

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 alte 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 Kluffüllungen 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 Kluffsysteme im Bereich des Harzes unter Berücksichtigung der entsprechenden Kluffüllungen korreliert. Da die Kluffsysteme 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. 5-2). 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).

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 / 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 Kluft-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

Tab. 5-2: 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)

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).

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 hydrothermaler 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 strukturgeologischen 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

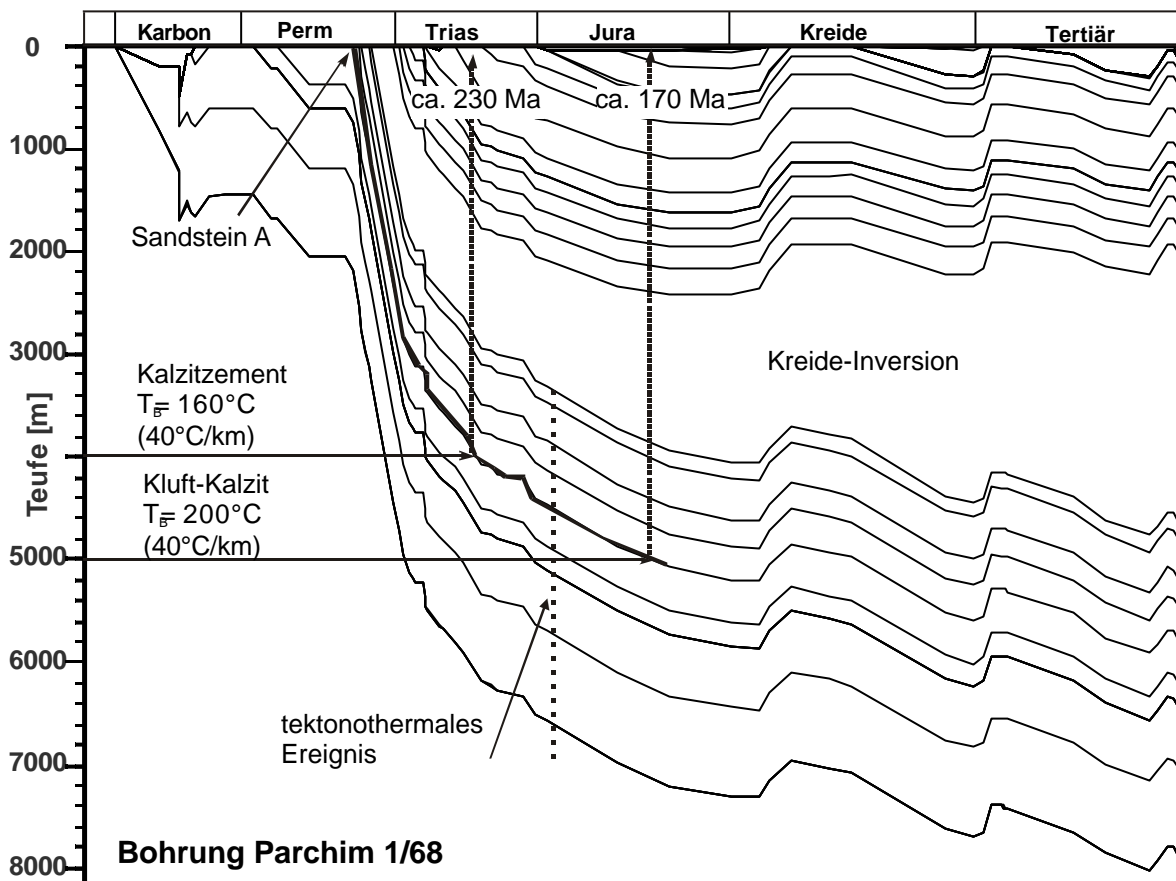


Abb. 5-1: Absenkungsdiagramm der Bohrung Parchim 1/68, modifiziert nach FRIBERG (2000a). Der Sandstein A wurde im Ober-Rotliegend abgelagert und danach versenkt (dicke Linie). Unter Annahme eines Paläo-Temperaturgradienten von $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ergibt sich eine Bildungstiefe von 4 km für 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.

