

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 Bohrungen 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 Anhang F1 sind die Ergebnisse der regionalen Untersuchungen anhand von 10 charakteristischen Tiefenprofilen dargestellt.

Aufgetragen sind die Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse gegen die Probentiefe, 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.

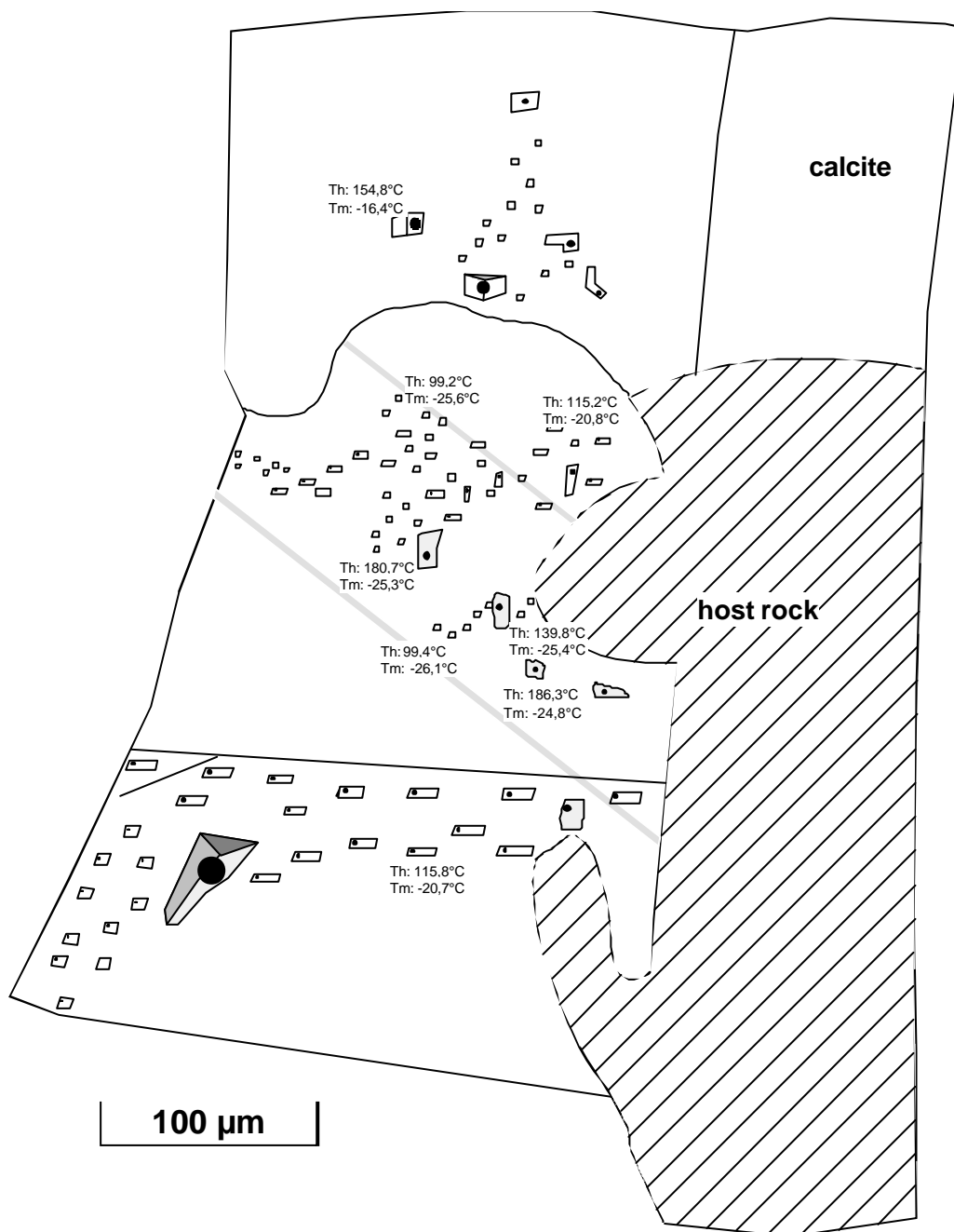


Abb. 7-1: Mikrothermometrische Einschlusskenndaten in hydrothermal gebildetem Kalzit des Probe Rn10 (Th - Homogenisierungstemperatur, Tm - Schmelztemperatur von Eis)

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, Anhang F1). 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 Th ermittelt werden, welche deutlich oberhalb eines moderaten thermischen Gradienten von 30 °C/km liegen (Anhang F1). In diesen Lokalisationen wird die erhöhte Temperatur auf den erhöhten Wärmefluss im Bereich von Salzkissen und -Diapiren sowie die Aszendenz von Fluiden aus tiefen Stockwerken entlang von Störungssystemen zurückgeführt.

Zur weiteren thermalen Charakterisierung der Fluide wurden die in Anhang A2 dokumentierten Th - Tm-Diagramme entsprechend ihrer Punktverteilungen gruppiert. Anschließend wurden die geometrischen Punktverteilungsmuster für Kluftminerale in fünf Gruppen untergliedert (Abb. 7-2) und außerdem die Daten der Zement- und Mineralneubildungen (Abb. 7-3) 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 (z.B. Anhang A2n, Probe Prz1). Aufgrund zusätzlich vorkommender Temperaturfelder, welche meist sekundäre Fluide repräsentieren, können weiterhin drei Untergruppen gefunden werden (Abb.7-2). Wirtminerale der Gruppe 1 sind vor allem Quarz, Kalzit und seltener Anhydrit. Einschlüsse sekundärer Fluidsysteme sind nur in bestimmten Mineralen enthalten. Für die Gruppe 1c (z.B. Anhang A2n, Probe Prz6) sind dies Fluorit, Kalzit, Baryt und Anhydrit und für die Gruppe 1a ist es Kalzit (z.B. Anhang A2j, Probe MiJ1). 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 El2. Die Kluft befindet sich in einem Karbon-Sediment.

Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B2 und C1 - C3 (Tab. 6-3).

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

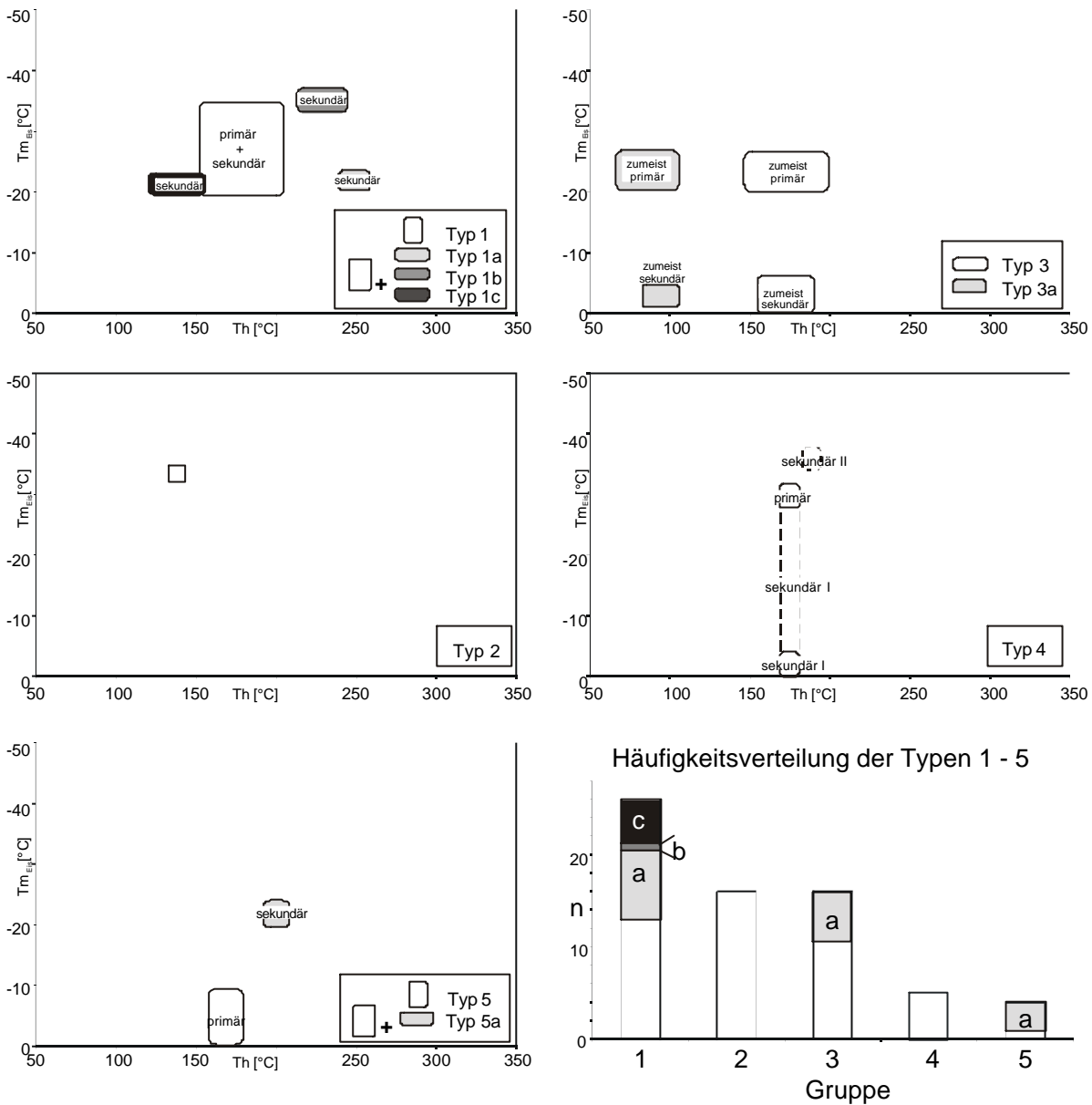


Abb.7-2: Klassifikation der Fluidsysteme aufgrund der Verteilungsmuster (schematisch) in Tm-Th-Diagrammen sowie statistisches Vorkommen der einzelnen Gruppen

