

Kapitel 1

Zur Fragestellung dieser Arbeit

Zum Zeitpunkt der ersten Vorüberlegungen zu dieser Arbeit herrschte eine gewisse Euphorie unter Geowissenschaftlern, die vor allem durch die erstmals vorliegenden reflektionsseismischen Untersuchungen im krustalen Maßstab (z. B. COCORP oder DEKORP), dichten Profilen in den tiefreichenden elektromagnetischen Verfahren (in erster Linie die Magnetotellurik, MT) sowie die Perspektive der sich gerade in der Planung befindlichen Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) hervorgerufen war. Während sich in dem umfangreichen neuen Datenmaterial erstmalig die Möglichkeit der Korrelation verschiedener physikalischer Materialparameter andeutete, versprach besonders das letztgenannte Projekt, wenn nicht ein *experimentum crucis* in Bezug auf die verschiedenen Krustenmodelle zu werden, so doch entscheidende Informationsgewinne über tiefere Strukturen und die dort stattfindenden Prozesse zu liefern. Ein wesentliches Ergebnis aus dem immer größer werdenden Datenmaterial magnetotellurischer Messungen – andere Meßverfahren spielten wegen der im allgemeinen geringeren Eindringtiefe nur eine geringe Rolle – war die Erkenntnis, daß die elektrische Leitfähigkeit der mittleren bis unteren Kruste – verglichen mit den im Labor gemessenen Werten – viel zu hoch ist. Erste Arbeiten [Shankland and Ander, 1983] deuteten die Perspektive einer Identifikation der Ursachen dieses anomalen Verhaltens an. Gleichzeitig wurden auch die gefundenen lokalen/regionalen Anomalien in Bezug auf ihre petrophysikalischen Ursachen neu diskutiert [z. B. Gough, 1983, 1986]. Die zentrale Rolle von Wasser bei den meisten sich in der Kruste abspielenden Prozessen war zumindest seit der Publikation von Fyfe et al. [1978] klar geworden. Obwohl Menge, Zusammensetzung, Zustand, räumliche und zeitliche Verteilung fluider Phasen in der Unterkruste in den gesamten Geowissenschaften Gegenstand intensivster Untersuchungen und weniger intensiver Diskussionen sind [nur einige der aktuellsten: Connolly, 1997a, Yardley and Valley, 1997, Frost and Bucher, 1994, Thompson and Connolly, 1990], lag der Schluß auf (salines) Wasser als Leitungsagent in diesen Strukturen nahe.

Angesichts der sich häufenden geophysikalischen Indizien für einen hohen Fluidgehalt in den regelmäßig gefundenen Zonen erhöhter Leitfähigkeit in großen Tiefen bestand nun die Notwendigkeit, Modelle für die Präsenz von Fluidsystemen und ihre Existenzbedingungen zu finden. Unter „Fluidsystem“ soll hier im weitesten Sinn eine Zone erhöhten Fluidgehalts verstanden werden, wobei die Fluide (i. Allg. Wasser) frei auftreten und welches hydraulisch von der Umgebung abgegrenzt werden kann. Als Hauptproblem für ein Modell dieser Art stellte sich bald die im krustalen Maßstab viel zu hohe hydraulische Durchlässigkeit der Kruste heraus. Einer der ersten Ansätze, die zur Abdichtung der Bereiche hohen Fluidgehalts („Fluidsysteme“) erforderlichen Zonen äußerst geringer Permeabilität („Barrieren“) zu erklären, wurde in den Arbeiten von Etheridge et al. [1983] und Etheridge et al. [1984] formuliert. Auf diesen Ansatz und einige seiner Konsequenzen soll in der hier vorliegenden Arbeit näher eingegangen werden. Das Konzept der intrakrustalen Barriere(n) hat auch weiterhin mit wechselnden Annahmen über ihre Struktur und/oder Genese große Beachtung gefunden [Haak and Hutton, 1986, Jones, 1987, Bailey, 1990].

Fluidsysteme und die dazugehörigen intrakrustalen Barrieren sind der mittleren bis unteren Kruste ($z \geq 10$ km) zuzuordnen und daher für Geowissenschaftler nur als Paläostrukturen in vereinzelten

Aufschlüssen [Salisbury and Fountain, 1990] oder als rezente Phänomene durch vergleichsweise tiefreichende und dementsprechend gering auflösende geophysikalische Verfahren erreichbar. Wie sich im Laufe der Arbeit zeigte, sind die für einen hohen Fluidgehalt sprechenden geophysikalischen Indizien nach näherer Betrachtung kaum ausreichend für eine quantitative Bestimmung der für die Modellbildung wichtigen Gesteinsparameter. Damit ist – wie im Folgenden klar werden wird – in erster Linie die hydraulische Permeabilität im weiteren Sinne gemeint. Diese Arbeit spiegelt in weiten Teilen den Versuch wieder, sich Informationen aus einer Vielzahl von Disziplinen zu beschaffen, die für die Charakterisierung der in der mittleren bis unteren Kruste hypothetisierten Fluidsysteme relevant sein könnten. Es liegt nur in der Natur der Sache, daß hier auch die Irrwege zum Ausdruck kommen, die der Autor – meistens mit besonderer Begeisterung – eingeschlagen hat.

Während in oberflächennahen Strukturen im wesentlichen salines Wasser (abgesehen von Kohlenwasserstoffen) fließt, ist die Frage der Natur der Fluide in tieferen Schichten der Kruste nicht so eindeutig zu beantworten. Obwohl wässrige Lösungen mit mehr oder weniger hohem Salzgehalt die beherrschende Rolle in Bereichen von unterem bis mittlerem metamorphen Grad (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies, vgl. Abb. 4.7, S. 153) spielen, deuten die Ergebnisse der Geochemie – beispielsweise viele Studien an Fluideinschlüssen – auf eine bedeutende, ja sogar überwiegende Beteiligung von CO_2 in hochmetamorphen Zonen hin. Andere Bestandteile – N_2 , CH_4 , S – oder Halogenverbindungen – sind zwar mengenmäßig untergeordnet, können jedoch ebenso wie Lösungsbestandteile die chemischen wie physikalischen Prozesse stark betrachten. Es sind Vorgänge zu untersuchen, die bei Auflastdrücken bis ≈ 800 MPa und Temperaturen bis $\approx 800^\circ C$ ablaufen. Diese Obergrenzen sind verhältnismäßig willkürlich gewählt: Tatsächlich wird der Bereich der meist wässrigen Fluide durch den Bereich der partiellen oder vollständigen Schmelzen des Matrixgesteins ohne einen scharfen Übergang abgelöst. Dies kann sich abhängig von Chemismus, Wassergehalt und speziellen P-T-Bedingungen über einen weiten Bereich hinziehen. Die physikalischen Eigenschaften der Fluide in diesem Bereich unterscheiden sich ebenso wie die der festen Phasen von denen in flacheren Krustenbereichen (vgl. Abschn. 2.2). Auch der Chemismus der Fluide und ihre Wechselwirkung mit der Gesteinsmatrix verändert sich mit Druck und Temperatur. Wegen der großen Änderungen in der Löslichkeit der zirkulierenden Volatile in Schmelze und erstarrendem Gestein sind heftige Wechselwirkungen zwischen den beiden vorhandenen Fluiden zu erwarten. Erhöhte Temperaturen und Drücke beeinflussen auch das Deformationsverhalten der Gesteinsmatrix. Es ist in der mittleren bis unteren Kruste mit einem mehr duktilen Verhalten des Gesteins zu rechnen. Für charakteristische geologische Deformationsraten ist ab $\approx 300^\circ C$ ein Übergang zu einem anderen Verformungstil zu beobachten. Matrixdeformation und Bewegung der mobilen Bestandteile sind über die Änderung der Druckverhältnisse eng gekoppelt. Wie später noch erläutert werden wird (Kap. 3), ist es zumindest im 'duktilen' Bereich der Kruste vermutlich nicht gerechtfertigt, Transportprozesse mit Hilfe des einfachen Darcy-Gesetzes zu modellieren.

