Nagra
Nationale
Genossenschaft
für die Lagerung
radioaktiver Abfälle

Cédra
Société coopérative
nationale
pour l'entreposage
de déchets radioactifs

Cisra
Società cooperativa
nazionale
per l'immagazzinamento
di scorie radioattive

TECHNISCHER BERICHT 85-01

SONDIERBOHRUNG BÖTTSTEIN UNTERSUCHUNGSBERICHT

TEXTBAND

JUNI 1985

Erscheint gleichzeitig als
«Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie, Lieferung 67»
herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission.

Parkstrasse 23 5401 Baden/Schweiz Telephon 056/20 55 11

Nagra
Nationale
Genossenschaft
für die Lagerung
radioaktiver Abfälle

Cédra
Société coopérative
nationale
pour l'entreposage
de déchets radioactifs

Cisra
Società cooperativa
nazionale
per l'immagazzinamento
di scorie radioattive

TECHNISCHER BERICHT 85-01

SONDIERBOHRUNG BÖTTSTEIN UNTERSUCHUNGSBERICHT

TEXTBAND

JUNI 1985

Erscheint gleichzeitig als
«Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie, Lieferung 67»
herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission.

Parkstrasse 23 5401 Baden/Schweiz Telephon 056/20 55 11

VORWORT

Mit diesem Bericht werden die Untersuchungsergebnisse der Sondierbohrung Böttstein vorgelegt. Das Programm dieser ersten Bohrung des Nagra-Tiefbohrprogramms in der Nordschweiz konnte erfolgreich durchgeführt werden. Ein Grossteil der Fragen, die die Wissenschaftler der Nagra zur Beurteilung der Eignung des Untergrundes zur Aufnahme von Endlagern für hochradioaktive Abfälle mit der Sondierbohrung Böttstein abklären wollten, konnte beantwortet werden. Zusätzlich konnten zahlreiche Informationen gewonnen werden, die für die Wissenschaft allgemein von Bedeutung sind.

Zum Gelingen dieser Arbeit haben viele Einzelpersonen und Amtsstellen beigetragen. Unser herzlicher Dank gebührt dem Gemeinderat und der Bevölkerung von Böttstein sowie dem Regierungsrat des Kantons Aargau und Mitarbeitern der kantonalen Verwaltung, die während der Vorbereitung und der Durchführung dieser Bohrung unser Vorhaben jederzeit unterstützt haben.

Das Programm umfasste zahlreiche wissenschaftliche und technische Pionierarbeiten, die zum Teil nur unter grösstem persönlichem Einsatz erfolgreich durchgeführt werden konnten. Dafür sei allen am Programm beteiligten Wissenschaftlern, Technikern und Mitarbeitern unser Dank und unsere Anerkennung ausgesprochen.

Nicht zuletzt danken wir auch den Mitgliedern der vom Bundesrat eingesetzten Aufsichtskommission, die unsere Arbeiten nicht nur kontrollierten, sondern auch mit aufbauender Kritik wesentlich unterstützten.

Marc Thury

Bereichsleiter Geologie der Nagra

ZUSAMMENFASSUNG

Die Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) hat 1980 in der Nordschweiz in einem rund 1200 km^2 grossen Gebiet ein umfassendes geologisches Untersuchungsprogramm in Angriff genommen. Es soll die erdwissenschaftlichen Erkenntnisse beschaffen, welche notwendig sind, um die Eignung des Untergrundes zur Endlagerung hochradioaktiver Abfälle zu beurteilen. Die vielfältigen Untersuchungen gliedern sich in ein Tiefbohrprogramm, eine geophysikalische Erkundung der regionalen Gesteins- und Strukturverhältnisse, ein hydrogeologisches Untersuchungsprogramm zur Abklärung der Wasserfliesswege im tiefen Untergrund und ein neotektonisches Untersuchungsprogramm zur Erkennung aktiver Erdkrustenbewegungen im Untersuchungsgebiet.

Die Sondierbohrung Böttstein wurde als erste Bohrung des Tiefbohrprogramms durchgeführt. Mit den Koordinaten 659 340.8/268 556.0, 347.46 m ü.M., liegt sie auf dem Gebiet der Gemeinde Böttstein, Kanton Aargau, rund 10 km nördlich von Brugg. Sie hat eine Endtiefe von 1501 m erreicht.

Mit der Sondierbohrung Böttstein sollten die Sedimentschichten durchteuft und 1000 m des kristallinen Grundgebirges erbohrt werden. Im Bohrloch sowie an Bohrkernen und Wasserproben war ein umfangreiches Untersuchungsprogramm durchzuführen. Mit modernsten Untersuchungsmethoden sollten die geologische Beschaffenheit des Untergrundes und die Tiefengrundwasserverhältnisse detailliert ermittelt werden. Einige Gesteinseigenschaften sollten zudem mit verschiedenen Untersuchungsmethoden bestimmt werden, um in den Folgebohrungen das Kosten/Nutzen-Verhältnis des Untersuchungsprogramms optimieren zu können.

Die Bohrarbeiten wurden im Oktober 1982 begonnen und dauerten, mehrfach von wissenschaftlichen Untersuchungen unterbrochen, bis Ende Juli 1983. Weitere Tests und Untersuchungen wurden in den darauffolgenden Monaten bis Dezember 1983 durchgeführt. Abschliessend wurde im Januar 1984 ein Mehrfachpackersystem eingebaut, das sowohl weitere hydrogeologische Versuche als auch eine Langzeitbeobachtung der hydraulischen Verhältnisse im Kristallin und Buntsandstein ermöglicht. Das geplante Untersuchungsprogramm konnte mit wenigen Programmanpassungen erfolgreich durchgeführt werden.

Das Bohr- und Untersuchungsprogramm wurde von Mitarbeitern der Nagra unter Beizug von Beratern geplant und geleitet. An den Untersuchungen arbeiteten über 50 Hochschulinstitute, Beraterfirmen und Servicefirmen aus der Schweiz, der BRD, Frankreich, England, Dänemark, Kanada und den USA. Insgesamt waren über 150 Wissenschaftler und Techniker beteiligt.

Die Arbeiten während der Testphase wurden mit einer Workover-Anlage ausgeführt. Dabei wurde auch versuchsweise und mit Erfolg ein Diamond Core Slicer eingesetzt, der Gesteinskerne aus der Bohrlochwand schneidet.

Der vorliegende Bericht stellt eine Zusammenfassung der wichtigsten Resultate des Untersuchungsprogramms dar und enthält zudem Erläuterungen zur Methodik. Die detaillierte Berichterstattung über einzelne Untersuchungen erfolgt in der Serie der Technischen Berichte der Nagra. Bis heute sind in dieser Serie 10 Berichte über die Sondierbohrung Böttstein erschienen, weitere Berichte sind in Vorbereitung.

Geologischer Ueberblick

Unter einer rund 300 m mächtigen mesozoischen Sedimentbedeckung mit Schilfsandstein (Mittlerer Keuper) im Dach und Oberem Buntsandstein an der Basis traf die Sondierbohrung Böttstein in 315.3 m Tiefe auf einen Biotitgranit (kristallines Grundgebirge), der bis 1501 m Tiefe untersucht werden konnte. Aufgrund seiner mineralogischen und texturellen Beschaffenheit sowie seiner tektonischen Stellung entspricht er dem aus dem Südschwarzwald bekannten Typus der spätorogenen, postkinematischen variszischen Granite.

Bohrtechnik

Als Bohranlage wurde eine vollelektrifizierte Haniel & Lueg FG 2/2-140 mit einem Gullivermast eingesetzt. Sowohl in den Sedimenten wie im Kristallin kam fast ausschliesslich das herkömmliche Rotary-Bohrverfahren zur Anwendung. Ausser einer knapp 250 m langen, mit Warzenmeisseln gebohrten Strecke im Kristallin wurden sowohl die Sedimente wie auch das Kristallin vollständig gekernt. Im Sediment wurde mit Ton-Süsswasser- und Ton-Salzwasserspülungen, im Kristallin aus hydrogeologischen Gründen anfänglich mit deionisiertem Wasser, später mit artesisch zufliessendem

Grundwasser gebohrt. Auf Spülungszusätze wurde bewusst verzichtet. Die Kristallinstrecke blieb ab 339 m unverrohrt.

Erhebliche bohrtechnische Schwierigkeiten stellten sich beim Durchbohren des Granits ein, da nur mit reinem Wasser gebohrt wurde: Neben dem starken Verschleiss der Bohrwerkzeuge war auch die Kernorientierung mit dem anfänglich eingesetzten Multishot-Verfahren wegen starker Drehung des Innenkernrohrs nicht möglich. Die Kerne wurden deshalb nachträglich mit Hilfe einer neu konzipierten Sonic Televiewer-Sonde (SABIS) orientiert. Zur Erzielung verbesserter Bohrleistungen wurden zahlreiche Versuche mit unterschiedlichem Erfolg durchgeführt: Einsatz von Prototyp-Diamantbohrkronen, Variation der Kronenmatrix, Variation der Bohrparameter, Schärfen der Kronen "vor Ort", Einsatz von Warzenmeisseln, Einsatz eines Vorortantriebes (downhole motor).

Die Arbeiten während der Testphase wurden mit einer Workover-Anlage ausgeführt. Dabei wurde auch versuchsweise und mit Erfolg ein Diamond Core Slicer eingesetzt, der Gesteinskerne aus der Bohrlochwand schneidet.

Geologie

Am Kernmaterial der Sondierbohrung Böttstein wurden detaillierte und umfangreiche Feld- und Laboruntersuchungen durchgeführt. Sie umfassen neben stratigraphisch-sedimentologischen und mineralogisch-petrographischen Untersuchungen auch strukturgeologische sowie verschiedenartige petrophysikalische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen.

Der teilweise erodierte, unter 17.5 m pleistozänen *Niederterrassenschottern* liegende *Schilfsandstein* (Mächtigkeit im Bohrprofil 25.0 m) ist oben in Rinnenfazies (Feinsand- und Siltsteine) und unten in Stillwasserfazies (Dolomitmergel) ausgebildet. Der *Gipskeuper* (74.8 m) stellt eine sehr heterogene Ton/Dolomitmergel-Anhydrit-Abfolge dar. Im Kontakt zu den hangenden und liegenden, porösen wasserführenden Zonen ist der Anhydrit in Gips umgewandelt. In der *"Lettenkohle"* (4.7 m) sind die beiden Schichtglieder "Grenzdolomit" und Estherienschiefer ineinander verzahnt. Der Obere Muschelkalk kann in den *Trigonodus-Dolomit* (28.9 m), *Plattenkalk* (13.9 m) und *Trochitenkalk* (32.4 m) gegliedert werden. Der Trigonodus-Dolomit und der Trochitenkalk enthalten stark poröse Zonen (bis 30 %) mit Drusen sowie Lösungsporen nach Fossilien und Gips/Anhydrit-Kristallen. Der Obere Muschelkalk ist zusammen mit dem liegenden porösen *Dolomit der "Anhydritgruppe"* (7.4 m) des Mittleren Muschelkalks als sogenannter "Muschelkalk-Aquifer" bekannt. Der untere Teil des Mittleren Muschelkalks besteht aus den heterogen aufgebauten tonigen Evaporiten der *Oberen Sulfatschichten* (48.1 m), den *Salzschichten* (2.1 m Halit) und den vergipsten Anhydrit/Dolomit-Wechsellagerungen der *Unteren Sulfatschichten* (6.2 m). Der vorwiegend tonige, vereinzelt dünne Kalkbänke enthaltende Untere Muschelkalk konnte in *Orbicularis-Mergel* (9.4 m), *Wellenmergel* (26.1 m) und *Wellendolomit* (10.6 m) gegliedert werden. Die Orbicularis-Mergel enthalten eine 3 m mächtige Anhydritbank, der Wellendolomit ist nur an seiner Basis in Dolomitfazies ausgebildet. Die im unteren Teil karneolführenden Quarzsandsteine des *Oberen Buntsandsteins* (8.2 m) zeigen sehr unterschiedliche Porositäten. Der Uebergang in den *Granit des kristallinen Grundgebirges* ist scharf. Eine früh- bis prätriadische Oberflächenverwitterung (Vergrusung) ist nur in den obersten ca. 3 m nachweisbar.

Der *Böttstein-Granit* ist ein grobkörniger porphyrischer Biotitgranit mit Kalifeldspat-Grosskristallen. Der mittlere Modalbestand beträgt: Kalifeldspat 37.5 %, Plagioklas 27.5 %, 27 % Quarz und Biotit 8 %. K/Ar-Altersbestimmungen an Biotiten zeigen ein unter- bis oberkarbones Alter. Aplitische bis aplitgranitische, pegmatitische und rhyolitische Ganggesteine sind häufig aber meist nur geringmächtig. Die Absenkung des südlich von Böttstein verlaufenden Troges im Oberkarbon und Perm führte zu einer intensiven spröden Deformation mit kakiritischen Störungszonen und starker Klüftung im Granit. Eine früh-hydrothermale Umwandlung im Zusammenhang mit der Abkühlung des Granits und eine spät-hydrothermale, permische, vorwiegend an kakiritische Störungszonen und Klüfte gebundene Vertonung sind verantwortlich für die mineralogisch und petrophysikalisch sehr heterogene Beschaffenheit des Granits. Die Mineralogie der Umwandlungsmineralien im Granit und der Kluftfüllungen ist sehr ähnlich: Tonmineralien (Illit, Illit/Smektit-Wechsellagerungen, Chlorite, oberhalb 600 m Kaolinit), Calcit, Quarz und oberhalb 1000 m Hämatit. Die absoluten Porositäten schwanken zwischen 0.2 % im frischen Granit und 4 % in stark umgewandeltem kakiritisiertem Granit. Die am wenigsten umgewandelten, frischesten Granite wurden im unteren Bereich der Sondierbohrung zwischen 1075 - 1330 und 1475 - 1501 m angetroffen.

Bohrlochgeophysik

In der Sondierbohrung Böttstein wurde ein umfassendes bohrlochgeophysikalisches Untersuchungsprogramm durchgeführt, das kaum ein verfügbares Verfahren unberücksichtigt liess. Die Interpretationen der verschiedenen geophysikalischen Messungen sollten verglichen werden mit den Ergebnissen der Untersuchung der Bohrkerne und der Tests im Bohrloch, unter anderem im Hinblick auf eine mögliche Reduzierung des kostenaufwendigen Kern- und Testprogramms in Folgebohrungen.

Die traditionellen, von der Firma SCHLUMBERGER gefahrenen petrophysikalischen Logs erwiesen sich im Sedimentbereich erwartungsgemäss als ein leistungsfähiges Mittel, die wichtigsten Formationsparameter "in situ" zu erfassen. Die von den

Kerndaten unabhängig durchgeführte, quantitative Computeranalyse mit dem Programm GLOBAL erlaubt eine Grobgliederung der lithologischen Abfolge mittels 9 Komponenten (Ton, Gips, Anhydrit, Salz, Sand, Kalk, Dolomit, Kristallin, Porenraum), die über weite Abschnitte mit der Kernbeschreibung gut übereinstimmt. Auch im Kristallinbereich zeigen die petrophysikalischen Logs an sich viel "Charakter". Sie sind genügend aussagekräftig, um kakiritische Störungszonen, Kluftzonen, hydrothermal umgewandelte und frische Granite sowie Ganggesteine zu unterscheiden. In Böttstein wurde ein erster Versuch gemacht, die bohrlochpetrophysikalischen Ergebnisse durch die Anwendung statistischer Methoden (FACIOLOG) mit der aus der Kernbeschreibung bekannten Lithofazies zu korrelieren und damit zu eichen. Die erzielten Resultate zeigen eine Möglichkeit, in nicht gekernten oder von Kernverlusten betroffenen Bohrlochabschnitten die wichtigsten lithologischen Typen zu identifizieren.

Schichtflächen im Sedimentbereich sowie isolierte Klüfte und Störungszonen im Kristallin konnten mit der Dipmeter-Sonde eingemessen werden. Mit dem hochauflösenden Sonic Televiewer (SABIS) gelang es, auch die Lage enggescharter Klüfte und kakiritischer Störungszonen zu erfassen. Darüber hinaus wurde die akustische Abbildung der Bohrlochwand zur Orientierung der Bohrkerne herangezogen. Die Erfahrung zeigte, dass dieses Verfahren nicht nur kostengünstiger, sondern auch zuverlässiger ist als die bis anhin verwendete mechanische Kernorientierungsmethode.

Der Versuch, im Kristallin Wasserzuflussstellen mit künstlich angeregten Spülungswellen (tube waves) zu lokalisieren, erbrachte nicht die erhofften Resultate. Zwar konnten zahlreiche Spülungswellen-Quellpunkte identifiziert werden, doch fallen diese nur in einigen Fällen mit tatsächlichen Zuflussstellen zusammen. Es scheint eher, dass in der Sondierbohrung Böttstein bestimmte Formen von Bohrlochausbrüchen im Zusammenhang mit kakiritischen Störungszonen die eigentliche Ursache für die Quellpunkte sind.

Die bohrlochseismischen und gravimetrischen Messungen lieferten Grundlagen für die Absoluteichung der Sonic- und Dichtelogs. Sie ermöglichten so eine präzisere und zuverlässigere Interpretation der reflexionsseismischen und gravimetrischen Oberflächendaten.

Hydrogeologie

Im Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen in der Sondierbohrung Böttstein wurden die wasserführenden Schichten des oberen Muschelkalks mittels Pumpversuch, Drillstem-Tests und Fluid-Logging untersucht. Im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin wurden Drillstem-Tests und Repeat-Formation-Tests durchgeführt. Das Kristallin wurde auf der ganzen durchteuften Strecke systematisch mit Packertests untersucht. Ergänzt wurden diese Tests durch Fluid-Logging und einen Labelled-Slug-Test, der auch als Pumpversuch ausgewertet wurde. Abschliessend wurde ein Multipacker-System installiert, das weitere Tests und eine Langzeitbeobachtung der hydraulischen Verhältnisse im Kristallin und Buntsandstein ermöglicht.

Den Untersuchungsergebnissen zufolge bildet der poröse, geklüftete Teil des oberen Muschelkalks ("Muschelkalk-Aquifer") den obersten Tiefengrundwasserleiter in der Sondierbohrung Böttstein. Seine Transmissivität beträgt etwa 240 x 10^{-6} m^2/s entsprechend einer durchschnittlichen Permeabilität von 3 x 10^{-6} m/s. Die Druckspiegelhöhe liegt bei 333 m ü.M. oder ca. 14 m unter Terrain (347.46 m ü.M.). Die Formationstemperatur beträgt in 160 m Tiefe 20°C.

Die nächste wasserführende Zone unter dem Muschelkalk ist der Buntsandstein. Er liegt in der Sondierbohrung Böttstein direkt auf dem Kristallin, das in seinem obersten Teil (ca. 3 m) stark verwittert ist, und bildet zusammen mit diesem obersten Abschnitt einen gemeinsamen Aquifer. Die Transmissivität beträgt etwa 30 x 10^{-6} m^2/s bei einer durchschnittlichen Permeabilität von 2 x 10^{-6} m/s. Die Druckspiegelhöhe liegt bei etwa 364 m, also 17 m über Terrain. Die Formationstemperatur beträgt in 315 m Tiefe 27°C.

Das Kristallin weist in seinem oberen Teil (oberhalb 1000 m) *generell* sehr geringe Permeabilitäten von 10^{-11} m/s und weniger auf. Es gibt jedoch auch oberhalb von 1000 m einige Zonen mit erhöhter Durchlässigkeit (10^{-8} - 10^{-6} m/s, bezogen auf 25 m Intervallänge), in denen der Wassertransport hauptsächlich stattfinden dürfte. Die Gesamttransmissivität für das obere Kristallin liegt in der Grössenordnung von 30 x 10^{-6} m^2/s.

Das obere Kristallin ist ein zusammenhängendes, artesisch gespanntes, hydraulisches System. Die Druckspiegelhöhe ist etwas höher als im Buntsandstein (365 - 370 m ü.M. oder rund 20 m über Terrain).

In seinem unteren Teil (1000 - 1500 m Tiefe) ist das erbohrte Kristallin sehr gering durchlässig. Die Permeabilitäten sind 10^{-11} m/s und weniger. Wie im oberen Kristallin gibt es einige Zonen mit leicht erhöhten Durchlässigkeiten, die jedoch 4 x 10^{-10} m/s (im Kurzzeittest, 25 m Testintervall) nicht übersteigen. Die Gesamttransmissivität für das erbohrte untere Kristallin beträgt, gestützt auf die Daten des Kurzzeittests, etwa 10^{-8} m^2/s. Das entspricht einer mittleren Permeabilität von 2 x 10^{-11} m/s. Die entsprechenden Werte aus den Langzeittests mit dem Multipacker-System liegen um ein bis zwei Grössenordnungen tiefer ($T = 4 \times 10^{-10}$ m^2/s oder $k = 8 \times 10^{-13}$ m/s). Diese Unterschiede können dahingehend interpretiert werden, dass die in den Packertests (Kurzzeittests) als

relativ durchlässig identifizierten Zonen in hydraulischer Hinsicht begrenzte Kluftsysteme darstellen, deren Begrenzung erst in längeren Tests mit grösserer Reichweite erfasst wird. Die Druckspiegelhöhen liegen im unteren Kristallin über 400 m ü.M., also mindestens 30 m über denen im oberen Kristallin. Als Temperatur im Kristallin in 1500 m Tiefe wurden 68°C gemessen. Der durchschnittliche Gradient innerhalb des gesamten erbohrten Kristallins beträgt 3.4°C/100 m.

Hydrochemie

Zur Abklärung des Chemismus und Alters der Tiefengrundwässer wurden aus den wasserführenden Zonen und Horizonten der Sondierbohrung Böttstein zahlreiche Wasserproben entnommen. Ihre Kontamination mit Bohrspülung wurde für das Wasser aus dem Sedimentgestein durch Analysen des Tritiumgehalts, für die Kristallinwässer mit Hilfe von der Bohrspülung beigemischten Markierungsstoffen (Tracer) bestimmt. Durch den kombinierten Einsatz von Natrium-Fluoreszein und Meta-Trifluormethylbenzoe-Säure (m-TFMBA) konnten die Vorteile dieser beiden Tracer (rasche Verfügbarkeit der Ergebnisse für Natrium-Fluoreszein und hohe Zuverlässigkeit der Ergebnisse für m-TFMBA) optimal ausgenützt werden. Die chemische Zusammensetzung und die gelösten Gase der Wasserproben wurden von spezialisierten Labors bestimmt. Des weiteren wurden umfangreiche Isotopenuntersuchungen durchgeführt. Es wurden an den meisten Proben 9 Hauptbestandteile, 27 Nebenbestandteile und Spurenstoffe, 14 physikalisch-chemische Parameter und 13 verschiedene Gase sowie bis zu 20 Isotope bestimmt. Zusätzliche bakteriologische sowie spektrometrische Untersuchungen vervollständigten das Analysenprogramm.

Aus heutiger Sicht lassen sich die verschiedenen in der Sondierbohrung Böttstein angetroffenen Tiefengrundwässer wie folgt charakterisieren:

Das Grundwasser des Muschelkalk-Aquifers ist hydrochemisch gesehen typisch für Sulfat und Dolomit führende Schichten. Es ist in Bezug auf Calcit, Dolomit, Gips, Fluorit und wahrscheinlich Chalcedon gesättigt. Die Mineralisierung beträgt etwa 6.4 g/l. Die Isotopenuntersuchungen ergaben in Uebereinstimmung mit den hydrochemischen Analysen, dass das Wasser im oberen Muschelkalk gegenüber den übrigen Wässern in der Sondierbohrung Böttstein einen eigenständigen Charakter aufweist. Das vorläufige ^{14}C-Modellalter liegt zwischen 13 000 und 20 000 Jahren.

Das Grundwasser im Buntsandstein und der ca. 3 m mächtigen Verwitterungsschicht des Kristallins weist einen sehr ähnlichen Chemismus wie die weiter unten beschriebenen Wässer aus dem oberen Kristallin auf. Die gemessenen Ionenkonzentrationen sind etwas erhöht, was möglicherweise auf eine geringe Kontamination der Proben durch die beim Bohren verwendete Ton-Salzwasser-Spülung zurückzuführen ist. Die Isotopenuntersuchungen an diesem Wasser haben ebenfalls grosse Aehnlichkeiten mit dem Wasser aus dem oberen Kristallin aufgezeigt. Allerdings gibt es auch Hinweise, die für einen eigenständigen Charakter sprechen. Dieses Ergebnis führt zu der Modellvorstellung, dass der Buntsandstein in der Sondierbohrung Böttstein keinen individuellen Aquifer darstellt, der ein Grundwasser mit eigener, formationsspezifischer Prägung enthält. Es ist vorstellbar, dass der Buntsandstein als eine Art Drainage wirkt. In diesem durchläuft das Grundwasser aus dem Kristallin hinsichtlich einiger Bestandteile (bestimmte Ionen und Isotope) eine spezielle Entwicklung. Das ^{14}C-Modellalter des Wassers aus dem Buntsandstein liegt je nach angenommener Entwicklungsgeschichte zwischen 6000 und 12 000 Jahren (Entwicklung im Karbonatgestein) oder zwischen 100 und 2000 Jahren (Entwicklung im Kristallin).

Der Chemismus der verschiedenen Wässer aus dem oberen Kristallin, die in Tiefen von 399 m bis 792 m entnommen wurden, ist weitgehend unabhängig von der Tiefe. Die Mineralisierung beträgt etwa 1.2 g/l. Versuche und Berechnungen haben ergeben, dass sich das Wasser mit dem Gestein beziehungsweise mit den Mineralien der Kluftfüllungen generell im Gleichgewicht befindet. Die Isotopenuntersuchungen haben für die verschiedenen Wasserproben des oberen Kristallins ebenfalls praktisch identische Werte ergeben. Von dieser Regel ausgenommen sind die ^{14}C-Werte. Sie ergeben, gestützt auf die Proben, die während der Bohrphase entnommen wurden, ein von oben nach unten zunehmendes ^{14}C-Modellalter. Wenn man annimmt, dass die Entwicklungsgeschichte ausschliesslich in kristallinem Gestein abgelaufen ist, betragen die ^{14}C-Modellalter für das Wasser in 399 m (mittlere Tiefe) 4000 - 5000 Jahre, für dasjenige in 621 m (mittlere Tiefe) hingegen mehr als 18 000 Jahre.

Vom unteren, sehr gering durchlässigen Teil des Kristallins konnte der Chemismus des Grundwassers nur von einer Zone in 1326 m (mittlere Tiefe) bestimmt werden. Demzufolge ist das Wasser in dieser Tiefe völlig verschieden von dem im oberen Kristallin. Es handelt sich um ein salines Tiefengrundwasser mit einer Mineralisierung von 13 g/l, das am ehesten einem Wasser aus einem Sedimentgestein entspricht. Es stammt möglicherweise aus dem unmittelbar südlich gelegenen Permokarbon-Trog. Die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen bestätigen einerseits die Unterschiede zum Wasser des oberen Kristallins, andererseits zeigen sie ebenfalls Aehnlichkeiten mit Wässern aus Sedimentgesteinen. Ein Modellalter dieses Wassers konnte bisher nicht bestimmt werden. In Ermangelung weiterer Wasserproben wird angenommen, dass das Wasser von 1326 m (mittlere Tiefe) repräsentativ für Wässer im unteren Kristallin der Sondierbohrung Böttstein ist.

Wasserfliesssysteme im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein

Die meisten Klüfte im Kristallin sind vollständig mit Tonmineralien, Calcit und Quarz gefüllt. Ihre Häufigkeit ist nicht mit der Durchlässigkeit des Gebirges korrelierbar. Die in sehr eng begrenzten Zonen beobachtete Wasserführung im Kristallin ist zur Hauptsache an offene Klüfte in pegmatitisch-aplitischen Ganggesteinen sowie an unvollständig verheilte Quarzklüfte und -adern gebunden, die bevorzugt in kakiritischen Störungszonen auftreten.

Die in der Sondierbohrung Böttstein festgestellte, relativ einheitliche räumliche Lage der kakiritischen Störungszonen (vorwiegend steil nach SW fallend) und die davon deutlich verschiedene, stärker variierende Lage der Ganggesteine (vorwiegend nach NE fallend) ergeben ein kompliziertes, dreidimensionales Netzwerk von möglichen Wasserfliesswegen im Kristallin.

Mit Hilfe von fluoreszenzmikroskopischen Untersuchungen konnten mögliche Verbindungswege zwischen dem offenen Hohlraum der Klüfte und den umgebenden porösen, hydrothermal umgewandelten Graniten und Ganggesteinen nachgewiesen werden. Im Hinblick auf die Probleme im Zusammenhang mit der Lagerung radioaktiver Abfälle in geologischen Formationen bedeutet dies, dass die beim Nuklidtransport eine wichtige Rolle spielende Diffusion von den durchströmten Hohlräumen in die umhüllende Gesteinsmatrix möglich ist.

Parameterwahl für die Sicherheitsanalyse zum Projekt Gewähr 1985 der Nagra

Die Parameterwahl für die Sicherheitsanalyse zum Projekt Gewähr 1985 der Nagra stützt sich zum Teil auf die Untersuchungsergebnisse von der Sondierbohrung Böttstein und die daraus hergeleitete Modellvorstellung der Wasserfliesssysteme. Die für die Sicherheitsanalyse getroffenen Annahmen und die daraus resultierenden Parameterwerte wurden begründet. Dies betrifft vor allem die Durchlässigkeiten im Kristallin, die Orientierung und Häufigkeit der wasserführenden Zonen sowie die dazugehörigen Mächtigkeiten und Porositäten.

SUMMARY

Nagra, the National Cooperative for the Storage of Radioactive Waste, is carrying out a comprehensive geological research programme in an area of approximately 1200 km² in northern Switzerland. This study, begun in 1980, will provide the scientific knowledge required to judge the suitability of the subsurface bedrock for the final storage of nuclear waste.