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 Kluftgefügen, Stressregimes, Kluftfüllungen 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 Kluftsystem widerspiegelt. Die Hauptrichtung der Klüftung streicht hierbei NW - SE (Abb. 5-2) und äußert sich beispielsweise im Steinbruch Holzmühlental in einer steil einfallenden Plattungsklüftung. Das orthogonale Kluftsystem gehört zum Abkühlungsgefüge und wurde durch ein NE - SW gerichtetes Stressregime begründet. Das primäre Kluftgefüge 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 kluftparallele, 0,1 - 2 m lange und bis zu 0,2 m breite Kluftöffnungen 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

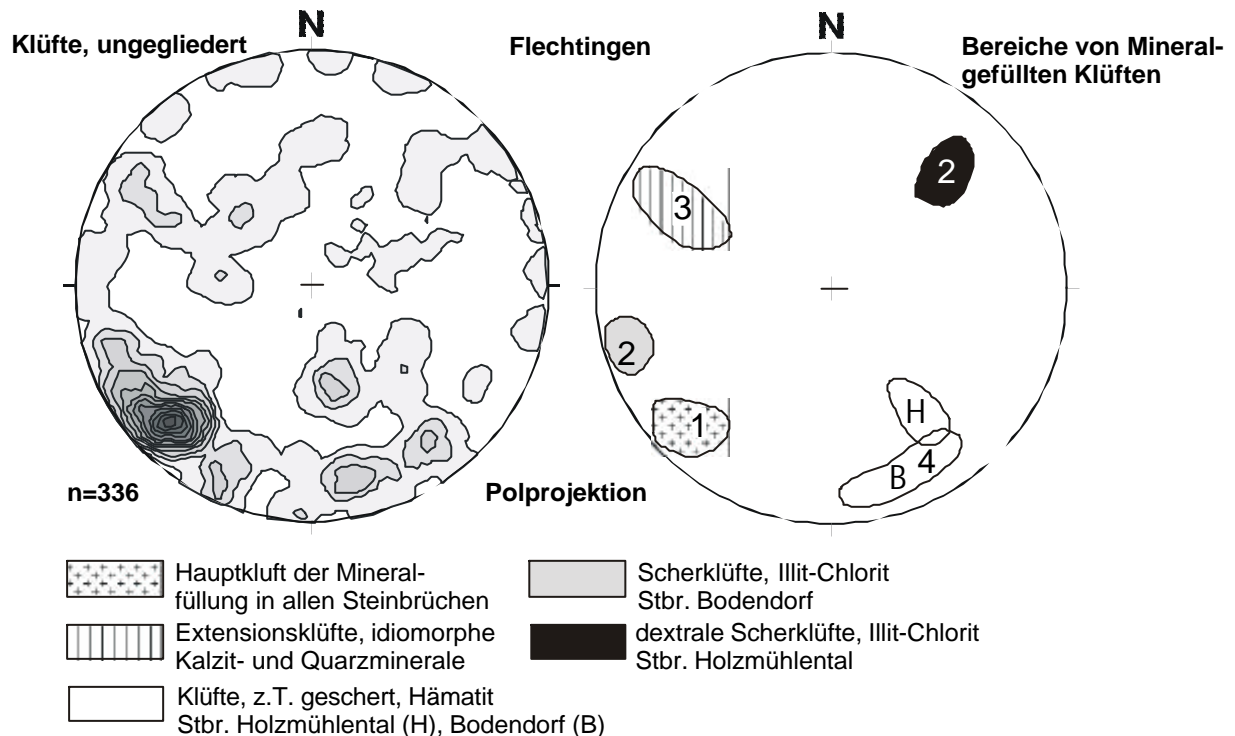


Abb. 5-2: Stereographische Projektion der Klüfte des Flechtinger Höhenzuges mit Angabe der mineralführenden Hauptrichtungen (Steinbrüche Holzmühlental, Bodendorf I und II, Eiche, Döhnstedt). links: stereographische Projektion aller Klüfte; rechts: Zuordnung bestimmter Kluftfüllungen zu Verteilungsmaxima der Klüfte

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 pulvriger Ton beobachtet werden.

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.

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	

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

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.