsen-Anhalt, Deutschland).- 1-55, 5 Abb., 8 Tab., 7 Taf. u. 14 S. Anhang; Halle (Saale).

ERFURT, J. (2000): Rekonstruktion des Skelettes und der Biologie von *Anthracobunodon weigelti* (Artiodactyla, Mammalia) aus dem Eozän des Geiseltales.- 57-141, 17 Abb., 28 Tab. u. 12 Taf.; Halle (Saale).