The various investigations comprise a programme of deep boreholes, a regional geophysical reconnaissance of the petrographic and structural conditions, a hydrogeologic programme to classify ground-water chemistry and describe ground-water flow systems in the deep subsurface, and neotectonic observations to detect and measure active crustal movements in the area under study.

The Böttstein well was the first borehole on the drilling programme. Located in the community of Böttstein on coordinates 659 340.8/268 556.0, at an altitude of 347.46 m above sea level it lies approximately 10 km to the North of the town of Brugg (Ct. Aargau). Its total depth is 1501 m.

This well was drilled to investigate in great detail the sedimentary cover and the uppermost 1000 m of the crystalline basement. An extensive programme, comprising continuous coring, sampling of formation fluids, hydraulic testing, and geophysical logging was conducted to provide a solid geologic data base; and to assess the predictive capabilities of the respective analytic methods and investigative tools in order to optimise costs versus benefits in successive wells.

Drilling operations at Böttstein started in October 1982 and, with interruptions for scientific investigations, continued until the end of July 1983. Additional tests and surveys were carried out in the completed well until December 1983. Finally, during January 1984 a system of multiple packers was installed in the borehole to observe hydraulic conditions in both the Buntsandstein and crystalline sequence over an extended period of time. The programme for these investigations was successfully realized.

Drilling operations as well as scientific investigations were planned and managed by Nagra staff with the aid of consultants. More than 50 university institutes, consultants, and service firms with a total of approximately 150 scientists and technicians from Switzerland, the German Federal Republic, France, Britain, Denmark, Canada and the USA were engaged in the investigations.

The present report is an extensive synopsis of the most important results achieved. It also contains comments on the methodology applied. The detailed reporting on the individual investigations is contained in the technical reports of Nagra. At present, 10 reports dealing with the Böttstein well have been published in this series, and further reports are in preparation.

Geological review

After penetrating an approximately 300 m thick sedimentary sequence from Schilfsandstein (Middle Keuper) to Upper Buntsandstein (Lower Trias), the Böttstein well entered the crystalline basement at a depth of 315.3 m. Down to the final depth at 1501 m, the crystalline rocks consist of biotite granite. Based on its mineralogic composition, texture, and its tectonic position, this granite belongs to the type of late orogenic, postkinematic Variscan intrusions known from the southern part of the Black Forest Massif.

Drilling technology

The Böttstein well was drilled by a fully electrified Haniel & Lueg FG 2/2-140 rotary rig equipped with a "Gulliver"-type mast. Except for a 250 m long crystalline interval drilled with wart-studded roller bits, both sediment and basement rocks were continuously cored. In the sediments, clay-base freshwater as well as clay-base saltwater muds were used. To prevent contamination of the ground-water samples by the drilling fluid, the basement sequence was drilled with deionized water and, at later stages, naturally infiltrating artesian water as drilling fluid. No mud additives were used to drill the crystalline rocks. The crystalline interval was left uncased from 339 m to total depth.

Because it was drilled with freshwater, considerable technical difficulties had to be overcome in the crystalline sequence. In addition to the rapid wear of the core bits, the orientation of cores with the initially employed multishot technique was not

possible because of the strong turning movement of the inner core barrel. The cores had to be oriented therefore by means of the newly developed sonic televiewer tool (SABIS). To improve drilling performance, a variety of tools and methods, both conventional and experimental, were used with different degrees of success. They included the use of certain prototypes of diamond core bits, different bit face matrices, wart-studded bits, and the downhole sharpening of the cutting points. Experiments with downhole motors were also made.

For the testing phase programme, a workover rig was employed. During this phase a so-called diamond core slicer, which cuts a continuous prismatic sliver from the borehole wall, was successfully tested.

Geology

The core material from the Böttstein well was studied in great detail both at the drillsite and in the laboratory. Apart from stratigraphic, sedimentologic, mineralogic and petrographic studies, the investigations also included structural and petrophysical as well as geochemical and isotope analyses.

The stratigraphic sequence from top to bottom is as follows: A 17.5 m thick layer of Pleistocene fluviatile gravels (Niederterrassenschotter) lies directly on the partly eroded beds of the *Schilfsandstein* (20.5 m in the well). This member contains channel facies (fine-grained sands and silts) in the upper part, and quiet water facies (dolomitic marls) in the lower part. The *Gipskeuper* (74.8 m) consists of a heterogeneous sequence of clays, dolomitic marls and anhydrites. At their boundaries with the over- and underlying aquifers, the anhydrites have been altered to gypsum. The two members of the *"Lettenkohle"* (4.7 m), the so-called "Grenzdolomit" and the Estherienschiefer interfinger. The Upper Muschelkalk can be subdivided from top to bottom into 3 members; the *Trigonodus-Dolomit* (28.9 m), the *Plattenkalk* (13.9 m) and the *Trochitenkalk* (32.4 m). Both Trigonodus-Dolomit and Trochitenkalk contain porous zones (porositity up to 30%) with vugs and pores caused by the solution of fossil shells and anhydrite/gypsum crystals. The Upper Muschelkalk together with the underlaying porous *Dolomit der "Anhydritgruppe"* (7.4 m), represents the well-known aquifer of the Muschelkalk. The lower part of the Middle Muschelkalk is composed of heterogeneous clayey evaporites of the *Obere Sulfatschichten* (6.2 m), the *Salzschichten* (2.1 m halite) and the *Untere Sulfatschichten* (6.2 m). The predominantly clayey Lower Muschelkalk, with a few intercalations of thin limestone beds, can be subdivided into *Orbicularis-Mergel* (9.4 m), *Wellenmergel* (26.1 m) and *Wellendolomit* (10.6 m). The Orbicularis-Mergel contain a 3 m thick layer of anhydrite; the Wellendolomit has a dolomitic facies only at its base. Below the Muschelkalk the quartzitic sandstones of the *Upper Buntsandstein* (8.2 m) have strongly varying porosities, and contain grains of carneol in the lower part. The transition to the granites of the *basement* is abrupt. An early Triassic to pre-Triassic weathering (crumbling) of the granitic subcrop can be observed in the uppermost 3 m only.

The *Böttstein granite* is a coarse-grained porphyritic biotite granite with large crystals of potassium feldspar. Its average mineral composition is 37.5% potassium feldspar, 27.5% plagioclase, 27% quartz, and 8% biotite. Radiometric dating of the biotites using the potassium/argon method indicates a Lower to Upper Carboniferous age. Aplitic to aplite-granitic, pegmatitic and rhyolitic dykes are frequent but generally rather thin. The tectonic movements caused by the subsiding Permo-Carboniferous trough to the South of Böttstein led to an intensive brittle deformation of the crystalline rocks, demonstrated by the strong fracturing of the granite and the occurence of kakiritic fault zones. Early hydrothermal alteration accompanying the cooling of the intruded magma, and a late (Permian) hydrothermal "clayification" predominantly associated with kakiritic zones and fractures, account for the mineralogically, as well as petrophysically, very heterogeneous character of the granite. The composition of the replacement minerals both in the granite and fracture fillings is very similar. Clay minerals (interstratified illite/smectite, chlorite, and above 600 m depth, kaolinite), calcite, quartz and, above 1000 m depth, hematite have been identified. Absolute porosities vary between 0.2% in fresh granites, to 4% in strongly altered kakiritic granites. The least altered and freshest granite was encountered in the lower part of the borehole between 1075 - 1330 m and 1475 - 1501 m.

Borehole geophysics

A very comprehensive geophysical logging programme was performed in the Böttstein well . It was intented to compare the various geophysical interpretations with the core descriptions and hydrogeologic borehole tests, with the added objective of a possible reduction of the very expensive and time-consuming coring and testing operations in further wells.

As was to be expected, the traditional suite of Schlumberger logs proved to be an effective means to determine, in situ, the more important formation parameters. In addition to, and independent from core data, the newly developed GLOBAL-programme provided a rough quantitative analysis and characterization of the lithological sequence by means of a continuous determination of the percentage of 9 components (clay, gypsum, anhydrite, rock salt, sand, limestone, dolomite, crystalline matter and pore space). The results of this computer analysis correspond quite well with the core descriptions over long sections of the borehole. In the crystal-

line rocks too, the petrophysical logs show much "character". They are sufficiently discriminating to distinguish between fracture zones, kakirites, hydrothermally altered and fresh granites, as well as dyke rocks. In the Böttstein well, an attempt was made for the first time to correlate and at the same time calibrate the borehole-geophysical results by means of statistical methods (FACIOLOG), with the lithofacies established by core descriptions. The results indicate an interesting new way of identifying the most important lithological types of the crystalline rocks penetrated in uncored sections or in holes with severe core losses.

Bedding planes in the sedimentary overburden, as well as isolated fractures (joints) and fault zones in the crystalline sequence could be oriented in space with the dipmeter log. Using the high resolution sonic televiewer (SABIS), it was possible to determine also the spatial position of narrowly spaced fracture planes and kakiritic fault zones. Furthermore, the acoustic "picture" of the borehole wall could be used to orient the cores. This method not only is more economical but also more reliable than the mechanical core orientation procedure previously applied.

An attempt to localize water influx points in the borehole wall with the help of artificially generated tube waves did not produce the expected results. It was possible to identify numerous tube wave source points but only a few coincided with actual water influx points. It would appear that, in the Böttstein well certain shapes of wash-outs of the borehole wall within kakiritic fault zones are the primary cause for the generation of tube waves.

The borehole geophysical and gravimetric measurements furnished basic parameters for the calibration of the sonic and density logs. They thus made it possible to arrive at a more precise and more reliable interpretation of the reflection seismic and gravity surveys performed at the surface.

Hydrogeology

The hydrogeology of the Böttstein well was investigated with a detailed testing programm in both sedimentary and crystalline rocks. The water-bearing layers of the Upper Muschelkalk were extensively investigated by means of pumping tests, drillstem tests and fluid logging. Drillstem tests and repeat formation tests were performed in the Buntsandstein and the weathered uppermost crystalline basement. The entire crystalline sequence exposed in the Böttstein well was systematically investigated using packer tests. These tests were complemented by fluid logging and a labelled slug test which also served as a pumping test. Finally, a multipacker system was installed in the borehole to allow further testing and provide the long-term observation of hydraulic conditions in the Buntsandstein and the crystalline sequence.

Acoording to the results of these tests the porous and fractured upper part of the Muschelkalk (the so-called Muschelkalk aquifer) constitutes the uppermost of the deep aquifers in the Böttstein well. Its transmissivity is of the order of 240 x $10^{-6}m^2/s$. This value corresponds to an average permeability of 3 x $10^{-6}m/s$. The hydraulic head lies at 333 m above sea level, or 14 m below land surface (347.46 m a.s.l.). The formation temperature at a depth of 160 m is 20° C.

The next aquifer below the Muschelkalk is the Buntsandstein which in the Böttstein well rests directly on the crystalline basement. The uppermost 3 m of the crystalline rocks are strongly weathered and together with the Buntsandstein form a common aquifer. The transmissivity of this zone is approx. 30 x $10^{-6}m^2/s$ and the average permeability is 2 x $10^{-6}m/s$. The hydraulic head lies at approximately 364 m above sea level, or 17 m above land surface. The formation temperature at a depth of 315 m is 27° C.

The upper part of the crystalline basement (above 1000 m) is characterized by generally very low permeabilities of $10^{-11}m/s$ and less. There are, however, some zones with higher permeabilities (10^{-8} - $10^{-6}m/s$, normalized to a 25 m packer spacing) which are presumed to be the main flow paths in this section. The total transmissivity of the upper part of the crystalline sequence is, to an order of magnitude, 30 x $10^{-6}m^2/s$.

The upper crystalline sequence forms one continuous artesian hydrologic system, whose hydraulic head is 365 - 370 m above sea level (approximately 20 m above land surface), somewhat higher than the head of the Buntsandstein aquifer.

In the lower part of the borehole (1000 - 1500 m), the crystalline rocks have very low permeabilities of $10^{-11}m/s$ and less. As in the upper crystalline sequence, there are a few zones with slightly higher permeabilities which, however, do not exceed 4 x $10^{-10}m/s$, as measured in a short duration packer test with a 25 m spacing. Based on these short duration tests, the total transmissivity of the lower crystalline section is $10^{-8}m^2/s$. This corresponds to an average permeability of 2 x $10^{-11}m/s$. Compared with the results of the longer tests conducted with the multipacker system ($T = 4 \times 10^{-10}m^2/s$, $K = 8 \times 10^{-13}m/s$) these values appear to be too high by one to two orders of magnitude. It would seem that the zones identified as relatively permeable by the short duration packer tests represent hydraulically limited fracture systems whose extent can only be reached by longer tests with a greater radius of influence. The hydraulic heads of the lower crystalline sequence are more than 400 m above sea level or at least 30 m higher than the heads of the upper crystalline interval. A formation temperature of 68°C was measured at 1500 m depth. The average gradient within the entire crystalline section is 3.4°C/100 m.

Hydrochemistry

Numerous samples were collected from the water-bearing zones in the Böttstein well to determine the chemical composition as well as the age of the deep ground waters. The degree of drilling fluid contamination of the samples was determined for the ground water in the sedimentary rocks by tritium analyses and for the crystalline water with the help of a combination of chemical tracers added to the drilling fluid. The tracers used were Sodium fluoresceine and meta-Trifluoromethylbenzoic acid (m-TFMBA). The use of these two tracers in combination with one another takes advantage of their individual merits (rapidly available results in the case of Sodium fluoresceine and very reliable results in the case of m-TFMBA). The chemical composition and dissolved gases content of the water samples were determined by specialized laboratories. In addition, detailed isotopic investigations were carried out. In most samples 9 principal components, 27 accessory components and trace elements, 14 physico-chemical parameters, 13 different gases and up to 20 isotopes were determined. Bacteriological and spectrometrical analyses were also performed.

On the strength of present results, the different deep ground waters encountered in the Böttstein well can be characterized as follows:

The water of the Muschelkalk aquifer is typical for ground water in sedimentary rock containing sulfate and dolomite. It is saturated *relative* to calcite, dolomite, gypsum, fluorite and probably also chalcedony. The mineralization reaches approximately 6.4 g/l. Both the isotopic analyses and hydrochemical analyses show that the water of the Muschelkalk aquifer is a significantly different type than the other ground waters found in the Böttstein well. Preliminary results indicate a ^{14}C model age between 13 000 and 20 000 years.

The water of the Buntsandstein and the weathered uppermost 3 m of the crystalline basement display a chemical composition very similar to that of the ground water from the upper crystalline section. The ion-concentrations are slightly increased which may be due to some contamination of the samples with clay-base saltwater drilling fluid. Isotopic investigations of this water likewise show a strong resemblance to the results of the chemical analyses of the upper crystalline water. There are, however, some indications of independent chemical properties. This leads to a conceptual model in which the Buntsandstein at Böttstein does not represent an individual aquifer with water of formation-specific character. It could be that the Buntsandstein is a kind of hydrologic sink, in which the ground water has achieved its present chemical composition through a combination of additions from the underlying upper crystalline rocks and chemical processes occurring within the Buntsandstein itself. The ^{14}C model age of the Buntsandstein water depends on the assumed history of its evolution. In the case of evolution in carbonate rocks, the ^{14}C model age lies between 6000 and 12 000 years. Assuming an evolution within the crystalline basement only, a ^{14}C model age between 100 and 2000 years was calculated.

The chemical composition of the different waters in the upper crystalline rocks (sampled at various depths between 399 m to 792 m) appears to be largely independent of depth. The mineral content is approx. 1.2 g/l. Experiments have shown that the ground water is generally in equilibrium with the surrounding rock; and geochemical calculations have shown, that the groundwater is also in equilibrium with the minerals in fracture fillings. Isotopic analyses of the different water samples from the upper crystalline interval gave practically identical values except for the ^{14}C isotope. Based on the samples collected during the drilling phase, the ^{14}C values indicate an increasing ^{14}C model age for the ground water in the upper crystalline sequence with depth. Supposing that the history of evolution of these waters took place entirely in crystalline rocks, the ^{14}C model age for the water at 399 m (middle of the packer spacing) is 4000 to 5000 years, in contrast to the water at 621 m (middle of the packer spacing) which has a ^{14}C model age of more than 18000 years.

In the lower and very low permeability crystalline section of the Böttstein well only one water influx zone at 1326 m depth could be sampled and analyzed. According to the chemical composition of the sample, this water is totally different from the ground waters in the upper crystalline section. With a mineral content of 13 g/l this saline ground water compares rather well with a water from a sedimentary aquifer. It could possibly originate in the Permo-Carboniferous trough situated immediately to the South of the Böttstein well. The isotope results on the one hand confirm the different chemical composition compared to the waters from the upper crystalline basement and, on the other hand, also show similarities with ground waters from sedimentary aquifers. At present, the model age of this water has not been established. In the absence of any additional samples, it is assumed that the water at the 1326 m depth is representative of the waters in the lower crystalline section of the Böttstein well.

Ground-water flow systems in the Böttstein granite

Most fractures in the Böttstein granite are completely filled with clay minerals, calcite, and quartz. The frequency of occurence of these fractures seems not to be related to the permeability of the surrounding rocks. The water flow observed in very narrow zones of the crystalline rocks is generally restricted to open fractures in pegmatitic to aplitic dykes and only partially healed quartz fractures and quartz veins that preferentially occur in kakiritic fault zones.

The relatively uniform spatial distribution of kakiritic fault zones in the Böttstein granite contrasts with the different and more varying position of the observed dyke rocks. Together, these features produce a complex pattern of intersections which is responsible for an equally complex distribution of flow paths.

Using the fluorescence microscope, it was possible to show the potential pathways of fluid migration between the open fractures and the surrounding porous and hydrothermally altered granites and dyke rocks. For the problems connected with the storage of nuclear waste in geological formations, this result shows that diffusion, as an important means of nuclide transport from open water-bearing rock spaces into the surrounding rock matrix, is possible.

Parameter values for the safety analysis of Nagra's Project Gewähr 1985

The parameter values for the safety analysis are partly based on the results of the investigation programme in the Böttstein well and the model of the combined ground-water flow systems, which itself is based on the results of the Böttstein well. The basic assumptions used in the safety analysis and the parameter values derived from them are discussed. The discussion is primarily concerned with the permeabilities in the crystalline rocks and the orientation, frequency, thickness and porosity of the water bearing zones.

INHALTSVERZEICHNIS

	VORWORT	3
	ZUSAMMENFASSUNG	4
	SUMMARY	9
	INHALTSVERZEICHNIS	14
	VERZEICHNIS DER FIGUREN UND TABELLEN IM TEXT	20
	EINLEITUNG	
	BEILAGENVERZEICHNIS	21
	EINLEITUNG	26
1.	**UNTERSUCHUNGSPROGRAMM DER SONDIERBOHRUNG BÖTTSTEIN**	27
1.1	ZIELSETZUNG	27
1.2	UNTERSUCHUNGSPROGRAMM	27
1.2.1	Arbeitsprogramm	27
1.2.2	Untersuchungsablauf	28
1.2.3	Programmänderungen	28
1.3	ORGANISATION	29
1.3.1	Planung	29
1.3.2	Ausführung	29
1.3.3	Untersuchungsbericht	30
1.4	BERICHTERSTATTUNG UND DOKUMENTATION	30
1.4.1	Berichterstattung	30
1.4.2	Dokumentation	30
2.	**GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT**	32
2.1	EINLEITUNG	32
2.2	DER NORDSCHWEIZERISCHE TAFEL-JURA UND SEINE UMGEBUNG	32
2.2.1	Sedimente	32
2.2.2	Kristallines Grundgebirge	32
2.2.3	Tektonik	33
2.3	GEOLOGISCH-TEKTONISCHE VERHÄLTNISSE IM GEBIET DER SONDIERBOHRUNG BÖTTSTEIN	34
2.4	HYDROGEOLOGISCHE ÜBERSICHT	34
3.	**BOHRTECHNIK**	36
3.1	EINLEITUNG	36
3.2	TECHNISCHE DATEN DER BOHRANLAGE	36
3.3	BOHRMETHODE, BOHRSPÜLUNG	36
3.4	CHRONOLOGISCHE ABFOLGE DER BOHRARBEITEN UND TESTS	37
3.5	TECHNISCHE DATEN DER TIEFBOHRUNG	37
3.5.1	Kernbohrung 8 ½", 26.1 m - 340.35 m	37
3.5.1.1	Bohrlocherweiterung von 8 ½" auf 17 ½", 26.1 m -123.8 m	37
3.5.1.2	Bohrlocherweiterung von 8 ½" auf 12 ¼", 123.8 m -340.35 m	37
3.5.2	Kernbohrung 6 ¼", 340.35 m - 1197.25 m	37
3.5.3	Kernbohrung 6 ¼", 1197.25 m - 1501.3 m	38
3.5.4	Eingesetzte Kronen, 340.35 m - 1501.3 m	38
3.5.5	Warzen-Rollenmeisselbohrung 6 ¼", 1197.25 m -1477.6 m	38
3.6	VERROHRUNGEN UND ZEMENTATIONEN	38
3.6.1	Verrohrungen	38
3.6.2	Zementationen	38
3.7	ERFAHRUNGEN BEI DEN BOHR-ARBEITEN	38
3.7.1	Einleitung	38
3.7.2	Auswahl der Kronenmatrix	39
3.7.3	Massnahmen zur Leistungssteigerung	39

3.7.4 Warzenmeisselbohrung 39
3.7.5 Bohrspülung 39
3.7.6 Kernverluste und Kernqualität 40
3.7.7 Bohrkernentnahme 40
3.7.8 Kernorientierung 40
3.7.8.1 Multishot-Methode 40
3.7.8.2 Erfahrungen mit der Multishot-Methode 41
3.7.8.3 Sonic Televiewer-Methode (SABIS) 41
3.7.8.4 Erfahrungen mit der Sonic Televiewer-Methode 41
3.7.9 Bohrlochabweichungsmessung 41

3.8 ZUSAMMENSTELLUNG DER BOHRANLAGE-STUNDEN 42

3.9 ARBEITEN WÄHREND DER TESTPHASE 42
3.9.1 Einleitung 42
3.9.2 Aufgaben der Workover-Anlage 42
3.9.3 Diamond Core Slicer 42

4. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER SEDIMENTE 44

4.1 METHODIK DER BOHRKERN-BESCHREIBUNG 44
4.1.1 Arbeiten auf der Bohrstelle 44
4.1.2 Laboruntersuchungen 44

4.2 STRATIGRAPHIE UND SEDIMENTOLOGIE 44
4.2.1 Profilbeschreibung und Nomenklatur 44
4.2.2 Quartär 45
4.2.3 Keuper 45
4.2.3.1 Schilfsandstein 45
4.2.3.2 Gipskeuper 46
4.2.3.3 "Lettenkohle" 48
4.2.4 Oberer Muschelkalk 49
4.2.4.1 Trigonodus-Dolomit 49
4.2.4.2 Plattenkalk 50
4.2.4.3 Trochitenkalk 51
4.2.5 Mittlerer Muschelkalk ("Anhydritgruppe") 51
4.2.5.1 Dolomit der "Anhydritgruppe" 52
4.2.5.2 Obere Sulfatschichten 52
4.2.5.3 Salzschichten 54
4.2.5.4 Untere Sulfatschichten 54
4.2.6 Unterer Muschelkalk (Wellengebirge) 55
4.2.6.1 Orbicularis-Mergel 55
4.2.6.2 Wellenmergel 55
4.2.6.3 Wellendolomit 56
4.2.7 Buntsandstein 57

4.3 MINERALOGISCHE, SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UND PETROPHYSIKALISCHE LABORUNTERSUCHUNGEN 58
4.3.1 Mineralogie der Gesamtproben 58
4.3.2 Tonmineralogie 58
4.3.3 Erzmineralien 59
4.3.4 Korngrössenanalysen der tonigen Sedimente 60
4.3.5 Porosimetrie 60
4.3.5.1 Gesteinsdichte und Korndichte 60
4.3.5.2 Absolute Porosität 60
4.3.5.3 Quecksilber-Druckporosimetrie 61
4.3.6 Permeabilität 62
4.3.7 Spezifische Oberfläche 63
4.3.8 Wärmeleitfähigkeit 63
4.3.9 Felsmechanische Untersuchungen 63
4.3.9.1 Einleitung 63
4.3.9.2 Versuchsdurchführung 63
4.3.9.3 Versuchsresultate 64

4.4 ANORGANISCHE GEOCHEMIE 64
4.4.1 Hauptelemente 64
4.4.2 Spurenelemente 65
4.4.3 Gammaspektrometrische Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte 65
4.4.4 Kationenaustausch 66

4.5 REIFEGRAD DES ORGANISCHEN MATERIALS 66

4.6 STRUKTURGEOLOGIE 67
4.6.1 Grundlagen 67
4.6.2 Räumliche Lage der Schichtung 67
4.6.3 Klüftung 67
4.6.3.1 Klufthäufigkeit 68
4.6.3.2 Kluftfüllung 68
4.6.3.3 Offene Klüfte 68
4.6.3.4 Orientierung der Klüfte 68
4.6.3.5 Alter der Klüfte 68
4.6.4 Stylolithe, Rutsch- und Nadelharnische 68

5. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DES KRISTALLINS 69

5.1 METHODIK DER BOHRKERN-BESCHREIBUNG 69
5.1.1 Arbeiten auf der Bohrstelle 69
5.1.2 Laboruntersuchungen 69

5.2 PROFILÜBERSICHT UND PROFIL-BESCHREIBUNG 69

5.3 GESTEINSTYPEN 70
5.3.1 Biotitgranit (Böttstein-Granit) 70
5.3.1.1 Makroskopische Beschreibung, Modalbestand 70
5.3.1.2 Mikroskopische Beschreibung 70
5.3.2 Ganggesteine 71
5.3.3 Xenolithe 72

5.4 DEFORMATION 72
5.4.1 Sprödstrukturen 72
5.4.2 Aufnahme der Strukturen auf der Bohrstelle 72
5.4.3 Registrierte Strukturcharakteristiken 72
5.4.4 Kakiritische Störungszonen 73
5.4.4.1 Mikroskopische Beschreibung der Kakirite 74
5.4.4.2 Ausbildung und Verteilung der Kakirite mit der Tiefe 74
5.4.4.3 Räumliche Lage der Kakirite 74
5.4.4.4 Alter der Kakirite 75
5.4.5 Klüfte 75
5.4.5.1 Kluftfüllungen 75
5.4.5.2 Offene Klüfte 76
5.4.5.3 Veränderungen des Nebengesteins entlang Klüften 77
5.4.5.4 Kluftdicke 77
5.4.5.5 Häufigkeitsverteilung der Klüfte mit der Tiefe 77
5.4.5.6 Kluftorientierungen 77
5.4.5.7 Rutschharnische 78
5.4.6 Haarrisse 78
5.4.7 Bestimmung des rezenten Spannungsfeldes aufgrund von Bohrlochrandausbrüchen 78

5.5 UMWANDLUNGEN 79
5.5.1 Frühhydrothermale Umwandlungen 79
5.5.1.1 Muskovit-Phase 79
5.5.1.2 Chlorit-Serizit-Phase 79
5.5.2 Späthydrothermale Umwandlungen (Vertonungsphase) 80
5.5.3 Oberflächenverwitterung 81
5.5.4 Mineralchemie der Umwandlungs-mineralien 81
5.5.5 Erzmineralien 82
5.5.5.1 Allgemeine Bemerkungen 82
5.5.5.2 Co-Wi-Bi-Ag-U-(+Cu)-Paragenese (Paragenese I) 82
5.5.5.3 Cu-Fe-Pb-Zn-As-Paragenese (Paragenese II) 83
5.5.6 Fluide Einschlüsse 83
5.5.6.1 Allgemeine Bemerkungen 83
5.5.6.2 Ergebnisse und Interpretation 83
5.5.7 Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen während der späthydrothermalen Phase 84

5.6 GEOCHEMIE 85
5.6.1 Haupt- und Spurenelemente 85
5.6.1.1 Geochemie der frischen Gesteine 85
5.6.1.2 Geochemie der umgewandelten Gesteine 86
5.6.2 Gammaspektrometrische Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte 87
5.6.3 Kationenaustausch 87
5.6.4 Sauerstoff- und Wasserstoffisotopen-untersuchungen 87
5.6.4.1 Grundlagen 87
5.6.4.2 Ergebnisse 87
5.6.4.3 Interpretation 88
5.6.5 Absolute Altersbestimmungen 88

5.7 PETROPHYSIKALISCHE LABORUNTERSUCHUNGEN 89
5.7.1 Porosimetrie 89
5.7.1.1 Gesteinsdichte und Korndichte 89
5.7.1.2 Quecksilber-Druckporosimetrie 89
5.7.1.3 Fluoreszenzmikroskopische Unter-suchungen der Poren 89
5.7.2 Hydraulische Durchlässigkeit 90
5.7.3 Wärmeleitfähigkeit 91
5.7.4 Felsmechanische Untersuchungen 91

5.8 PETROGENESE DER KRISTALLINEN GESTEINE 91

6. BOHRLOCHGEOPHYSIK 93

6.1 EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG 93

6.2 BOHRLOCHPETROPHYSIK 94
6.2.1 Messmethoden 94
6.2.1.1 Elektrische und elektromagnetische Verfahren 94
6.2.1.2 Radiometrische Verfahren 95
6.2.1.3 Seismoakustische Verfahren 96
6.2.1.4 Sonstige technische Messverfahren 96
6.2.2 Messprogramm und Durchführung 98
6.2.3 Resultate im Sedimentbereich 98
6.2.3.1 Identifizierung und quantitative Beschreibung geologischer Einheiten 98
6.2.3.2 Strukturmerkmale geologischer Einheiten 101
6.2.4. Resultate im Kristallinbereich 101
6.2.4.1 Composite-Log 102
6.2.4.2 Crossplot 106
6.2.4.3 Faciolog 108
6.2.4.4 Induzierte Gamma-Spektrometrie 113