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 Wirtmineralen und -gesteinen beobachtet. Dabei können deutlich zwei Einschlussgruppen unterschieden werden (Abb.7-2). 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. 7-2) wurden oft in Kluffquarzen der Karbon-Sedimente und teilweise der permokarbonen Vulkanite identifiziert. Es können meist eine primäre und zwei sekundäre Einschlussgenerationen unterschieden werden. Dabei variieren die T_h von 165 bis 180 °C für die primären und der älteren sekundären Einschlussgruppen kaum. Die T_m der primären Einschlüsse liegen zwischen -25 °C und -30 °C, und die der älteren, sekundären Einschlüsse sind meist höher. Dabei scheinen die T_m 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 T_h von 180 °C bis 195°C und die niedrigsten T_m 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. 7-2) wurden ausschließlich in Drusen- und Kluffüllungen basaltoider Rotliegend-Vulkanite der Bohrung Mirow beobachtet. Entgegen den anderen Fluid-Gruppen sind die T_m der primären Einschlüsse sehr hoch (0 °C bis -9 °C). Die T_h schwanken für zwischen 160°C und 175 °C. Die sekundären Einschlüsse sind durch T_h von 190 bis 205 °C und T_m 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.7-2; Histogramm) mit Ab-

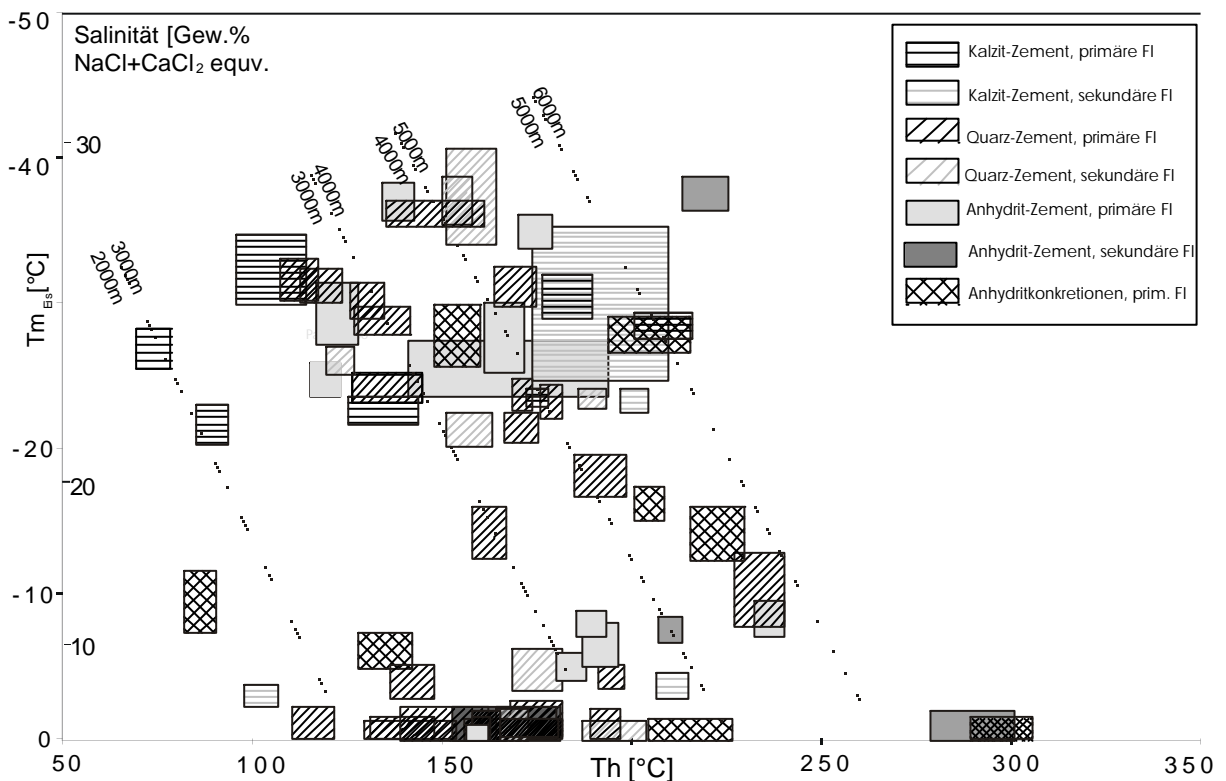


Abb. 7-3: T_h - T_m -(Salinitäts-) Diagramm der Fluideinschlussgenerationen aller bearbeiteten Proben mit Angabe der Teufenlagen (gestrichelte Linien, synoptische Darstellung). Erläuterung im Text. FI = Flüssigkeitseinschlüsse.

stand 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 Karbon-sedimente (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 Wirtsminerale 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 hochsalinare 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. 7-3 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 frühdiagenetischen 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. 7-3) der Anhydritkonkretionen, Anhydrit- und Kalzitcementen nachgewiesen werden. Eine weiterführende Beschreibung der Daten erfolgt in Kap. 7-4.

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, BURRUSS 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 Wirtsmine-ral, Rekristallisation des Wirtsminerals, Migration von Fluiden in und aus den Flüssigkeitseinschlüssen, Deformation der fluidgefüllten Kavitäten, thermale Re-Equilibrierung 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 Dekrepitation, 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 Dekrepitation und Stretching auf die p/T-Bedingungen der eingeschlossenen Fluide sind in Abb. 7-3 exemplarisch dargestellt.

Im Rahmen der Versenkung von Gesteinen nehmen die Temperaturen und Drücke von Porenwässern entsprechend dem Versenkungspfad (Abb.7-3; 30 °C / 10 MPa) zu. Die Einschlussbildung erfolgt für das in Abb. 7-3 dargestellte Beispiel am Punkt A (Th ca. 100 °C). Bei weiterer Versenkung der Gesteine entwickelt sich das eingeschlossene Fluid entlang der

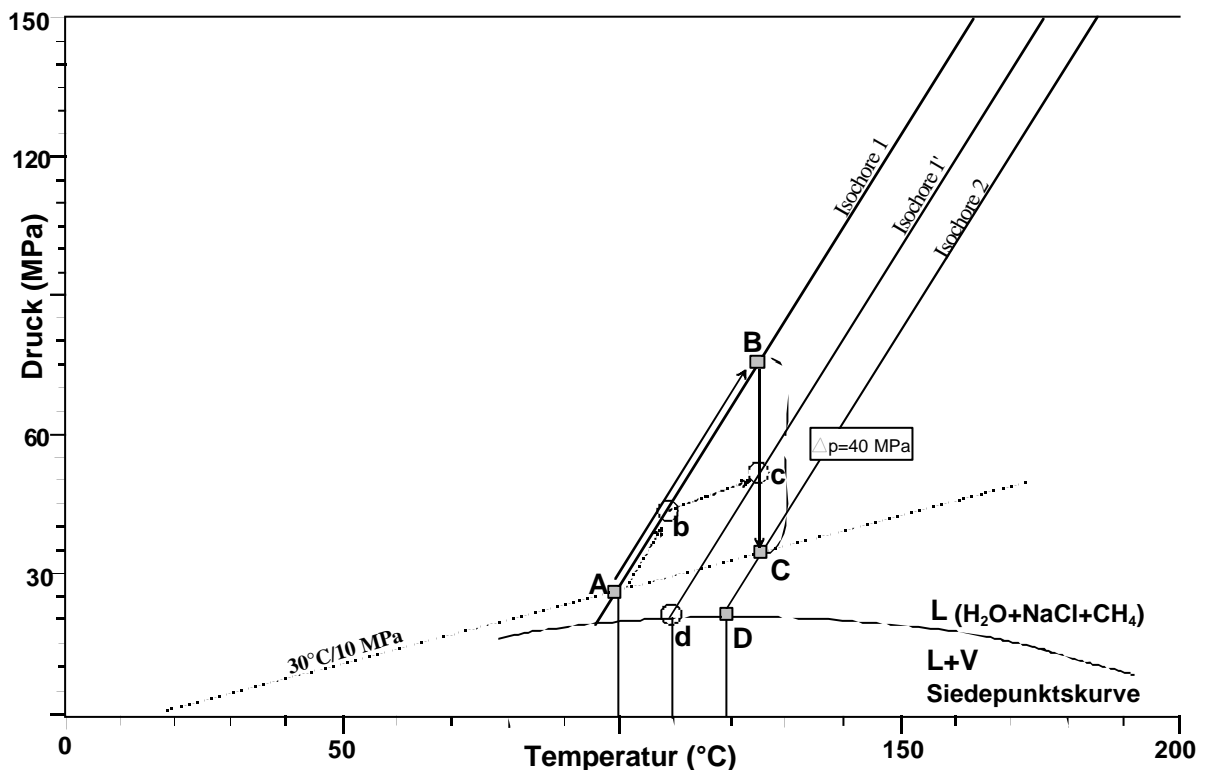


Abb.7-3: Schematische Darstellung von Einflüssen der Dekrepitation und irreversiblen Volumenvergrößerung („Stretching“) auf die Homogenisierungstemperatur eines Flüssigkeitseinschlusses im System Wasser-Salz-Methan (nach LEISCHNER 1994). Diskussion im Text.