Unsere Information über einige für eine sinnvolle Simulation dieser Vorgänge entscheidende Punkte ist äußerst lückenhaft und erfordert intensivere theoretische wie empirische Vorarbeiten. Es wurde daher bisher meist von der Betrachtung von nicht-wässrigen Fluiden abgesehen. Das schließt insbesondere das System $H_2O - CO_2 - NaCl$ ein, welches vermutlich entscheidend für die tiefe Kruste (Granulitfazies) ist und zudem wegen der Kohlenstoffbestandteile potentiell wichtig für die Erklärung krustaler Leitfähigkeitsanomalien sein könnte. Bei den zu vermutenden hohen Salinitäten weisen auch Trennungslösungen ein deutlich anderes Verhalten auf als reines Wasser: Der kritische Punkt wandert zu höheren Temperaturen und Drücken und vergrößert so das 2-Phasen-Gebiet bis nahe an die Schmelztemperatur granitischer Gesteine. Auch das Lösungsverhalten wird entscheidend verändert. Über das physikalische Verhalten dieser Fluide ist jedoch wenig Quantitatives bekannt. In den letzten Jahren sind für begrenzte P-, T- oder Konzentrationsgebiete Zustandsgleichungen veröffentlicht worden [Potter II and Brown, 1976, Phillips et al., 1981, 1983, Bowers and Helgeson, 1983a,b, 1985, Nicholls and Crawford, 1985, Tanger IV and Helgeson, 1988, Bodnar and Costain, 1991]. Dazu gehören u.a. Untersuchungen im Bereich des Ozeanwassers [Bischoff and Rosenbauer, 1985], welches ohne Zweifel eine der wichtigsten Quellen zirkulierender saliner Flüssigkeiten darstellt. Viskositäten und andere Transporteigenschaften sind bei hohen Temperaturen wenig erforscht. In dieser Arbeit wird *Fluid* daher in hohem Grade synonym mit *Wasser* bzw. wässrigen Lösungen gebraucht.

Unter einem *Fluidsystem* soll hier ganz grob ein verbundenes Netzwerk von Poren verstanden werden

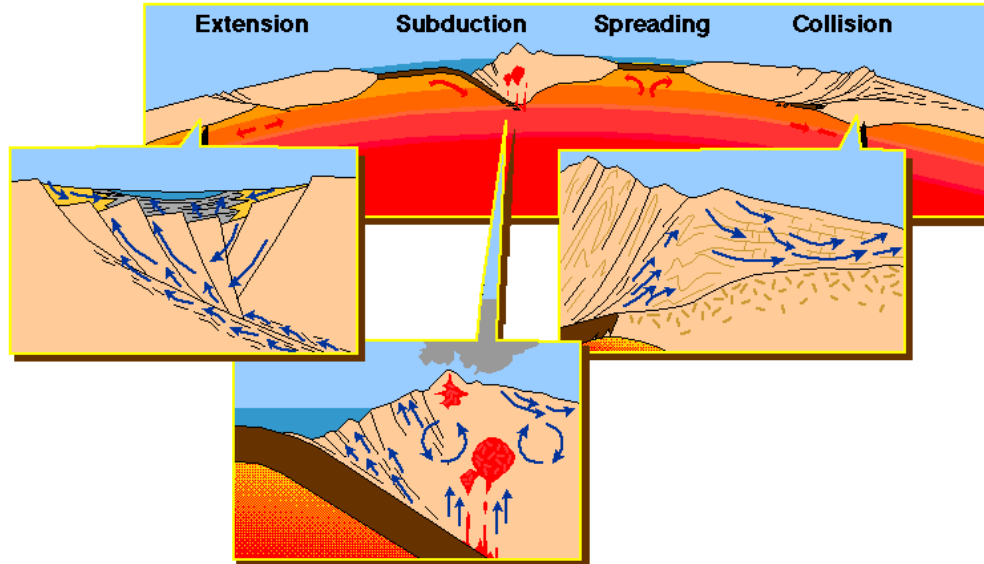


Abbildung 1.1: Fluide in der Kruste. Fluide spielen in nahezu allen geologisch/tektonischen Umgebungen eine wichtige Rolle für das physikalische und chemische Verhalten der Systeme [Person et al., 1996]. Die Mechanismen, die in den unterschiedlichen Fällen zu einer Bewegung der Fluide führen, können sehr unterschiedlich sein.

[Gold and Soter, 1984]. Es soll angenommen werden, daß es sich dabei um ein Netzwerk handelt, welches sich makroskopisch durch das für poröse Medien bekannte Darcygesetz beschreiben läßt. Dazu müssen mehrere Bedingungen erfüllt sein: Um eine Charakterisierung durch eine effektive Permeabilität möglich zu machen muß das repräsentative Elementarvolumen (REV) bedeutend kleiner sein als das betrachtete System. Damit ist gemeint, daß das durch das Volumen normierte Integral der physikalischen Eigenschaften über dieses Volumen im Mittel nicht von der Größe und der geometrischen Form dieses Volumens abhängt [z. B. Furbish, 1997, Bear and Bachmat, 1984, Bear, 1972]. In der Realität kann der Porenraum sowohl aus diskreten Rissen und Klüften bestehen (wie es zumindest in der kristallinen Oberkruste wahrscheinlich ist), als auch anderen Geometrien (z. B. Gleichgewichtstexturen, vgl. 4.3) gehorchen. Es ist plausibel, daß diese Bedingung für die hier untersuchten Probleme erfüllt ist, welche eine Skalenlänge im Bereich von $10^2 - 10^5$ m aufweisen. Die Porenstruktur muß weiterhin so beschaffen sein, daß Oberflächeneffekte eine Rolle spielen, wie es beispielsweise bei Rissen sehr kleiner Öffnung ($d \ll 10^{-8}$ m) der Fall ist. Derartige Porenstrukturen weisen jedoch i. a. derartig kleine Durchlässigkeiten auf, daß ein Effekt advektiven Transports von Wärme oder gelöstem Stoff zu vernachlässigen ist und diffusive Vorgänge dominieren. Die Fluidgeschwindigkeit im Porenraum sollte im Bereich laminaren Fließens liegen, d. h., die Reynoldszahl $Re = \frac{vd}{\mu}$ sollte klein sein. Eine hohe Reynoldszahl erfordert bei konstanter dynamische Viskosität μ des Fluids eine hohe Fluidgeschwindigkeit v und/oder einen großen Porenradius d . Die Permeabilitäten für das untersuchte Problem liegen jedoch in einem Bereich, wo sowohl v wie auch d klein sind ($v \gg 10^{-6} \frac{m}{s}$, $d \gg 1$). Auch diese Bedingung scheint für die hier relevanten Vorgänge plausibel. Obwohl dies sicher als generelle Hypothese falsch ist, wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, daß sich die Matrix über die relevanten Zeiträume nicht deformiert.