6.3 PLANARE DISKONTINUITÄTEN IM KRISTALLIN 114

6.3.1 Definition 114
6.3.2 Zielsetzung 114
6.3.3 Messmethoden 115
6.3.3.1 Dipmeter (HDT) 115
6.3.3.2 Multiple Scanner Tool (MST) 115
6.3.3.3 Sonic Televiewer (SABIS) 115
6.3.3.4 Kernorientierung 116
6.3.4 Resultate 116
6.3.4.1 Vergleich der Sondenantwortfunktionen von Dipmeter, Multiple Scanner Tool und Sonic Televiewer 116
6.3.4.2 Häufigkeitsverteilung und räumliche Lage der planaren Diskontinuitäten 118

6.4 SPÜLUNGSWELLENMESSUNGEN 119
6.4.1 Zielsetzung 119
6.4.2 Messprinzip 120
6.4.3 Ergebnisse 120

6.5 BOHRLOCHSEISMIK 121
6.5.1 Check Shot Survey 121
6.5.1.1 Zielsetzung 121
6.5.1.2 Messverfahren 122
6.5.1.3 Ergebnisse 122
6.5.2 Seismisches Vertikalprofil (VSP) und synthetische Seismogramme 124
6.5.2.1 Zielsetzung 124
6.5.2.2 VSP-Mess- und Interpretationsverfahren sowie Berechnung synthetischer Seismogramme 124
6.5.2.3 Ergebnisse 125

6.6 BOHRLOCHGRAVIMETRIE 128
6.6.1 Zielsetzung 128
6.6.2 Messmethode 128
6.6.2.1 Feldmessung 128
6.6.2.2 Datenverarbeitung 128
6.6.2.3 Interpretation 128
6.6.3 Ergebnisse 129

6.7 ZUSAMMENFASSUNG 130

7. HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN 133

7.1 KONZEPT DES UNTERSUCHUNGSPROGRAMMS 133

7.2 DRILL-STEM-TESTS 133
7.2.1 Methodik 133
7.2.2 Durchführung und Ergebnisse 134

7.3 CASING-TESTS 135

7.4 REPEAT-FORMATION-TESTS IM BUNTSANDSTEIN UND OBERSTEN KRISTALLIN 135
7.4.1 Methodik 135
7.4.2 Durchführung und Ergebnisse 135

7.5 PUMPVERSUCH IM MUSCHELKALK-AQUIFER 135
7.5.1 Durchführung 136
7.5.2 Auswertung und Ergebnisse 136
7.5.3. Kontrollmessungen an Grundwasserpegeln 136

7.6 FLUID-LOGGING IM MUSCHELKALK-AQUIFER 137
7.6.1 Methodik und Durchführung 137
7.6.2 Auswertung und Ergebnisse 137
7.6.2.1 Widerstandsmessung 137
7.6.2.2 Spinner-Flowmeter-Messung 137
7.6.2.3 Temperaturmessung 138

7.7 PACKERTESTS IM KRISTALLIN 138
7.7.1 Methodik 138
7.7.2 Spezielle Probleme 140
7.7.2.1 Gerätedeformationen 140
7.7.2.2 Temperaturveränderungen 141
7.7.2.3 Störung der natürlichen Druckverhältnisse 141
7.7.2.4 Reichweite der Messung 141
7.7.2.5 Weitere Aspekte 142
7.7.3 Durchführung 142
7.7.4 Ergebnisse 142
7.7.4.1 Die hydraulischen Potentiale 143
7.7.4.2 Die Transmissivitäten und Permeabilitäten 143
7.7.4.3 Die Speicherkoeffizienten 144
7.7.4.4 Die Temperaturen 144

7.8 ERGÄNZENDE HYDROGEOLOGISCHE TESTS IM KRISTALLIN 144
7.8.1 Fluid-Logging im Kristallin 144
7.8.1.1 Temperaturmessung 144
7.8.1.2 Leitfähigkeitsmessung 146
7.8.1.3 Spinner-Flowmeter-Messung 146
7.8.2 Labelled-Slug-Test im Kristallin 146
7.8.3 Förderversuch aus dem Kristallin 147

7.9 LANGZEITBEOBACHTUNG MIT DEM MULTIPACKER-SYSTEM 148
7.9.1 Zielsetzung 148
7.9.2 Technische Ausführung 148
7.9.3 Ergebnisse 149
7.9.3.1 Die erste Phase von Januar bis Oktober 1984 149
7.9.3.2 Die zweite Phase im Oktober 1984 150
7.9.3.3 Die dritte Phase ab Oktober 1984 151

7.10 ZUSAMMENFASSUNG 151

8. HYDROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN 153

8.1 KONZEPT DES UNTERSUCHUNGS-PROGRAMMS 153

8.2 WASSERPROBENENTNAHMEN 153
8.2.1 Allgemeine Problematik 153
8.2.2 Vorgehensweise 154
8.2.3 Fördermethoden und Probenahme-techniken 154
8.2.4 Wasserprobenentnahmen in der Sondier-bohrung Böttstein 156

8.3 MARKIERUNG DER BOHRSPÜLUNG UND TRACER-ANALYSEN 156
8.3.1 Allgemeines 156
8.3.2 Natrium-Fluoreszein (Uranin) 156
8.3.3 Meta-Trifluoromethylbenzoic Acid (m-TFMBA) 157
8.3.4 Markierung der Bohrspülung 157
8.3.5 Tracer-Analysen während Wasserproben-entnahmen 158
8.3.6 Ergebnisse der Tracer-Analysen 158

8.4 HYDROCHEMISCHE MESSUNGEN AUF DER BOHRSTELLE 158
8.4.1 Allgemeines 158
8.4.2 Methodik 159
8.4.3 Ueberwachung der Bohrspülung 159
8.4.4 Hydrochemische Messungen während Wasserprobenentnahmen 159
8.4.5 Ergebnisse der hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle 160
8.4.6 Gasmessungen auf der Bohrstelle 160

8.5 HYDROCHEMISCHE LABORUNTER-SUCHUNGEN 160
8.5.1 Vorbemerkung 160
8.5.2 Umfang der Analysen 161
8.5.3 Durchgeführte hydrochemische Laboruntersuchungen 161
8.5.4 Spezielle Aspekte bei der Interpretation der Ergebnisse 162
8.5.4.1 Vergleich von Mehrfachanalysen 162
8.5.4.2 Ionenbilanz 162
8.5.4.3 Geochemische Modellierung 162
8.5.4.4 Karbonatsystem und pH-Wert 163
8.5.4.5 Redoxpotential 163
8.5.4.6 Eisen 164
8.5.4.7 Uran 164
8.5.5 Ergebnisse der hydrochemischen Laboruntersuchungen 165
8.5.5.1 Das Wasser im Muschelkalk-Aquifer 165
8.5.5.2 Das Wasser im Buntsandstein und obersten verwitterten Kristallin 165
8.5.5.3 Das Wasser im oberen Kristallin 165
8.5.5.4 Das Wasser im unteren Kristallin 166

8.6 ISOTOPENHYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN 166
8.6.1 Die Aussagemöglichkeiten der Isotopenmethoden 166
8.6.2 Spezielle Probleme 167
8.6.3 Der Entwicklungsstand der verschiedenen Isotopenmethoden 168
8.6.4 Umfang der durchgeführten isotopen-hydrologischen Untersuchungen 168
8.6.5 Ergebnisse der isotopenhydrologischen Untersuchungen 169
8.6.5.1 Das Wasser im Muschelkalk-Aquifer 169
8.6.5.2 Das Wasser im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin 169
8.6.5.3 Das Wasser im oberen Kristallin 170
8.6.5.4 Das Wasser im unteren Kristallin 171

8.7 ERGÄNZENDE UNTERSUCHUNGEN AN BOHRKERNEN 171
8.7.1 Untersuchungen an Porenwässern 171
8.7.2 Extraktion von Wasser auf Haarrissen 172
8.7.3 Untersuchung der Durchlässigkeit, Porosität und Nuklidretention an Bohrkernen 173
8.7.3.1 Methodik 173
8.7.3.2 Durchführung und Ergebnisse 173

8.8 ZUSAMMENFASSUNG 173

9. DIE WASSERFLIESSSYSTEME IM KRISTALLIN DER SONDIER-BOHRUNG BÖTTSTEIN 176

9.1 GRUNDLAGEN 176

9.2 GERING BIS RELATIV GUT DURCHLÄSSIGE BEREICHE 176
9.2.1 Bestimmung von Zuflussbereichen und Zuflusspunkten 176

9.2.2. Geologische Verhältnisse im Bereich der Zuflusspunkte (Definition der Fliesssysteme) 177
9.2.3 Verteilung der einzelnen Fliesssysteme in der Sondierbohrung 177
9.2.4 Räumlicher und hydraulischer Zusammenhang der Fliesssysteme 178
9.2.5 Porosität und Möglichkeiten der Matrixdiffusion im Bereich von wasserführenden Klüften und Adern 178

9.3 SEHR GERING DURCHLÄSSIGE BEREICHE 179

9.4 ZUSAMMENFASSUNG 179

10. PARAMETERWAHL FÜR DIE SICHERHEITSANALYSE ZUM PROJEKT GEWÄHR 1985 DER NAGRA 180

10.1 PARAMETER FÜR DAS LOKALE HYDRODYNAMISCHE MODELL 180

10.2 CHARAKTERISIERUNG DER MÖGLICHEN TRANSPORTWEGE FÜR RADIONUKLIDE IM NAH- UND FERNFELD 181

10.3 TRANSPORTPARAMETER FÜR DIE KAKIRITISCHEN STÖRUNGSZONEN UND DIE GÄNGE 182

LITERATURVERZEICHNIS 183

VERZEICHNIS DER FIGUREN UND TABELLEN IM TEXT

FIGUREN

4.1 Sedimentationszyklen im Gipskeuper (Schematisch) 47

TABELLEN

3.1 Daten der Sondierbohrung Böttstein 36

3.2 Zusammenstellung der Bohranlage Stunden 42

5.1 Hydraulische Durchlässigkeit [m/s] einiger Proben aus dem Böttstein-Granit 90

6.1 Abkürzungen für Messgeräte (Tools) und Bohrlochmesssungen (Logs) 97

6.2 Zusammenfassende Darstellung der aus der Diskussion des Composite-Logs abgeleiteten Indikatoren für Kristallin-inhomogenitäten 107

6.3 Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse 111

6.4 Zuordnung der Elektrofaziesnummern zu Lithofaziesnummern und lithologischen Typen 112

6.5 Die vorherrschenden Elektro- und Litho-faziesnummern in den verschiedenen Tiefen des Kristallins 112

6.6 Gemittelte Intervallgeschwindigkeiten für die Bohrung Böttstein 123

BEILAGENVERZEICHNIS

1.1 Nagra-Tiefbohrprogramm, Lage der Bohrstellen

1.2 Untersuchungsziele und geplante Untersuchungen

1.3 Zeitplan

1.4 Ansichtsskizze der Bohrstelle

1.5 Verzeichnis der Mitarbeitergruppen und ihrer Aufgaben

2.1 Geologisch-tektonische Uebersicht 1:500'000 und Lage der Bohrungen im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz

2.2 Tektonische Elemente in der zentralen Nordschweiz und im Südschwarzwald

2.3 Geologisch-tektonische Karte der Umgebung von Böttstein 1:25 000

3.1 Technische Daten des Bohrgerätes HANIEL & LUEG FG 2/2-140

3.2 Chronologische Abfolge der Bohrarbeiten und Tests

3.3 Zeit-Teufe-Diagramm

3.4 Verrohrungen und deren wichtigste Parameter

3.5 Spezifikation des Zementes

3.6 Bohrlochabweichung

3.7 Technische Daten der Workover-Anlage

3.8 Diamond Core Slicer

4.1 Geologisches Profil 1:1000, Sedimente 0 - 315.3 m, mit Ergebnissen von Laboruntersuchungen

4.2 NAGRADATA Erfassungsblätter (Beispiele)

4.3 Sampler-Log 1:200 (Ausschnitt)

4.4 Uebersicht der stratigraphischen Einheiten Vergleich: Prognostizierte - erbohrte Schichtfolge

4.5 Calcitdruse im Trigonodus-Dolomit Quarz und Karneol im Buntsandstein

4.6a Faziestypen der Sedimente

4.6b Faziestypen der Sedimente

4.7 Röntgenographisch bestimmter Mineralgehalt der Sedimente

4.8 Gehalte an Karbonat- und Sulfatmineralien der Sedimente

4.9 Röntgendiffraktogramme von Tonmineralproben (Obere Sulfatschichten und Wellenmergel)

4.10 Mengenverhältnisse der Tonmineralien der Sedimente in der Fraktion $< 2\,\mu$

4.11 Gesteinsdichte, Korndichte, Permeabilität, abs. Porosität, offene Makro- und Mikroporosität und spezifische Porenoberfläche der Sedimente

4.12 Quecksilberdruckporosimetrische Analyse der offenen Porosität in den Sedimenten (Beispiele)

4.13 Aeussere, innere und totale (spezifische) Oberfläche einiger tonreicher Sedimente

4.14 Wärmeleitfähigkeit der Sedimente

4.15 Felsmechanische Druckversuche an Sedimenten

4.16 Haupt- und Spurenelementanalysen der Sedimente

4.17 Korrelationsdiagramme SiO_2 vs. Hauptelemente (Gew.-%) der Sedimente

4.18 Gehalte an C_{tot}, C_{org}, CO_2 und S der Sedimente

4.19 Gammaspektrometrisch bestimmte Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Sedimente

4.20 Ionenaustauschkapazitäten und Ionenbelegung einiger tonreicher Sedimente

4.21 Vitrinitreflexion und Thermal Alteration Index (TAI)

4.22 Beziehung zwischen mittlerer Vitrinitreflexion und Teufe

4.23 Variation und Interpretation der Vitrinit-Reflexionswerte

4.24 Räumliche Lage der Schichtung in den Sedimenten

4.25 Räumliche Lage der Kluftflächen in den Sedimenten

5.1 Geologisches Profil 1:1000, Kristallin 315.3 - 1501.3 m, mit Ergebnissen von Laboruntersuchungen

5.2 Böttstein-Granit und Ganggesteine

5.3 Modalbestand des Böttstein-Granits

5.4 Mittlere Modalbestände der Südschwarzwald-Granite und des Böttstein-Granits

5.5 Aplitische, pegmatitische und rhyolithische Ganggesteine (≧ 0.3 m). Verteilung und räumliche Lage

5.6 Bohrkernabwicklung (Beispiel)

5.7 Datenbank-Erfassungsblatt für spröde Strukturen

5.8 Kakiritisierung (makroskopisch)

5.9 Kakiritische Störungszonen im Kristallin. Verteilung und räumliche Lage

5.10 Kakiritisierung (mikroskopisch)

5.11 Offene Klüfte im Kristallin

5.12 Orientierung der Klüfte im Kristallin

5.13 Hydrothermale Umwandlungen im Böttstein-Granit (makroskopisch)

5.14 Schematische Darstellung der zonaren Umwandlung um eine Quarz-Kluft

5.15 Hydrothermale Umwandlungen im Böttstein-Granit (mikroskopisch)

5.16 Chemische Zusammensetzung der Umwandlungsmineralien

5.17 MR^3-$2R^3$-$3R^3$-Diagramm von späthydrothermal gebildeten Tonmineralien

5.18 Chemische Zusammensetzung und Paragenesen der Erzmineralien

5.19 Homogenisationstemperaturen, Schmelztemperaturen und Dampfdruckkurven von fluiden Einschlüssen in Kluftquarzen und gesteinsbildenden Quarzen

5.20 Berechnete Zusammensetzung der wässrigen Lösungen der späthydrothermalen Phase

5.21 Mittelwerte und Standardabweichungen der Haupt- und Spurenelemente von frischen und umgewandelten Graniten

5.22 Mittelwerte und Standardabweichungen der Haupt- und Spurenelemente von Ganggesteinen

5.23 Fluor-, Bor- und Lithiumgehalte einiger Kristallingesteine

5.24 Korrelationsdiagramme von Haupt- und Spurenelementen der Kristallingesteine (Beispiele)

5.25 Durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Schwarzwaldgranite und des Böttstein-Granits

5.26 Zr-Ti-Diagramm aller analysierten Gesteine des Böttstein-Granits. - Korrelation mit Schwarzwald-Graniten

5.27 Oxidationsgrad $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ in Abhängigkeit der Tiefe

5.28 Sr-, Ba- und Rb-Gehalte des Böttstein-Granits in Abhängigkeit der Tiefe

5.29 Gammaspektrometrisch bestimmte Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Kristallingesteine

5.30 Ionenaustauschkapazitäten, Ionenbelegung und Oberflächen von stark umgewandelten Graniten und Kakiriten

5.31 δD - $\delta^{18}O$-Diagramm von Mineralien des Böttstein-Granits

5.32 $\delta^{18}O$-Werte von Quarzen des Böttstein-Granits in Abhängigkeit der Tiefe

5.33 Absolute Altersbestimmungen (K/Ar, Rb/Sr, Apatit-Spaltspuren)

5.34 Quecksilber-Druckporosimetrie von frischen, umgewandelten und kakiritisierten Graniten

5.35 Fluoreszenzmikroskopische Untersuchung der Poren

5.36 Felsmechanische Druckversuche an Böttstein-Graniten

5.37 Schematische Darstellung der Entwicklungsgeschichte des Böttstein-Granits

6.1 Geophysikalische Bohrlochmessungen (Uebersicht)

6.2 Bohrlochpetrophysik (Composite-Log und GLOBAL-Interpretation): Sedimentbereich

6.3 GLOBAL-Interpretation: Qualitätskontrolle

6.4 Bohrlochpetrophysik (Composite-Log): Kristallinbereich

6.5 Reproduzierbarkeit elektromagnetischer Laufzeitmessungen (TPL)

6.6 Originalabspielung der Logs (450 m - 500 m)

6.7 Originalabspielung der Logs (600 m - 650 m)

6.8 Sonic-Log: Wellenzüge in Linienschrift (WF)

6.9 Zonencrossplot THOR-POTA, Zone 7

6.10 Summencrossplot RHOB-NPHI

6.11 Summencrossplot RHOB-PEF

6.12 Summencrossplot THOR-POTA

6.13 Summencrossplot THOR-URAN

6.14 Faciolog im Vergleich zur Kernbeschreibung (Litholog)

6.15 Induzierte Gammaspektrometrie (GST-Sonde), Reproduzierbarkeit

6.16 Erkennung und Orientierung planarer Diskontinuitäten: Vergleich Bohrkernabwicklung, Dipmeter (HDT), Multiple Scanner Tool (MST) und Sonic Televiewer (SABIS)

6.17 Häufigkeitsverteilung und Orientierung der planaren Diskontinuitäten im Kristallin

6.18 Sonic Televiewer (SABIS): Messprinzip

6.19 Sonic Televiewer (SABIS): Darstellung der Resultate – Klüfte, kakiritische Störungszone

6.20 Sonic Televiewer (SABIS): Spiralförmige Einkerbungen in der Bohrlochwand durch Warzen-Rollenmeisselbohrung

6.21 Orientierung planarer Diskontinuitäten: Vergleich Kernbeschreibung - Sonic Televiewer (SABIS)

6.22 Korrelation Dipmeter (HDT), Multiple Scanner Tool (MST), Sonic Televiewer (SABIS) mit Kerndaten

6.23 Spülungswellenmessungen: Prinzipskizze

6.24 Spülungswellenmessungen: Seismogrammontage

6.25 Spülungswellenmessungen: Vergleich mit den Ergebnissen der Packertests und des Fluid-Logging

6.26 Check Shot Survey: Prinzip

6.27 Check Shot Survey: Laufzeit-Tiefenfunktionen

6.28 Check Shot Survey: Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen

6.29 VSP-Messung: Prinzip

6.30 Synthetische Seismogramme

6.31 Korrelation Bohrlochseismik-Oberflächenseismik

6.32 Bohrlochgravimetrie: Schwereanomalien einfacher Störkörper

6.33 Bohrlochgravimetrie: Modellrechnungen

6.34 Bohrlochgravimetrie: Dichte- und Dichtedifferenzprofile

7.1 Die hydrogeologischen Untersuchungen im Ueberblick

7.2 Drill-Stem-Test-Garnitur (schematische Darstellung)

7.3 Druckverlauf in der Teststrecke während eines Drill-Stem-Tests (schematisch)

7.4 Drill-Stem-Test im verwitterten Kristallin (Druck-Zeit-Diagramm)

7.5 Ergebnisse der Drill-Stem-Tests

7.6 Repeat-Formation-Test: Schematische Darstellung der Testgarnitur

7.7 Ergebnisse der Repeat-Formation-Tests im Buntsandstein und obersten Kristallin

7.8 Pumpversuch im Muschelkalk-Aquifer: Graphische Darstellung der Messwerte

7.9 Pumpversuch im Muschelkalk-Aquifer: Zusammenstellung der Berechnungsergebnisse

7.10 Fluid-Logging im Muschelkalk-Aquifer: Kaliber und Widerstandsmessung

7.11 Fluid-Logging im Muschelkalk-Aquifer: Spinner-Flowmeter-Messung

7.12 Fluid-Logging im Muschelkalk-Aquifer: Temperatur-Messung

7.13 Temperatur im Deckgebirge von Böttstein

7.14 Packertests: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung

7.15 Packertests: Schematische Darstellung der Druck-Zeit-Diagramme bei den verschiedenen Testverfahren

7.16 Zusammenstellung der Ergebnisse der Packertests im Kristallin von Böttstein

7.17 Packertests: Graphische Darstellung der Druckspiegelhöhen

7.18 Packertests: Graphische Darstellung der hydraulischen Durchlässigkeiten (k-Profil)

7.19 Ergänzende hydrogeologische Untersuchungen im Kristallin von Böttstein (Ueberblick)

7.20 Fluid-Logging im Kristallin: Zusammenstellung der Ergebnisse

7.21 Labelled-Slug-Test: Versuchsanordnung

7.22 Labelled-Slug-Test im Kristallin: Die 2. Messreihe im Vergleich mit den Ergebnissen des Packertests

7.23 Labelled Slug Test im Kristallin: Die Transmissivität von 1500 - 800 m Tiefe im Vergleich mit dem Ergebnis der Packertests

7.24 Auswertung der Daten vom Fluid-Logging und Labelled-Slug-Test als Förderversuch

7.25 Das Multipacker-System: Ueberblick

7.26 Das Multipacker-System: Konstruktionsschema eines Packerelements

7.27 Das Multipacker-System: Das Füllventil am unteren Ende

7.28 Das Multipacker-System: Ausflussraten während des Auslaufversuchs

7.29 Vergleich der Permeabilitäten, berechnet nach verschiedenen Bestimmungsmethoden

7.30 Das Multipacker-System: Vergleich der gemessenen und berechneten Druckspiegelhöhen

8.1 Die hydrochemischen Untersuchungen im Ueberblick

8.2 Schöpfbüchse (schematische Darstellung)

8.3 PREUSSAG-Probenehmer (schematische Darstellung)

8.4 GTC-Probenehmer (schematische Darstellung)

8.5 Die Probenahmetechniken im Ueberblick

8.6 Liste der Wasserprobenentnahmen in Böttstein

8.7 Die Wasserprobenentnahmen im Ueberblick

8.8 Natrium-Fluoreszein und m-TFMBA: Ihre Eigenschaften im Vergleich zu einem idealen Tracer

8.9 Wasserprobenentnahme bei 621 Meter: Tracer-Konzentrationen während der Bohrlochreinigung

8.10 Ergebnisse der Tracer-Analysen im Ueberblick

8.11 Auf der Bohrstelle gemessene hydrochemische Parameter

8.12 Durchflussmesszelle (schematische Darstellung)

8.13 Wasserprobenentnahme bei 621 Meter: Die hydrochemischen Parameter während der Bohrlochreinigung

8.14 Ergebnisse der hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle (gewichtete Mittelwerte)

8.15 Hydrochemische Laboruntersuchungen: Analysenprogramm Typ D

8.16 Hydrochemische Laboruntersuchungen: Analysenprogramm Typ B

8.17 Hydrochemische Laboruntersuchungen: Analysenprogramm Typ PS

8.18 Hydrochemische Laboruntersuchungen: Analysenprogramm Typ GEMAG

8.19 Hydrochemische Laboruntersuchungen: Durchgeführte Analysen (Ueberblick)

8.20 Ergebnisse der hydrochemischen Laboruntersuchungen (Rohdaten)

8.21 Hydrochemische Laboruntersuchungen: Ionenbilanzen und Trockenrückstände

8.22 Die gemessenen und berechneten Werte für das Karbonatsystem im Vergleich

8.23 Die gemessenen und berechneten Redoxpotentiale im Vergleich

8.24 Die Hauptbestandteile der Tiefengrundwässer im Vergleich

8.25 Die Zusammensetzung der Tiefengrundwässer in der Darstellung nach SCHÖLLER

8.26 Wasserprobenentnahme bei 1326 Meter: Die Tracerkonzentrationen, elektrischen Leitfähigkeiten und einige Hauptionen

8.27 Die berechnete Zusammensetzung des Tiefengrundwassers bei 1326 Meter

8.28 Gas-Log und das Vorkommen von Hämatit als Kluftfüllung im Vergleich

8.29 Datierungsbereiche der verschiedenen Isotopenmethoden

8.30 Entwicklungsstand der verschiedenen Isotopenmethoden

8.31 Isotopenhydrologische Untersuchungen: Untersuchungsprogramm für Grundwasserproben

8.32 Die Ergebnisse der Isotopenbestimmungen im Ueberblick

8.33 Die Ergebnisse der Deuterium- und Sauerstoff-18-Bestimmungen

8.34 Die aus den Edelgasgehalten bestimmten, mittleren Infiltrationstemperaturen

8.35 Ergebnisse der Uranbestimmungen

8.36 Ergebnisse der ^{18}O- und ^{34}S-Bestimmungen im Sulfat

8.37 Untersuchungen an Porenwässern aus Bohrkernen (schematische Darstellung der Vorgehensweise)

8.38 Untersuchungen an Porenwässern: Geologische Kurzbeschreibung der untersuchten Bohrkerne

8.39 Vergleich der Ergebnisse der Verdünnungsreihen mit den Analysenergebnissen der Wasserproben (Analysenwerte)

8.40 Untersuchung der Durchlässigkeit, Porosität und Nuklid-Retention an Bohrkernen

9.1 Profil der hydraulischen Durchlässigkeiten, mit Zuflussbereichen und Zuflusspunkten

9.2 Geologische Interpretation der Wasserfliesssysteme im Kristallin

9.3 Multiple Scanner Log (610 - 622 m)

EINLEITUNG

Im vorliegenden Untersuchungsbericht werden die ausgeführten Untersuchungen und die bis zum heutigen Zeitpunkt vorliegenden Ergebnisse der Sondierbohrung Böttstein vorgestellt. Diese Bohrung war im Rahmen des Nagra-Tiefbohrprogramms der Nordschweiz die erste Bohrung, die abgeteuft wurde. Die Bohrung Böttstein mit Koordinaten 659 340.8/368 556.0, 347.46 m ü.M., liegt auf dem Gebiet der Gemeinde Böttstein, Kanton Aargau, rund ca. 10 km nördlich von Brugg, ihre Lage ist aus Beilage 1.1 ersichtlich. Die Bohrarbeiten dauerten vom Oktober 1982 bis Juli 1983. Anschliessend wurden im Bohrloch zahlreiche Untersuchungen durchgeführt, und im Januar 1984 wurde zur Langzeitbeobachtung des Grundwassers ein Mehrfachpackersystem eingebaut.

Die Bohrung sollte insbesondere wissenschaftliche Informationen über den in der Nordschweiz bis anhin nur schlecht bekannten geologischen Aufbau des kristallinen Grundgebirges und über die Tiefengrundwasserverhältnisse liefern, als Beitrag zu den Grundlagen für die Beurteilung der Eignung des Untergrundes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle.

Das Untersuchungsprogramm sowie das für diese Untersuchungen notwendige bohrtechnische Programm wurde von Mitarbeitern der Nagra unter Beizug von in- und ausländischen Experten erarbeitet. Die Feld- und Laboruntersuchungen wurden von über 50 Spezialfirmen und Hochschulinstituten ausgeführt, unter Leitung der Nagra. Es waren über 150 Wissenschaftler und Techniker daran beteiligt. Die erarbeiteten Untersuchungsresultate und Interpretationen der einzelnen Fachbereiche wurden weitgehend interdisziplinär durchdiskutiert, um zu einem mit den erarbeiteten Daten übereinstimmenden Gesamtbild des geologischen Aufbaus des Untergrundes in Böttstein zu gelangen.

Die bohrtechnischen Arbeiten standen unter der Leitung von A. Nold, das wissenschaftliche Untersuchungsprogramm unter der Leitung von Dr. M. Thury.

Der vorliegende Bericht wurde von einem Redaktionsteam ausgearbeitet, unter Berücksichtigung zahlreicher Einzelbeiträge verschiedener Arbeitsgruppen.