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.7-3) bis zum Punkt b auf der Isochore 1 einem gewissen Überdruck 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 Dekreption 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. 7-4 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

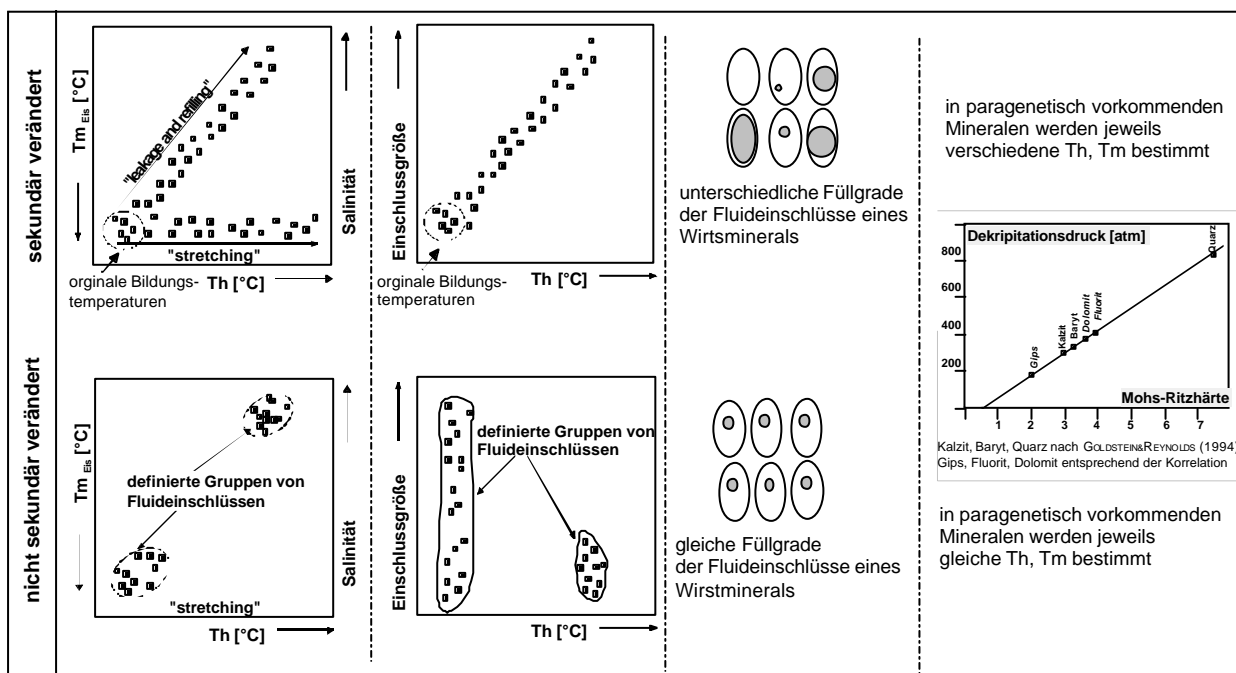


Abb.7-4: Indizien für sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen; vereinfacht und zusammengefasst nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994), ROEDDER (1984)

gegen die Einschlussgröße dargestellt (Anhang A3), wobei auftretende Korrelationen als Indiz für eine sekundäre Alteration gedeutet 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 (Anhang A2) 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.

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 Pa11 (Anhang A3) 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 Wirtsmaterial („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 Wirtminerale. Bei den mikrothermometrischen Untersuchungen konnte allerdings nicht auf die Sulfat-Wirtminerale 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 Wirtmineralen Anhydrit und Baryt nur im Vergleich mit denen in kogenetisch gebildetem Quarz oder Karbonat verwendbar.

7.3 Fluiddrücke, Geobarometrie (CH₄; N₂)

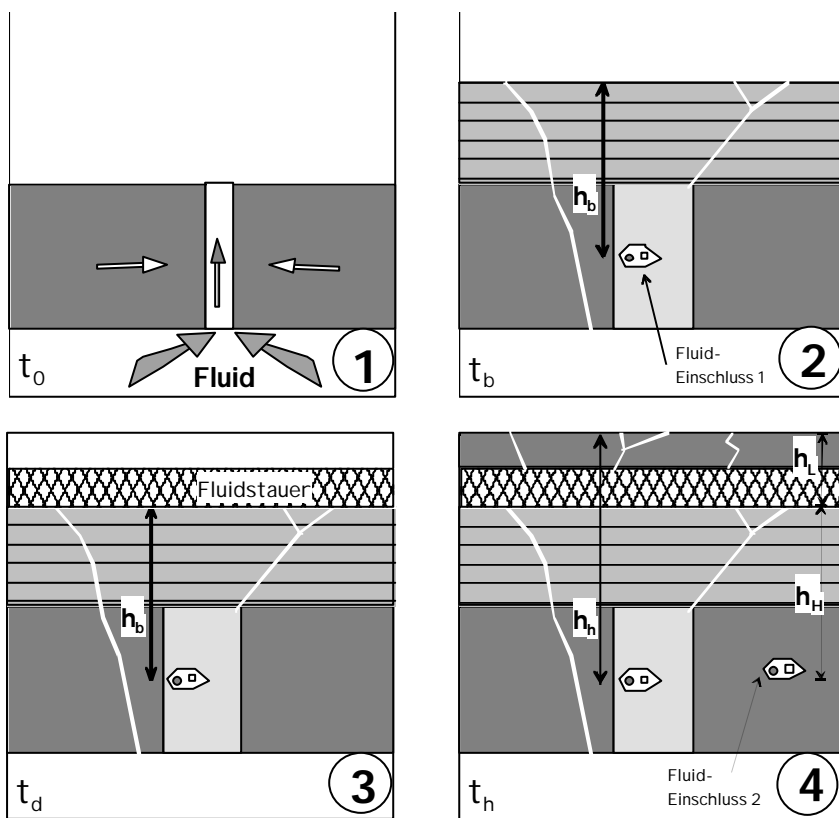


Abb.7-5: Schematischer Bildungsablauf eines Fluideinschlusses mit Teufenzuordnung (Fluideinschluss 1 bei Zeitpunkt t_b und Einschluss 2 rezent gebildet); Erläuterung im Text

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

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.7-5). 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.7-5(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. 7-5(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.7-5(3-4)) zu rekonstruieren und die Bildungszeit der entsprechenden Mineralphase abzuschätzen.

Zur Entscheidung, ob der Fluiddruck hydrostatisch oder lithostatisch zu berechnen ist, sind weitere gesteinsphysikalische Eigenschaften zu beachten. So wurde zum Zeitpunkt t_d (Abb. 7-5(3)) eine abdichtende Sedimentschicht (Fluidstauer) abgelagert, welche die Migration von aufsteigenden und absinkenden Wässern als auch einen Druckausgleich zu den überlagernden Gesteinen verhindert bzw. verlangsamt. An der Basis dieser abdichtenden Schicht wird ein lithostatisch wirkender Paläo-Druck angenommen.

Bei Bildung des Fluideinschlusses 1 (Abb. 7-5) 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_h und der seit der Bildungszeit t_b akkumulierte Gesteinsmächtigkeit. Die Berechnung des Druckes erfolgt nach Gleichung 7.1.