Barrieren im Sinne dieser Arbeit sind als Zonen aufzufassen, die geringe Permeabilität aufweisen. Was als gering anzusehen ist, bestimmt jeweils die Zeitkonstante des untersuchten Prozesses. Darunter soll ein Zeitraum verstanden werden, in dem ein signifikanter Druckausgleich mit der Umgebung stattfindet. Der hier benutzte Begriff ist hydrodynamischer Art und sollte daher nicht mit der Frage eines offenen oder abgeschlossenen Systems im geochemischen Sinne verbunden werden.

Fluide spielen ohne jeden Zweifel für die physikalischen und chemischen Vorgänge in Erdkruste und

Mantel eine besondere Rolle. Neben den mit ihren Transporteigenschaften für Materie und Energie zusammenhängenden direkten Wirkungen verändern sie allein durch ihre Anwesenheit die meisten Eigenschaften der Gesteine. Eine überraschende Vielfalt geologisch-tektonischer Situationen, für die eine wichtige, wenn nicht entscheidende Rolle von Fluiden postuliert wurde, ist in dem Cartoon Abb. 1.1 Person et al. [1996] zusammengestellt.

Die Mechanismen, die in den unterschiedlichen Fällen zu einer Bewegung der Fluide führen, können sehr unterschiedlich sein. Ohne damit eine Rangordnung der Relevanz aufstellen zu wollen, können hier angeführt werden:

1. Topographische Höhendifferenzen können zu beträchtlichen lateralen Druckdifferenzen führen. Es ist zu vermuten, daß dieser Mechanismus für den Fluidtransport innerhalb der intrakontinentalen Becken Nordamerikas verantwortlich ist, der über große Strecken ($> 500 \text{ km}$) stattfindet und inzwischen durch viele geowissenschaftliche Einzelergebnisse dokumentiert ist. Diese umfassen sowohl meßbare aktuelle thermische Anomalien [Bethke and Marshak, 1990, Ge and Garven, 1992, 1994], als auch ausgedehnte Lagerstätten [Garven and Freeze, 1984a,b, Garven, 1985, Garven et al., 1993, Bethke, 1986] die als Indizien für Paläofluidsysteme gelten können. Näheres dazu findet sich in den einschlägigen Reviewartikeln von Bethke and Marshak [1990] und Garven and Raffensperger [1997].
2. Tektonische Ereignisse und Prozesse könne direkt zu assoziierten Fluidbewegungen führen. Dies reicht von den durch Ob-/Subduktion induzierten Kompaktionsprozessen und metamorphen Fluidproduktionen zu den seismisch bedingten Ereignissen, die sich beispielsweise eindrucksvoll im Bayrischen Pfahl dokumentieren. Viele aufgeschlossene Quarzgänge zeigen Indizien kurzzeitiger und äußerst intensiver Fluidbewegungen. Dieser Mechanismus ist im Detail von Sibson in einer Reihe von Untersuchungen [u. A. Sibson, 1982, 1987, Sibson, 1994] diskutiert worden. Durch regionale Tektonik oder auch nur Subsidenz induzierte metamorphe Umwandlungen können zu einer Fluidproduktion führen, die längerfristigen Änderungen des Fluidregimes mit all ihren Konsequenzen bewirken sollten [Etheridge et al., 1983, 1984].
3. Konvektion im engeren Sinne entsteht durch die differentielle Dichteänderung eines Fluids, die durch veränderte Temperatur oder Lösungsgehalt hervorgerufen wird. Sie erfordert bestimmte kritische Bedingungen (Rayleighzahl) zu ihrer Existenz. Sind diese einmal gegeben, kann jedoch in diesem überkritischen Bereich eine stationäre Bewegung erfolgen. Praktisch ist sie jedoch an die Lebensdauer des Prozesses gekoppelt, der die Energie für diese Bewegung liefert: Dies sind beispielsweise plutonische oder vulkanische Platznahmen und die darauf folgenden Abkühlungsprozesse. Die damit verbundenen Erscheinungen und Prozesse sind in der Literatur durch umfangreiche Untersuchungen und Modellrechnungen dokumentiert [für viele andere: Norton and Knight, 1977, Fehn and Cathles, 1979, Hanson and Barton, 1989, Hanson, 1995, Dipple and Ferry, 1996]. Hierher gehören auch die in der frühen Entwicklung der ozeanischen Kruste bekannten Zirkulationssysteme, die intensiv untersucht [zusammengefasst z. B. in Schultz and Elderfield, 1997] sind und schon früh modelliert wurden [Fehn and Cathles, 1979, Fehn et al., 1983].

Die weite Verbreitung und große Bedeutung der Fluide geht mit einer ebenso großen Spannweite in Bezug auf ihre Existenzbedingungen einher. Die Klassifizierung dieser Bedingungen ist wegen der großen Zahl der beeinflussenden Faktoren nicht einfach. Die verschiedenen Mechanismen legen jedoch nahe, die in den verschiedenen Situationen realisierten Fluidgeschwindigkeiten hinzuzuziehen. In Abb. 1.2 sind hier Werte für die wichtigsten oben genannten Mechanismen zusammengestellt. In der hier vorliegenden Arbeit werden im wesentlichen zwei dieser Mechanismen eine Rolle spielen: Die Krustenentwässerung (Punkt (2) der obigen Aufzählung) und die Konvektion im eigentlichen Sinne. Dies hat mehrere Gründe:

- Obwohl topographiegetriebene Fluidbewegungen zu vergleichsweise hohen Fluidgeschwindigkeiten und beträchtlichen Massenbewegungen führen, spielen sie sich in erster Linie in der Oberkruste und unter überwiegender Beteiligung meteorischer Wässer ab. Insofern sind sie im Zu-

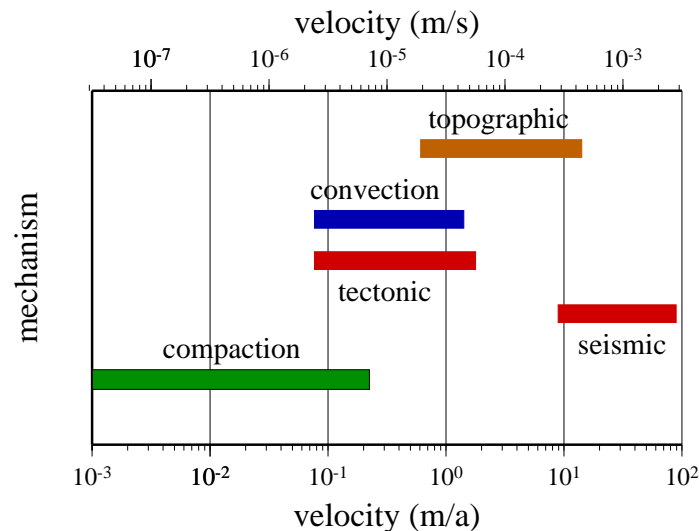


Abbildung 1.2: Typische Fluidgeschwindigkeiten bei den verschiedenen Antriebsmechanismen. Die Zahlen wurden aus entsprechenden Reviewartikeln [Garven and Raffensperger, 1997, Cathles III, 1997] entnommen.