1. UNTERSUCHUNGSPROGRAMM DER SONDIERBOHRUNG BÖTTSTEIN

1.1 Zielsetzung

Die Nagra hat 1980 in der Nordschweiz ein geologisches Untersuchungsprogramm in Angriff genommen mit dem Ziel, die Untergrundverhältnisse soweit abzuklären, dass sowohl die Sicherheit als auch die Machbarkeit eines Endlagers für hochradioaktive Abfälle in dieser Region beurteilt werden kann. Dieses Untersuchungsprogramm gliedert sich in vier Teilprogramme:

- *Tiefbohrprogramm*
  Bestehend aus einem Netz von Tiefbohrungen zur Abklärung der geologischen, hydrogeologischen, tektonischen und felsmechanischen Verhältnisse des Untergrundes an ausgewählten Stellen.
- *Geophysikalisches Untersuchungsprogramm*
  Flächenhafte Erkundung der geologischen und technischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes mittels geophysikalischer Methoden. Extrapolation der Untersuchungsergebnisse der Tiefbohrungen auf das Untersuchungsgebiet unter Berücksichtigung der geophysikalischen Messresultate.
- *Hydrogeologisches Untersuchungsprogramm*
  Erstellung eines hydrogeologischen Modells zur Abklärung der Zirkulationsverhältnisse der Tiefengrundwässer im Hinblick auf das Geosphärentransportmodell der Sicherheitsanalyse.
- *Neotektonisches Untersuchungsprogramm*
  Erkennung von aktiven und potentiell aktiven Verwerfungssystemen im Hinblick auf Prognosen über zukünftige Verschiebungen im Untergrund.

Die Sondierbohrung Böttstein war im Rahmen des Tiefbohrprogramms die erste abgeteufte Bohrung. Mit ihr wurde folgende Untersuchungsziele angestrebt:

- Aufnahme des Gesteinsinventars der Sedimentschichten und des Kristallins als Input für die Abklärung der geologischen Untergrundverhältnisse im Untersuchungsgebiet.
- Bestimmung und Charakterisierung der in der Bohrung angetroffenen Kluftsysteme und deren Orientierung als Input für die Abklärung der tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet, als Input für die neotektonischen Studien im Hinblick auf die Erkennung potentiell aktiver Verwerfungssysteme sowie als Input für das hydrogeologische Modell.
- Abklärung der hydraulischen Verhältnisse der Tiefengrundwässer als Input für das hydrogeologische Modell.
- Abklärung des Chemismus und des Alters der Tiefengrundwässer als Input für das hydrogeologische Modell und als Input für Sorptionsuntersuchungen und Korrosionsstudien.
- Abklärung der felsmechanischen Eigenschaften der Gesteine und der Temperaturverhältnisse im Untergrund als Input für die Beurteilung der bautechnischen Machbarkeit von Endlagern.
- Bereitstellung von Daten zur Eichung der regionalen geophysikalischen Kartierung.

Zur Abklärung dieser Fragestellungen sollten zum Teil verschiedene Untersuchungsmethoden mit gleichen Zielsetzungen eingesetzt werden. Die Resultate waren zu vergleichen, damit für die Folgebohrungen das Kosten/Nutzen-Verhältnis der Untersuchungsprogramme optimiert werden konnte. Insbesondere waren folgende Fragen abzuklären:

- In welchen Gesteinsformationen kann auf das zeit- und kostenaufwendige Kernbohren verzichtet werden?
- Wie können Bohrkerne auf kostengünstige Weise genügend genau orientiert werden?
- Mit welchen Methoden können die hydraulischen Verhältnisse in den grundwasserführenden Sedimentformationen genügend genau untersucht werden?
- Wie können die hydraulischen Potentiale im Kristallin genügend genau gemessen werden?
- Auf welche Art können mit gutem Erfolg genügend reine Proben von Tiefengrundwässern entnommen werden?

1.2 Untersuchungsprogramm

1.2.1 Arbeitsprogramm

Vor Beginn der Bohrung wurde ein Arbeitsprogramm aufgestellt, bestehend aus einem detaillierten Untersuchungspro-

gramm und dem dazu benötigtem technischen Bohrprogramm. Dieses Arbeitsprogramm wurde im September 1982 als NTB 82-09 publiziert.

Dem Arbeitsprogramm lag das im Sondiergesuch NSG 8 der Nagra an das Eidgenössische Verkehrs- und Energiewirtschaftsdepartement vom 24. Juni 1980 dargelegte Untersuchungsprogramm zugrunde. Die in der Bewilligung des Bundes vom 17. Februar 1982 verlangten Auflagen wurden berücksichtigt, ebenfalls die des Kantons Aargau vom 19. April 1982. Was die hydrogeologischen Untersuchungen zur Erfassung der Wasserzirkulationsverhältnisse in sehr gering durchlässigem Kristallin betrifft, so war im oben erwähnten Sondiergesuch NSG 8 das Untersuchungsprogramm noch nicht genau festgelegt. In der Zwischenzeit wurden weltweit grosse Anstrengungen zur Verbesserung der Messtechnik in sehr gering durchlässigem Gestein durchgeführt im Hinblick auf seine Beurteilung als Wirtgestein für die Einlagerung radioaktiver Abfälle. Im Arbeitsprogramm waren die neuesten Erfahrungen aus ausländischen Untersuchungen (England, Frankreich, Dänemark und Kanada) berücksichtigt.

Auf Beilage 1.2 sind die Untersuchungsziele und die geplanten Untersuchungen dargestellt.

1.2.2 Untersuchungsablauf

Beilage 1.3 zeigt den Zeitplan der im Zusammenhang mit der Sondierbohrung Böttstein durchgeführten Arbeiten. Nach dem Vorliegen der Baubewilligung der Gemeinde Böttstein vom 21. Juni 1982 konnten die Arbeiten auf dem Bohrgelände mit der Bohrplatzerstellung und dem Setzen des Standrohres in Angriff genommen werden. Der Bohrbetrieb wurde am 11. Oktober 1982 aufgenommen. Beilage 1.4 zeigt eine Ansichtsskizze der Bohrstelle.

Die Sedimentgesteine wurden in knapp zwei Monaten durchbohrt, und die vorgesehenen Felduntersuchungen konnten planmässig durchgeführt werden. Das kristalline Grundgebirge wurde in einer Tiefe von 315 m angebohrt. Nach dem Setzen einer Verrohrung in 340 m Tiefe wurde dann das Kristallin bis 1501 m durchteuft. Nach dem Erreichen der Endtiefe am 5.6.1983 konnte die Bohranlage demontiert und durch ein Workover-Rig ersetzt werden. Mit dieser Anlage wurden dann die anschliessenden Untersuchungen im Bohrloch durchgeführt. Im Januar 1984 wurde nach Beendigung der Testarbeiten ein Mehrfachpackersystem zur Langzeitbeobachtung der Tiefengrundwässer eingebaut.

Im Sommer 1984 konnte das Bohrgelände wieder in seinen ursprünglichen Zustand versetzt und rekultiviert werden. Heute sind noch eine unterirdische Messkammer und ein Zufahrtsweg vorhanden.

Die Interpretation der Felduntersuchungen sowie die Analysen und Auswertungen des Kernmaterials und der entnommenen Wasserproben wurden schon während der Bohrarbeiten in Angriff genommen. Im Frühling 1984 lagen dann die meisten Untersuchungsberichte über einzelne Programmteile vor. In einer Vernehmlassung wurden die Untersuchungsberichte von den Mitarbeitergruppen gegenseitig kommentiert und diskutiert und anschliessend zum vorliegenden Bericht zusammengefasst.

1.2.3 Programmänderungen

Das geplante Bohrprogramm sowie das Untersuchungsprogramm konnte im wesentlichen ohne grössere Aenderungen durchgeführt werden. Abgesehen von einigen kleineren Modifikationen betreffend Art und Anzahl von Laboruntersuchungen wurden nach Absprache mit der vom Bundesrat eingesetzten Aufsichtskommission folgende Programmänderungen vorgenommen:

- Das kristalline Grundgebirge wurde nicht nur 1000 m tief, sondern 1186 m tief erbohrt.
- In den untersten 304 m der Bohrung wurde nicht durchgehend, sondern nur periodisch gekernt. Dazwischen wurde mit Rollenmeissel gebohrt.
- Ab einer Tiefe von 673 m konnte auf die aufwendige orientierte Kernentnahme verzichtet werden, da feststand, dass die Kerne nachträglich mit dem Sonic Televiewer genauer und kostengünstiger orientiert werden konnten.
- Im Kristallin konnte vorerst erfolgreich mit deionisiertem Wasser ohne jegliche Zusatzmittel gekernt werden. Nach dem Durchteufen von mehreren wasserführenden Zonen wurde mit dem im Kristallin angetroffenen Grundwasser gebohrt.
- Im Arbeitsprogramm war vorgesehen, die Druckschwankungen im Muschelkalk-Aquifer und im Kristallin langfristig zu beobachten. Da die Anzahl der Beobachtungsintervalle bei dem ausgewählten Mehrfachpackersystem aus technischen Gründen beschränkt ist, wurde auf die Beobachtung des Muschelkalk-Aquifers zugunsten wichtigerer Zonen im Kristallin verzichtet.

1.3 Organisation

1.3.1 Planung

Das *Arbeitsprogramm* wurde von Mitarbeitern der Nagra unter Beizug von in- und ausländischen Beratern ausgearbeitet.

Folgende Mitarbeiter der Nagra waren beteiligt:

Untersuchungsprogramm:	
Leitung:	Dr. M. Thury
Geologie:	Dr. S. Schlanke
Hydrogeologie:	Dr. K. Gronemeier, Dr. M. Thury
Geophysik:	Dr. Ch. Sprecher
Felsmechanik:	E. Pfister, Dr. W.H. Müller
Bohrprogramm:	
Leitung:	A. Nold
Bohrtechnik:	J.E. Hueber

Folgende Berater waren massgeblich beteiligt:

Geologische Prognose:	Dr. Hj. Schmassmann, Liestal
Bohrtechnik:	H. Meissner, Celle (BRD)
Hydrogeologie:	Dr. R.H. Beck, Kehrsatz Prof. Dr. A. Burger, Neuchâtel Prof. Dr. H. Jäckli, Zürich Dr. L. Kiraly, Neuchâtel Dr. Hj. Schmassmann, Liestal
Isotopenhydrologie:	Prof. Dr. H. Oeschger, Bern PD Dr. H. Loosli, Kehrsatz Dr. W. Balderer, Bern
Hydrogeologische Untersuchungen im Kristallin	B.R.G.M. (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) Orléans (F) I.G.S. (Institute of Geological Sciences) Harwell (GB) D.G.U. (Geological Survey of Denmark) Kopenhagen (DK)
Geologisch-mineralogische Gesteinsuntersuchungen:	Prof. Dr. T. Peters, Bern Prof. Dr. A. Matter, Bern

1.3.2 Ausführung

Die Leitung der Bohrarbeiten und Untersuchungen sowie einige Auswertungen wurden von Mitarbeitern der Nagra ausgeführt. Die Arbeiten und Untersuchungen sowie der grössere Teil der Auswertungen wurden von Hochschulinstituten und Spezialfirmen ausgeführt.

Folgende Mitarbeiter der Nagra waren beteiligt:

Leitung des Bohrprogramms:	A. Nold
Bohrtechnik:	H. Meissner H. Petersen J.E. Hueber
Leitung des Untersuchungsprogramms:	Dr. M. Thury
Projektleitung, Geologie und Gesamtkoordination der Felduntersuchungen:	Dr. S. Schlanke
Projektleitung Geophysik:	Dr. Ch. Sprecher
Feldkoordination Geophysik:	R. Simond
Projektleitung Hydrogeologie:	Dr. K. Gronemeier (bis März 1983) Dr. A. Schneider (ab. Okt. 1983)
Feldkoordination Hydrogeologie:	Dr. G. Saulnier (ab Nov. 1983)
Dokumentation Hydrogeologie:	C. Wittwer (ab April 1983)
Dokumentation Geologie:	A. Zingg (ab April 1983)
Organisation des Datenflusses in die Nagra-Datenbank:	Dr. W.H. Müller

Bedeutende Programmanpassungen wurden durch die Programmleitung veranlasst, die sich zusammensetzte aus den Mitgliedern der Nagra-Geschäftsleitung: H. Issler, Dr. Ch. Mc Combie, V. Egloff, A. Nold, Dr. M. Thury.

Die vom Bundesrat eingesetzte Aufsichtskommission der Sondierbohrung Böttstein unter der Leitung von Dr. U. Niederer wurde an monatlichen Kommissionssitzungen von der Nagra über den Programmablauf informiert. Den Kommissionsmitgliedern verdankt die Nagra zahlreiche Anregungen, die einen Beitrag zum Erfolg des Programms lieferten.

Die Arbeiten und Untersuchungen wurden von über 50 Hochschulinstituten und Spezialfirmen ausgeführt. Ein Verzeichnis der Mitarbeitergruppen und der beteiligten Wissenschaftler und Techniker ist auf Beilage 1.5 dargestellt.

1.3.3 Untersuchungsbericht

Für den vorliegenden Untersuchungsbericht wurde ein Redaktionsteam gebildet, dessen Mitglieder zahlreiche Beiträge von Mitarbeitergruppen redigierten und zusammenfassten.

Das Redaktionsteam setzte sich wie folgt zusammen:

Leitung:	Dr. M. Thury
Geologie, Bohrtechnik:	Dr. A. Gautschi, Dr. S. Schlanke
Hydrogeologie:	A. Haug
Geophysik:	R. Simond, Dr. G. Sattel, Dr. H.-P. Weber
Koordination:	Dr. A. Gautschi, A. Haug

Die Zeichnerarbeiten wurden von J. Kellermüller geleitet. Der Text wurde in einen Schreibcomputer der Dr. H. Jäckli AG eingegeben und von dort direkt in Photosatz umgespielt.

Der Bericht wurde zuerst Nagra-intern in die Vernehmlassung gegeben und anschliessend von den Herren Prof. Dr. H. Jäckli, Dr. R.H. Beck, Dr. Hj. Schmassmann sowie den am Nagra-Tiefbohrprogramm beteiligten Wissenschaftlern der Geologenbüros Dr. H. Jäckli AG, Geotest AG, Drs. Kellerhals & Häfeli und Geotechnisches Institut kommentiert.

1.4 Berichterstattung und Dokumentation

1.4.1 Berichterstattung

Während der Bohrarbeiten wurden vierteljährlich zu Handen der vom Bundesrat eingesetzten Aufsichtskommission der Sondierbohrung Böttstein *Zwischenberichte* erstellt. Diese Berichte enthalten neben Rohdaten erste Interpretationen, die allerdings nach Vorliegen der Detailauswertungen in manchen Punkten als überholt gelten müssen.

Nach Durchführung der Untersuchungen lieferten die Mitarbeitergruppen 26 *interne Berichte* an die Nagra. Diese Berichte wurden dann gegenseitig einer Vernehmlassung unterzogen und diskutiert, was bedeutende Anpassungen und Ergänzungen der verschiedenen Schlussfolgerungen ermöglichte.

Die verschiedenen Mitarbeitergruppen erstellten daraufhin Berichte, die in der Serie der *Technischen Berichte der Nagra* veröffentlicht werden. In diesen Berichten ist die detaillierte Bearbeitung eines Problemkreises dargelegt. Zur Zeit liegen in dieser Form folgende Berichte vor oder sind in Vorbereitung:

NTB 85-02	Sondierbohrung Böttstein - Geologie; Tj. Peters, A. Matter, H.R. Bläsi, A. Gautschi
NTB 85-03	Sondierbohrung Böttstein - Borehole Geophysics; Methoden und Resultate; R. Simond, G. Sattel, C. Sprecher
NTB 85-04	Hydrochemische Labormethoden für das Nagra-Untersuchungsprogramm; H. Kussmaul, O. Antonsen
NTB 85-05	Sondierbohrung Böttstein - Results of Hydrochemical Investigations: Analysis and Interpretation; F.J. Pearson
NTB 85-06	Sondierbohrung Böttstein - Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen; W. Balderer
NTB 85-08	Hydrogeological Testing of Crystalline Rocks during the Nagra Deep Drilling Program; G.E. Grisak, J.F. Pickens, D.W. Belanger, J.D. Avis
NTB 85-09	Sondierbohrung Böttstein - Hydrogeological Testing of Crystalline Rocks; R.E.J. Leech, K.G. Kennedy, D. Gevaert
NTB 85-12	Sondierbohrung Böttstein - Bohrtechnik; A.L. Nold et al.
NTB 85-39	Analysis of Pressure and Flow Data from the Long-Term Monitoring Tool in Böttstein Borehole; J.F. Pickens, D.W. Belanger, G.J. Saulnier
NTB 84-24	Permeability, Porosity and Retardation Characteristics of Granite Samples from the Böttstein Borehole. A Laboratory Study; L. Carlsen, D. Platz

In dieser Serie der Technischen Berichte der Nagra sind weitere Berichte über die Sondierbohrung Böttstein geplant, beispielsweise über das Fluid-Logging und über hydrochemische Feldmethoden. Die erarbeiteten Daten aus der Sondierbohrung Böttstein wurden zudem in den Technischen Berichten der Nagra berücksichtigt, die ab Sommer 1984 publiziert wurden. So wurden beispielsweise bereits Ergebnisse der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen in SCHMASSMANN et al. (NTB 84-21) kommentiert und in den regionalen hydrogeologischen Zusammenhang gestellt.

1.4.2 Dokumentation

Aus der Sondierbohrung Böttstein wurden umfangreiche Rohdaten und eine sehr grosse Menge Gesteinsmaterial gewonnen. Sie werden wie folgt archiviert:

Bohrkerne: Die rund 1200 m Bohrkerne werden von der Nagra archiviert. Die Kerne des Sediments wurden der Länge nach aufgeschnitten. Eine vollständige Archivhälfte und das nach den Laboruntersuchungen verbleibende Material des Sediments sowie die Kerne des Kristallins können auf begründetes Gesuch hin eingesehen werden. Es besteht auch eine begrenzte Möglichkeit, dass auf Gesuch hin Probenmaterial für wissenschaftliche Untersuchungen zur Verfügung zu stellen.

Bohrklein: Eine Serie von Cutting-Proben aus den gemeisselten Strecken im Kristallin wird von der Nagra archiviert.

Bohrkernphotographien: Von sämtlichen Bohrkernen wurde auf der Bohrstelle eine Photodokumentation erstellt. Die aufgeschnittenen Bohrkerne der Sedimente wurden ebenfalls photographiert. Die Photodokumentation kann bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle in Bern eingesehen werden.

Bohrkernaufnahmen: Eine nicht publizierte detaillierte geologische Feldaufnahme im Massstab 1 : 50 ist bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle in Bern archiviert und kann dort eingesehen werden.

Dünnschliffsammlung: Eine Sammlung von Dünnschliffen wird von der Nagra archiviert.

Geophysikalische Logs: Eine Kopie sämtlicher geophysikalischer Logs ist bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle archiviert und kann dort eingesehen werden.

Hydraulische Tests: Eine Dokumentation über jeden hydraulischen Test ist bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle archiviert und kann dort eingesehen werden.

2. GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT

2.1 Einleitung

Die Sondierbohrung Böttstein liegt im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes der Nagra im aargauischen *Tafeljura.* Ein kurzer Abriss über die geologisch-tektonischen Verhältnisse in der Nordschweiz, wie sie vor den umfangreichen Untersuchungen der Nagra bekannt waren, findet sich in "Geology of Switzerland, Part A" (TRÜMPY et al., 1980). Das Gebiet des Südschwarzwaldes wurde von METZ (1980) zusammenfassend behandelt.

Eine umfassende Darstellung der Geologie und Tektonik der Nordschweiz, in der auch die neusten Ergebnisse der Nagra-Tiefbohrungen und der regionalen geophysikalischen Untersuchungen berücksichtigt sind, ist in den Erläuterungen zur "Geologischen Karte der Zentralen Nordschweiz 1:100 000" (MÜLLER et al., NTB 84-25) enthalten. Das Kristallin des Südschwarzwaldes wird in der Studie von HUBER & HUBER (NTB 84-30), vor allem im Hinblick auf strukturgeologische und tektonische Probleme, neu beurteilt.

Beilage 2.1 zeigt die Verbreitung der geologisch-tektonischen Einheiten Schwarzwaldmassiv, Tafeljura, Faltenjura, Rheintalgraben und Mittelländische Molasse sowie den Verlauf der wichtigsten tektonischen Elemente (Störungs- und Bruchzonen, Ueberschiebungen). Die Lage der 12 geplanten Sondierbohrungen des Nagra-Tiefbohrprogrammes ist ebenfalls aus dieser Beilage ersichtlich.

2.2 Der nordschweizerische Tafeljura und seine Umgebung

2.2.1 Sedimente

Der Tafeljura ist Teil der südlichen autochthonen Sedimentbedeckung des Schwarzwaldmassivs. Diese umfasst vorwiegend triadische und jurassische Sedimente. Gegen Süden im Grenzgebiet zum Faltenjura sind auch tertiäre Molassesedimente erhalten geblieben. Permische Kontinentalablagerungen zwischen mesozoischen Schichten und kristallinem Grundgebirge sind aus Aufschlüssen und Bohrungen zwischen Frick und Basel bekannt (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL, 1946). Mit neuen reflexions- und refraktionsseismischen sowie gravimetrischen Messungen (SPRECHER & HEMMERICH, NTB 84-15; SIERRO et al., NTB 83-21; KLINGELÉ & SCHWENDENER, NTB 84-22) und den Sondierbohrungen Weiach und Riniken konnte von der Nagra ein bisher unbekannter, ungefähr ENE-WSW verlaufender, grabenartiger Permokarbon-Trog im Gebiet zwischen der Mandacher Störung und der Faltenjura-Hauptaufschiebung nachgewiesen werden (Beilage 2.2). Die Sedimentfüllung des Permokarbon-Trogs ist bei Riniken vermutlich über 2000 m mächtig. Er erstreckt sich in östlicher Richtung möglicherweise bis ins Bodenseegebiet, wo er durch die Bohrung Dingelsdorf nachgewiesen ist. Zur Abklärung der Fortsetzung gegen Westen sind weitere Untersuchungen im Gang.

Nördlich der Mandacher Störung liegt das Mesozoikum im allgemeinen direkt auf dem gegen Süden abtauchenden kristallinen Grundgebirge. Gegen Westen im Gebiet Frick-Kaisten schalten sich auch permische Ablagerungen ein.

2.2.2 Kristallines Grundgebirge

Das variszische kristalline Grundgebirge ist auf Schweizer Gebiet nur aus wenigen, kleinen Aufschlüssen entlang des Rheins zwischen Laufenburg und Schwaderloch (MÜLLER et. al., NTB 84-85) und aus einer Reihe von Bohrungen (HUBER & HUBER, NTB 84-30) bekannt. Besser sind die Aufschlussverhältnisse im nördlich angrenzenden Gebiet des Südschwarzwaldes. Dort haben Hebung und Erosion tiefe Grundgebirgsstockwerke mit Gneisen, Anatexiten, Graniten und Ganggesteinen freigelegt (Beilage 2.1).

In den Oberflächenaufschlüssen des Schwarzwaldkristallins nördlich und südlich des Rheins sind vorwiegend Gneise (Gneisanatexite Typ Laufenburg und Typ Hauensteiner Murgtal) aufgeschlossen. In den meisten Bohrungen entlang des Rheins wurden ebenfalls Gneise und Gneisanatexite (Kaisten, Koblenz, Rietheim, Weiach), und nur vereinzelt Gneise und granitische Gesteine (Weierfeld, Engerfeld, Leuggern, Zurzach) angetroffen. In den südlicheren

Bohrungen (Wintersingen, Zuzgen, Böttstein, Schafisheim, Pfaffnau) wurden ausschliesslich granitische und verwandte intrusive Gesteine erbohrt.

Um mögliche Zusammenhänge zwischen den erbohrten Gneis- und Granitkörpern zu untersuchen, sind mineralogische und geochemische Untersuchungen an dem noch zugänglichen Kern- und Cuttings-Material älterer Bohrungen vorgesehen. Im Vordergrund steht die Frage, ob der partienweise vertonte Biotitgranit im untersten Teil der Thermalbohrung Zurzach-T3 (resp. "Z-3") (NEFF, 1980) mit dem Granit der Sondierbohrung Böttstein im Zusammenhang steht.

2.2.3 Tektonik

In den Beilagen 2.1 und 2.2 sind die wichtigsten tektonischen Elemente im Gebiet Nordschweiz-Südschwarzwald dargestellt.

Die mesozoischen Sedimente des *Tafeljuras* fallen im allgemeinen flach nach Süden bis Südosten ein. Westlich von Frick werden sie von zahlreichen, generell SSW-NNE-streichenden, steilen Brüchen durchsetzt, die Sprunghöhen von mehr als 100 m erreichen können. Sie verlaufen parallel zu dem im Tertiär (Obereozän-Oberoligozän) angelegten *Rheintalgraben.* Bei einzelnen Störungen wird eine prävariszische bis variszische Anlage postuliert (z.B. Bruchzone von Wehr-Zeiningen; METZ, 1980).

Die Zeit vom mittleren Eozän bis Pliozän war eine Periode starker tektonischer Aktivität: das Schwarzwaldmassiv wurde herausgehoben. Gleichzeitig wurden zahlreiche Störungen im Grund- und Deckgebirge des Südschwarzwaldes angelegt oder reaktiviert (METZ , 1980). Mit der bruchtektonischen Zerblockung war eine Verstellung und Verkippung vieler Schollen verbunden. Einzelne Bruchzonen waren auch im Pleistozän und Holozän aktiv (ISLER , NTB 84-29), und heute steigt das Schwarzwaldgebirge relativ zur Oberrheinebene zwischen 0.2 und 0.5 mm pro Jahr empor (MÄLZER , 1967).

Die Hauptphase der Bildung des *Faltenjuras* fällt in die Zeit zwischen spätem Miozän und Pliozän (TRÜMPY et al., 1980). Die Hebungsvorgänge gingen auch im Quartär weiter (HALDIMANN et al., NTB 84-16) und können heute noch mit geodätischen Methoden erfasst werden (GUBLER et al., NTB 84-17).

In der Nähe der Faltenjura-Hauptüberschiebung zeigt die Tafeljura-Sedimentplatte oft eine leichte Verfaltung sowie Steilstellungen bis 25°.

Im zentralen Bereich des Tafeljuras sind die tektonischen Komplikationen vor allem auf zwei Hauptstörungen konzentriert: Die Mettauer Ueberschiebung und die Mandacher Störung. Dies sind die der Sondierbohrung Böttstein am nächsten gelegenen, aus der Oberflächengeologie bekannten Störungszonen.

Bei der von WILDI (1975) beschriebenen *Mettauer Ueberschiebung* handelt es sich um eine SW-NE streichende Störungszone in den triadischen Schichten des nördlichen Tafeljuras, am Rande des Schwarzwaldes. Sie besteht aus einer Antiklinale, deren NW-Schenkel abgeschert und auf die Kernzone aufgeschoben worden ist. Die Mettauer Ueberschiebung ist älter als die WSW-ENE streichende Mandacher Störung und wird von dieser noch deformiert. Sie kann durch gravitativ bedingtes Abgleiten eines dünnen Sedimentbrettes vom Schwarzwald entstanden sein, was nach TRÜMPY et al. (1980) im Zusammenhang mit der miozänen Hebung des Schwarzwaldes gesehen werden kann.

Für die *Mandacher Störung,* die unmittelbar südlich des Dorfes Böttstein parallel zur WSW-ENE streichenden Jura-Hauptaufschiebung verläuft, muss aufgrund der neusten reflexionsseismischen Untersuchungen eine komplexe Entstehungsgeschichte angenommen werden: Die Mandacher Störung wurde vermutlich paläozoisch im Bereich des Nordrandes des Permokarbon-Troges angelegt. Während der spätmiozänen bis pliozänen Juraüberschiebung wurde sie dann als kleine faltenjuraartige Aufschiebung im Tafeljura ausgebildet.

Von den im Kristallin des Südschwarzwaldes kartierten Verwerfungen ist die *Vorwald-Störung* für die Sondierbohrung Böttstein von Bedeutung. Sie ist auf einer Breite von über 100 m aus kakiritischen Zonen aufgebaut und verläuft in ESE- bis SE-Richtung gegen das Rheinknie bei Schwaderloch und von dort vermutlich unter den mesozoischen Sedimenten des Tafeljuras gegen das Gebiet von Böttstein (Beilage 2.2). Entlang der Vorwald-Störung wurde im Perm der Südsporn des Albtal-Granites um ca. 4.5 km nach Westen versetzt. Die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen der Nagra lassen vermuten, dass die Vorwald-Störung und auch die Eggberg-Störung (Beilage 2.2) den Nordrand des nordschweizerischen Permokarbon-Trogs versetzten. Beide Störungen hatten also im Jungpaläozoikum den Charakter einer Blattverschiebung. Jüngere Abschiebungsbewegungen (Versatz ca. 160 m) haben nach ERB (1948) und TREFZGER (1965) wahrscheinlich im Eozän und Oligozän stattgefunden. Durch eine tertiäre Kippbewegung entlang dieser Störung (im Westen starke Hebung, im Osten Hebung praktisch gleich Null) wurde die Vorwaldscholle schräg gestellt. Es ist nicht auszuschliessen, dass auch heute noch vertikale Bewegungen an beiden genannten Störungen stattfinden.

2.3 Geologisch-tektonische Verhältnisse im Gebiet der Sondierbohrung Böttstein

Die regionalen geologisch-tektonischen Verhältnisse im Gebiet der Bohrstelle Böttstein sind auf der "Geologischen Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000" (HANTKE, 1967) und vereinfacht in Beilage 2.3 dargestellt.

Die Sondierbohrung Böttstein liegt an der westlichen Talflanke des Aaretales, einer pleistozänen Erosionsrinne, welche die mesozoischen Schichten des Tafeljuras unabhängig vom allgemeinen Schichtfallen durchbricht.

Die mesozoischen Schichten sind nur an steileren Talflanken aufgeschlossen, da ein grosser Teil des Gebietes von quartären, eiszeitlichen Schottern bedeckt ist. Alternierende Erosions- und Aufschotterungsphasen haben eine terrassenartige Landschaft gebildet, die aus günz/mindeleiszeitlichen Deckenschottern, risseiszeitlichen Hochterrassenschottern und würmeiszeitlichen Niederterrassenschottern besteht. Das Bohrgelände von Böttstein liegt auf dem Akkumulationsniveau, respektive auf einem "höheren Erosionsniveau" der Niederterrassenschotter (HALDIMANN et al., NTB 84-16).