Beim Fluideinschluss 2 ist die gesamte Probenteufe h_h zu berücksichtigen, da die Bildungszeit des Einschlusses als rezent angenommen wird. 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. 7-5) 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:

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

(h_L ; h_H - vgl. Abb. 7-5; 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

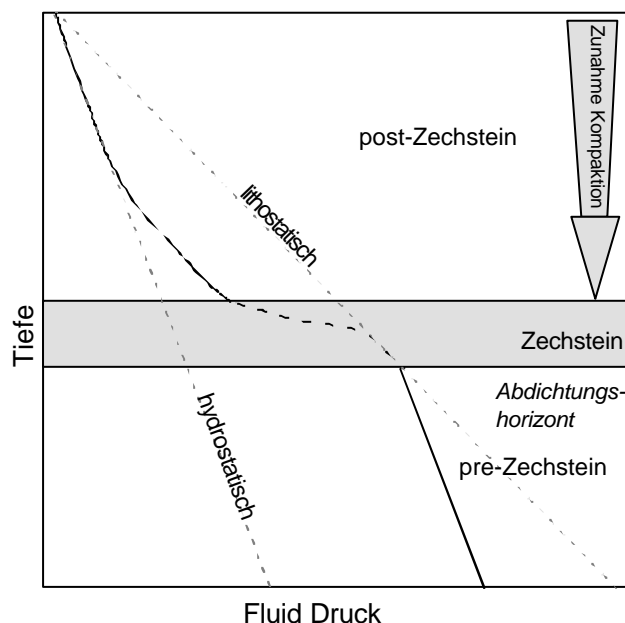


Abb. 7-6: Modell zur Verteilung des Paläo-Fluiddrucks mit zunehmender Tiefe entsprechend mikrothermometrischer Daten

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 T_h verändert sich im Bereich der Zechsteinbasis von einem hohen zu einem sehr niedrigen geothermalen Tiefengradienten (Anhang F1). Dieser Wechsel verlagert sich für einige Bohrungen in die jüngsten, sehr feinkörnigen Rotliegend-Sedimente. Als Ursache wird ad-

vektiver 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.7-6 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. 7-6). 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 Klüft- 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 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. $2,6 \text{ g*cm}^{-3}$ (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 bekannter und ermittelter Altersdaten der Fluide können diese Drücke ebenfalls für die Bildungszeit der Fluide abgeschätzt werden (Tab.7-1, Drücke der Paläo-Teufen).

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

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

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} - $2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 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} - $1,0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, Dichte des Wassers ohne Berücksichtigung der Salinität

g - $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, vereinfacht wurde rezente Erdbeschleunigung bei 0 m NN verwendet.

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

h_B - Teufe der Probe abzüglich des Betrages, der nach vermuteter Bildungszeit akkumuliert wurde

ρ - $1,0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, Dichte des Wassers ohne Berücksichtigung der Salinität

g - $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, vereinfacht wurde rezente Erdbeschleunigung bei 0 m NN verwendet.

Die abgeschätzten Paläo-Fluiddrücke sind in Anhang A1 (p_1) dokumentiert und in Abb. 7-7 graphisch dargestellt. Dabei befinden sich fast alle Daten in einem definierten Bereich (Abb. 7-7; 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.7-7) 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.7-7) befinden. Somit ergibt sich ein mittlerer Paläo-Fluiddruckgradient von $0,020 \pm 0,004$ 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.

Die größten Unsicherheiten der Abschätzung des Paläo-Fluiddrucks resultieren in der genauen Ermittlung der Bildungszeit der jeweiligen Flüssigkeitseinschlüsse. So differieren die abgeschätzten Drücke der Proben Pa1 und MiN2 trotz ähnlicher rezenter Entnahmetiefen deut-

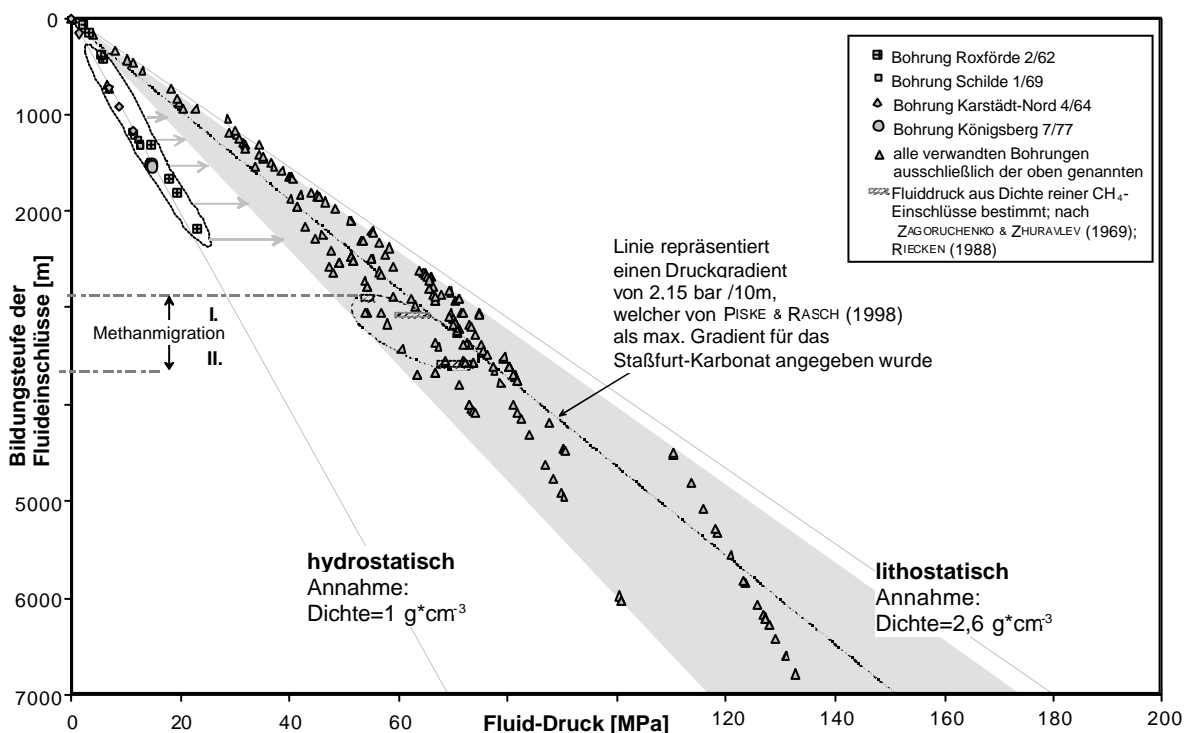


Abb.7-7: Paläo-Fluiddruck gegen Teufe des NEDB, welcher während der Hauptbildungsphasen der Flüssigkeitseinschlüsse wirkte (nach Druckmodell Kap.7.2.1; 7.2.2)

lich (Tab. 7-1). Es musste eine Möglichkeit gefunden werden, die Bildungstiefe einzelner Proben zu ermitteln, um somit das Modell und die ermittelten Druckdaten zu bestätigen. Eine Möglichkeit ergab sich durch die Geobarometrie von Methaneinschlüssen, mit deren Hilfe Rückschlüsse auf die Bildungstiefe entsprechender Gesteine realisierbar wurden.

Durch den Nachweis von fast reinen CH₄-Einschlüssen mit Hilfe der Raman-Spektroskopie (Kap.6.3.2) bestand die Möglichkeit, den Bildungsdruck von entsprechenden Fluideinschlüssen zu bestimmen. Hierfür musste die Methandichte und die Bildungstemperatur kogenetischer, wässriger Einschlüsse bekannt sein. Weitere Voraussetzungen waren, dass die Gas-Einschlüsse komplett methangefüllt sein mussten. Mit Hilfe der von ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV (1969) experimentell ermittelten Methan-Sättigungskurve (Abb.7-8) ließ sich die Methandichte aufgrund der mikrothermometrisch bestimmten Th graphisch bestimmen. In Abhängigkeit der Bildungstemperatur kogenetischer wässriger Einschlüsse konnte eine exakte Berechnung der Bildungsdrücke nach dem Methan-pT-Diagramm von ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV (1969) erfolgen (Abb.7-8). Die entsprechenden Daten und die resultierenden Fluiddrücke sind in Tab. 7-2 abgebildet. Aus diesen Porendrücken konnte nach BJØRLYKKE (1983) die Bildungstiefe der Fluideinschlüsse bestimmt werden (Tab. 7-2). Erfreulicherweise zeigt sich eine prinzipielle Übereinstimmung der geobarometrisch und der modellhaft ermittelten Drücke (Tab.7-2). Zudem stimmen die nach BJØRLYKKE (1983) ermittelten Bildungstiefen (Tab.7-2; 3100 m / 3400 m / 3500 m) größenordnungsmäßig mit den Bildungstiefen der methanhaltigen Gesteine überein (Abb. 7-8; 3167m / 3659m / 2923m), welche durch sich