sammenhang einer krustalen Barrierenbildung nicht relevant. Ähnliches gilt von den kompaktionsinduzierten Strömungen, die überdies oft geringe Geschwindigkeiten erreichen, so daß im hier vorgestellten Zusammenhang kaum relevante Ergebnisse zu erwarten sind. Wie in vielen Publikationen zur Genese von Fluidüberdrücken in sedimentären Strukturen diskutiert wurde, spielen hier weniger Abdichtungsmechanismen als Deformation und frühe metamorphe Reaktionen eine Rolle [z. B. Martinsen, 1994], deren Behandlung durch das in dieser Arbeit entwickelte einfache Schema ausgeschlossen ist.

- Der in dieser Arbeit verwendete Algorithmus ist effektiv in der Lage, Gradientenreaktionen [definiert in Phillips, 1976] zu simulieren. Wie in Kap. 2 noch weiter erläutert werden wird, ist damit das Feld möglicher Simulationsszenarien durch die Gleichgewichtsbedingungen der verwendeten chemischen Reaktionen eingeschränkt. Die in quasi seismischen Prozessen erreichten Fluidgeschwindigkeiten liegen jenseits dieser Geltungsgrenzen. Diese Prozesse werden zudem mit Bruchdeformation verbunden, die vollkommen außerhalb des entwickelten Schemas liegt. Es ist nicht sinnvoll, mit dem in dieser Arbeit entwickelten Instrumentarium diese schnellen tektonischen Prozesse zu simulieren.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Modellrechnungen und die dazugehörige Methodologie ist motiviert durch die Fragestellung, wieso es möglich ist, daß signifikante, von der Oberfläche aus – mit den Mitteln der Geophysik – sichtbare Zonen erhöhter Porosität (Fluidsysteme) existieren. Dies ist durchaus keine triviale Hypothese, da hier von Tiefen die Rede ist, die der mittleren bis unteren Kruste zuzuordnen sind. Obwohl eine Zirkulation von Oberflächenwässern mindestens bis in die mittlere Kruste wahrscheinlich sind [Wickham and Taylor Jr., 1985], wird oft angenommen daß der steigende lithostatische Druck in Tiefen > 10 km Rißsysteme oder andere Porenräume – zumindest in geologischen Zeiträumen – schließt. Obwohl kontrovers diskutiert wird, wie weit beispielsweise Unregelmäßigkeiten einer Rißoberfläche einen residualen Porenraum bis in große Tiefen erhalten können, ist vermutlich das Vorhandensein von Zonen geringen oder verschwindenden effektiven Drucks eine Voraussetzung offenen Porenraums in Tiefen > 10 km. Unter dem effektiven Druck soll hier die Differenz von Fluiddruck und lithostatischem Matrixdruck verstanden werden. Der lokalen Verformung und Vernichtung einer vorhandenen Porenstruktur wird in diesem Falle durch den Fluiddruck entgegengewirkt.

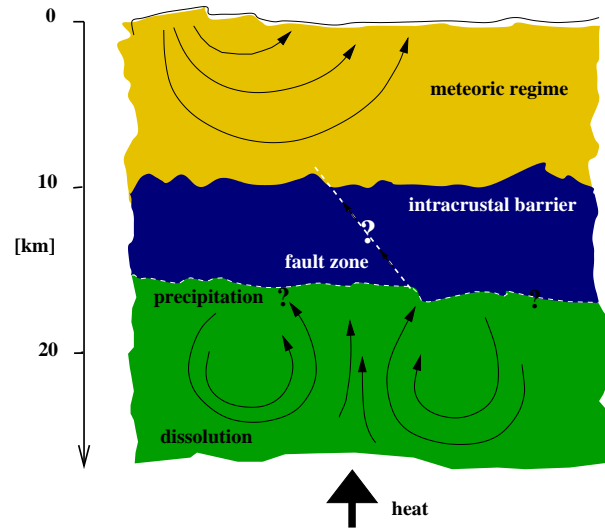


Abbildung 1.3: Krustenmodell nach Etheridge et al. [1983]. Nähere Beschreibung im Text.

Die besondere Fragestellung dieser Arbeit verdankt sich den von Etheridge et al. [1983, 1984] veröffentlichten suggestiven Abbildungen (vgl. Abb. 1). Dieses – sicher spekulative – Modell versucht, die Existenz tiefer Fluidreservoirs genetisch mit ihren Existenzbedingungen zu verknüpfen. Fluidbewegungen und besonders konvektive Anteile derselben spielen eine zentrale Rolle in ihren Überlegungen. In diesem Zusammenhang wird diskutiert, ob in den unteren Stockwerken der Kruste Konvektionszellen großen lateralen und vertikalen Ausmaßes denkbar sind.

Die genannten Autoren gehen von einer dreifachen Gliederung der Kruste aus: Die oberste Schicht ($z \leq 5 - 15$ km, Zone I) bildet einen Bereich der Zirkulation überwiegend meteorischer Wässer, worunter hier auch Seewasser verstanden sein soll. Die Fluiddruckverhältnisse in diesem Bereich sind im wesentlichen hydrostatisch. In der darunterliegende Zone II ($5 - 15 \leq z \leq 15 - 20$ km) werden in erhöhtem Maß Minerale (insbesondere Quarz) ausgeschieden. Sie wird als effektiver Abdichtungshorizont begriffen. Zone III ($z \geq 15 - 20$ km) weist eigene, von der Oberfläche abgeschlossene Zirkulationssysteme auf, welche bis in die Zone partieller Schmelzen und/oder Intrusionen reichen. Die Fluiddruckverhältnisse in diesem Bereich müssen als nahezu lithostatisch angesehen werden. Diese Annahme ist notwendig, da nur unter den Bedingungen eines effektiven Druckes $P_{eff} = P_{lith} - P_f \approx 0$ ein Porenraum offengehalten werden kann, indem der vom Fluid ausgeübte Porendruck P_f den lithostatischen Gebirgsdruck P_{lith} neutralisiert.

Eine Reihe von Aspekten dieses Bildes sind ohne Zweifel richtig. Spuren heftiger Zirkulationen von Oberflächenwässern bis in Tiefen von > 12 km sind eindeutig nachgewiesen [Losh, 1989, Valley, 1986, Wickham and Taylor Jr., 1985]. Quarzgefüllte Risse jeglicher Größenordnung gehören durch die gesamte Kruste zu den am häufigsten beobachteten Phänomenen und ihre Entstehung durch kontinuierliche Ausfällung aus überkritischen Fluiden oder durch einen transienten *crack-seal*-Mechanismus steht in den meisten Fällen außer Frage.