An der Bohrstelle wird das gegen Süden abtauchende kristalline Grundgebirge von knapp 300 m autochthonen triadischen Sedimenten überlagert. Allfällige tektonische Komplikationen im Mesozoikum sind wegen der grossflächigen Quartärbedeckung nur schwer feststellbar. Das einzige markante Element ist die rund 2 km südlich der Bohrstelle ausstreichende Mandacher Störung (Kapitel 2.2.3).

Ueber die geologischen Verhältnisse im quartärbedeckten Felsuntergrund sind nur vereinzelte Informationen aus Kurzbohrungen vorhanden, die in Zusammenhang mit regionalen Grundwasseruntersuchungen oder für Aufzeitmessungen des Nagra-Vibroseismikprogrammes 82 abgeteuft worden sind. Die Auswertungen dieser Bohrungen im Rahmen des Neotektonik-Programmes der Nagra (HALDIMANN et al., NTB 84-16) ergeben Hinweise auf eine flache Antiform im Gebiet der Bohrung Böttstein und eine parallel zur Mandacher Störung südlich des Dorfes Leuggern verlaufende Aufschiebung mit einem Versetzungsbetrag von ca. 40 m. Die Nagra-Vibroseismik-Profile 82-NF-50 und 82-NX-40 (SPRECHER & HEMMERICH, NTB 84-15) lassen diese Deutung ebenfalls zu.

2.4 Hydrogeologische Uebersicht

Eine Uebersicht der hydrogeologischen Verhältnisse in der Nordschweiz vermittelt die "Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg-Beromünster, mit Erläuterungen" (1972). Die Grundwasserverhältnisse in den quartären Schottern sind in der "Grundwasserkarte des Kantons Aargau 1:25 000" (mehrere Blätter) detailliert dargestellt.

Die wichtigsten Angaben über die hydrochemische, isotopenhydrologische und mikrobiologische Zusammensetzung und die Genese der Tiefengrundwässer in der Nordschweiz sind in CARLÉ (1975), HÖGL (1980), VUATAZ (1982) und SCHMASSMANN et al. (NTB 84-21) publiziert. In SCHMASSMANN et al. sind bereits Ergebnisse von Untersuchungen an Wässern aus der Sondierbohrung Böttstein und weiteren Bohrungen der Nagra berücksichtigt.

Im Gebiet der Sondierbohrung Böttstein bilden die quartären Schotter den oberflächennächsten Grundwasserleiter. Der Hauptgrundwasserstrom fliesst in der Sohle des Aaretales nach Norden. Er wird neben der direkten Versickerung von Niederschlägen auch von Hangwasserzuflüssen aus den schotterbedeckten Talflanken und von der Aare, die streckenweise infiltriert, gespeist.

Die pleistozäne Aaretal-Erosionsrinne durchschneidet gegen Norden immer tiefere mesozoische Formationen, die eine sehr heterogene Abfolge von Aquiferen und Aquitarden (gering bis sehr gering durchlässige Gesteine) darstellen. Damit wirkt sie, zumindest lokal, als Vorfluter der mesozoischen Aquifere dieses Gebietes. Das kristalline Grundgebirge wird erst unterhalb des Aare-Rhein-Zusammenflusses bei Schwaderloch durch die Rhein-Erosionsrinne angeschnitten.

Die lithologischen Einheiten, die in der Sondierbohrung Böttstein erbohrt wurden, können wie folgt charakterisiert werden:

Niederterrassenschotter:
Sandige Kiese. Stark durchlässige Porenwasserleiter. Mineralisation der Grundwässer schwach (um 0.5 g/l).

Schilfsandstein:
Sand- und Siltsteine, Dolomitmergel. In Sandsteinfazies lokale Poren- und Kluftgrundwasservorkommen.

Gipskeuper:
Gips, Anhydrit, Tone, Dolomitmergel. Im allgemeinen sehr gering durchlässig. In Oberflächennähe und unter quartären Schotterablagerungen ist Gipskarst verbreitet.

Muschelkalk-Aquifer (Oberer Muschelkalk s.l.):
Kalke, Dolomite. Lithofaziell und hydrogeologisch können neben dem Oberen Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit, Plattenkalk, Trochitenkalk) auch der Untere Keuper ("Lettenkohle") und der oberste Abschnitt des Mittleren Muschelkalkes (Dolomit der "Anhydritgruppe") dazu gezählt werden. Der Muschelkalk-Aquifer ist einer der wichtigsten Tiefen-

grundwasserleiter der Nordschweiz. Die Grundwasserzirkulation erfolgt in "Poren" (meist sekundäre Lösungsporen und Drusen) und Klüften. In Oberflächennähe und entlang von Störungszonen ist, teilweise bedingt durch Verkarstungen, die Durchlässigkeit erhöht. Die Wässer des Muschelkalk-Aquifers sind dort, wo sie nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit oberflächennahen Grundwasserleitern stehen, zumeist relativ stark mineralisiert (>2 g/l).

Mittlerer Muschelkalk (ohne Dolomit der "Anhydritgruppe"):
Anhydrit, Gips, z.T. Steinsalz, Dolomite, Dolomitmergel, Tone. Die tonig-evaporitischen Schichten sind im allgemeinen sehr gering durchlässig. Wie beim Gipskeuper sind aber in Oberflächennähe und unter quartären Schottern Gips-Karstphänomene verbreitet.

Unterer Muschelkalk:
Tone, Mergel, Kalke, Dolomite. Die vorwiegend tonig-mergelige Schichtfolge ist im allgemeinen sehr gering durchlässig.

Buntsandstein:
Sandsteine, Konglomerate, Tone, Siltsteine. Poren- und Kluftwasserzirkulation. Die Mineralisierung der Wässer hängt sehr davon ab, ob der Buntsandstein direkt dem Kristallin aufliegt oder nicht. Hydrochemisch gesehen ist der Buntsandstein zumindest gebietsweise kein selbständiger Aquifer, sondern wird stark vom Liegenden beeinflusst. Die Mineralisierung ist sehr unterschiedlich und liegt zwischen 1 und 20 g/l.

Kristallines Grundgebirge:
Granite, Gneise, Ganggesteine. Die Grundwasserverhältnisse im kristallinen Grundgebirge sind noch wenig bekannt. Bevorzugte Wasserzirkulation findet entlang offener Klüfte und Störungszonen sowie im Bereich der permokarbonischen bis frühtriadischen Verwitterungsoberfläche statt. Dazwischen befinden sich sehr gering durchlässige Bereiche. Die Mineralisierung der Wässer ist sehr unterschiedlich und liegt zwischen 1 und 15 g/l.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die hydraulischen Verhältnisse in den verschiedenen Grundwasserstockwerken bis heute noch wenig erforscht sind. In den bisher abgeteuften Sondierbohrungen der Nagra wurden jedoch die wichtigsten hydraulischen und hydrochemischen Parameter der bedeutenden Aquifere im Deckgebirge (Oberer Muschelkalk, Buntsandstein) und wasserführenden Zonen im Kristallin erfasst. Erste Resultate der hydrodynamischen Modellierung sind im NTB 84-50 dargelegt.

3. BOHRTECHNIK

3.1 Einleitung

Im vorliegenden Untersuchungsbericht sind die wichtigsten bohrtechnischen Aspekte der Sondierbohrung Böttstein zusammengefasst. Eine ausführliche Dokumentation ist im NTB 85-12: "Sondierbohrung Böttstein - Bau und Umweltaspekte, Bohrtechnik" wiedergegeben.
Am 12. Juli 1982 begannen die Arbeiten zur Erstellung des Bohrplatzes. Die Fertigstellung erfolgte am 1. Oktober 1982. Das Standrohr wurde in der Zeit vom 11.-20. August 1982 abgesetzt. Die Tiefbohrarbeiten begannen am 11. Oktober 1982 und wurden am 5. Juni 1983 in einer Teufe von 1501.3 m abgeschlossen. Tabelle 3.1 vermittelt einen Ueberblick der Daten der Bohrung.

Tabelle 3.1: Daten der Sondierbohrung Böttstein

– Ort:	Gemeinde Böttstein, Kanton Aargau
– Koordinaten:	659 340.8/268 556.0
– Höhe über Meer (Bezugspunkt Oberkante Betonplatte Bohrturmfundament):	347.46 m
– Bohranlage:	HANIEL & LUEG FG 2/2 – 140, Gullivermast, vollelektrische Anlage
– Bohrfirmen:	Standrohrbohrung: Stump Bohr AG Tiefbohrung: H. Anger's Söhne GmbH & Co. KG.
– Erster Bohrtag:	11.10.1982
– Letzter Bohrtag:	5. 6.1983
– Endteufe:	1501.30 m
– Vertikale Tiefe:	1501.2 m
– Max. Abweichung:	12.0 m nach Norden bei 1488 m
– Max. Neigung:	1.3° bei 988 m und 1322 m
– Verrohrung:	20"-Standrohr: 0-26.1 m 13 3/8"-Ankerrohrtour: 0-123.2 m 9 5/8"-Rohrtour: 0-339.9 m

3.2 Technische Daten der Bohranlage

Die Bohranlage Typ HANIEL & LUEG FG 2/2-140, mit Gullivermast, wurde von der Bohrfirma vor dem Transport nach Böttstein generalüberholt. Eine Zusammenstellung der wichtigsten technischen Daten ist in Beilage 3.1 enthalten.

3.3 Bohrmethode, Bohrspülung

Ausser der Standrohrbohrung (0-26 m, ∅ 800 mm), welche vor der Aufrichtung des Bohrturms mittels Greifer und Meissel bei kontinuierlich nachgeschobener Verrohrung abgeteuft wurde, kam in Böttstein sowohl in den Sedimenten wie im Kristallin fast ausschliesslich das herkömmliche *Rotary*-Bohrverfahren zur Anwendung. Mehrere versuchsweise durchgeführte Einsätze eines *Vorortantriebes* (down hole motor) mussten teils wegen fehlendem Bohrfortschritt, teils wegen blockiertem oder zerstörtem Kernrohrmotor frühzeitig abgebrochen werden.

Mit Ausnahme einer knapp 250 m langen, mit *Warzenmeisseln* gebohrten Strecke im untersten Kristallinabschnitt sowie vereinzelten kurzen Zentrierbohrungen, wurden sowohl die Sedimente wie auch das Kristallin *vollständig gekernt*. Neben den handelsüblichen Diamantbohrkronen wurden vereinzelt auch neu konzipierte Prototypen eingesetzt.

Im oberen Sedimentabschnitt wurde mit einer Ton-Süsswasserspülung gebohrt, im unteren Abschnitt musste wegen der Salzschichten des Mittleren Muschelkalks eine Ton-Salzwasserspülung (gesättigte Sole) eingesetzt werden. Im Kristallin wurde im Hinblick auf die Isotopenuntersuchungen anfänglich mit deionisiertem Wasser, nach kontinuierlichem artesischem Zufluss von leicht mineralisiertem Kristallin-Kluftgrundwasser (ab ca. 400 m) mit diesem Wasser gekernt und gemeisselt (Kap. 3.7.5).

3.4 Chronologische Abfolge der Bohrarbeiten und Tests

Obschon diese erste Nagra-Bohrung mit der einer Pilotbohrung anhaftenden unsicheren Prognostizierbarkeit belastet war, konnten die Arbeiten programmgemäss durchgeführt werden (vgl. NTB 82-09).

Der chronologische Ablauf der Arbeiten ist in Beilage 3.2 tabellarisch und in Beilage 3.3 als Zeit-Teufe-Diagramm dargestellt.

3.5 Technische Daten der Tiefbohrung

Eine Zusammenstellung der bohrtechnischen Daten jedes Kern- und Meisselmarsches ist im NTB 85-12 enthalten. Einige bohrtechnische Parameter sind in Beilage 3.3, die Kernverluste in den Beilagen 4.1 und 5.1 graphisch dargestellt.

3.5.1 Kernbohrung 8 ½", 26.1 m - 340.35 m

Die Strecke von 26.1 m bis 31.4 m wurde als Zentrierbohrung mit Rollenmeisseln vorgebohrt, so dass der Beginn der Kernarbeiten bei Teufe 31.4 m angesetzt werden konnte.

Die Kernstrecke wurde ausschliesslich durch Diamantkronen mit Oberflächenbesetzung abgebohrt. In diesem Abschnitt wurden die sedimentären Ablagerungen des Schilfsandsteins (mittlerer und unterer Teil) bis zum Buntsandstein, sowie die obersten 25.05 m des kristallinen Grundgebirges durchteuft.

Datenübersicht:

Kernstrecke	305.75 m
Nettobohrzeit	253 h
Mittlerer Bohrfortschritt	1.21 m/h
Anzahl Kernmärsche	40
Mittlere Kernmarschlänge	7.64 m
Mittlerer Kernrohrfüllgrad	84.89 %
Kerngewinn	96.99 %
Anzahl der eingesetzten Kronen	5

Bohrleistung der Kronen:

minimal	4.5 m/Krone
mittel	61.15 m/Krone
maximal	144.30 m/Krone

3.5.1.1 Bohrlocherweiterung von 8½" auf 17 ½", 26.1 m - 123.8 m

Um die 13⅜" Ankerrohrtour abzusetzen, wurde dieser Abschnitt mit einem Rollenmeissel erweitert.

Dabei genügte der Einsatz eines einzigen Meissels, mit welchem man einen durchschnittlichen Bohrfortschritt von 2.21 m/Stunde erreichte.

3.5.1.2 Bohrlocherweiterung von 8½" auf 12¼", 123.8 m - 340.35 m

Zur Abschirmung des gesamten sedimentären Deckgebirges durch eine 9⅝" Zwischenrohrtour wurde die Erweiterung des Bohrloches auf 12¼" notwendig.

Auch auf dieser Strecke nutzte sich nur ein Rollenmeissel vollständig ab, ein zweiter war am Ende der Erweiterungsstrecke noch weiter einsatzfähig.

Ueber den Teufenabschnitt konnte ein mittlerer Bohrfortschritt von 2.74 m/Stunde erzielt werden.

3.5.2 Kernbohrung 6¼", 340.35 m - 1197.25 m

Nach dem Aufbohren des Rohrschuhes der 9⅝" Verrohrung und einer kurzen Zentrierbohrung wurden die Kernarbeiten bei Teufe 340.7 m wieder aufgenommen. Als Kernwerkzeuge kamen im kristallinen Gestein ausschliesslich imprägnierte Diamantkronen zur Verwendung.

Datenübersicht:

Kernstrecke	856.55 m
Nettobohrzeit	1758.0 h
Bohrfortschritte:	
minimal	0.00 m/h
mittel	0.49 m/h
maximal	1.91 m/h
Anzahl Kernmärsche	209
Mittlere Kernmarschlänge	4.1 m
Mittlerer Kernrohrfüllgrad	45.56 %
Kerngewinn	92.35 %

3.5.3 Kernbohrung 6¼", 1197.25 m - 1501.3 m

In diesem Abschnitt wurde grösstenteils mit Warzen-Rollenmeisseln gebohrt (Kap. 3.5.5) und nur noch alle 20 bis 40 m ein Kern gezogen.

Datenübersicht:

Meter gekernt	55.65 m
Bohrstunden	171.0 h
Bohrfortschritte:	
minimal	0.08 m/h
mittel	0.33 m/h
maximal	0.51 m/h
Anzahl der Kernmärsche	15
Mittlere Kernmarschlänge	3.71 m
Mittlerer Kernrohrfüllgrad	41.22 %
Kerngewinn	79.27 %

3.5.4 Eingesetzte Kronen, 340.35 m - 1501.3 m

Anzahl Kronen	69
Bohrleistungen der Kronen:	
minimal	0.05 m/Krone
mittel	13.22 m/Krone
maximal	52.55 m/Krone

3.5.5 Warzen-Rollenmeisselbohrung 6¼", 1197.25 m - 1477.6 m

Da für spätere Folgebohrungen der Einsatz von Warzenmeisseln in Erwägung gezogen worden war, sollten in längeren Intervallen Warzenmeissel getestet werden.

Datenübersicht:

Meisselstrecke	245.40 m
Nettomeisselzeit	171.0 h
Bohrfortschritte:	
minimal	0.86 m/h
mittel	1.44 m/h
maximal	2.07 m/h
Anzahl der Warzenmeissel	9
Bohrleistungen der Warzenmeissel:	
minimal	13.70 m/Meissel
mittel	27.27 m/Meissel
maximal	38.00 m/Meissel

Versuchsweise wurde auch ein *Dia-Meissel* eingesetzt. Die Bohrleistung betrug 3 m in 6 Stunden resp. 0.5 m/h.

3.6 Verrohrungen und Zementationen

3.6.1 Verrohrungen

Bereits während der Bohrplatzerstellung wurde zum Schutze des Grundwassers der quartären Schotter das 20" Standrohr eingebracht und ca. 8 m tief in den anstehenden Fels (Schilfsandstein) eingebunden.

Für die eigentliche Tiefbohrung kamen entsprechend dem Arbeitsprogramm zwei permanente Verrohrungen, eine 13⅜" Anker- und eine 9⅝" Zwischenrohrtour, zum Einsatz (Techn. Daten in Beilage 3.4).

Die 13⅜" Ankerrohrtour wurde bei Bohrlochteufe 123.2 m, 1,3 m tief im Trigonodus-Dolomit abgesetzt. Die Absetzteufe der 9⅝" Rohrtour beträgt 339.9 m und liegt 24.6 m unter der Kristallinoberfläche.

3.6.2 Zementationen

Die Zementation des Standrohres erfolgte im Felsabschnitt mittels reinem Zement, im Bereich der Schotter mittels Zement mit Sandzuschlägen. Die Zementationen der 13⅜" und 9⅝" Rohrtouren wurden nach den in der Erdölindustrie üblichen Verfahren durchgeführt. Während die 13⅜" Ankerrohrtour normal bis zutage zementiert werden konnte, blieb bei der 9⅝" Verrohrung der Zementkopf aufgrund einer Verstopfung der Zementzuleitung bei Teufe 138 m stehen. Sowohl bei der 13⅜" als auch bei der 9⅝" Verrohrung bewies ein Drucktest (60 resp. 180 bar) die Dichtigkeit der Rohrtour und der Zementation. Ueber die Spezifikation des verwendeten Zementes orientiert Beilage 3.5.

3.7 Erfahrungen bei den Bohrarbeiten

3.7.1 Einleitung

Aufgrund der äusserst ungünstigen Bohrbarkeit des kristallinen Grundgebirges (Granit) erwiesen sich die Kern- und

Meisselbohrarbeiten dieses Bohrabschnitts als sehr zeit-, material- und kostenintensive Operationen. Sie lassen sich in keiner Weise mit den üblichen Bohrprozessen in kompakterem Sedimentgestein vergleichen.

Hinzu kamen die strikten bohrtechnischen Auflagen der Geologen und Hydrogeologen, die zum Zwecke einer optimalen Exploration und Testbarkeit des Gebirgskörpers erfüllt werden mussten. Durch diese Umstände musste das heute in der Tiefbohrtechnik gebräuchliche Material und Werkzeug oft bis an die Grenzen der Einsatz- und Leistungsfähigkeit belastet werden. Aufgrund der dabei gewonnenen Erkenntnisse mussten teilweise kurzfristig neue Wege beschritten werden.

Noch nie wurde in Europa eine Strecke von annähernd 1000 m im Kristallin fortlaufend mit reinem Wasser gekernt. Es wurde somit bohrtechnisches Neuland betreten.

3.7.2 Auswahl der Kronenmatrix

Es wurden Bohrkronen verschieden harter Matrix geprüft:

- Kronen mit weicher Matrix haben sich nicht bewährt, weder bezüglich Standzeit noch bezüglich Bohrfortschritt.
- Im hydrothermal umgewandelten Granit erwiesen sich Kronen mit mittelharter Matrix am vorteilhaftesten.
- Die Kronen mit der harten Matrix bewährten sich im wenig umgewandelten Granit.

3.7.3 Massnahmen zur Leistungssteigerung

Um einen höheren Wirkungsgrad der Bohrkronen zu erreichen, wurde der Versuch unternommen, diese nur mit der *Hälfte der Schneidsegmente* auszurüsten. Der Andruck pro Element sollte damit erhöht werden. Der Bohrfortschritt erhöhte sich zwar geringfügig, jedoch verringerte sich die Standzeit beachtlich.

Der Anpressdruck der Bohrkronen wurde sehr oft durch Kernverklemmung (im Innenkernrohr) so weit herabgesetzt, dass die Diamanten lediglich poliert wurden und somit ihre Schneidkraft verloren. Die stumpfen Kronen waren hinsichtlich der Steghöhe noch gut. Sie wurden *gesäuert*, die abgeflachten Diamanten fielen dabei heraus, und scharfe, darunterliegende Diamanten konnten zum Einsatz kommen.

Als wirkungsvollere Methode erwies sich das *Schärfen der Kronen "vor Ort":*

Bei einem Abfall der Bohrleistung wurde der Spülstrom unterbrochen und die Krone auf Sohle weiter gedreht. Durch die entstehende Reibungshitze lösten sich die polierten Diamanten heraus und neue, scharfe Diamanten kamen zum Einsatz. Diesen Vorgang konnte man durch eine Erhöhung des Drehmomentes gut verfolgen. Allerdings führten diese Versuche zu einer Verringerung der Standzeiten, wogegen die Anzahl Round Trips durch diese Methode reduziert wurde. Das Schärfen der Kronen "vor Ort" stellt insgesamt einen bedeutenden Fortschritt dar.

3.7.4 Warzenmeisselbohrung

Im Bohrlochabschnitt von 1197.25 bis 1477.6 m wurden mehrere Sektionen mit dem Warzenmeissel gebohrt.

Aus den Sonic Televiewer-Messungen (Kap. 6.3) ist zu erkennen, dass die obersten mit dem Warzenmeissel gebohrten Sektionen des Bohrloches einen engen, spiralförmigen Verlauf aufweisen (Beilage 6.20). Zudem zeigten die Warzenmeissel übermässig starken Kaliberverlust (bis zu 7 mm). Längere Abschnitte der gemeisselten Strecke mussten deswegen bei den alternierend eingeschalteten Kernmärschen nachgebohrt werden. Die Diamantkronen und String-Stabilisatoren waren dabei einer extrem starken Abnützung ausgesetzt und beim anschliessenden Kernen nur noch beschränkt einsatzfähig.

Erst nach einer mehrfachen Stabilisierung (ab 1286.75 m 4 Stabilisatoren) war ein Nachbohren nicht mehr notwendig. Allerdings zeigte sich, dass die Bohrlochwand sehr uneben war. Die Sonic Televiewer-Logs sowie verschiedene bohrlochgeophysikalische Messungen, die höhere vertikale Auflösungen haben (Pad Type Tools), waren schwer zu interpretieren.

Schliesslich konnte die Forderung nach einer besseren Bohrlochgeometrie und Bohrlochwand durch den Einsatz eines diamantbesetzten Stabilisators erfüllt werden. Die mit diesem Werkzeug abgebohrte Strecke führte bei späteren Messungen zu keinen Beanstandungen.

3.7.5 Bohrspülung

Zum Durchteufen des Kristallins wurde wohl zum ersten Mal in der Geschichte der Tiefbohrtechnik der Versuch unter-

nommen, mit *deionisiertem Wasser* als Zirkulationsmedium zu bohren. Dies geschah hauptsächlich aus zwei Gründen:

- Da das Kristallingestein teilweise nur sehr geringe Permeabilitäten aufweist, hätte bei Verwendung herkömmlicher Dickspülung die Gefahr einer irreversiblen Verstopfung der feinen Klüfte und Poren bestanden. Eine Verfälschung der Ergebnisse der hydraulischen Tests wäre die Folge gewesen.
- Da der Einsatz von normalem, auf der Bohrstelle verfügbarem Süsswasser mit hohem Karbonatanteil die Isotopenuntersuchungen (speziell ^{14}C) gestört oder verunmöglicht hätte, musste deionisiertes Wasser verwendet werden.

Im oberen Bereich des Kristallins wurden mehrere permeable Zonen mit artesisch gespanntem *Grundwasser* durchbohrt, wodurch das im Laufe der Zeit zufliessende Grundwasser das deionisierte Wasser ersetzte. Ein kontinuierliches Einbringen von frischem, deionisiertem Wasser oder ein wiederholter Austausch war schliesslich aus untersuchungstechnischen Gründen nicht mehr notwendig. Deshalb wurde in der Folge ab ca. 790 m bis zum Erreichen der Endteufe ausschliesslich mit Grundwasser als Spülung gebohrt.

Im kristallinen Abschnitt wurden der Bohrspülung 2 *Tracer* beigegeben: Natrium-Fluoreszein (Uranin) und Meta-Trifluormethylbenzoe-Säure (m-TFMBA). Diese Markierungsstoffe waren für die Quantifizierung der Kontamination von Wasserproben unerlässlich (Kap. 8.3).

Der Auswahl eines *Gewindefettes* für den Bohr- und Teststrang wurde besondere Beachtung geschenkt, da 3 wichtige Forderungen erfüllt werden mussten:

- Ausreichende Schmierung der Gewinde
- Dichtung der Gewinde
- Keine Beeinflussung des Wasserchemismus

Unter den zahlreichen getesteten Produkten erfüllte das chemisch inerte Gewindefett "Liquid O-Ring" die gestellten Anforderungen am besten.

3.7.6 Kernverluste und Kernqualität

Die Kernverluste sind in den lithologischen Profilen 1:1000 (Beilagen 4.1 und 5.1) graphisch dargestellt.

Erwartungsgemäss waren die Kernverluste in den Sedimenten sehr gering. Im Kristallin standen die anfänglich geringen Kernverluste generell im Zusammenhang mit vergrusten und kakiritisierten Graniten. Im unteren Bereich traten Kernverluste auch in sehr kompakten, durch den Bohrvorgang aber stark zerbrochenen Kernen auf.

Nach einem mittleren Abschnitt mit hervorragenden Bohrkernen war unterhalb 950 m eine deutliche Abnahme der Kernqualität zu verzeichnen. Dies äusserte sich vor allem in einem häufigen, bohrtechnisch bedingten Abdrehen und Abschleifen einzelner kurzer Kernstücke. Kernverluste waren die Folge.

3.7.7 Bohrkernentnahme

Die max. 9.3 m langen Bohrkerne wurden auf der Gestänge-Pritsche in horizontaler Lage aus dem Kernrohr in eine Metallhalbschale gepresst. Das Auspressen erfolgte anfänglich mit einer Hochdruckpumpe und einem Gummistopfen. Da sich der Bohrkern bei dieser Methode häufig im Kernrohr verklemmte, gelangte später eine erfolgreichere Methode zur Anwendung, wobei der Bohrkern mit grossen Wassermengen (Feuerwehrschlauch) aus dem Kernrohr gespült wurde. Einige besonders stark verklemmte steilklüftige Kerne mussten hängend im Turm entnommen werden.

3.7.8 Kernorientierung

Da eine vollständige strukturgeologische Analyse eine Orientierung der Strukturelemente (Klüfte, Störungszonen, Schieferung) verlangt, wurde eine möglichst vollständige Orientierung der Bohrkerne angestrebt. Die Orientierung erfolgte mit unterschiedlichem Erfolg mit Hilfe der nachfolgend beschriebenen Multishotund Sonic Televiewer-Methoden.

3.7.8.1 Multishot-Methode

Bei der Multishot-Methode (Multishot Directional Survey Instruments) handelt es sich um eine direkte, während des Bohrvorgangs durchgeführte, "mechanische" Orientierung der Bohrkerne:

Während des Abbohrens eines Kerns werden durch drei unten im Innenkernrohrschuh angebrachte Messer drei parallele Linien auf der ganzen Länge in den Kern geritzt. Die Linien haben Winkelabstände von 144°, 72° und 144°. Während des Bohrvorganges wird nur das Aussenkernrohr gedreht. Das durch ein Kugellager mit dem Aussenrohr verbundene Innenrohr hält sich mit den Orientierungsmessern und der Kernfangfeder am Kern fest, wodurch sich im

allgemeinen mehr oder weniger senkrechte, leicht spiralförmige Orientierungsrillen ergeben.

In Abständen von je einem Bohrmeter werden durch ein sogenanntes Multishot-Gerät, das ständig dem Kernrohr aufliegt und eine fixe Winkel-Position zum Innenkernrohr hat, die Nadelstellung eines eingebauten Magnetkompasses und eine dem Hauptschneidemesser des Innenkernrohrschuhs entsprechende Marke sowie die Anzeige eines Neigungsmessgerätes fotografiert.

Durch Auswertung des so gewonnenen Filmstreifens kann das wahre Azimut des Hauptschneidemessers in Abständen von 1 m Teufe abgelesen und die errechnete Nordrichtung auf dem Kern eingezeichnet werden. Dies ermöglicht eine Ausmessung der Strukturelemente in ihrer räumlichen Lage.

Die ganze Sedimentstrecke und der oberste Abschnitt des Kristallins (bis 673 m) wurden mit der Multishot-Methode orientiert gekernt.

3.7.8.2 Erfahrungen mit der Multishot-Methode

Im Sedimentabschnitt funktionierte diese Methode, abgesehen von einigen Ausnahmen und soweit überprüfbar, zufriedenstellend.

Im Kristallin traten bei der Verwendung von deionisiertem Wasser als Bohrspülung extrem starke Drehungen des Innenkernrohrs auf. Dadurch wurde eine Orientierung der Kerne unmöglich. Zudem bewirkten die im Orientierungsschuh mitdrehenden Orientierungsmesser eine Verringerung des Kerndurchmessers.