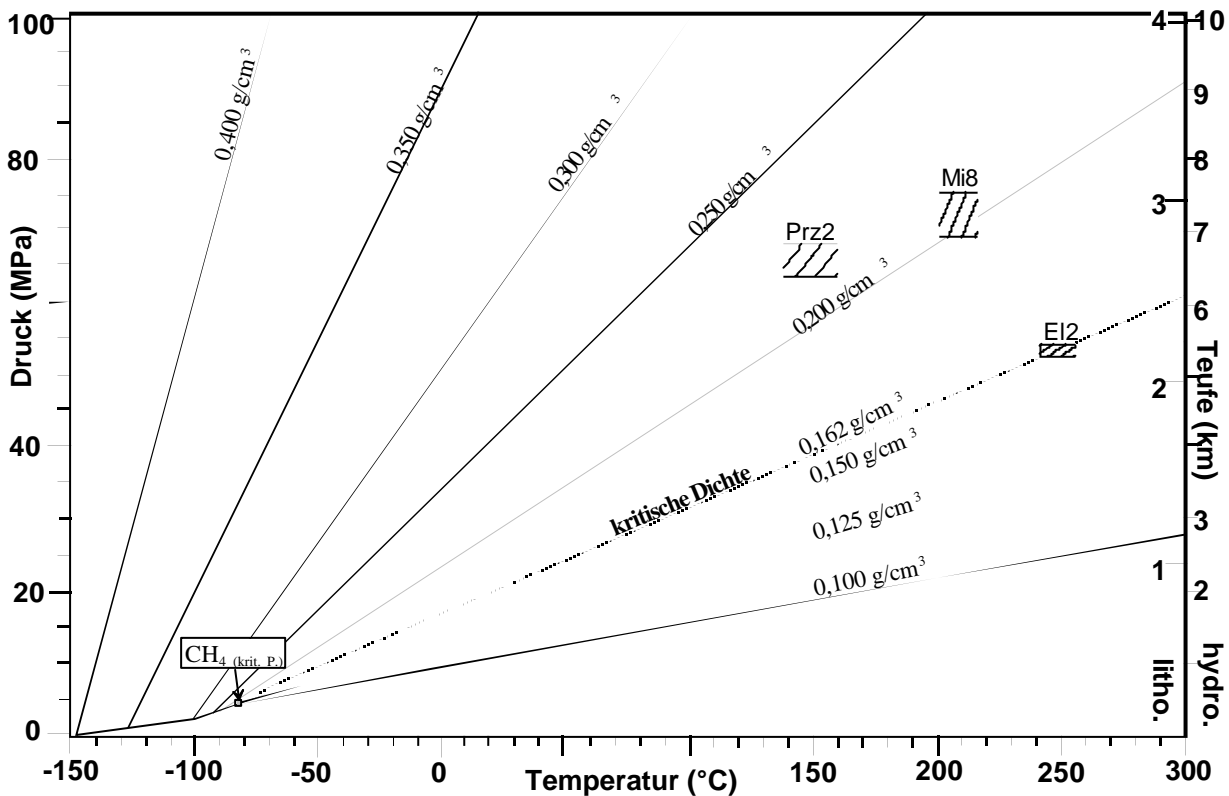


Abb.7-8: Isopynenverlauf des Methans in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (nach ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV 1969); Position der bearbeiteten Proben gekennzeichnet; litho.=Teufe resultierend aus lithostatischem Druckansatz; hydro.= Teufe resultierend aus hydrostatischem Druckansatz

aufgrund der jeweilig angenommenen Bildungszeit der entsprechenden Fluideinschlüsse und deren Wirtsmineralen ergeben.

Probe	Th (CH ₄) [°C]	Dichte [g/cm ⁻³]	Tb _m [°C]	p _{CH4} [MPa]	P _{H+L} [MPa]	Bildungstiefe nach BJØRLYKKE (1983)
El2	-82 bis -79	0,162	242-257	52,7-55,2	58,3	3100
Mi8	-87 bis -85	0,200 - 0,215	204-214	68,2-75,2	77,8	3400
Prz2	-87 bis -88	0,220-0,225	140-160	62,6-67,1	67,1	3500

Tab.7-2: Druckbestimmung aus der Dichte reiner CH₄-Fluideinschlüsse nach ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV (1969)

(zum Vergleich sind in der vorletzten Spalte die mit Hilfe des Druckmodells (Kap.7.2.2) ermittelten Bildungsdrücke der jeweiligen Proben dargestellt; in der letzten Spalte sind die aus den Fluidrücken resultierenden Bildungsstufen nach dem Modell von BJØRLYKKE (1983) dokumentiert)

Als ein Ergebnis kann zudem verzeichnet werden, dass die Methanmigration tiefenabhängig und mehrphasig erfolgte (Abb.7-7):

1. Methanmigration und Quarzanwachsäume Bildungsteufe von ca. 3100 m
2. Methanmigration und sideritische Kluffüllungen Bildungsteufe von ca. 3600 m
3. Methanmigration + HKW und dolomitische Kluffüllungen Bildungsteufe von ca. 3600 m

RIEKEN (1988) konnte ebenfalls drei Phasen der tiefenabhängigen Methanmigration mit Tiefen zwischen ca. 2700 m und 3500 m für den Bereich des Niedersächsischen Beckens nachweisen, so dass hier ein genereller Trend des gesamten Norddeutschen Beckens in bezug zur Methanmigration zu vermuten ist. Zudem wird das in der Probe Prz2 identifizierte Methan (Abb.7-7; Teufe 2923 m) auf Prozesse zurückgeführt, welche mit einer kretazischen Umlagerung der Kohlenwasserstoffe in Folge tektonischer Aktivitäten in Zusammenhang stehen. Ähnlich den CH₄-Einschlüssen konnten auch reine N₂-Einschlüsse bearbeitet werden (Tab. 7-3).

Probe	FI.Generation	Th [°C]	Th _{kog} [°C]	Tb _{kog} [°C]	Wirtsmineral	Dichte [g/cm ³]	p _{N2} [MPa]	p _{Modell} [MPa]	Teufe [m]	p _{max} [MPa]
El1	prim.	-151,7	142	163	Kalzit	0,50	121	44	3790,2	97
El7	prim.	-151,4	168	195	Quarz	0,50	129	52	4465,1	114
Pa6	prim.	-149,8	180	242	Kalzit	0,47	130	121	5751,2	147
Pa6	sek.	-150,9	178	240	Quarz	0,49	141	121	5751,2	147
Pa9	sek?	-151,1	178	234	Kalzit	0,49	141	116	5257,7	134
Pnl4	prim.	-149,5	176	206	Quarz	0,46	115	71	5167,9	132
Stav2	prim.	-152,5	180	213	Kalzit	0,51	148	73	4957,6	126

Tab. 7-3: Druckberechnung aus Dichte bzw. Th der N₂-Einschlüsse. Zu Vergleichszwecken sind die nach dem Druckmodell (Kap. 7.3.3) p_{Modell} berechneten Drücke sowie unter rezenten Bedingungen maximal möglichen Drücke (bei Dichte: 2,6 g/cm³) p_{max} abgebildet; Die Dichte wurde aus Th unter Berücksichtigung der Bildungstemperaturen kogenetischer Einschlüsse (Tb_{kog}) nach der Gleichung von JACOBSEN et al. (1986) ermittelt.

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 El1 97

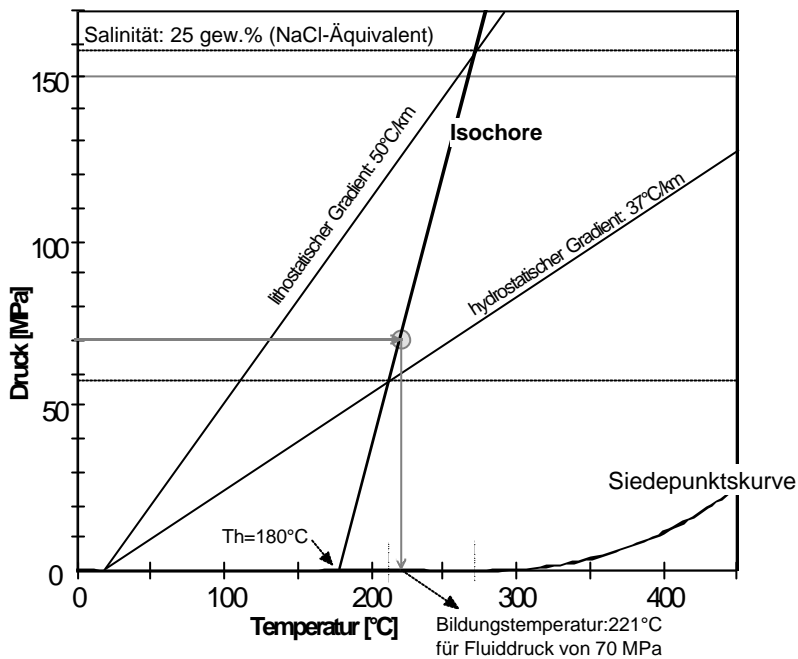


Abb.7-9: *p-T-Diagramm des Systems NaCl-H₂O für Salinität von 25 gew.% NaCl-Äquivalent, Angabe der Isochore mit Homogenisierungstemperatur von 180°C*

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. 7-8 stellt prinzipiell dar, wie die Druckkorrektur der Th erfolgt. Ausgangspunkt ist im Beispiel der Abb.7-8 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.7-9).

Mit Hilfe der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Fluiddrücke der einzelnen Proben (Kap.7.3.3; Anhang A1) 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.7-9). Anzumerken ist noch, dass die Neigung

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 ± 0,004 MPa/m ergibt sich eine Tiefe der N₂-Migration von

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 T_m zwischen -50 °C und -21 °C wurde die Gleichung von ZHANG & FRANTZ (1987) verwendet, welche für einen Temperaturbereich von $453 - 973\text{ °K}$ und Drücke von $0,1 - 300\text{ MPa}$ sowie das Fluidsystem $\text{NaCl} - \text{KCl} - \text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ gültig ist. Für T_m größer -21 °C wurde die Gleichung von BODNAR & VITYK (1994) genutzt, welche für einen Temperaturbereich von $573 - 1073\text{ °K}$ und von $0 - 600\text{ MPa}$ gültig ist. Die ermittelten T_b der einzelnen Fluid-Einschlüsse sind in Anhang A1 dokumentiert. Weiterhin ist zu beachten, dass die Gasphase einiger der bearbeiteten Fluideinschlüsse N_2 - oder CH_4 -gefüllt sind. In Abb. 7-10 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. 7-10). Daraus folgt eine Erniedrigung der tatsächlichen T_b um Beträge von in diesem Falle $7 - 8\text{ °C}$.