Für lithostatische Druckverhältnisse in der Unterkruste (Zone III) oder zumindest deutlich oberhalb des hydrostatischen Werts lassen sich ebenfalls eine ganze Reihe von Argumenten anführen. Die Konsistenz des auf koexistierenden Mineralphasen bei $P_{H_2O} \approx P_{lith}$ beruhenden petrologischen Systems ist [Etheridge et al., 1983, 1984, Bruton and Helgeson, 1983] ein zwar sehr allgemeines aber nichtsdestoweniger überzeugendes Argument für die weite Verbreitung lithostatischer Porendruckverhältnisse in der Kruste. Die Annahme von Wasserdrücken wesentlich unterhalb des Matrixdrucks würde eine Reihe von Phasengrenzen in Richtung auf geringere Drücke und Temperaturen verschieben, welche in der Natur nur ausnahmsweise beobachtet werden. Der Sinn einer solchen Betrachtungsweise muß jedoch in unserem Zusammenhang in Frage gestellt werden [vgl. auch Yardley and Valley, 1997]: Es muß hierbei unterschieden werden zwischen einem lokalen geochemisch wirksamen Druck, der die Be-

dingungen des Metamorphismus beeinflusst, und einem über ein größeres Gebiet gemittelten Druck, der in die hydrodynamischen Modelle eingeht. Es ist verhältnismäßig leicht, sich ein Modell eines von Rissen durchzogenen Bereichs vorzustellen, dessen Durchlässigkeit im Matrixbereich sehr gering ist und dessen Permeabilität im großen Rahmen durch die durch ihn verlaufenden Risse bestimmt ist. Es ist im inneren dieser „Zellen“ durchaus vorstellbar, daß Fluiddrücke hoch genug erhalten werden können, um nahezu lithostatische Drücke während der Reaktionsphase aufrechtzuerhalten, zumal die meisten Dehydrationsreaktionen in diesem Bereich geologisch schnell sind (d.h. in Zeiten angeschlossen sind, die kurz gegenüber der thermischen Relaxationszeit sind) [Walther and Wood, 1984]. Eine räumliche Verbundenheit, wie sie hydrodynamisch wirksam ist, ist zunächst nicht gefordert.

Der in diesem Tiefenstockwerk (Zone III) angenommene offene Porenraum impliziert eine erhöhte Permeabilität, die für die dort vor sich gehenden Transportvorgänge von entscheidender Bedeutung ist. Für eine erhöhte Permeabilitäten der Unterkruste sind viele Argumente geäußert worden: Viele petrologische und isotopische Untersuchungen in vielen Gebieten deuten darauf hin, daß wasserreiche Fluide in beträchtlichem Ausmaß (pervasiv oder kanalisiert) durch bestimmte Einheiten geflossen sein müssen. Indikator dieses Prozesses sind bezeichnenden Verteilungen bestimmter Elemente/Isotope und die auf dieser Basis geschätzten extrem hohen integrierten Flüssigkeits-Gesteins-Verhältnisse. Diese können derart gedeutet werden, daß ein Mehrfaches des Gesteinsvolumens an Fluiden durch ein Volumenelement geflossen sein muß. Prinzipiell kann dies entweder durch den einmaligen Durchfluß einer großen Fluidmenge erklärt werden oder durch den mehrmaligen Durchfluß einer kleineren Menge. Ferry [z. B. Ferry, 1980, 1983, 1986, 1994a,b] hat in vielen seiner Publikationen den zweiten Standpunkt vertreten, während seine Thesen von Wood and Graham [1986] und anderen [Wood and Walther, 1986, Yardley, 1986] heftig in Frage gestellt wurden. Die bei hohen Drücken und Temperaturen vor sich gehenden metamorphen Mineralumwandlungen implizieren Änderungen in Porosität und Deformationsverhalten, die in ihrer Summe als permeabilitätssteigernd gedeutet wurden. Vor allem während den Phasen prograder Veränderungen sollte zumindest zeitweise hohe Permeabilitäten vorhanden sein, da die freigesetzte Fluidmenge beträchtlich ist ($> 10\text{wt}\%$) entweder Porenfluid erhalten oder weggeführt werden muß. Das komplizierte Wechselspiel der hydrodynamischen und petrochemischen Faktoren ist erst kürzlich näher untersucht worden [Connolly, 1997a, Ko et al., 1997, Wong et al., 1997].

Von entscheidender Bedeutung für das von Etheridge et al. [1983] propagierte Modell ist Region II, die die beiden Zirkulationsregimes voneinander trennt: Anderenfalls müßte sich nach dem oben gesagten ein mehr oder weniger schneller Entwässerungsprozess abspielen, welcher wegen des damit verbundenen Druckabfalls zum Verschwinden jeglichen Porenraums in der Unterkruste (Zone III) führen würde. Besonders umstritten ist die Existenz von konvektiven Elementen in der Bewegung der Fluide in Zone III und die daraus erwachsenen Folgen. Warum ist die Konvektion von Fluiden für die Etheridge'sche Vorstellung von so großer Bedeutung?

Das gerade beschriebene Modell erfordert notwendig einen Mechanismus, der in großem Stil die Kruste abdichtet (Zone II), d.h. zu Permeabilitäten führt, die wesentlich geringer sind als die durch Reißpermeabilität und regionale Inhomogenitäten bestimmte Durchlässigkeit der normalen Kruste ober- und unterhalb dieser Zone. Dieser Mechanismus sollte nach dem im letzten Kapitel dieser Arbeit Gesagten mit der Temperaturverteilung in der Kruste gekoppelt sein. Etheridge et al. [1983] haben die Genese der geringen Permeabilität in Zone II an die Fluidbewegungen selber geknüpft, indem sie Mineralausscheidungen aus konvektierenden Fluiden für die Abdichtung verantwortlich machen.

Es existieren jedoch eine Reihe von Problemen für diese Theorie: Wasser als wichtigster Lösungsträger transportiert selbst unter den günstigsten in der Kruste realisierten Bedingungen nur geringe Mengen von Mineralien. Für die wichtigsten angetroffenen Minerale dieses Typs sind dies weniger als $1\text{wt}\%$, (Quarz, $500\text{ }^\circ\text{C}$, 400 MPa) oder weniger, wie beispielsweise Kalzit mit $< 0.1\text{wt}\%$. Eine vollständige Ausfüllung der aktiven Porosität mit Quarz erfordert daher eine mehr als hundertfache Lösungsmenge, selbst wenn man annimmt, daß der gesamte gelöste Stoff auf einmal ausgeschieden wird. Es bleibt daher die Alternative: Entweder es existiert eine Zirkulation, welche eine geringe Fluidmenge mehrfach durch das System bewegt oder ein sehr großes Fluidvolumen wird durch ein gegebenes Gesteinselement transportiert und hinterläßt dort seinen Lösungsgehalt. Diese beiden alternativen Bewegungsformen sind schematisch in Abb. 1.4 dargestellt.