Ein Wechsel der für das orientierte Kernen verantwortlichen Service-Firma brachte zwar bezüglich Drehung des Innenkernrohrs einen Erfolg, doch traten in der Folge andere technische Schwierigkeiten (z.B. Drehen der Kamera/Kompass-Vorrichtung) auf. Eine einwandfreie Orientierung der Kerne war somit nicht gewährleistet.

Aus diesen Gründen wurde auf eine weitere Anwendung der Multishot-Methode im Kristallin verzichtet. Die mit der Multishot-Methode orientierten Kerne wurden im unverrohrt gebliebenen Kristallinabschnitt so weit möglich nachträglich mit der Sonic Televiewer-Methode orientiert.

3.7.8.3 Sonic Televiewer-Methode (SABIS)

Die eingesetzte "Sonic Televiewer-Sonde" oder "SABIS-Sonde" (SABIS = Scanning Acoustic Borehole Imaging System) liefert eine akustische, magnetisch orientierte, kontinuierliche 360°-Abbildung der Bohrlochwand. Eine ausführliche Beschreibung der Messmethode ist in Kapitel 6.3 gegeben.

Die Orientierung der Bohrkerne erfolgt aufgrund eines Vergleichs von Klüften, welche sowohl auf dem Sonic Televiewer-Log wie auch auf einer 360°-Polyfilm-Abwicklung der Bohrkerne eindeutig identifizierbar sind. Um eine möglichst lange Strecke orientieren zu können, werden die einzelnen Kernstücke so weit wie möglich zusammengesetzt. Damit kann die an einer oder mehreren Stellen bestimmte Orientierung extrapoliert werden.

3.7.8.4 Erfahrungen mit der Sonic Televiewer-Methode

Obwohl mit der Sonic Televiewer-Methode in verschiedenen Abschnitten hervorragende Ergebnisse erzielt worden sind, zeigten sich auch die technischen Grenzen des Gerätes in seiner heutigen Form. Eine rauhe Oberfläche der Bohrlochwand (z.B. durch Rollenmeisselbohrung) und vor allem Auskesselungen des Bohrlochs führten zu einer extremen Verschlechterung der Bildqualität, stellenweise sogar zum vollständigen Informationsverlust.

Da aus dem unteren Kristallinabschnitt über grosse Strecken nur stark zerbohrte Kerne (kleine abgedrehte Kernstücke, grosse Kernverluste) vorliegen, konnte insgesamt nur 51% der kristallinen Kernstrecke orientiert werden.

3.7.9 Bohrlochabweichungsmessung

Die Vermessung mit einem High Resolution Dipmeter Tool (HDT) reicht von 27.0 bis 1488.0 m. In Bohrteufe 1488.0 m wurden folgende Parameter registriert (Beilage 3.6):

Abweichung nach Norden:	12.0 m
Abweichung nach Westen:	0.7 m
Richtung des Bohrendpunktes bezüglich Bohrpunkt (Azimut):	356.6°
Bohrlochneigung:	0.4°
Bohrlochrichtung (Azimut):	333°
Differenz zwischen Bohrteufe und Vertikaltiefe:	0.1 m

Die maximale Bohrlochneigung beträgt 1.3° in Teufe 988 m und 1320 m. Die maximale horizontale Abweichung von der Vertikalen wurde bei 1488 m (Daten s. oben) registriert.

3.8 Zusammenstellung der Bohranlage-Stunden

Die während der Bohrphase aufgewendeten Bohranlage-Stunden sind in der nachfolgenden Tabelle 3.2 zusammengestellt.

Tabelle 3.2: Zusammenstellung der Bohranlage-Stunden

	Stunden	Prozent
1. Bohrzeit auf Sohle[1]	2508.8	43.2
2. Roundtripzeit[2]	1657.2	28.5
3. Messungen und Tests[3]	1276.0	21.9
4. Zirkulation und Spülungsbehandlung	120.5	2.1
5. Verrohrungs- und Zementationsarbeiten	119.5	2.1
6. Reparatur- und Fangarbeiten	95.5	1.6
7. Verschiedenes	35.5	0.6
Total Bohranlage-Stunden	5813.0	100 %

[1] Nettozeitaufwand für Kernen, Meisselbohren, Erweitern, Aufbohren der Rohrschuhe, Zentrierbohren und Nachbohren.
[2] Nettozeitaufwand für Roundtrips beim Kernen, Meisseln, Erweitern, Testen, Zirkulieren sowie Zeitaufwand für Kernentnahme.
[3] Nettozeitaufwand für bohrtechnische, hydrogeologische und geophysikalische Messungen und Tests.

3.9 Arbeiten während der Testphase

3.9.1 Einleitung

Die Testarbeiten wurden mit einem sog. Workover Rig (Aufwältigungsanlage) vom Typ "Franks Explorer III/200" ausgeführt (technische Daten in Beilage 3.7). Die Durchführung der Arbeiten hatte die Deutsche Tiefbohr- und Schachtbaugesellschaft m.b.H. aus Lingen (BRD) übernommen. Ende Juni/Anfang Juli 1983 wurde die Anlage aufgebaut, am 6. Juli 1983 konnten die Testarbeiten beginnen.

3.9.2 Aufgaben der Workover-Anlage

Mit der Workover-Anlage wurden folgende Arbeiten durchgeführt:

- Ein- und Ausbau von Steigrohren (tubings) und Packern für hydraulische Tests.
- Entnahme von Wasserproben mittels Pumpen, Bailern und Schwappkolben.
- Spinner Flowmeter Tests und Labelled Slug Test (markierter Förderversuch).
- Geophysikalische Messfahrten.
- Perforation der Verrohrung und anschliessender Scraper-Marsch (= Säubern der Verrohrung im Perforationsbereich).
- Core Slicer (Entnahme von Gesteinsproben aus der Bohrlochwand).
- Einbau des Multipackersystems.
- Bohrlochkopfmontage.

3.9.3 Diamond Core Slicer

Der Diamond Core Slicer (MCT = Mechanical Coring Tool) schneidet einen 36 Zoll langen Gesteinskern mit Dreiecksquerschnitt aus der Bohrlochwand (Beilage 3.8). Jeder Kern wird in einem separaten Behälter verwahrt. Während eines Einsatzes können 4 Kerne gewonnen werden.

Um die Einsatzmöglichkeiten dieses Gerätes im Kristallin zu testen, wurden 4 Kerne aus tektonisch und hydrothermal unterschiedlich beanspruchten Granitpartien geschnitten. Die Resultate sind stark von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig:

1. Kern von Teufe 1241.0 m - 1242.0 m, im frischen Granit

   Resultat: 1 m Kern in 4 Teilen, von denen 2 frisch gebrochen und 2 vermutlich durch ursprüngliche Brüche entstanden waren.

2. Kern von Teufe 1348.5 m - 1349.5 m, im hydrothermal umgewandelten Granit

   Resultat: Nur etwa 50% des Kerns wurde gewonnen, weil das Gestein in diesem Bereich sehr brüchig war.

3. Kern von Teufe 1381.5 m - 1382.5 m, im hydrothermal umgewandelten Granit

   Resultat: Analog Kern Nr. 2.

4. Kern von Teufe 1385.5 m - 1386.5 m, in Bruchzone (Kakirit)

   Resultat: Es konnten nur einige 3 - 4 cm lange Kernstücke gewonnen werden.

Die Kernzeit variierte zwischen 21 Min. für frischen und 16 Min. für kakiritisierten Granit. Die bescheidene Kernausbeute in tektonisch stark beanspruchten Gesteinen und die im Hinblick auf strukturgeologische Aspekte beschränkten Auswertungsmöglichkeiten dieser Art Bohrkerne zeigen, dass Core Slicer-Kerne die konventionell gezogenen Kerne bei weitem nicht ersetzen können.

4. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER SEDIMENTE

4.1 Methodik der Bohrkernbeschreibung

4.1.1 Arbeiten auf der Bohrstelle

Die Bohrkerne wurden im Baustellenbüro durch die Bohrstellen-Geologen geologisch-petrographisch beschrieben und in einem provisorischen lithologischen Profil im Massstab 1:50 und 1:1000 dargestellt. Die Beschreibung beruht auf einer äusseren Betrachtung der Kerne. Das Log diente sowohl für die Planung und erste Auswertung von hydrogeologischen und geophysikalischen Tests wie auch als erste Orientierung der für die weitere Bearbeitung zuständigen Forschungsinstitute.

In den Sedimenten erfolgte die Strukturaufnahme (Klüftung, Schichtung) an den mittels Multishot-Methode orientierten Bohrkernen.

Nach der Kernaufnahme wurden Gesteinsbeschreibungen und Strukturdaten im Baustellenbüro codiert und auf die Computer-Erfassungsblätter der Nagra-Datenbank NAGRADATA übertragen. Aufgrund der Erfahrungen auf der Bohrstelle mussten die in einem ersten Entwurf vorliegenden Erfassungsblätter in verschiedenen Stufen beträchtlich abgeändert und den praktischen Bedürfnissen angepasst werden (Beispiele in Beilage 4.2 und MÜLLER et al., NTB 84-02 und 84-03).

Die Sedimentbohrkerne wurden anschliessend fotografiert, in Plastikschläuche vakuum-verpackt und zur weiteren Bearbeitung an das Geologische Institut der Universität Bern transportiert. Für felsmechanische Versuchszwecke (ETH Zürich) mussten repräsentative Kernstücke eingewachst werden, um ein Austrocknen der Bergfeuchte zu verhindern.

Auf der Bohrstelle war während der Bohrphase ein Sampler-Dienst im Einsatz, welcher das Sampler-Log 1:200 erstellte (Beispiel Beilage 4.3). Neben lithologischen Angaben der Bohrstellen-Geologen, enthält es die wichtigsten bohrtechnischen Daten sowie kontinuierlich registrierte Gasgehalte der Bohrspülung (Kap. 8.4.6).

4.1.2 Laboruntersuchungen

Die von der Bohrstelle ans Geologische Institut der Universität Bern überführten Kerne wurden der Länge nach entzweigesägt. Die Archivhälften wurden sofort in Plastik vakuum-verpackt und ins Kernlager der Nagra zurückgeschoben. Die Arbeitshälften wurden mit einer SINAR-Plattenkamera fotografiert; anschliessend erfolgten die lithologische Detailaufnahme und die Probennahme für sämtliche im Arbeitsprogramm Böttstein (NTB 82-09) aufgeführten Laboruntersuchungen. Dann wurden auch die Arbeitshälften vakuum-verpackt und nach Abschluss der Analysen ebenfalls ins Kernlager der Nagra transportiert.

4.2 Stratigraphie und Sedimentologie

4.2.1 Profilbeschreibung und Nomenklatur

Basierend auf der lithologischen Detailaufnahme und den Laboruntersuchungen wurden Profile im Massstab 1:200 und 1:1000 erstellt. Auf dem Uebersichtsprofil 1:1000 (Beilage 4.1) wurden zudem die mineralogische Zusammensetzung und die relativen Tonmineralgehalte sowie einige wichtige geochemische und petrophysikalische Parameter dargestellt. Das Detailprofil 1:200 ist in PETERS et al. (NTB 85-02) als Beilage enthalten.

Die Mächtigkeiten und Teufen der in der Sondierbohrung Böttstein erbohrten lithologischen Einheiten sind in Beilage 4.4 der prognostizierten Schichtfolge gegenübergestellt. Die Gesteinsansprache erfolgte nach dem Grunddiagramm von FÜCHTBAUER (1959), nach FOLK (1962) und DUNHAM (1962); Legende und Symbole wurden, soweit möglich, der SHELL Standard-Legende (1976) entnommen. Die Klassifizierung der Gips- und Anhydritgesteine wurden nach MAIKLEM et al. (1969) vorgenommen. Die wichtigsten in der Bohrung Böttstein auftretenden Gips-, bzw. Anhydritstrukturen sowie Faziestypen sind in Beilage 4.6 abgebildet.

4.2.2 Quartär

Mächtigkeit: 17.50 m, Teufe: 0 - 17.50 m

Nach Abtrag der 1 - 2 m mächtigen Oberflächenschichten wurden braungraue, teils siltige, sandige Kiese bis Grobkiese mit vereinzelten Steinen und Blöcken, im tieferen Bereich auch Einschaltungen von kiesigen Sandlagen sowie eine zu Nagelfluh verkittete Kiesbank angetroffen. Die Schotter liegen direkt der Felsoberfläche auf.

Aufgrund der geologischen Karte von HANTKE et al. (1967) handelt es sich um würmeiszeitliche Niederterrassenschotter, deren Oberfläche je nach Autor dem "Akkumulationsniveau" resp. einem "höheren Erosionsniveau" entspricht (HALDIMANN et al., NTB 84-16).

4.2.3 Keuper

Mächtigkeit: 104.42 m (eiszeitlich teilweise erodiert),
Teufe: 17.50 - 121.92 m

Der Keuper besitzt im östlichen Faltenjura, insbesondere in der Ueberschiebungszone (Beilage 2.1) und im nördlichen Tafeljura eine ziemlich grosse Verbreitung. Er besteht zum grössten Teil aus Mergeln, die wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit im Gelände breite Mulden mit verrutschter, teils sumpfiger Oberfläche bilden.

Seine Mächtigkeit variiert in der Nordschweiz von 100 - 150 m (BARTHOLET, 1964), wobei in den Salzbohrungen im Tafeljura vollständige Keuperprofile von sogar 150 - 185 m durchfahren wurden (HAUBER, 1971).

Als erstes detailliert beschriebenes Keuperprofil unserer Untersuchungsregion steht dasjenige der NOK-Bohrung Beznau zur Verfügung (NTB 84-34). Es zeigt die für die Region üblichen Formationen (von oben nach unten): Obere Bunte Mergel, Gansinger Dolomit, Untere Bunte Mergel, Schilfsandstein, Gipskeuper und Lettenkohle mit insgesamt 122 m Mächtigkeit.

4.2.3.1 Schilfsandstein

Mächtigkeit: 25.00 m (eiszeitlich teilweise erodiert),
Teufe: 17.50 - 42.50 m

Der Schilfsandstein besteht entgegen seinem Namen nicht nur aus Sandsteinen, sondern auch aus bunten Tonen, Mergeln und Siltsteinen. Aus verschiedenen Arbeiten (BRÄNDLIN, 1911; SCHMASSMANN, 1953; GSELL, 1968) geht hervor, dass die Sandsteine rinnenförmig in die Tonsedimente, die zudem Landpflanzen und Kohleflöze enthalten können, eingeschnitten sind. Die Pelite (Tone) stellen die Stillwasserfazies, die Sandsteine die Rinnenfazies des Schilfsandstein-Deltas dar (WURSTER, 1964).

Ober- und Untergrenze

Wegen der obgenannten Faziesverhältnisse liegt in der Sondierbohrung Böttstein die Untergrenze des Schilfsandsteins nicht an der Basis der Sandsteine, sondern innerhalb der liegenden Pelite (vgl. GSELL, 1968, S. 35).

Die Grenze zwischen Schilfsandstein und liegendem Gipskeuper wird ablagerungsgemäss von unten her beim Einsetzen der Dolomitmergelfazies des Schilfsandsteins, d.h. an der Basis der untersten harten Dolomitmergelbank, gezogen. Diese Grenzziehung wird auch durch die Ergebnisse der Tonmineraluntersuchungen bestätigt, indem hier der im Gipskeuper häufige Corrensit aussetzt.

Lithologie

Die Sondierbohrung Böttstein traf unter quartären Lockersedimenten zunächst auf Schilfsandstein, der zuoberst stark verwittert war. Er besteht bis zum Beginn der Kernstrecke bei 31.40 m aus dunkelroten und grünlich-grauen, meist feinlaminierten, tonigen Silt- und Feinsandsteinen, die stellenweise Kreuzschichtung zeigen. Vom anschliessenden Bohrkern waren nur die obersten 0.25 m in Sandsteinfazies ausgebildet, die restlichen 10.85 m Schilfsandstein sind Dolomitmergel und dolomitische Tone. Diese Pelit-Serie besteht aus 20 - 80 cm mächtigen, grünlich-grauen bis olivgrünen Dolomitmergelbänken mit eingeschalteten dunkelgrauen bis schwarzen, zum Teil laminierten dolomitischen Tonen. Die Dolomitgehalte der Dolomite und Dolomitmergel variieren von 50 bis 90% (Beilage 4.8). Die Tone enthalten ausser Quarz oder Feldspäten kaum andere siliziklastische Komponenten (Beilage 4.7).

Die Dolomitmergel sind vielfach stark durchwühlt; sie enthalten stärker dolomitisierte, weisse wolkige Stellen und Lagen mit Trockenrissen. Insbesondere zwischen 33.30 -34.25 m wurde eine synsedimentäre Breccie mit bis zu 5 cm grossen laminierten Intraklasten sowie schwarzen Komponenten angetroffen. Die Entstehung solcher Breccien steht in engem Zusammenhang mit der Austrocknung des Sediments und der Bildung von Trockenrissen, gefolgt von Aufarbeitung. In den untersten 1.5 m des Schilfsandsteins klingt die evaporitische Fazies des Gipskeupers mit wenigen Gipsknöllchen, silifizierten Gipsknollen sowie 2 - 3 mm grossen, klaren authigenen Quarzkriställchen aus.

Ablagerungsmilieu

Die Sedimente des Schilfsandsteins entstammen nach WURSTER (1964) einem gewaltigen Delta-Komplex, welcher von Skandinavien bis in die Westalpen verfolgt werden kann; nach HELING (1979) sind es fluviatile Bildungen mit marinen Einschaltungen. Die Verhältnisse im Schweizer Jura weisen auf einen fluviatilen Charakter des Schilfsandsteins hin.

4.2.3.2 Gipskeuper

Mächtigkeit: 74.77 m, Teufe: 42.50 - 117.27 m

Der Gipskeuper ist eine der unbekanntesten Formationen des Schweizer Juras. Von ihm wurden bis heute keine vollständigen detaillierten Profile veröffentlicht.

Auch aus den Salzbohrungen liegen keine vollständig gekernten Profile des Gipskeupers vor (HAUBER, 1971). Diesen sowie anderen Bohrungen ist jedoch zu entnehmen, dass in einer gewissen Tiefe anstelle des Gips Anhydrit auftritt (z.B. am Belchen ab 30 - 40 m laut GOLDSCHMID, 1965).

Im Basler Tafeljura ist der Gipskeuper durchschnittlich 100 m mächtig (HERZOG, 1956) und im östlichen Faltenjura 60 - 85 m (BARTHOLET, 1964; GOLDSCHMID, 1965).

Aufgrund der Sondierbohrung Böttstein kann nun, neben der benachbarten NOK-Bohrung Beznau (NTB 84-34), ein weiteres detailliertes Profil des Gipskeupers veröffentlicht werden. Diese zwei Gipskeuperprofile sind mit demjenigen der neuen Nagra-Sondierbohrung Weiach korrelierbar, wobei alle drei Profile eine parallele Entwicklung zeigen.

Ober- und Untergrenze

Die *Obergrenze* des Gipskeupers kann exakt festgelegt werden. Sie befindet sich an der Oberkante einer Serie schwarzer und grünlicher dolomitischer Tone mit roten Gipsknollen, über welcher der Schilfsandstein mit einer harten, hellen Dolomitmergelbank einsetzt. Die *Untergrenze* liegt an der Basis einer 4 m mächtigen massigen, vergipsten Anhydritzone mit Dolomitbändern. Im liegenden "Grenzdolomit" sind nur vereinzelte Gipsknollen, aber keine Gipshorizonte anzutreffen. Dieser Fazieswechsel äussert sich auch mit einem markanten Farbwechsel. Die Dolomitbänke des "Grenzdolomits" sind hellbeige, beinahe weiss, diejenigen des Gipskeupers dagegen dunkelbraun. Die 4 m mächtige, fast vollständig vergipste Anhydrit/Dolomit-Wechsellagerung wird an der Oberfläche wohl kavernös als Dolomit-Rauhwacke erscheinen. Sie dürfte demnach der Rauhwacke von MERKI (1961) entsprechen, der sie als Dachbank des "Grenzdolomits" bezeichnet. In unverwittertem Zustand überwiegt jedoch die Sulfatphase gegenüber dem Dolomit. Es ist demnach angebracht, diese Gipsbänke zum Gipskeuper zu rechnen. Der liegende "Grenzdolomit" wird dadurch Teil einer einheitlichen Dolomitabfolge mit Estherienschieferlagen.

Lithologie

Der Gipskeuper stellt infolge verschiedenartigster Ausbildung der Gips-/Anhydritgesteine eine texturell und strukturell äusserst variable, heterogene Formation dar.

Zunächst fällt auf, dass das vorherrschende evaporitische Mineral des Gipskeupers Anhydrit ist (Beilage 4.8). Nur im obersten und basalen Bereich sowie in geringem Ausmass in der Mitte ist der Anhydrit zu Gips umgewandelt worden. Im weiteren geht aus den Analysen hervor, dass von den Karbonatmineralien kaum Calcit, dagegen immer Dolomit auftritt. Die tonigen Sedimente sind vorwiegend Dolomitmergel. Ferner ist wenig (1-8%) detritischer Quarz vorhanden (Beilage 4.7).

Aufgrund der sedimentologischen Untersuchungen kann der Gipskeuper der Sondierbohrung Böttstein in folgende Untereinheiten gegliedert werden:

- Tone mit Gips (42.50 - 53.17 m)
- Tone mit Anhydrit-Gips-Uebergang (53.17 - 60.80 m)
- Zyklische Serie (60.00 - 80.20 m)
- Feingeschichtete Tone mit Anhydritlagen (80.20 - 105.65 m)
- Massiger Anhydrit (105.65 - 113.15 m)
- Dolomit-Gips-Wechsellagerung (113.15 - 117.27 m).

In den oberen drei Untereinheiten tritt Anhydrit, bzw. Gips überwiegend als Knollen oder mosaikartig auf, während in den unteren Einheiten lagiger und massiger Anhydrit, bzw. Gips, vorherrscht. Es ergibt sich somit aufgrund der charakteristischen evaporitischen Texturen eine Zweiteilung des Gipskeupers.

Wie oben erwähnt, sind die Gipskeuperprofile der Sondierbohrungen Böttstein, Beznau und Weiach miteinander korrelierbar. Zusätzlich ist auch eine eigentliche Leitbank, bestehend aus einem massigen, laminierten Anhydrit (oben) und einem Muscheldolomit (unten) ausgebildet, nämlich in Böttstein zwischen 89.45 - 90.35 m, Beznau 188.35 - 189.40 m und Weiach 791.50 - 792.09 m.

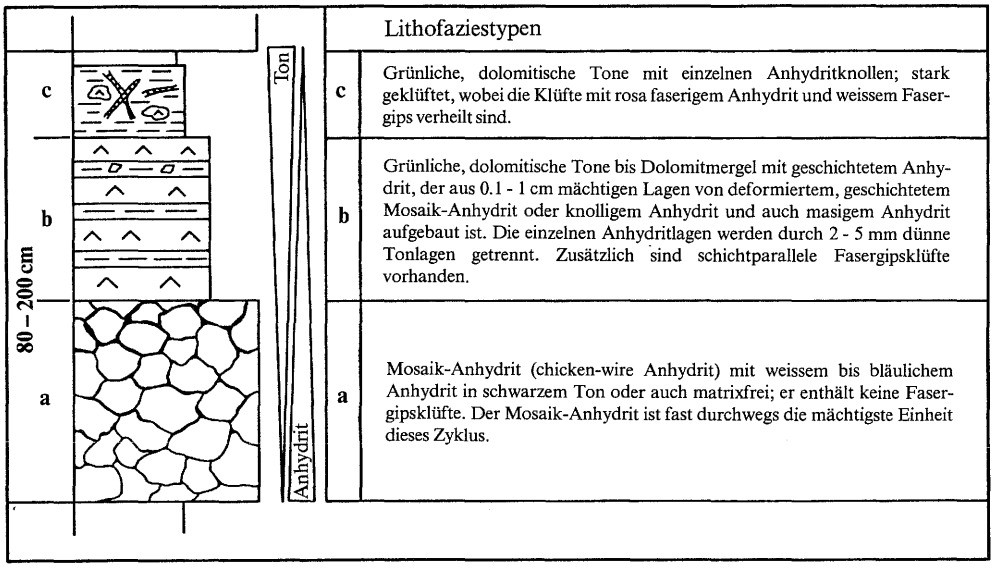


Fig. 4.1: Sedimentationszyklus im Gipskeuper (schematisch)

Tone mit Gips (42.50 - 53.17 m)

Diese Serie besteht oben aus graugrünen und schwarzen dolomitischen, z.T. laminierten Tonen. Sie enthalten bis 10 cm grosse lachsrote Gipsknollen, die oft randlich von 1 - 2 mm weissem Fasergips umsäumt werden.

Die untere Hälfte besteht aus einer Anzahl Zyklen mit jeweils schwarzen Tonen an der Basis, gefolgt von graugrünen dolomitischen Tonen, die gegen oben in mehr oder weniger rötliche Tone übergehen. Die Gipsknollen, die hier bis 20 cm gross sein können, halten sich vorwiegend an die graugrünen dolomitischen Tone. Die roten Tone dagegen werden von zahlreichen sich kreuzenden, steilen und horizontalen roten Fasergipsklüften durchschlagen. Ferner sind in der untern Hälfte 20 - 40 cm mächtige, grünlichgraue, tonige Dolomite eingeschaltet, die z.T. laminiert sind, Trockenrisse enthalten und auch zu Breccienlagen aufgearbeitet wurden.

Tone mit Anhydrit-Gips-Uebergang (53.17 - 60.80 m)

Die Abfolge ist im oberen Teil gleich ausgebildet, wie die hangende Serie, wobei jedoch die Gipsknollen wie auch die lachsroten Gipsklüfte in den Zentren noch Anhydrit enthalten. Ab 55.95 m überwiegen dann bläuliche und milchigweisse Anhydritknollen, die bloss randlich zu bläulichem sekundärem Gips umgewandelt sind. Daneben finden sich bis 60.80 m immer wieder lachs- und blutrot gefärbte oder gefleckte Anhydritknollen, bei denen Gips nur noch in kleinen Mengen nachgewiesen werden kann.

Im unteren Teil (57.00 - 60.80 m) tritt zusätzlich Anhydrit in knollig-geschichteter Fazies auf, so dass die zwei folgenden Lithotypen unterschieden werden können:

- grünliche, dolomitische Tone mit deformierten Anhydritknöllchen sowie zahlreichen, steilen, sich kreuzenden, oft verfalteten Fasergipsklüften, und
- geschichtet-knolliger und Mosaik-Anhydrit (= chicken-wire Anhydrit) in schwarzem Ton. Die Knollen sind infolge Kompaktion oft abgeflacht; Fasergipsklüfte fehlen.

Die lachsroten Knollen zeigen im Dünnschliff grossflächige (1.5 mm), verzwillingte Anhydritkristalle mit ausgesprochener Längsspaltbarkeit, die randlich von Fasergipsklüften aus durch ein grobkristallines (sekundäres) Gipsgefüge ersetzt worden sind.

Zyklische Serie (60.00 - 80.20 m)

Sie setzt sich aus kleinen, 80 - 200 cm mächtigen Zyklen zusammen, die gewöhnlich aus drei Lithofaziestypen bestehen (Fig. 4.1).

Innerhalb eines jeden Zyklus folgt somit eine Zunahme des Tonanteils, verbunden mit einer gleichzeitigen Abnahme des Anhydrits gegen das Hangende. Der Mosaik-Anhydrit lässt im Dünnschliff einen feinkristallinen (Kristallgrössen 0.05 mm), mosaikartigen Aufbau jedes einzelnen Knöllchens erkennen. In einzelnen Horizonten treten am Knollenrand parallel ausgerichtete, längliche (0.3 - 0.6 mm) Kristalle auf, wobei benachbarte Knöllchen verschiedene Orientierungen der Kristalle zeigen.

Feingeschichtete Tone mit Anhydritlagen (80.20 - 105.65 m)

Die schwarze, graue, olivgrüne bis ziegelrote Farbe der einzelnen Tonhorizonte und -lagen ist das hervorstechende Merkmal dieser als bunt zu bezeichnenden, tonreichen Abfolge. Sie enthält den oben erwähnten Leithorizont (89.45 -90.35 m), die "Doppelbank", bestehend aus gebändertem, massigem Anhydrit (oben) und Muscheldolomit (unten).

Der oberste Teil (80.20 - 89.45 m) besteht aus den paarweise auftretenden oberen zwei Lithofaziestypen der zyklischen Serie: olivgrüne, graue und schwarze fette Tone und dolomitische Tone, mit steilstehenden rosafarbenen Fasergipsklüften (oben) sowie dolomitische Tone mit knolligen und massigen, 1 - 2 cm mächtigen Anhydritlagen. Der Tonanteil beträgt etwa 80%. Ab 81.40 m treten 2 - 20 mm mächtige, beige, sandig anzufühlende Dolomitmergel, d.h. Tone mit bis 50% idiomorphen Dolomitrhomboedern (Kristallgrösse 0.2 mm) auf.

Von 90.35 - 92.00 m finden wir grüne dolomitische Tone mit von 91.15 - 92.00 m rötlich weissen Anhydritknollen, die gegen oben an Grösse zunehmen.

Im Liegenden (92.00 - 93.90 m) sind die Tone braunrot. Ab 93.90 m treten feingeschichtete rot und grün gefärbte Tone auf. Sie enthalten 1 - 2 m mächtige Lagen von knollig-geschichtetem oder massigem rötlichem Anhydrit. Auffallend sind in diesem Abschnitt (93.90 - 97.30 m) blutrot gefärbte, millimeterdünne Lagen und Flasern. Sie sind entweder in olivgrünen oder bordeauxroten Tonen ausgebildet, in letzteren weisen sie olivgrüne Säume auf. Eingeschaltet in diese Abfolge sind zahlreiche schichtparallele, bis 2 cm mächtige Fasergipsklüfte.