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 $<50\text{ °C}$ 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 T_h und der Salinitäten charakterisiert sind (Abb. 7-11). Besonders die primären Fluideinschlüsse sind, ähnlich den Dolomitzementen, einphasig und flüssig ausgebildet, was auf Bildungstemperaturen $<50\text{ °C}$ deutet. Zusätzlich treten sowohl primäre, als auch sekundäre wässrige Einschlüsse mit Bildungstemperaturen von $51 - 302\text{ °C}$ mit einem deutlichen Maximum zwischen $140 - 180\text{ °C}$ auf. Die breite Streuung der Temperatur wird z.T. auf thermische Re-Equilibrierung 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. 7-3). Die Salinitäten schwanken zwischen 0,2 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv., wobei die Anhydritkonkretionen etwa 10 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. aufweisen. Die Anhydritzemente lassen sich dagegen in zwei Gruppen gliedern (Abb. 7-3). Die erste Gruppe zeichnet sich durch Salinitäten von 0 - 8 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. und die zweite Gruppe von etwa 24 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. 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. 7-11). 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 equiv., wobei die primären Einschlüsse meist hohe (23 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv.) und sekundäre Einschlüsse niedrige Salinitäten (0 - 4 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv.) aufweisen. Eine Korrelation bezüglich der Tiefe oder anderer Parameter auf Grundlage der Daten ist nicht möglich.

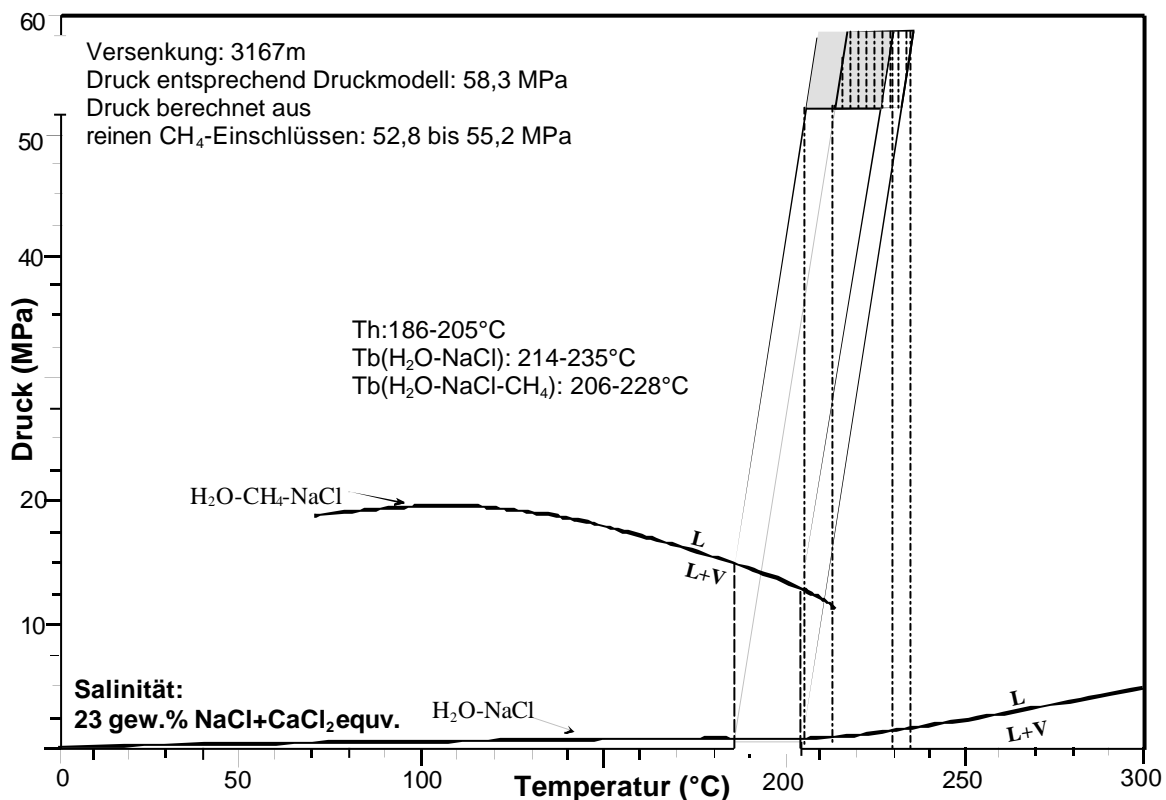


Abb.7-10: Druckkorrektur einer Einschlussgeneration der Probe E12; Die möglichen Bildungstemperaturen und -drücke sind jeweils für das NaCl - H₂O-System (gestreifte Fläche) sowie für die Anwesenheit von Methan (graue Fläche) angegeben; eingetragen sind die Siedepunktskurven des Systems H₂O - NaCl - CH₄ und des Systems H₂O - NaCl; die weißen Kästchen stellen die mikrothermometrisch bestimmten Th und Bildungsdrücke der Fluide dar.

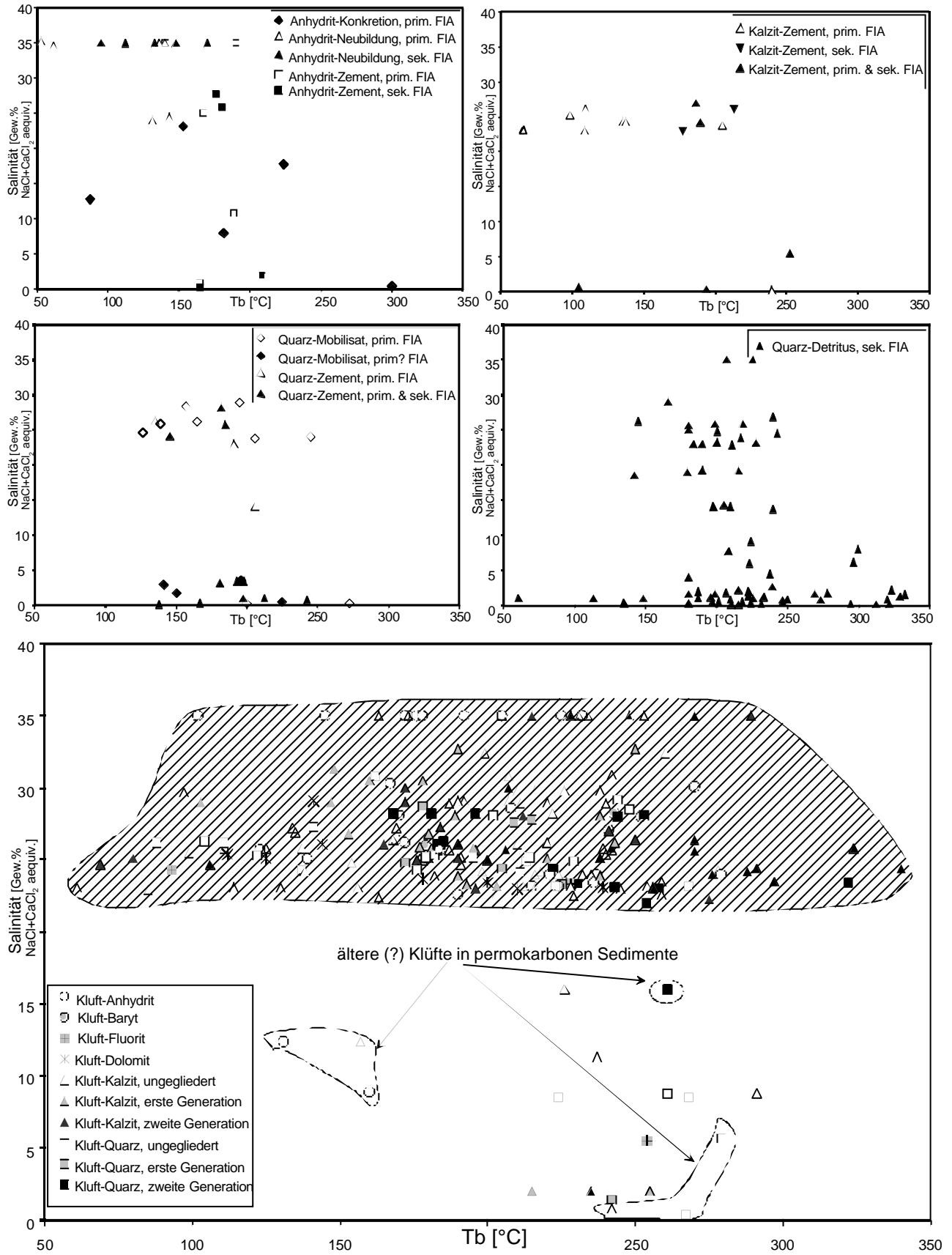


Abb. 7-11: Salinitäten und Bildungstemperaturen der Paläo-Fluide des NEDB. Jeder Datenpunkt steht für eine Flüssigkeitseinschlussgruppe (FIA) in diagenetisch gebildeten Mineralen; Einschlussgruppen in: a) Anhydrit, b) Kalzit, c) Quarz, d) sekundäre Einschlüsse in detritischem Quarz.