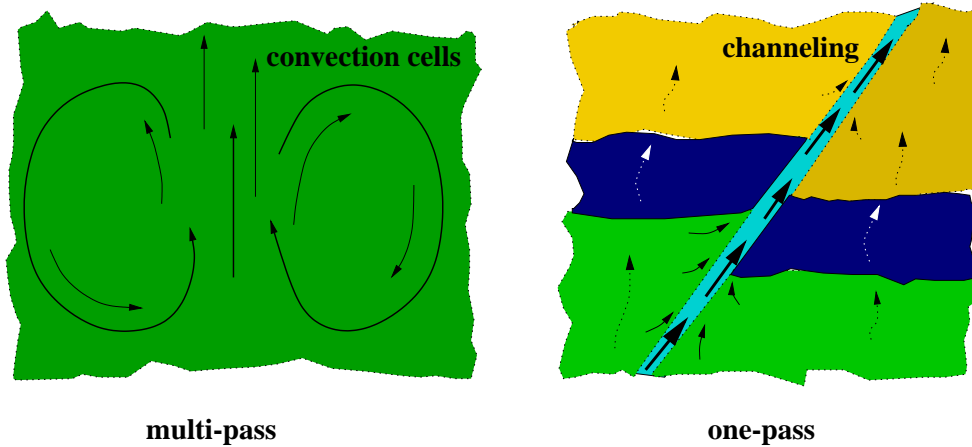


Abbildung 1.4: 'One-pass' oder 'multi-pass'? In dieser Abbildung sind die beiden prinzipiellen Modelle der Bewegung von Fluiden in der Kruste dargestellt. Sie unterscheiden sich grundsätzlich durch den Charakter der antreibenden Kräfte. Während der Auftrieb bei den Konvektionszellen auf der *rechten* Seite durch die differentielle Expansivität der beteiligten Flüssigkeit beruht, ist *links* die Dichtedifferenz zwischen Fluid ($\leq 1000 \text{ kg/m}^3$) und Matrixgestein ($\approx 2800 \text{ kg/m}^3$). Die erste dieser Bewegungsformen ist daher nur mit quasi hydrostatischen Drücken im Fluidsystem verträglich, während die zweite Druckgradienten weit jenseits dieser Bedingungen impliziert.

Hier soll zunächst auf die Frage der Möglichkeit von Konvektionszellen großen lateralen und vertikalen Ausmaßes in entsprechenden Tiefen aufgeworfen werden. Etheridge et al. [1983] haben ebenso wie andere Autoren [Valley, 1986, England and Thompson, 1984] auf ein einfaches Argument zurückgegriffen, um diese Hypothese zu erhärten oder zurückzuweisen: Wie schon lange bekannt ist [Lapwood, 1948] existiert in einer von unten erhitzten Schicht dann Konvektion, wenn die Rayleighzahl $Ra \geq Ra_{krit}$ ist, wobei unter der Rayleighzahl eine noch näher zu erläuternde dimensionslose Kombination von Material- und Systemparametern zu verstehen ist (vgl. Abschn. 3.2, Tab. 3.3). Für den bekanntesten Fall einer stationären Konvektion in einer horizontalen Schicht unendlicher Ausdehnung bei Dirichlet'schen Randbedingungen für die Temperatur ($T = const$ für $z = 0, H$) ist die Rayleighzahl definiert durch

$$Ra = \frac{k\rho_f^2 g \alpha_f c_f \Delta T H}{\lambda \mu_f}$$

Es existiert in diesem Fall ein kritischer Wert der Größe Ra , der einen Bereich konvektiver Fluidbewegung von einem Gleichgewichtszustand abgrenzt. Diese Bewegung ist zunächst stationär in nahezu gleichmäßigen Konvektionszellen, kann jedoch bei höheren Werten von Ra auch räumlich und zeitlich kompliziertere Muster bis hin zu chaotischen Strukturen hervorbringen. Auch für andere Systemkonfigurationen können Rayleighzahlen definiert werden, die z. B. Nield and Bejan [1992] zusammengestellt haben. Der numerische Wert von Ra_{krit} hängt seinerseits von dieser Konfiguration und insbesondere von den gewählten Randbedingungen für den Druck ab [vgl. dazu Nield and Bejan, 1992, Ribando and Torrance, 1976].

Im hier diskutierten Fall erscheint tatsächlich eine Herausbildung von Konvektionszellen nur bei sehr großen Permeabilitäten und Vertikalausdehnungen wahrscheinlich. Nimmt man für einen Augenblick das oben erwähnte Argument ernst, so läßt sich rein immanent folgendes feststellen: Unter den Bedingungen der mittleren/unteren Kruste ($T \approx 400^\circ\text{C}$, $P \approx 400 \text{ MPa}$) erhalten wir unter günstigen Annahmen ($H = 10 \text{ km}$, $\Delta T = 300^\circ\text{C}$) ein $Ra \approx 2 \cdot 10^{17} \cdot k$. Daraus ergibt sich, daß Permeabilitäten in der Größenordnung von 10^{16} m^2 nötig sind, um stationäre Konvektion zu erzeugen – deutlich mehr als der von Etheridge et al. [1984] angegebene Wert, der aus einer Kombination von mächtiger Unterkruste ($H = 25 \text{ km}$) und einer Temperaturdifferenz von 700°C (!) hervorgeht. Stationäre Konvektionszellen sind daher in der Unterkruste nur unter besonderen Bedingungen denkbar. Dies gilt

auch deshalb, weil schon in Bezug auf die räumliche Ausdehnung unbedeutende Inhomogenitäten geringer Permeabilität eine freie Konvektion empfindlich stören oder gar verhindern können. Bjørlykke and Egeberg [1993] [vgl. auch Bjørlykke, 1993, 1994, Palm, 1990] haben durch Modellrechnungen gezeigt, daß in Sedimentstrukturen bereits dünne Tonstrukturen ausreichen, um stationäre Konvektion zu verhindern. Jedoch muß hier kritisch angemerkt werden, daß derartig ausgedehnte, räumlich nicht unterbrochene Barrieren nicht die Regel sind. Wie sich im Laufe dieser Arbeit herausstellte, sind Konvektionszellen bei Zufallsverteilungen der Permeabilität überraschend stabil.

In anderen geometrischen (oder auch physikalischen) Konfigurationen existiert hingegen kein Ra_{krit} in Sinne der oben angerissenen Theorie. Beispielsweise herrscht in einer geneigten Schicht gleicher Randbedingung im quasi unterkritischen Bereich ($Ra \leq Ra_{krit,hor}$) immer Konvektion. Allgemein ist jede Konfiguration instabil (d.h. führt zu zunächst transienten Fluidbewegungen), für die die Gleichgewichtsbedingung $\mathbf{g} \times \nabla\rho = 0$ nicht erfüllt ist. Obwohl kein unterkritischer Bereich existiert, können die Fluidgeschwindigkeiten beliebig klein werden. Da die Bewegung jedoch stationär für lange Zeiten bestehen kann, können auch derartige Zirkulationssysteme von Bedeutung für geochemische und andere Prozesse sein. Wie aus numerischen und empirischen Untersuchungen an geneigten, dreidimensionalen Gebieten hervorgeht, besteht in der Ra - α -Ebene eine ganze Menagerie von möglichen Zirkulationsformen [Combarnous, 1978], die bis zu einem quasi chaotischen Verhalten im Sinne von Schuster [1987] reichen. Ein Beispiel der Behandlung einer geneigten Schicht für schwach überkritische Verhältnisse – realisiert durch ein gefaltetes Sedimentpaket – geben [Wood and Hewett, 1982]. Dieses Modell wird unten (Abschn. 3.2) noch näher untersucht werden.