Ab 97.30 - 105.65 m treten feingeschichtete, oft auch schwarzgrün laminierte Tone auf, z.T. sind die laminierten Tone entlang Trockenrissen aufgebrochen und zu intraformationellen Breccien aufgearbeitet. Lagiger Anhydrit schaltet sich gegen unten vermehrt in die Abfolge ein. Zwischen 101.60 und 102.70 m treten wieder blutrote Tonhorizonte auf. Unterhalb von 102.60 m dominiert der Anhydrit in einer monotonen Wechsellagerung von geschichtetem Anhydrit mit 5 mm dicken grünen Tonlagen und sandig anzufühlenden Dolomitlagen.

Massiger Anhydrit (105.65 - 113.15 m)

Er besteht vorwiegend aus geschichtetem feinkörnigem Anhydrit, ist graubraun, teilweise laminiert und enthält tonige, anhydritische Dolomitlagen und wenige Tonhorizonte. Ausserdem ist er frei von Anhydrit- und Fasergipsklüften.

Dolomit-Gips-Wechsellagerung (113.15 - 117.27 m)

Diese 4 m mächtige Serie stellt, wie einleitend diskutiert, die Basis des Gipskeupers dar. Sie besteht aus beigebraunem Dolomit mit grobkörnigem, bernsteinfarbenem, glasig aussehendem Gips. Teilweise treten die beiden Lithologien in einer mm- bis cm-Wechsellagerung auf, gelegentlich ist der Gips massig und bis zu 30 cm mächtig.

Ablagerungsmilieu und Entstehung

Der Gipskeuper ist das Produkt sedimentärer und komplexer früh- und spätdiagenetischer Prozesse. Generell ist er als Ablagerung einer Sabkha zu interpretieren. Der in Figur 4.1 dargestellte Sedimentationszyklus ist identisch mit dem in den holozänen Küstensedimenten der Emirate (Persischer Golf) festgestellten, regressiven sog. "Sabkha-Zyklus" (SHEARMAN, 1966).

Dort entsteht frühdiagenetischer Gips unter dem Grundwasserspiegel und frühdiagenetischer Anhydrit darüber. Die texturellen Merkmale (z.B. Knollen) der Gips- und Anhydritaggregate im Gipskeuper lassen auf eine derartige frühdiagenetische Entstehung im Sediment schliessen. Bisher konnten keine Merkmale (z.B. senkrecht zur Schichtung gewachsene Gipskristalle) beobachtet werden, die auf subaquatische Bildung dieser Evaporitminerale im Gipskeuper deuten würden. Inwieweit in der basalen Serie noch intertidale Bildungen vorliegen, bleibt noch abzuklären.

Nach Versenkung wurde der primäre Gips ebenfalls zu Anhydrit umgewandelt. Der heute zoberst und zuunterst im Gipskeuper vorkommende Gips ist sekundär, entstanden nach Hebung und teilweiser Erosion des hangenden Sedimentstapels bei gleichzeitigem Zutritt von Wasser aus den angrenzenden poröseren Formationen. Die weitgehende Undurchlässigkeit des Gipskeupers verhindert eine "Vergipsung" der ganzen Abfolge.

Von besonderem Interesse sind die in mindestens zwei Generationen auftretenden Gipsklüfte, deren Entstehung im Moment nicht abschliessend geklärt ist. Nach der Hypothese von SHEARMAN (1982) könnte der Fasergips auf Klüften gewachsen sein, die durch "hydraulic fracturing" aufgerissen worden sind.

4.2.3.3 "Lettenkohle"

Mächtigkeit: 4.65 m, Teufe: 117.27 - 121.92 m

Im Schweizer Jura besteht die "Lettenkohle" aus dunklen Schiefertonen, den Estherienschiefern, und vor allem aus Dolomit in Muschelkalkfazies. Deshalb stellen MERKI (1961) und GSELL (1968) die "Lettenkohle" in den Oberen

Muschelkalk. Obwohl Leitfossilien fehlen und aus faziellen Gründen eine Zuordnung zum Muschelkalk naheliegender wäre, stellen wir die "Lettenkohle" analog zu der in Süddeutschland und auch von der Schweizerischen Geologischen Kommission angewandten Einteilung vorerst in den Keuper.

Ober- und Untergrenze

Die *Obergrenze* (117.27 m) wurde bereits im vorangehenden Kapitel 4.2.3.2 diskutiert.

Die *Untergrenze* (121.92 m) der Lettenkohle ziehen wir an der Basis der untersten grauen Estherienschieferlage, d.h. ablagerungsmässig gesehen beim Einsetzen der Estherienschiefersedimentation. Demzufolge liegt zwischen dieser dünnen Lage und der hangenden mächtigen Estherienschieferserie ein "unterer Grenzdolomit", der an der Wutach und im Schaffhauser Jura meist als "unterer Dolomit" oder "Basisdolomit" (PAUL, 1971; HOFMANN, 1981) bezeichnet wird.

Im Gegensatz zu früheren Bearbeitern (BRÄNDLIN, 1911; MERKI, 1961; GSELL, 1968, u.a.), welche die "Lettenkohle" im Aargauer Jura in Grenzdolomit (oben) und Estherienschiefer (unten) gliedern, ergibt sich aus dem lückenlosen Profil der Bohrkerne, dass die Formation der "Lettenkohle" in der Sondierbohrung Böttstein aus zwei Schichtgliedern (Members), dem "Grenzdolomit" und den Estherienschiefern besteht, die sich über das gesamte "Lettenkohle"-Profil verzahnen.

Lithologie

Die *"Grenzdolomite"* sind hellbeige und hellgraue Dolomikrite. Sie sind teilweise stark porös und enthalten 2 - 5 cm grosse, bläulichweisse Gipsknollen und mit Gips gefüllte Lösungshohlräume sowie Klüfte mit randlich Ton und im Zentrum Gips. Bei 118.50 m lagern zwei insgesamt 30 cm mächtige biodetritische Dolomite mit aufgearbeiteten Komponenten. Der obere Dolomit hat eine erosive Basis und ist gradiert.

Die *Estherienschiefer* sind grauschwarze Tone, die Silt, Feinsand und Fischschuppen führen. Es wurden 6 Siltlagen mit Fischschuppen festgestellt. Die zwei mächtigen Estherienschiefer-Horizonte (118.05 - 118.10 m und 120.50 - 121.47 m) enthalten gradierte Siltstein- bis Feinsandsteinlagen. Sie bestehen aus bis 30% detritischem Kalifeldspat, bis 10% (Beilage 4.7) Quarz, Fischschuppen und -zähnen sowie neu gebildetem Kaolinit. Die Untersuchung mittels Kathodenlumineszenz ergab, dass der Kaolinit Plagioklas ersetzt. Von den namengebenden Estherien (Estheria = heute Cyzicus, Krebs der Ordnung Conchostraca) konnten keine gefunden werden.

Ablagerungsmilieu

Mit der "Lettenkohle" bahnt sich der Wechsel von den marinen Sedimenten des Muschelkalkmeeres zu den kontinentalen Keupersedimenten an. In einer Faziesstudie der "Lettenkohle" konnte DURINGER (1982) deren regressiven Charakter aufzeigen.

4.2.4 Oberer Muschelkalk

Mächtigkeit: 75.28 m, Teufe: 121.92 - 197.20 m

In einer ausführlichen Arbeit konnte MERKI (1961) den Oberen Muschelkalk faziell und stratigraphisch gliedern. Da im Gelände Plattenkalk und Trochitenkalk faziell schwierig zu trennen sind, werden diese von den meisten Autoren, u.a. BRÄNDLIN (1911), GSELL (1968) aus kartierungstechnischen Gründen zum Hauptmuschelkalk zusammengefasst. Der Obere Muschelkalk, insbesondere der Trigonodus-Dolomit, untergeordnet der Trochitenkalk und weit weniger der Plattenkalk, sind im Untergrund stark porös. Vor allem der Trigonodus-Dolomit, aber auch der Trochitenkalk führen Wasser und sind zusammen mit dem Dolomit der "Anhydritgruppe" als sogenannter *Muschelkalk-Aquifer* bekannt.

4.2.4.1 Trigonodus-Dolomit

Mächtigkeit: 28.91 m, Teufe: 121.92 - 150.83 m

Der Trigonodus-Dolomit besteht aus Schichten in völlig dolomitischer Fazies. Deren Beschreibung und regionale Unterschiede sind MERKI (1961) zu entnehmen. Im allgemeinen ist er 20 - 30 m mächtig.

Ober- und Untergrenze

Die *Obergrenze* bildet, analog MERKI (1961), ein Hartgrund, allerdings ohne Bonebed, dagegen mit Fischschuppen. Die *Grenze zum liegenden* Plattenkalk wurde ebenfalls analog MERKI beim Wechsel von calcithaltigem Dolomit des Plattenkalkes zum reinen Dolomit des Trigonodus-Dolomits gezogen. Parallel dazu wechselt auch die Farbe vom eher grauen Plattenkalk zum braunen Trigonodus-Dolomit.

Lithologie

Die obersten Bänke des Trigonodus-Dolomits zeigen die für die Region charakteristische Ausbildung (vgl. MERKI 1961). Zuoberst tritt ein 40 cm mächtiger, stark zerrütteter, beiger, poröser Dolomit mit kleinen Pyritknollen auf. Die liegenden

kompakten Kerne (1.4 m) enthalten bioklastische Dolomite mit wenig Knochenresten sowie bis zu 10 cm grosse Drusen mit Calcitkristallen am Drusengrund und graue Silexknöllchen. Der Biodetritus besteht vorwiegend aus Muschelschalen, die aber gelöst als Hohlformen vorliegen.

Der in der Bohrung Beznau der NOK (NTB 84-34) 2.7 m unter der Trigonodus-Dolomit-Obergrenze gefundene poröse, dolomitische Oolith wurde in der Bohrung Böttstein, falls überhaupt vorhanden, bei einer Zentrierbohrung mit dem Rollenmeissel zerbohrt. Die darunter liegenden porösen, stark zerbrochenen Dolomite enthalten von 3.5 - 4.5 m unter dem Dach des Trigonodus-Dolomits 1 cm mächtige grauschwarze, gebänderte Silexlagen.

Unter diesen obersten "Leitbänken" des Trigonodus-Dolomits liegen 10 m bräunlichbeige, stark poröse Dolomitbänke. Sie enthalten Poren in drei Grössenklassen:

- Mikroporen mit einem Maximum bei 1 - 3μ (Interkristallinporen)
- mit der Lupe erkennbare feine Poren von 0.1 - 0.4 mm Grösse
- rundliche Poren mit 2 - 5 mm Durchmesser

Ferner treten zentimetergrosse Drusen auf, die mit grauschwarzem Calcit ausgekleidet sind. Rasterelektronenmikroskop (REM)-Aufnahmen dieser Drusencalcite zeigen mehrere Generationen von Calcitkristallen, die einander aufgewachsen sind und deren Kristallspitzen während der letzten Diagenesephase angelöst wurden (Beilage 4.5).

In der Mitte dieser 10 m mächtigen Dolomitabfolge kommen 5 - 20 cm mächtige bioklastische Lagen vor. Die Fossilschalen, vorwiegend Muscheln, sind als Hohlformen erhalten, die randlich mit Calcitzement gefüllt sind. Häufig sind vertikale Klüfte und horizontale Stylolithe, die beide zum Teil mit schwarzem Ton belegt sind.

Darunter tritt eine 13.6 m mächtige, dick-gebankte Abfolge von bioturbatem, beigem und gegen die Basis braunem, feinkristallinem, kreidig anzufühlendem tonigem Dolomit auf. Sie enthält mehrere 5 - 15 cm mächtige, grobporöse graugefleckte Lagen. Darin befinden sich bis 3 cm, vorwiegend aber 0.2 - 0.8 cm grosse, mit Calcit ausgekleidete Poren. Diese Abfolge enthält ebenfalls viele subhorizontale Flächen (Bankungsfugen?) mit schwarzen Tonbelägen. Zweimal fanden sich Klüfte sowie Drusen mit Quarzkriställchen. REM-Aufnahmen der Dolomite zeigen ein Netzwerk idiomorpher, 20 - 50 μ grosser Dolomitrhomboeder mit viel interkristallinem Porenraum, der wenig neugebildeten Kaolinit enthält.

Ablagerungsmilieu

Das Gebiet des heutigen Schweizer Juras war zur Zeit des Oberen Muschelkalks eine seichte, lagunäre Randzone des Germanischen Muschelkalkmeeres. Während der Ablagerung des Trigonodus-Dolomits befand sich dieses Meer in einer Regressionsphase, die bis Ende Keuper anhielt.

4.2.4.2 Plattenkalk

Mächtigkeit: 13.93 m, Teufe: 150.83 - 164.76 m

Plattenkalk (= Nodosuskalk im Faltenjura, GOLDSCHMID, 1965) und liegender Trochitenkalk werden von den meisten Bearbeitern (u.a. GOLDSCHMID, 1965; GSELL, 1968; HAUBER, 1971) zum Hauptmuschelkalk zusammengefasst. Für die Sondierbohrung Böttstein kann eine Unterteilung noch mit guten Gründen vertreten werden. Zieht man jedoch die in der Sondierbohrung Weiach angetroffenen Verhältnisse in die Betrachtung ein, wo die Trochitenbänke im Plattenkalk und die Muschelbänke des Plattenkalks im Trigonodus-Dolomit auftreten, dann scheint es zweckmässiger, zukünftig Trochitenkalk und Plattenkalk wieder zu einer Formation (Hauptmuschelkalk) zusammenzufassen.

Ober- und Untergrenze

Der *Plattenkalk* wird mit Hilfe eines basalen Mergelhorizontes vom liegenden Trochitenkalk abgetrennt (MERKI, 1961). Dementsprechend legen wir die *Untergrenze* des Plattenkalkes an die Basis einer Zone mit gehäuft auftretenden, 5 - 10 cm mächtigen Mergellagen.

An dieser Grenze, bei 164.76 m, findet zudem ein deutlicher Wechsel von den hangenden plattigen Mikriten, die mit braunen dolomititschen Mergeln wechsellagern, zu den liegenden grobbankigen Kalken mit Trochitenbänken statt.

Während sich Trigonodus-Dolomit und Plattenkalk faziell deutlich unterscheiden, findet mineralogisch im Plattenkalk der Uebergang vom vorwiegend calcitischen Trochitenkalk zum rein dolomitischen Trigonodus-Dolomit statt. Dies kommt im Profil 1:1000 (Beilage 4.1) und deutlich auch im GLOBAL-Log (Beilage 6.2) zum Ausdruck.

Lithologie

Der 13.97 m mächtige Plattenkalk besteht aus einer unregelmässigen Abfolge von Kleinzyklen graubeiger, 5 - 20 cm mächtiger Mikrite und brauner, 5 - 10 cm mächtiger toniger Dolomite und Dolomitmergel. Sie enthalten oft Wühlgefüge, die in tonigen Dolomiten, meist als sogenannte "Gekrösestrukturen", ausgebildet sind. Eingeschaltet in die Abfolge

finden sich einige 10 - 50 cm mächtige Horizonte von dolomitischen Lamellibranchier-Biomikriten und -Biospariten (z.B. 154.40 - 154.90 m). Diese Horizonte sind gekennzeichnet durch eine starke Stylolithisierung. Die meisten Schalen sind durch hohlraumfüllenden Calcit ersetzt, wobei oft ein Porenrest offengeblieben ist. Teilweise sind die Schalen auch silifiziert.

4.2.4.3 Trochitenkalk

Mächtigkeit: 32.44 m, Teufe: 164.76 - 197.20 m

Ober- und Untergrenze

Die Festlegung der *Obergrenze* des Trochitenkalks wurde oben (Kap. 4.2.4.2) diskutiert. Der Trochitenkalk endet oben mit dickbankigen Mikriten im Liegenden der Basis-Mergel des Plattenkalks.

Die *Untergrenze*, von MERKI (1961) mittels Basaloolith definiert, konnte in dieser Fazies wohl in der Bohrung Beznau (NTB 84-34), nicht aber in der Sondierbohrung Böttstein festgestellt werden.

Hier setzt der Trochitenkalk mit einem Aufarbeitungshorizont im Hangenden einer charakteristischen, sehr hellen, laminierten 80 cm mächtigen Dolomitbank der Anhydritgruppe ein.

Lithologie

Der Trochitenkalk lässt sich in einen oberen, 12.94 m mächtigen und in einen unteren, 19.50 m mächtigen Abschnitt teilen.

Der *obere Trochitenkalk* umfasst nach obgenannter Grenzziehung die in eigentlicher Trochitenkalkfazies ausgebildete Einheit. Er enthält bis 60 cm mächtige Einschaltungen von Crinoidenkalkbänken in einer dickbankigen Serie von graubeigen Mikriten. Der obere Trochitenkalk unterscheidet sich durch seine dicken Bänke, dem starken Zurücktreten von Mergellagen sowie den fast reinen Kalken deutlich vom Plattenkalk.

Die Zusammensetzung der Crinoidenkalkbänke variiert von Schillhorizonten mit wenigen Trochiten bis zu reinen Echinodermenbreccien. Die eigentlichen Crinoidenbänke zeichnen sich aus durch eine gradierte Schichtung (Trochiten an der Basis bis 1 cm), welche bei einigen Bänken in eine laminierte Schichtung übergeht, die relativ selten von einer Rippelschichtung gefolgt wird. Einzelne Bänke haben eine erosive Basis und führen Cailloux noirs.

Die graubeigen Mikrite zeigen meistens Wühlgefüge, oft sind einzelne vertikale und horizontale Gänge erkennbar, oder dann ein Labyrinth von hellen Bahnen und dunklen Säumen (sog. "Gekrösestrukturen"). Gegen das Liegende des Plattenkalks schalten sich vermehrt dolomitische Mikrite ein.

Die Basis des oberen Trochitenkalkes ist ein 20 cm mächtiger, hellbeiger poröser Biosparit mit bis zu 8 cm grossen grauen Intraklasten.

Der *untere Trochitenkalk* enthält keine Crinoidenkalkbänke. Er besteht mehrheitlich aus 25 - 60 cm mächtigen, oben hellgrauen, dann beigebraunen dolomitischen Mikritbänken. Sie sind durch Stylolithe, in denen dunkelbauner Ton angereichert ist, begrenzt. Die Mikrite haben wegen ihrer Bioturbation einen leicht knolligen Aspekt. Bei 185.0 - 186.4 m tritt ein beigebrauner Biomikrit mit bis zu 4 cm grossen Algenknollen auf. Im Liegenden folgen laminierte Kalke sowie bei 188.10 - 188.55 m ein gradierter sowie laminierter Intramikrit mit bis zu 5 mm grossen Intraklasten.

Die auffälligste Fazies im unteren Trochitenkalk tritt zwischen 190.65 m und 193.0 m sowie von 194.0 - 194.70 m auf. Es handelt sich um kreidig-poröse Mikrite und Pelsparite, mit bis 1 cm grossen Lösungsporen nach Gipskristallen (ev. "replacement Anhydrit"), wobei die Poren zuoberst randlich mit Calcit ausgekleidet sind.

Das Liegende besteht aus zunehmend dolomitischen und laminierten Schichten.

Ablagerungsmilieu

Trochiten- und Plattenkalk bestehen überwiegend aus Mikriten, welche gewissermassen die "Normalfazies" darstellen. Darin eingeschaltet finden sich Schill- und Trochitenbänke, die aussergewöhnliche Sedimentationsereignisse repräsentieren, welche die normale Kalkschlamm-Ablagerung in einem flachen Meer unterbrachen. Es handelt sich dabei sehr wahrscheinlich um Sturmablagerungen (DURINGER, 1982; AIGNER, 1982).

4.2.5 Mittlerer Muschelkalk ("Anhydritgruppe")

Mächtigkeit: 63.80 m, Teufe: 197.20 - 261.00 m

Der Mittlere Muschelkalk, die sogenannte "Anhydritgruppe", enthält wie der Gipskeuper eine evaporitische Serie. Obschon er tiefer als der Gipskeuper liegt, und damit weniger häufig an der Oberfläche aufgeschlossen ist, ist er aus nachstehenden Gründen bekannter als der Gipskeuper:

- Er ist wirtschaftlich interessanter, da er das Salzlager sowie

reichere Gips/Anhydrit-Vorkommen als der Gipskeuper enthält.

- Er ist wissenschaftlich von Bedeutung, da er nach der Hypothese von BUXTORF (1916) als Abscherungs- und Gleit-Horizont bei der Entstehung der Jurafaltung diente.

4.2.5.1 Dolomit der "Anhydritgruppe" ("Anhydritdolomit")

Mächtigkeit: 7.40 m, Teufe: 197.20 - 204.60 m

Der Mittlere Muschelkalk setzt mit stark in der Mächtigkeit schwankenden Dolomiten ein (6 - 15 m; MERKI, 1961). Es handelt sich um einen relativ dünnbankigen, oft feingeschichteten, häufig zellig ausgelaugten Dolomit mit Silexschnüren. Hydrogeologisch wird der Dolomit der "Anhydritgruppe" zum Muschelkalk-Aquifer gezählt.

Ober- und Untergrenze

Der Dolomit der "Anhydritgruppe" endet oben mit hellen, weisslichen, 80 cm mächtigen, kreidig anzufühlenden, feinporösen laminierten Dolomiten.

Die Untergrenze zu den liegenden Oberen Sulfatschichten ist weniger deutlich ausgeprägt. Es besteht von unten her ein kontinuierlicher fazieller Uebergang von dunklen Tonen zu hellen Dolomiten. Beim Aussetzen der Gipslagen kann eine sinnvolle Abtrennung vorgenommen werden.

Lithologie

Der Dolomit der "Anhydritgruppe" umfasst eine 7.40 m mächtige, feingeschichtete bis laminierte helle Dolomitserie. Es handelt sich um reine und tonige Dolomikrite, die stets porös sind. Als charakteristische Einheit kann der 2.63 m mächtige Abschnitt von 198.77 - 201.60 m angesehen werden. Er enthält bis zu 10 cm grosse Quarzknollen, Silexbänder und kleine, 2 - 5 mm grosse Quarzpseudomorphosen nach Anhydrit-Kristallrosetten und bis 1 cm grosse nach Anhydritknöllchen.

Ablagerungsmilieu

Die laminierten Dolomikrite sind im Vergleich mit rezenten Beispielen, wie z.B. der Bahama-Plattform (HARDIE, 1977), in einem schwach energetischen Watt- und Supralitoral-Komplex gebildet worden.

4.2.5.2 Obere Sulfatschichten

Mächtigkeit: 48.13 m, Teufe 204.60 - 252.73 m

Aehnlich wie beim Gipskeuper liegen auch die Sulfatschichten oberflächlich als Gips vor. In den Stollen für den in Kienberg früher bergmännisch abgebauten Gips wurde Anhydrit z.T. erst in einer Bergtiefe von 20 - 30 m angetroffen (GSELL, 1968). In den Salzbohrungen bei Schweizerhalle konnten die Oberen Sulfatschichten dreigeteilt werden (HAUBER, 1971):

"Oben vorwiegend mergelig-dolomitisch, oft mit bituminösen Lagen ("Stinkmergel"), Sulfate nur untergeordnet, im mittleren Teil grobe kompakte Anhydritbänke und unten vorwiegend anhydritisch, mit Mergel- und Tonzwischenlagen, oft unruhig gelagert (schlierig, wolkig, feingeschichtet, synsedimentäre Breccien)".

Ober- und Untergrenze

Die *Obergrenze* der Oberen Sulfatschichten wird von unten her beim Aussetzen der braunen Gipslagen, die mit laminierten tonigen Dolomikriten wechsellagern, gezogen. Die *Untergrenze* liegt beim Kontakt der hellolivgrauen laminierten Dolomitmergel mit dem massiven Steinsalz.

Lithologie

Auch in der Sondierbohrung Böttstein können die Oberen Sulfatschichten dreigeteilt werden, in (von oben nach unten):

- Dolomit- und Mergelschichten mit Gips	11.95 m
- Heterogene Anhydritserie	27.55 m
- Anhydritbreccien	8.63 m

Dolomit- und Mergelschichten mit Gips (204.60 - 216.55 m)

Die Dolomit- und Mergelschichten bestehen aus zwei Faziestypen, die als 1 - 4 m mächtige Abschnitte auftreten. Der erste Faziestyp, bestehend aus olivgrünen, feingeschichteten dolomitischen Tonen und Dolomitmergeln mit einzelnen dunkelbraunen Gipslagen sowie zahlreichen 1 - 20 mm breiten, mit klarem Fasergips gefüllten Klüften, tritt von 206.89 - 208.35 m und von 210.05 - 211.25 m auf. Beim zweiten Faziestyp (204.60 - 206.89 m, 208.35 - 210.05 m, 211.21 - 215.85 m) handelt es sich um beige, plattige und laminierte Dolomikrite mit dünnen schiefrigen, dunkelbraunen Ton-Dolomitmergel-Horizonten. Im obersten Abschnitt (204.60 - 206.89 m) sind zahlreiche Gipslagen im Dolomit ausgebildet.

Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Schichten als Stromatolithe mit Millimeterlagen von Dolomikrosparit, die mit Laminae aus kleinen senkrechtstehenden verzwillingten Gipskristallen wechsellagern. An der Basis dieses Abschnitts (206.52 - 206.89 m) sind auffällige mögliche Leithorizonte ausgebildet: Beigebraune, gradierte Intramikrite mit bis zu 2 cm grossen Intraklasten, eingeregelten bioklastischen Komponenten und Ooiden.

Der Abschnitt 208.36 - 210.15 m enthält zuoberst 5 cm grosse Gipsknollen, kleine Gipsknöllchen und Fasergips-Klüfte. Der unterste Abschnitt (211.21 - 215.85 m) weist mehr Gipsknollen auf. Zugleich sind 1 - 5 cm mächtige knollige, teilweise silifizierte Gipslagen ausgebildet. Die Basis der Mergelschichten besteht aus einem braunen massigen, 50 cm mächtigen Gips mit noch erkennbarer Feinschichtung und vielen Klüften mit Fasergips. Im Dünnschliff erkennt man, dass die Gipsknollen und -lagen aus mosaikartig verzahnten Gipskristallen mit reliktischen Resten von Anhydrit bestehen.

Was bereits im Gipskeuper festgestellt wurde, wiederholt sich demnach in den Oberen Sulfatschichten: In den obersten 12 m liegt die evaporitische Fazies als Gips vor.

Heterogene Anhydritserie (216.55 - 244.10 m)

Sie besteht generell aus 3 Lithotypen, die mehrfach in der Abfolge auftreten:

- massiger Anhydrit, teilweise mit knolliger Struktur
- gebänderter, geschichtet-massiver Anhydrit
- feingeschichtete Wechsellagerung von Anhydrit mit Ton und Dolomit, teilweise mit mächtigeren Dolomitmergel-Einschaltungen.

Dabei überwiegen die feingeschichteten bis laminierten Gesteine stark. Dazu gehören der gebänderte, geschichtet-massive Anhydrit sowie die Anhydrit-Ton-Dolomit-Wechsellagerung. Die farblich unterschiedliche Wechsellagerung - braun, milchigweiss, beige, olivgrün, blaugrau - des gebänderten, massig erscheinenden Anhydrits deutet dessen inhomogenen mineralogischen Aufbau an. Die chemischen Analysen (Beilage 4.8) und die Dünnschliffuntersuchungen ergaben, dass es sich bei all diesen feingeschichteten Gesteinen wohl primär um eine Wechsellagerung von tonigem Dolomit mit dolomitischem Ton handelt, die dann mehr oder weniger stark anhydritisiert worden ist.

Innerhalb des laminierten Komplexes von 230.73 - 239.69 m wurden mehrere 20 - 60 cm mächtige Breccienlagen angetroffen. Grösstenteils bestehen sie aus zerbrochenen dolomitischen Lagen, wobei z.T. die Komponenten in der Schichtung liegen blieben, andere wurden gekippt und auch aufgearbeitet.

Anhydritbreccien (244.10 - 252.73 m)

Die Anhydritbreccien-Serie wird aus 10 - 80 cm mächtigen, grösstenteils bunten Breccienlagen aufgebaut. Diese sind sehr vielfältig ausgebildet und sicher verschiedener Genese. In einer entweder grauschwarzen oder olivgrünen, grauen oder rötlichbraunen, tonigen Matrix befinden sich an Komponenten bis faustgrosse laminierte Dolomitmergel, z.T. mit schichtparallelem Fenstergefüge sowie rötliche, knollige oder flaserige, auch laminierte anhydritische Intraklaste. Ein Teil der Breccien besteht ausschliesslich aus laminierten eckigen Dolomitmergel-Komponenten. Die Grösse der Komponenten schwankt zwischen 0.3 und 15 cm, wobei die einzelnen Breccien meist eine einzige Korngrössenklasse enthalten.

Aufgrund der Komponentenzusammensetzung und der Gesteinsstrukturen können die Breccien generell in drei Gruppen unterteilt werden:

- Breccien aus laminierten Dolomitmergel-Komponenten
- Breccien mit Dolomitmergel- und Anhydrit-Komponenten, meist wirr strukturiert
- Breccien, bei denen sowohl Matrix und Komponenten anhydritisiert worden sind.

Die Basis der Serie nimmt eine feingeschichtete bis laminierte Wechsellagerung von grünlichen und grauen, dolomitischen Tonen mit rötlichen, möglicherweise schwach vergipsten, und bläulichen Anhydritlagen ein.

Ablagerungsmilieu und Entstehung

Die Oberen Sulfatschichten sind derart vielfältig ausgebildet, dass im jetztigen Zeitpunkt, da noch keine Faziesanalysen von Nachbargebieten vorliegen, eine wissenschaftlich gesicherte Interpretation der Entstehungsgeschichte dieser Schichten verfrüht ist.