Kalzit-Zemente

Die bearbeiteten Kalzit-Zemente weisen Mineralbildungstemperaturen von 65 - 254 °C auf. Die primären Einschlüsse sind durch Tb von 65 - 150 °C und die sekundären Einschlüsse durch höhere Tb 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.7-11). 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. 7-11). Die niedrig salinaren Fluide mit Tb 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 equiv. 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 Tb von 160 - 250 °C. Vor allem in sekundären Flüssigkeitseinschlüssen der permokarbonen Vulkanite konnten die höchsten Tb 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 Tb 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. 7-11).

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 Vitrinitreflexionsstudien durchführten. BRECHT (1999) ermittelte Chlorit- und Illit-Thermometriedaten für authigene Tonminerale der permokarbonen Vulkanite u.a. nach der Methode von CATHELINÉAU (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 hydrothermaler 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.7-12). Die Magnesium-korrigierte 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.7-12) ist abhängig von den Ionenverhältnissen, was durch die Nutzung eines Faktors R (Abb.7-12) berücksichtigt wird.

In Abb.7-13 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. 7-13). 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 geo-

chemischer Thermometer (Abb. 7-12) 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.7-13).

So sind die aus der Chemie der Fluidlösungen berechneten Temperaturen deutlich zu hoch. Neben der Erniedrigung des Natriumgehalte 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 °C. Das Na-K-Ca-Thermometer weist hingegen generell eine hinreichend gute Korrelation mit den mikrothermometrischen Daten auf (Abb.7-13). Die Schwankungsbreiten für die fluidchemisch ermittelten Temperaturen sind meist < 80 °C und deren Mittelwerte weichen um < 80 °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. 7-12) 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

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

Abb.7-12: Gleichungen für geochemische Thermometer geothermaler Systeme (T in Kelvin, c in mg/l);

ren ebenfalls mit den mikrothermometrischen Temperaturen. Generell sind die Temperaturwerte allerdings zu niedrig (Abb.7-13).

Die mit Hilfe der cryo-REM-EDX ermittelten Elementzusammensetzungen der wässrigen Lösungen sind keine sehr

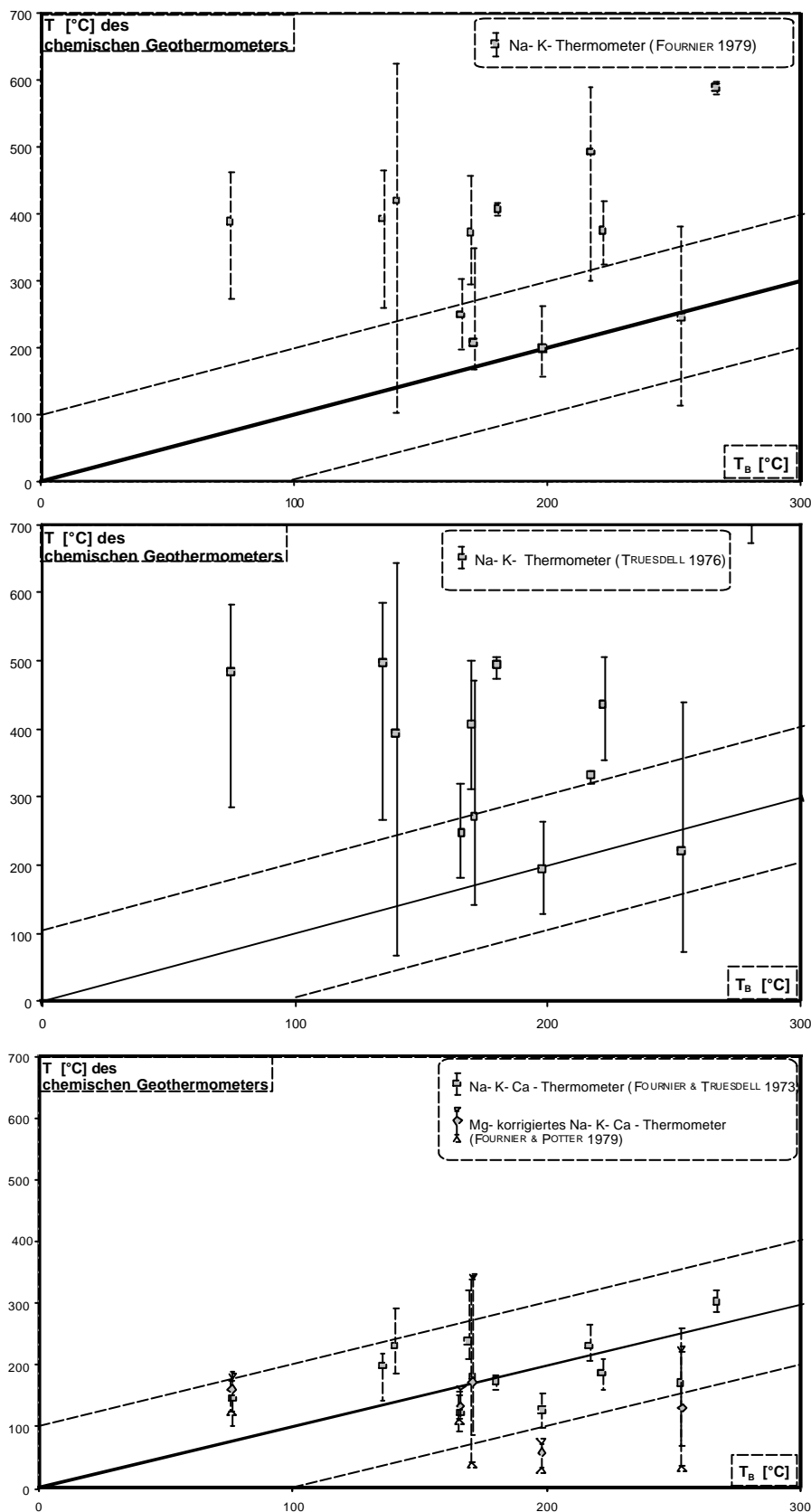


Abb.7-13: Mikrothermometrisch ermittelte Mineralbildungstemperaturen (T_b) versus der Temperatur verschiedener chemischer Geothermometer

genauen quantitativen Analysen, und entsprechend sind auch die ermittelten Temperaturen zu werten. 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

Vitrinitreflexionsdaten

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 Vitrinit. Der Inkohlungsgrad wird durch das Reflexionsvermögen der organischen Mineralbildungen Huminit und Vitrinit bestimmt. Erste Vitrinitreflexionsdaten für den Bereich der Norddeutschen Tiefebene stammen von TEICHMÜLLER et al. (1979, 1984). Dabei wird klar gezeigt, dass Vitrinitreflexion, Gebirgstemperatur und Tiefenlage proportional sind (TEICHMÜLLER et al. 1984). Allerdings wird hier auch herausgestellt, dass die Vitrinitreflexion abhängig von Lithologie,