Auch der Mechanismus der konvektiv bedingten Ausfällung an sich hat seine eigenen Probleme: Wie weiter unten (Abschn. 3.1.2) noch näher erläutert wird, nimmt mit zunehmender Füllung des Porenraums der Flüssigkeitsdurchsatz ab. Es existiert also eine negative Rückkopplung, während bei der Aufnahme von Quarz aus der Matrix der verstärkte Abtransport des gelösten Stoffes eine solche positiver Art bedeutet. Es ist daher zu erwarten, daß eine sehr inhomogene Porositätsverteilung entsteht.

Wie schon aus den Abschätzungen der kritischen Systemparameter deutlich wird, spielt die Permeabilität und ihre räumliche Verteilung eine besondere Rolle. Ergibt die Variation der relevanten Parameter in den Grenzen der in der Kruste wahrscheinlich realisierten Bedingungen (Materialbestand, Druck, Temperatur) eine potentielle Änderung von weniger als zwei Größenordnungen, so sticht die Ausscheidungs durch eine Spannbreite hervor, die um ein Vielfaches größer ist: Sie reicht von 10^{-10} m^2 für Sandsteine bis zu 10^{-23} m^2 für Tonsteine oder dichte, tektonisch nicht angegriffene Kristallingesteine. Brace [1984] und weiterführend Clauser and Huenges [1995] haben aus der veröffentlichten Literatur Schätzwerte für die uns hier in erster Linie interessierenden Kristallingesteine zusammengetragen, die in Abb. 1.5 dargestellt sind. Auch hier bleibt eine vergleichsweise hohe Streubreite von 6 Dekaden erhalten. Neuere Untersuchungen [Manning and Ingebritsen, 1999] auf Basis der Reinterpretation geothermaler Daten und Abschätzungen metamorpher Permeabilitäten deuten allerdings auf einen tieferen Schwerpunktswert und eine geringere Streuung ($10^{-18.5 \pm 1} \text{ m}^2$) für die Kruste $> 12 \text{ km}$ hin. Die Abweichungen sind vermutlich einer unterschiedlichen und von vorneherein homogeneren Datenbasis (jenseits des Übergangs zu duktilen Deformationsformen) geschuldet. Für die Modellierung regionaler geologischer Systeme sind sicher die *in situ* bestimmten Werte relevant, die einem Skalenbereich von 1 – 100 km zugeordnet werden. Es ergibt sich bei Clauser and Huenges [1995] ein überraschend hoher Schwerpunktswert von $10^{-16} - 10^{-17} \text{ m}^2$, der also durchaus nicht allzu weit von dem zur Existenz von Konvektionssystemem kritischen Wert entfernt liegt. Die oben erwähnten deutlich geringeren Werte von Manning and Ingebritsen [1999] würden allerdings eine Konvektion äußerst unwahrscheinlich machen.

Voraussetzung für eine stationäre Konvektion im oben beschriebenen Sinne ist allerdings, daß der Auftriebsterm nicht durch einen erzwungenen Gradienten des Fluiddrucks P_f unterdrückt wird. Dies wäre dann der Fall, wenn tatsächlich in tiefen Fluidsystemen neben der sicherlich richtigen Bedingung $P_f \approx P_m$ auch noch: $\nabla P_f \approx \nabla P_m$ gelten soll. Genau dies ist jedoch implizit von [Wood and Graham, 1986, Wood and Walther, 1986, Yardley, 1986] gefordert worden, die eine Etheridge et al. [1983] entgegengesetzt Position vertreten. Das plastische Verhalten der Kruste unter erhöhten Temperaturbedingungen stellt einen quasi lithostatischen Gradienten des Fluiddrucks her: Fluß ist nur in eine

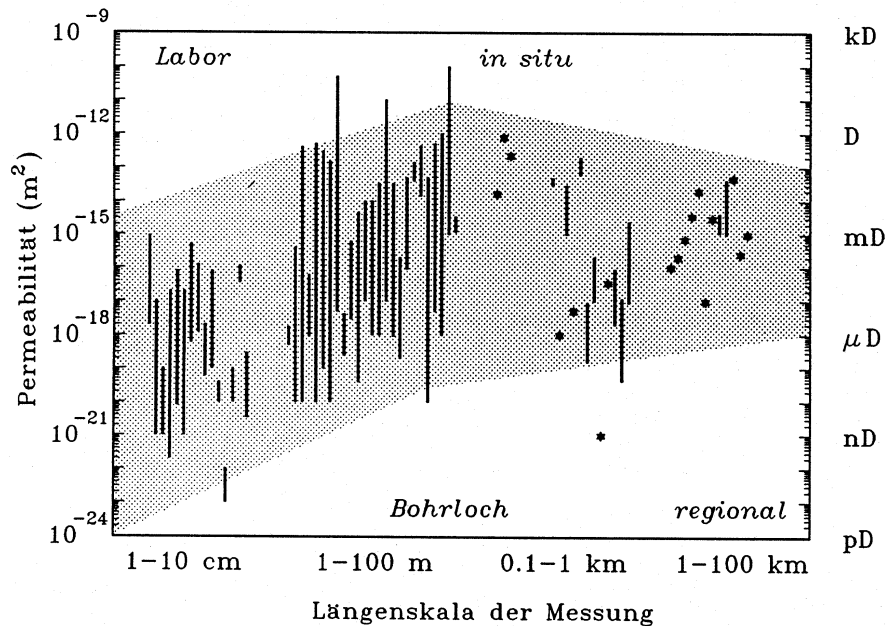


Abbildung 1.5: Zusammenstellung von Permeabilitäten kristalliner Gesteine nach Clauser and Huenges [1995] in Abhängigkeit von der Skalenlänge der Messung. Im Bereich regionaler Schätzungen – der Skalenbereich 1–100 km – wird immerhin ein Bereich von 6 Größenordnungen aufgespannt. Auffällig ist der verhältnismäßig hohe Schwerpunktwert von $10^{-16} - 10^{-17} \text{ m}^2$. Manning and Ingebritsen [1999] haben in einer neueren Untersuchung auf Basis von Daten großer Skalenlänge für die mittlere/untere Kruste ($z > 12 \text{ km}$) deutlich geringere Werte bei $10^{-18.5 \pm 1} \text{ m}^2$ gefordert.

Richtung (nämlich aufwärts) möglich. Der Fluidhaushalt der Unterkruste ist daher in der Hauptsache eine Entwässerung. Dies impliziert, daß das System der Fließwege ein *one-pass*-System ist, während eine zelluläre Konvektion ein Fluidpaket durchaus mehrmals durch die gleiche Zone transportieren kann.

Etheridge et al. [Etheridge et al., 1983, 1984] gehen davon aus, daß die Ausscheidung gelöster Minerale (Quarz, Kalzit) einen effektiven Mechanismus der Selbstversiegelung in Tiefen der mittleren Kruste darstellen könnte: prograd lösliche Stoffe (d.h. insbesondere solche mit $\frac{\partial C}{\partial T} > 0$) werden in Richtung eines Temperaturgradienten transportiert und wegen der sinkenden Löslichkeit im Porenraum ausgeschieden. Obwohl dies zunächst plausibel erscheint, muß hier bemerkt werden, daß zu einer signifikanten Rolle eines derartigen Mechanismus einige ganz generelle Bedingungen erfüllt sein müssen. Die im Fluid gelöste Masse relevanter Mineralien – hier kommen aufgrund häufiger geologischer Beobachtungen in erster Linie Quarz in Betracht – sind gering. Sie bewegen sich in der Größenordnung von bestenfalls wenigen g/l . Wie schon aus den Darstellungen in Abb. 2.25 zu entnehmen ist, erreichen die absoluten Löslichkeiten erst bei sehr hohen Temperaturen und Drücken ($T > 600 \text{ }^\circ\text{C}$, $P > 600 \text{ MPa}$) die Größenordnung von Prozenten. Typische Löslichkeiten von 10^{-3} und die dazugehörigen Gradienten bedeuten, daß ein Vielfaches des in der Porosität gespeicherten Fluidvolumens transportiert werden muß, um signifikante Änderungen zu erreichen.

Selbst wenn sämtliche gelösten Bestandteile in einem Volumenelement abgegeben werden, ist die dazu notwendige Menge Fluid mindestens um den Faktor 1000 größer als die vorhandene Porosität. Tatsächlich ist jedoch die Löslichkeit eine sanfte Funktion der Temperatur: ihre Temperaturableitung bewegt sich zwischen 10^{-4} s^{-1} ($T = 100 \text{ }^\circ\text{C}$, mit $P = 250 \text{ MPa}$) und $3 \cdot 10^{-3}$ bei erhöhter Temperatur ($T = 400 \text{ }^\circ\text{C}$, mit $P = 400 \text{ MPa}$), wie sie für die tiefe Kruste typisch ist. Die Gleichgewichtslöslichkeiten in Wasser sind 0.5 bzw. $30 \frac{g}{kg}$. Die Temperatur selber ist jedoch eine sehr glatt verteilte Größe, die einem Diffusionsgesetz gehorcht. Im Gegensatz dazu besteht für den Druck wegen der außerordentlich großen Variabilität der Permeabilität eine deutlich höhere Wahrscheinlichkeit für starke Gradienten.

Es sind unter allen Bedingungen beträchtliche Fluidbewegungen nötig, um einen beobachtbaren Effekt zu erzielen. Hohe Flußraten setzen hohe Permeabilität voraus. Diese Kopplung kann je nach Richtung und Betrag des Löslichkeitsgradienten vollkommen unterschiedliche Wirkungen haben.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Simulationsprogramm (P3S) entwickelt, welches ermöglicht, die Porositäts- und Permeabilitätsveränderungen zu modellieren, die durch das Lösungsverhalten von Quarz in einem variablen Temperatur- und Druckfeld bedingt sind. Eine Simulationsmethode für eine eingeschränkte Problemstellung führt meist zu Verfahren (im angelsächsischen Sprachraum treffend *quick-and-dirty* genannt), die nicht annähernd so schnell sind wie erhofft, jedoch methodisch mindestens so problematisch wie befürchtet. Es ist daher von großer Bedeutung, sich die Beschränkungen methodischer und empirischer Art deutlich zu machen. In dieser Arbeit nehmen derartige Betrachtungen daher einen großen Raum ein.

Eine weiteres Problem dieser Art von Studien liegt in der fehlenden oder nur sehr geringen Möglichkeit der Verifikation der Ergebnisse, ganz zu schweigen von einer Kalibration bestimmter Modelle. Für hydrogeologische Untersuchungen an oberflächennahen Strukturen besteht immerhin die Möglichkeit, mit Hilfe von Bohrungen oder hochauflösende Oberflächengeophysik Anhaltspunkte zu gewinnen. Für tiefe Fluidsysteme ist man auf die Untersuchung aufgeschlossener Paläosysteme oder indirekte Informationsquellen (wie die Geophysik) angewiesen. Die Rekonstruktion der Geschichte freigelegter Strukturen aus tiefen Krustenschichten ist auch ohne die Beteiligung von Fluiden kompliziert genug [England and Thompson, 1984, Thompson and England, 1984]. Die eigentlich die Bewegung von Fluiden bestimmende Porosität verschwindet i. A. mit den Fluiden selbst und ihre Verteilung und Mikrogeometrie läßt sich nur aus zurückgebliebenen Spuren herleiten. Es ist daher kaum möglich (oder zumindest spekulativ), von den an der Oberfläche gewonnenen Informationen auf die Größe und Geometrie der Fluidsysteme in tiefen Systemen zu schließen. Die wenigen Anhaltspunkte, die geophysikalische Untersuchungen des aktuellen Zustandes der Kruste verschaffen (vgl. Kap. 4 dieser Arbeit), geben nur eine geringe Möglichkeit der Eingrenzung des Raums der möglichen Parameter und *a fortiori* keine der eindeutigen Bestimmung.

Der Rest der vorliegende Arbeit gliedert sich in drei Kapitel: Zunächst wird in Kap. 2 das physikalische Modell sowie seine numerische Implementation beschrieben, welches in bestimmten Grenzen eine gekoppelte Bewegung von Wärme, Fluid und gelöstem Stoff simulieren kann. Aufbauend darauf werden in Kap. 3 Modellsimulationen vorgestellt, die zumindest einige Aspekte des physikalischen Verhaltens - vor allem die entscheidende Frage nach der Lebensdauer - der Fluidsysteme erklären helfen. Viele physikalische oder chemische Prozesse erfordern die Beteiligung großer Flüssigkeitsmengen. Dies ist ohne die vieldiskutierte Annahme der Existenz konvektiver (d. h. *multi-pass*) Fluidbewegungen in der Kruste schwer zu erklären. Zusätzlich stellt sich die Frage nach der Beteiligung dieser hypothetischen Strömungen an der Genese impermeabler Barrieren in der Kruste (*self-sealing*-Mechanismen). Es werden Modellrechnungen vorgestellt, die die Frage erhellen sollen, ob und wie eine Umverteilung gelöster Stoffe (hier in erster Linie SiO_2) eine bestehende Permeabilität der Kruste verändern kann. Besonderer Wert wird hier auf die Frage der Zeitskala dieser Veränderungen gelegt. Im einem letzten Kapitel (Kap. 4) wird versucht, die vorliegenden empirischen Ergebnisse zusammenzufassen, welche Geologie, Geochemie und Geophysik für die Existenz solcher Systeme bisher geliefert haben. Obwohl diese Fragestellung zeitlich und logisch am Beginn dieser Arbeit standen erschien es sinnvoll, sie in dieser eigenständigen Form zu behandeln.