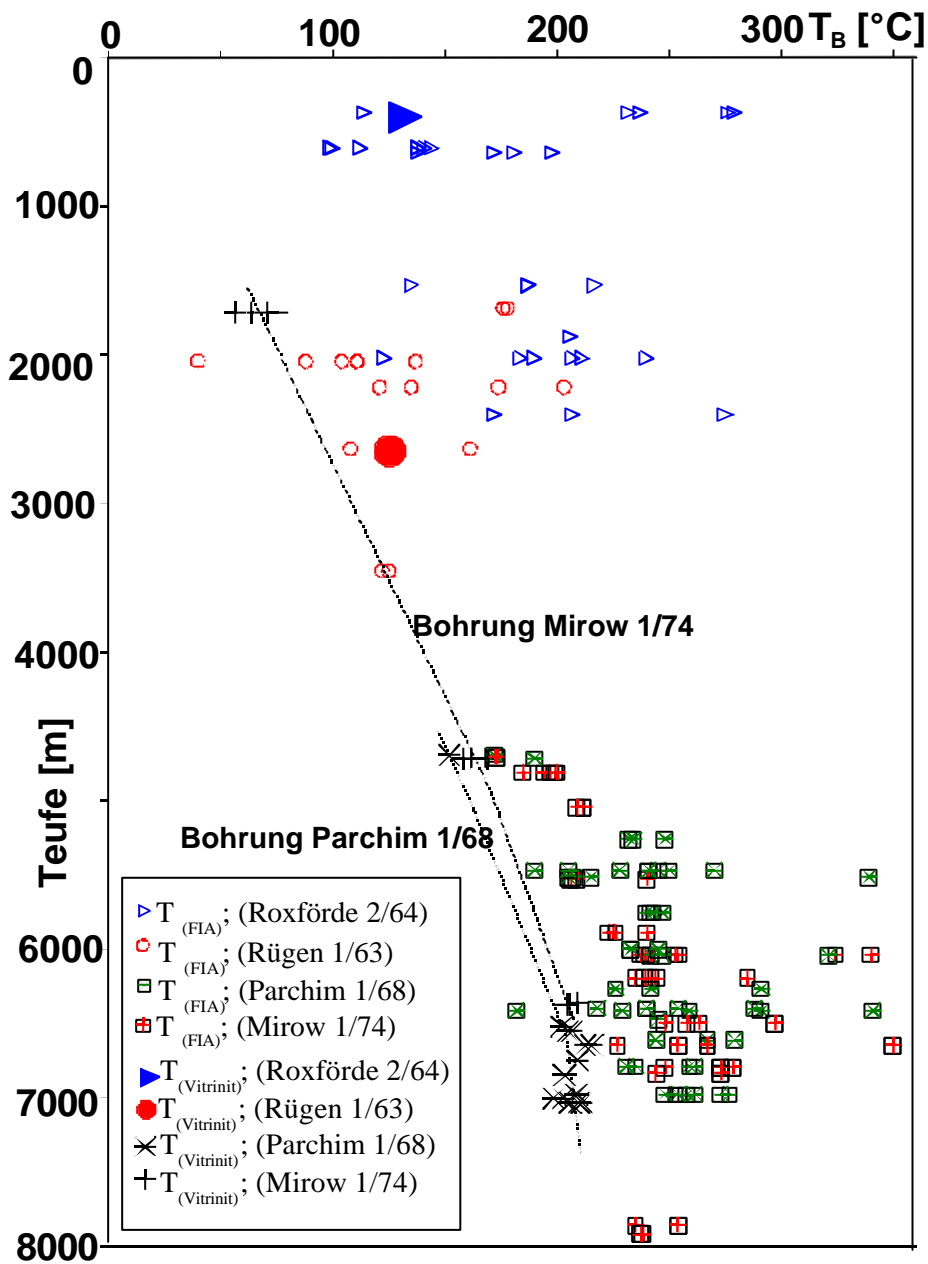


Abb.7-14: Paläo-Fluidtemperaturen von Flüssigkeitseinschlussgruppen ausgewählter Bohrungen (Mittelwerte der druckkorrigierten Homogenisierungstemperaturen) gegen Temperaturen aus Vitrinitdaten, errechnet nach BARKER & PAWLEWICZ (1994). Die Vitrinitdaten stammen von FRIBERG (pers. Mitt., 1999) und KRULL (pers. Mitt., 2000).

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 Vitritite (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 heutige 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, BENECK 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. Mächtigkeitschwankungen 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 Vitritite 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

Vitrinitdaten berechneten (Abb. 7-14). Die „Vitrinit-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 Vitriniten 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 Vitrinite offensichtlich nicht nachweisbar. Das wird aus den generell niedrigeren Temperaturen der umgerechneten Vitrinitdaten in Bezug zu den Fluidtemperaturen gedeutet (Abb. 7-14).

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, CATHELINEAU 1988, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, CATHELINEAU & NIEIVA 1985). So weisen vor allem das tetraedrisch koordinierte Aluminium und die oktaedrische Leerstelle eine Korrelation mit der Temperatur auf, während das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis nur in geringem Maße temperaturabhängig ist und eine starke Abhängigkeit von der Zusammensetzung des Nebengesteins zeigt (CATHELINEAU 1988, CATHELINEAU & NIEIVA 1985). Die entsprechenden Gleichungen zur Berechnung der Temperatur sind für die verschiedenen Berechnungsverfahren bei BRECHT (1999) zusammengefasst.

CATHELINEAU (1988) und CATHELINEAU & 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, CATHELINEAU 1988, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, CATHELINEAU & NIEIVA 1985 ermittelten Temperaturen zeigen realistische Werte (Anhang C1), 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 SiO₂-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 (WOLFGGRAMM 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 (Anhang F), 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 $\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+})$ -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 (LIU 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 LIU (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

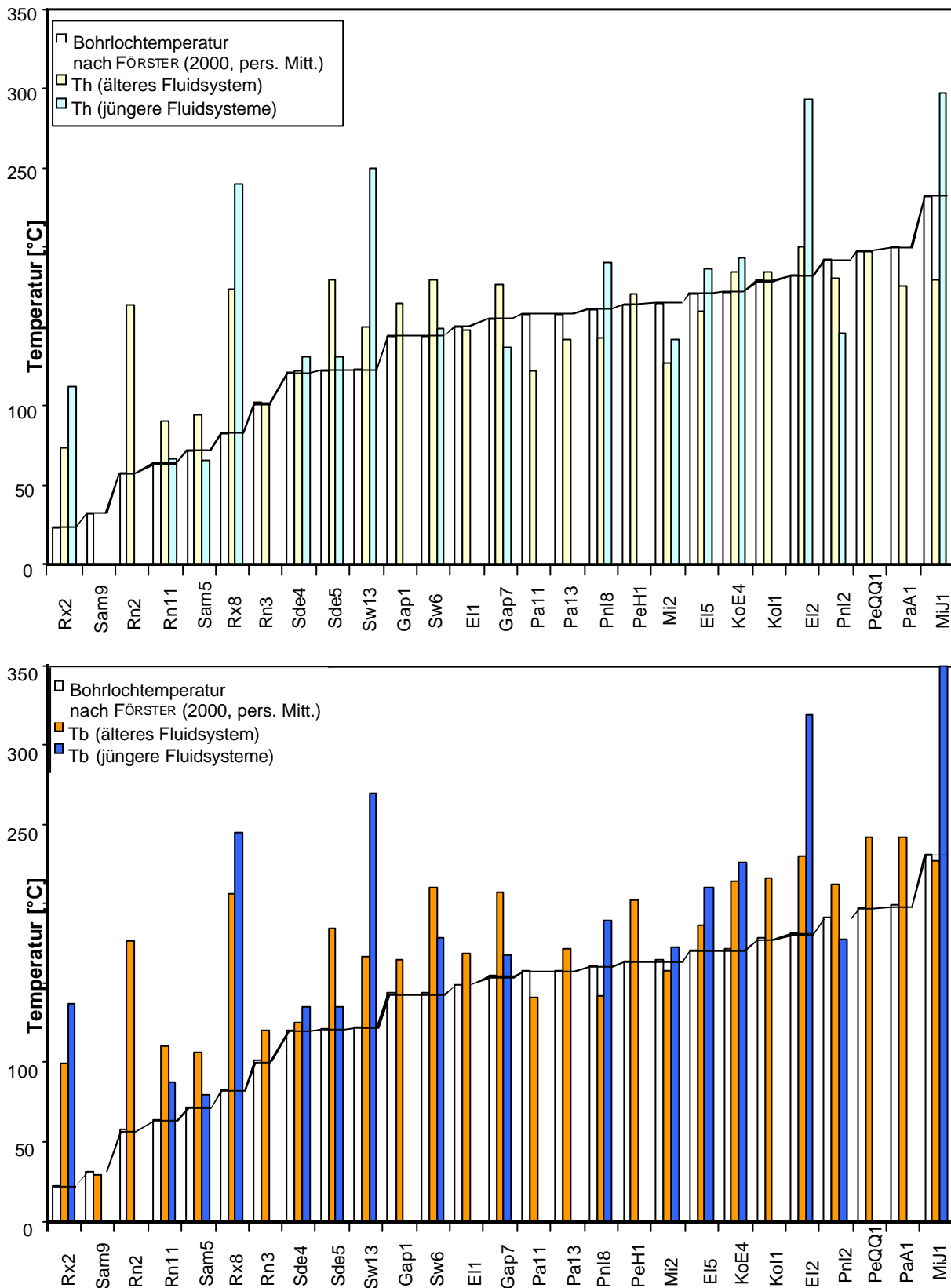


Abb. 7-15: Rezente korrigierte Bohrlochtemperaturen (FÖRSTER 2000; pers. Mitt.) im Vergleich zu mikrothermometrisch ermittelten Homogenisierungstemperaturen (Th, oberes Diagramm) und Paläo-Fluid-Temperaturen (Tb, unteres Diagramm) verschiedener Proben (vgl. Probenliste Anhang 03).

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.7-15). Große Abweichungen von dieser Korrelation bilden hierbei zum einen Fluidtemperaturen sekundärer Flüssigkeitseinschlussgenerationen (Proben: El2, 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, Pnl2). 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.7-15). 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.

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. Voraussetzung 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 Re-equilibrierung 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 Dehydration von Tonmineralen zurückzuführen sein.

Prinzipiell jünger als die Mineralzemente sind die jeweiligen Kluffüllungen. Letztere können zudem verschieden 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. 7-11). Als Hinweise auf eine „vulkanische“ Herkunft dieser Wässer können einerseits die Salinität der eingeschlossenen Fluide und andererseits die Ausbildung der zugehörigen Wirtsminerale 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 (Anhang F) 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 $< 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 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 aszendierenden 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 $0,020 \pm 0,004 \text{ MPa} / \text{m}$ 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 Vitrinitreflexionen. 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 Vitrinitdaten nicht aufgelöst werden. Zudem sind die Fluidtemperaturen durchschnittlich 30 °C höher, als die „Vitrinit-Temperaturen“. Ebenfalls geeignet ist das Chlorit-Thermometer, welches vor allem auch die Temperaturen des hochthermalen Fluidereignisses von 350 °C widerspiegelt (BRECHT 1999, WOLFGGRAMM 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 hydrothermaler 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 Vitrinitdaten, 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.