Wenn auch vorerst nicht alle diagenetischen Veränderungen geklärt werden können, ergibt sich bezüglich des Ablagerungsmilieus folgendes: Im gesamten Profil kommen laminierte Dolomite-Dolomitmergel vor. Sie stammen, verglichen mit rezenten Beispielen (HARDIE, 1977; GEBELEIN & HOFFMAN, 1973), aus dem oberen Gezeiten- bis Supralitoralbereich. Die Fenstergefüge in einigen Laminiten belegen ebenfalls eine Ablagerung im Auftauchbereich. Im weiteren wurden Dolomikrite festgestellt mit einem für subaerische Exposition typischen Auflockerungsgefüge (FLÜGEL, 1978). Von den zahlreichen Breccien sind einige sicher synsedimentäre, intraformationelle Breccien, nämlich diejenigen die transportierte Dolomitintraklaste enthalten. Wahrscheinlich handelt es sich um Sturmablagerungen, d.h. im Wattbereich ausgetrocknete und aufgerissene, dolomitisierte Algenmatten wurden durch Stürme erodiert und anderswo als "flat pebble

conglomerate" abgelagert (HARDIE, 1977). Bei andern Breccien handelt es sich um Kollapsbreccien. Die Komponenten dieser Breccien, z.B. 247.80 - 248.80 m, zeigen keinerlei Transport. Vielmehr stürzten die Dolomitlagen an Ort und Stelle beim Lösen ehemals vorhandener Evaporitlagen ein. Da praktisch alle Dolomitlagen einen Gezeiten-Supralitoralbereich widerspiegeln, dürften sie zusammen mit den diagenetisch entstandenen Evaporiten einen Watt-Sabkha-Komplex repräsentieren.

4.2.5.3 Salzschichten

Mächtigkeit: 2.10 m, Teufe: 252.73 - 254.83 m

In der Saline Schweizerhalle misst das Salzlager, abgesehen von einer Auslaugung vom Rhein her, 30 - 60 m und im Salzfeld Rheinfelden-Riburg bis annähernd 100 m (HAUBER, 1980). Das Salz lässt sich bis zum Neckar und unter das Molassebecken verfolgen. Es gehört zum grossen Salzbecken, das sich von Lothringen über Württemberg bis in die Schweiz erstreckt (HAUBER, 1971, 1980), wobei HAUBER (1980) den Salzlagen im Jura eine gewisse geologische Eigenständigkeit zubilligt. Im Gebiet Klingnau-Rietheim-Zurzach sind 3 - 6 km nördlich der Sondierbohrung Böttstein Salzmächtigkeiten von 6 - 20 m bekannt (MÜHLBERG, 1906; SCHMIDT, 1920; BADER, 1925). Die Sondierbohrung Weiach brachte kein Salz zu Tage. Dagegen wurde in der Sondierbohrung Riniken 2.4 m, in der Sondierbohrung Leuggern 7.6 m und in der Sondierbohrung Schafisheim insgesamt 39.9 m Steinsalz erbohrt. Inwieweit Suberosion in der Nähe der Vorfluter eine Rolle spielt, bleibt für dieses Gebiet noch abzuklären.

Ober- und Untergrenze

Die obere, bzw. untere Grenze liegt beim Aussetzen, resp. beim Einsetzen des massiven Salzlagers.

Lithologie

Die Salzschichten bestehen aus grobkristallinem, durchscheinendem bis glasklar durchsichtigem, massigem Steinsalz (Halit), dessen Farbe unregelmässig im Dezimeterbereich von rauchbraun und grau zu rötlich variiert. Es enthält eckige, 2 cm grosse, grünliche Tonkomponenten und schwarze Tonflasern. Primäre Texturen sind nicht mehr erkennbar.

Ablagerungsmilieu

Aus einem zwei Meter mächtigen Salzkern lässt sich ohne Kenntnisse der lateralen Ausdehnung des Salzes das Ablagerungsmilieu nicht rekonstruieren. Immerhin ergibt sich aus der vertikalen Abfolge innerhalb der Sulfatschichten folgende Interpretation: Da jene zu einem grossen Teil einem Sabkha-Komplex entstammen, könnte auch das Salzlager ebenfalls dort entstanden sein. Sammelt sich an Ionen angereichertes Porenwasser in einer Depression auf der Sabkha, so kann es lokal zur Ausscheidung von Steinsalz in relativ kleinen Salzpfannen kommen.

4.2.5.4 Untere Sulfatschichten

Mächtigkeit: 6.17 m, Teufe 254.83 - 261.00 m

Die Unteren Sulfatschichten sind im Tafeljura als gleichförmige, vorwiegend aus Tonen bestehende Schichtfolge ausgebildet. Sie schliessen gegen oben, in den Salzbohrungen ähnlich wie in Böttstein, mit unruhig gelagertem, oft brecciösem Ton ab, welcher kleine Salzdrusen in den Zwickeln von Tonfetzen enthält (HAUBER, 1971). Bei Schweizerhalle sind sie 3 - 5 m mächtig, in der Bohrung Böttstein 6 m.

Ober- und Untergrenze

Die Obergrenze der Unteren Sulfatschichten befindet sich am Kontakt zum massiven Steinsalz. Von den liegenden Orbicularis-Mergeln, in deren oberem Teil bereits die evaporitische Fazies einsetzt, zu den Unteren Sulfatschichten liegt ein kontinuierlicher Uebergang vor. Trotzdem ergibt sich eine eindeutige Trennlinie zwischen den braun-grauen kalkigen oberen Orbicularis-Mergeln und der massiven Dolomit-Basisbank der Unteren Sulfatschichten. Nach SCHWARZ (1975) überdeckt diese Dolomitbank den Unteren Muschelkalk in seinem ganzen Verbreitungsgebiet.

Lithologie

Die Unteren Sulfatschichten (254.83 - 261.0 m) bestehen oben aus dunkelgrauem und rosarotem, eventuell etwas vergipstem, knollig geschichtetem, steil verfaltetem Anhydrit in einer grüngrauen und schwarzen Tonmatrix mit bis zu 3 cm grossen Steinsalzeinschlüssen sowie grünen eckigen Mergelkomponenten.

Zwischen 256.60 - 259.92 m folgt eine feinschichtige Wechsellagerung von braunem, tonigem Dolomit und dunkelgrauem, im unteren Teil charakteristisch blauem Anhydrit. Im Dünnschliff erkennt man darin eine stromatolithische Feinschichtung von 5 mm Laminae mit schichtparallel oder fächerartig eingelagerten Anhydritkristallen.

Die Basis wird von zwei, zusammen 1 m mächtigen, massigen, braunen Dolomitbänken mit wenigen Anhydritknöllchen und Wühlgängen gebildet. Zudem sind einzelne bis 0.5 mm grosse Zinkblendekristalle enthalten.

Ablagerungsmilieu

Die Unteren Sulfatschichten leiten von den flachmarinen Ablagerungen des liegenden Unteren Muschelkalkes zu den Sabkha-Sedimenten des Mittleren Muschelkalkes über. Die Basis der Unteren Sulfatschichten mit Wühlgängen und den fächerartigen Anhydritkristallen zeigt ständige Wasserbedeckung bei der Sedimentbildung an. Gegen oben leiten die laminierten Stromatolithe vom Gezeitenbereich zum Supralitoral über.

4.2.6 Unterer Muschelkalk ("Wellengebirge")

Mächtigkeit: 46.12 m, Teufe: 261.00 - 307.12 m

Der Untere Muschelkalk der Sondierbohrung Böttstein lehnt sich faziell an den süddeutschen Raum an (GEYER & GWINNER, 1968; SCHWARZ, 1975; PAUL, 1971). Die dort übliche Unterteilung in von oben nach unten: Orbicularis-Mergel, Wellenmergel und Wellendolomit, kann einschliesslich der Leithorizonte für die Sondierbohrung Böttstein übernommen werden. Die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks beträgt an der oberen Wutach 52 m (PAUL, 1971) in der Bohrung Zurzach Z1 (SCHMIDT, 1920) dagegen wie in Böttstein 46 m.

4.2.6.1 Orbicularis-Mergel

Mächtigkeit: 9.42 m, Teufe: 261.00 - 270.42 m

Die Orbicularis-Mergel treten am südlichen Schwarzwaldrand, an der Wutach (PAUL, 1971) und in der Umgebung von Waldshut (METZ, 1980) an die Oberfläche. Am südlichen Schwarzwaldrand bestehen sie aus bituminösen Kalkmergeln.

Ober- und Untergrenze

Die Abgrenzung der oberen Orbicularis-Mergel, bestehend aus einer Wechsellagerung von kalkigen Tonen und Kalkmergeln, zu den hangenden Dolomitbänken der Unteren Sulfatschichten ist eindeutig.

An der Basis sind die Orbicularis-Mergel dunkle, grauschwarze, kalkige Tone. Sie unterscheiden sich faziell nicht von den liegenden Wellenmergeln. Einzig in der Farbe erfolgt ein Wechsel von olivgrün (unten) zu grauschwarz. Beim Farbwechsel finden sich zugleich zwei markante, 10 cm mächtige kalkige Muschelbänkchen, die analog PAUL (1971) als Untergrenze angesehen werden.

Lithologie

Der *obere Teil* (261.00 - 265.38 m) der Orbicularis-Mergel besteht aus wechsellagernden graubraunen und grauen feingeschichteten kalkigen Tonen und Kalkmergeln (Beilage 4.8). Sie sind bituminös und enthalten wenig Dolomit. Eingeschaltet sind ferner 1 cm mächtige siltige Tonmergelhorizonte, die z.B. (Probe 264.35 m) 10% Quarz und 3% Albit, neben 34% Karbonat und 53% Tonmineralien enthalten (Beilage 4.7). Gegen den liegenden Anhydrit werden die Tonhorizonte mächtiger und die Kalkmergel treten zurück. Der *mittlere Teil* der Orbicularis-Mergel (265.38 - 268.38 m) ist mit bläulichgrauem, tonigem Anhydrit vollständig evaporitisch ausgebildet. Er enthält zahllose rötlichbraune wellige Gipsadern und 2 - 5 mm grosse, punktförmige "vergipste" Stellen. An der Basis ist die Anhydritzone vollständig zu Gips umgewandelt. Der *untere Teil* der Orbicularis-Mergel (268.38 - 270.40 m) besteht aus grauschwarzen kalkigen Tonen mit kalkigen Linsen und kalkigen Anhydritlagen, sowie den zwei Muschelbänkchen an der Basis. Ueber die gesamte Orbicularis-Mergel-Abfolge kommen kleine (0.5 mm) Zinkblendekristalle vor.

4.2.6.2 Wellenmergel

Mächtigkeit: 26.11 m, Teufe: 270.42 - 296.53 m

Die Wellenmergel können in Süddeutschland anhand ihres reichen Fossilinhaltes in Untereinheiten gegliedert werden. So können z.B. die Albertii-Schichten wegen ihrer reichen Führung von Homomya Albertii, oder die Buchi-Schichten (Ammoniten der Spezies Beneckia Buchi) ausgeschieden werden. Obwohl PAUL (1971) diese Charakterfossilien an der Wutach nicht fand, gelang ihm aufgrund lithologischer Kriterien eine Unterteilung, die wir teilweise für die Sondierbohrung Böttstein übernehmen können.

Ober- und Untergrenze

Ober- und Untergrenze wurden entsprechend der im süddeutschen Bereich üblichen Art festgelegt (PAUL, 1971). Die Wellenmergel setzen im Hangenden der sogenannten Bleiglanzbank des Wellendolomits (s. unten), bei 296.53 m ein und enden unter den zwei basalen Muschelbänkchen der Orbicularis-Mergel.

Lithologie

Im *oberen Teil* (270.42 - 284.65 m) bestehen die Wellenmergel aus olivgrauen kalkigen Tonen (Beilage 4.8). Darin eingelagert folgen sich alle 5 - 10 cm hellgraue, sandige Tonmergel bis

tonige Feinsandkalke. Eine analysierte sandige Tonmergelprobe enthält 12% Quarz und 4% Albit, neben 28% Calcit und 57% Tonmineralien (Beilage 4.7). Die Sandkalke können bis 5 cm mächtig sein und haben meist eine erosive Basis. Ein Teil von ihnen ist gradiert und laminiert, und an der Basis weisen sie häufig Bodenmarken auf. Zudem treten wenige, bis 2 cm mächtige Schill-Biomikrite und -Biosparite auf.

Zwischen 283.60 m und 287.20 m sind innerhalb der Tonabfolge jeweils an der Basis von Feinsandkalklagen als diagenetische Strukturen 1 cm mächtige cone-in-cone Strukturen (Tutenmergel, Nagelkalk) ausgebildet.

Im genannten oberen Teil sind zwei Besonderheiten hervorzuheben. Einmal ein bei 281.45 m gefundenes, mit Kupferkies und Bleiglanz zu 50% vererztes Knochenfragment; zweitens die sogenannte *Spiriferina-Bank*: Sie tritt zirka 7 m (287.15 - 278.60 m) unter dem Dach der Wellenmergel auf, wobei sie nicht als homogene Bank entwickelt ist. Obschon keine Spiriferinen gefunden wurden, entsprechen Aspekt und Stellung der Bank innerhalb der Abfolge der von PAUL (1971) und SCHWARZ (1975) beschriebenen Spiriferina-Bank. Bei 285 m treten 2 - 3 m mächtige schwarze Tone auf, die den *Terebratel-Schiefern* von PAUL (1971), gleichbedeutend den schwarzen Tonen von SCHWARZ (1975) entsprechen dürften.

Der *untere Teil* der Wellenmergel, von ungefähr 289.90 - 296.53 m, besteht aus siltführenden, grauschwarzen Tonen und kalkigen Tonen mit einzelnen Mergellinsen. Teilweise enthalten die Tone Wühlgefüge und Pyrit. Sie zerfallen an der Luft in 4cm-Scheiben, wobei die Schichtflächen oft mit zerbrochenen, hauchdünnen Muschelschalen übersät sind. Bestimmt werden konnten: Entolium discites, Gervillia costata, Lima sp., Myophoria sp. Der untere Teil der Wellenmergel dürfte teilweise den Albertii-Schichten (PAUL 1971) gleichzusetzen sein. Ob der basalste Teil den Buchi-Schichten (Cephalopode Beneckia Buchi) entspricht, die von SCHWARZ (1975) bis über Zurzach hinausgezogen wurden, kann mangels Ammonitenfunden nicht beantwortet werden.

In den Wellenmergeln treten Zinkblendekristalle im Uebergang zu den hangenden Orbicularis-Mergeln auf sowie in den obgenannten schwarzen Tonen, wo zusätzlich wenig Bleiglanz vorkommt.

4.2.6.3 Wellendolomit

Mächtigkeit: 10.59 m, Teufe: 296.53 - 307.12 m

Der Wellendolomit besteht an der Wutach vor allem aus Mergeln und wenig mächtigen Dolomiten an der Basis (PAUL, 1971). Er ist insgesamt 10 m mächtig und weist wie die Wellenmergel ebenfalls eine regionale Leitbank (Bleiglanzbank) aus.

Ober- und Untergrenze

Gegen die hangenden Wellenmergel wird der Wellendolomit durch die sogenannte *Bleiglanzbank* abgetrennt. Sie ist die oberste Kalkbank. Darauf beruht ihr Leitwert über eine grössere Region (PAUL, 1971), und nicht etwa auf hohem Bleiglanzgehalt, welcher in den liegenden Kalken höher ist. In Böttstein ist sie 50 cm mächtig und besteht aus 5 gradierten, teils sammelkristallisierten, spätigen Biopelspariten, mit bis zu 30% Echinodermenbruchstücken sowie eingeregelten Pelecypoden, Gastropoden, Quarzsilt und Bleiglanz. Zudem weisen die Kalke 1 - 3 mm grosse Lösungsporen in den Pelecypodenschalen auf. Die Grenze zum liegenden Röt kann wegen der zerbohrten Kerne und des Kernverlustes nur ungenau fixiert werden. Wir legen sie von oben kommend beim Auftreten von Bruchstücken von rotvioletten Feinsandsteinen.

Lithologie

Der Wellendolomit besteht entgegen seinem Namen nur zu einem kleinen Teil aus Dolomit, nämlich in seinem Basalabschnitt. Darüber folgen kalkige Tone, Mergel und biodetritische Kalke. Diese werden von einem oberen tonigen Abschnitt in typischer Wellengebirge-Fazies überlagert.

Der *obere Wellendolomit* (296.53 - 301.27 m) besteht zuoberst aus obgenannter Bleiglanzbank, dann aus olivgrauen, siltführenden Tonen und kalkigen Tonen mit einzelnen Silt-Feinsandkalksteinlagen sowie mit Muschel-Biomikritlagen.

Der *mittlere Wellendolomit* (301.27 - 304.28 m) ist der eigentliche Karbonatteil des Wellendolomit. Er besteht oben aus graubeigen, teilweise grobspätigen Kalken mit Trochiten und Pelecypoden, aus Pelspariten und Pelmikriten sowie aus lumachellenartigen Biomikriten mit zentimetergrossen Muscheln, die zum Teil gelöst worden sind. Bei 302.47 m folgt mit erosiver Basis ein Intrasparit mit bis zu 3 cm grossen Intraklasten; darunter liegt ein bioturbater, grauer, knolliger Mikrit mit flaserigem, braunem Ton. In den Kalkknollen sind reichlich bis 3 mm grosse Bleiglanzkristalle enthalten.

Der *untere Wellendolomit* (304.28 - 307.12 m) beginnt an der Basis mit 1 m mächtigen olivgrauen, Trockenrisse aufweisenden laminierten Dolomiten. Darüber folgen braungraue Tone, die gegen oben zunehmend Calcit führen. Sie sind stark durchwühlt und weisen deshalb einen knolligen Aspekt auf. Der untere Wellendolomit endet oben mit grünen, laminierten Dolomiten und Tonen. Darin beobachtete Trockenrisse sowie eine Diskordanzfläche mit Bohrgängen weisen auf zeitweilige Trockenlegung.

Ablagerungsmilieu

Eine auffallende Erscheinung des Unteren Muschelkalks sind die auf Schichtflächen häufigen Rippeln, Rinnen und Riefen, denen er die Bezeichnung "Wellengebirge" verdankt (GEYER & GWINNER, 1968). Sie wurden als Wellenrippeln, und davon ausgehend, die Schichten als Wattenablagerungen interpretiert. Da Wellenrippeln auch in der Flachsee häufig vorkommen, können wir vorläufig aufgrund der Bohrkernuntersuchung weder das Wattenmilieu, noch die Flachsee als Bildungsraum des Wellengebirges ausschliessen.

4.2.7 Buntsandstein

Mächtigkeit: 8.18 m, Teufe: 307.12 - 315.30 m

In der Sondierbohrung Böttstein wurden 8.18 m, z.T. intensiv rotgefärbter Buntsandstein angetroffen. Darin konnten die für die Region typischen Einheiten unterschieden werden, nämlich *Röt* (?) und *Plattensandstein* (oben) und *Karneolhorizont* (unten). Allerdings ist der Buntsandstein im Südschwarzwald bedeutend mächtiger, mit 18 m im Hotzenwald (METZ, 1980) und etwas mehr als 30 m an der Wutach (PAUL, 1971).

Ober- und Untergrenze

Zwischen den hangenden laminierten Dolomiten des Unteren Muschelkalks und den obersten grünen, mürben Sandsteinen des Buntsandsteins liegen stark zerbrochene, rotviolette, siltige Sandsteine, graue Sandsteine mit Bleiglanz und grüne Feinsandsteine sowie grünliche und graue Tone. Die starke Rotfärbung der Spülung beim Durchbohren des obersten Buntsandsteins und der gleichzeitig auftretende Kernverlust weist auf ein möglicherweise vorhandenes, durch den Bohrvorgang jedoch weggewaschenes, toniges *Röt* hin. Für das Vorhandensein von Röt spricht ebenfalls die erhöhte Gammastrahlung (Beilagen 4.1 und 6.2).

Im Liegenden des Buntsandsteins befindet sich der *"Basement grit"* (315.30 m), der seinerseits auf der verwitterten Kristallinoberfläche liegt. Der wenige cm mächtige "Basement grit" ist ein harter grüner Ton (Kaolinit) mit 2 - 3 mm grossen, weissen Kalifeldspäten, Quarzkörnern und granitischen Gesteinsbruchstücken. Im Dünnschliff zeigt sich, dass das ganze Gestein mit feinsten Quarz-Nädelchen durchsetzt ist (Quarzpseudomorphosen nach Chalcedon); kleine Drusen sind mit mehreren Generationen von radialstrahligem Karneol gefüllt, Risse in Quarzkörnern sind durch Karneol verheilt worden, und auch Haarrisse im Gestein enthalten Karneol.

Lithologie

Zuoberst (307.12 - 308.85 m) liegen durch den Bohrvorgang stark zerbrochene, rotviolette, siltige Sandsteine, graue Sandsteine mit Bleiglanz, grüne Feinsandsteine sowie grünliche und graue Tone. Ein Teil davon gehört, wie oben beschrieben, möglicherweise zum *Röt*. Grüne, mürbe Sandsteine leiten zu den *Plattensandsteinen* (308.85 - 310.80 m) über: Es sind weisse, harte, poröse, mittel- bis grobkörnige Quarzsandsteine mit Schrägschichtung, Kleinrippelschichtung, Lamination sowie grünen Tonflasern. Tonlagen verleihen diesen Sandsteinen den plattigen Aspekt. In der oberen Hälfte treten Bleiglanz-, Kupferkies- sowie Pyritkristalle auf.

Untersuchungen mittels Kathodenlumineszenz-Mikroskop und REM ergeben, dass diese Sandsteine fast nur aus Quarzkörnern und vereinzelten, quarzitischen Gesteinsbruchstücken bestehen, aber praktisch keine Feldspäte enthalten. Die Proben 309.54 m und 309.87 m zeigen sehr starke Lösung an Kornkontakten. Das daraus resultierende, verzahnte Quarzmosaik verleiht den Sandsteinen Härte und Zähigkeit.

Die zahlreichen, bis zu 2 mm grossen Poren sind sekundäre Lösungsporen. Einige davon entstanden durch das Herauslösen von Feldspäten. An die Poren angrenzende Quarzkörner sind zu idiomorphen Kristallen weitergewachsen (Beilage 4.5).

Von 310.80 - 311.57 m folgt ein mürber Abschnitt mit weisslichen und grünen, tonigen Silt-Feinsandsteinen. Darin finden wir bioturbat verteilte, bis 5 mm grosse Quarzkörner. Die obersten 20 cm enthalten in dunkelgrünem Ton- bis Siltstein 1 cm lange, braunschwarze Flasern (Manganmulm?, vgl. PAUL, 1971). Daran schliesst als Dachbank der liegenden, karneolführenden Schichten eine 30 cm mächtige grünlichweisse, harte, fein- bis mittelkörnige Quarzsandsteinbank an. Sie, wie auch die angrenzenden Zentimeter darunter, enthält bis 1.5 cm grosse kugelige Drusen. Diese sind mit Quarz pseudomorph nach tafeligen Gipskristallen ausgekleidet.

Karneolhorizont (311.90 - 314.65 m):

Buntgefleckte, bordeauxrote, blauviolette, ziegelrote und grüne Sandsteine. Sie sind schlecht sortiert, fein- bis grobsandig; Feinsandsteine enthalten Nester von grobem Sand. Darin tritt schlierig-flaseriger und linsenförmiger, leuchtend roter Karneol auf. Er ist stets von einem olivgrünen Reduktionsrand gesäumt. Die Stellen mit Karneol sind hart, währenddessen der umgebende Sandstein mürbe ist. Unter dem Mikroskop und mit Hilfe der Kathodenlumineszenz zeigt sich, dass der Karneol als radialfibröser Quarzzement (Beilage 4.5) die Quarzkörner frühdiagenetisch umgibt.

Frühdiagenetisch, weil im Gegensatz zu den angrenzenden, nicht durch Karneol zementierten Bereichen keine Drucklösung der Quarzkörner beobachtet wird.

Im Liegenden (314.65 - 315.30 m) folgen mürbe, violette, bläuliche und grüne, fein- bis mittelkörnige, schwachgebundene Sande. Ob es sich um zerrüttete, ursprüngliche Sandsteine handelt, oder um schwach zementierte Sande, muss offen gelassen werden. Sie enthalten oben 1 cm breite Quarzadern.

Ablagerungsmilieu

Der Buntsandstein von Böttstein wurde am Rande des mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens (MADER, 1982) im Bereich des Südabfalls der süddeutschen Hauptschwelle (ORTLAM, 1974) abgelagert. Die untere Hälfte des Buntsandsteins von Böttstein ist durch Bodenbildungsphänomene, wie den augenfälligen Karneolkrusten, Ausscheidungen von Kieselsäure im Bodenprofil (ORTLAM, 1974), stark gestört. Der vorhandene Mineralbestand - praktisch nur Quarz und wenig völlig zersetzte Feldspäte sowie Illit als einzigem Tonmineral - belegt die tiefgründige Verwitterung der das Kristallin überlagernden Meter des Buntsandsteins. Nach den Sedimentstrukturen und ihrer Kleinzyklizität im oberen Teil, wurde der Buntsandstein durch kleine Flüsse auf einem Schwemmfächer abgelagert.

4.3 Mineralogische, sedimentpetrographische und petrophysikalische Laboruntersuchungen

4.3.1 Mineralogie der Gesamtproben

Die quantitative mineralogische Zusammensetzung der Gesteinsproben wurde röntgenographisch mittels Pulverdiffraktometrie bestimmt. Ermittelt wurden die Gehalte der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien Quarz, Feldspat, Calcit, Dolomit, Gips und Anhydrit. Um möglichst repräsentative Resultate zu erzielen, wurden in den meisten Fällen Probenmengen von 0.2 - 1 kg entnommen. Das genaue methodische Vorgehen, auch bei allen weiteren Untersuchungsmethoden, ist in PETERS et al. (NTB 85-02) beschrieben.

Zusätzlich zu den mineralogischen Gesamtanalysen wurden von einer viel grösseren Anzahl Proben nur die Calcit-, Dolomit-, Gips-, und Anhydrit-Gehalte analysiert. Sie wurden aus den coulometrisch bestimmten anorganischen CO_2-Gehalten, bzw. Schwefelgehalten und dem röntgenographisch bestimmten Calcit/Dolomit-Verhältnis, bzw. Gips/Anhydritverhältnis ermittelt. Die grosse Analysenzahl ergibt sich aus der Notwendigkeit einer genauen Charakterisierung der vielfältigen Karbonat- und Sulfatgesteine.

Die Resultate wurden zur genauen Beschreibung der Gesteinstypen direkt im sedimentologischen Teil integriert. Ferner sind sie auf Beilage 4.7 und Beilage 4.8 sowie im Uebersichtsprofil (Beilage 4.1) dargestellt.

Vergleicht man die mittels Laboranalysen ermittelte mineralogische Zusammensetzung der Gesteine (Beilage 4.1) mit denjenigen des GLOBAL-Logs (Beilage 6.2), so stellt man einerseits streckenweise gute Uebereinstimmung, andererseits aber auch grosse Diskrepanzen fest (Kapitel 6.2.3.1).

4.3.2 Tonmineralogie

Von den gemahlenen Proben wurde die Tonfraktion ($< 2\mu$) abgetrennt. Von dieser wurden je drei Präparate (luftgetrocknet, gesättigt mit Aethylenglykol, geheizt auf 550 °C) hergestellt und mit einem Diffraktometer geröntgt. Die Illit-Kristallinität (IK) wurde nach der Methode von KÜBLER (1964, 1967) bestimmt.

In Beilage 4.10 sind die röntgenographisch bestimmten Tonmineralverhältnisse der untersuchten Proben zusammengestellt. Wegen der Unterschiede im Kristallisationsgrad und in der Mineralchemie der einzelnen Tonmineralien aus verschiedenen Gesteinsformationen sind die quantitativen Bestimmungen der Tonmineralien mit relativ grossen Fehlern behaftet.

In den tonreichen *Schilfsandsteinproben* dominiert Illit neben Chlorit. Im *Gipskeuper* tritt neben Illit und wenig Chlorit Corrensit als Hauptanteil auf. Corrensit besteht aus einer regelmässigen Wechsellagerung von quellfähigen Smektit- und Chlorit-Schichten im Verhältnis 1:1. In den untersten Schichten des Gipskeupers fehlt der Corrensit und Illit überwiegt neben wenig Chlorit.

In den *Estherienschiefern* ist der Kaolinitgehalt auffallend. Seine Anwesenheit dürfte mit dem hohen Gehalt an detritischen Felspäten zusammenhängen, da er bei der Umwandlung von Plagioklas gebildet wird.

Im *Plattenkalk* und im *Trochitenkalk* überwiegt Illit. In den tonreichen Proben ist der Anteil an Chlorit sehr klein. Der

hohe Kaolinitgehalt in einem *Dolomit* der "Anhydritgruppe" ist auffallend, kann aber noch nicht gedeutet werden.

Corrensit ist in den *Oberen Sulfatschichten* Hauptgemengteil (Beilage 4.9) neben Illit, daneben kommt auch Chlorit vor.

Die Tonfraktion des wasserunlöslichen Rückstandes einer Probe aus den Salzschichten (254.76 m) besteht aus Illit, Chlorit und wenig Smektit. Daneben konnte Fluorit festgestellt werden.

Die Probe aus den *Unteren Sulfatschichten* enthält Illit und eine erhebliche Menge an Chlorit. Hier dürfte Chlorit, der den höheren Mg-Gehalt im Ablagerungsmilieu anzeigt, den Corrensit ersetzt haben.

Das tonige *Wellengebirge* ist durch Illit und mittlere Chloritgehalte gekennzeichnet (Beilage 4.9).

Die Tonfraktion des *Buntsandsteins* besteht praktisch ausschliesslich aus Illit.

Im oben beschriebenen Trias-Profil kann Illit als detritisch betrachtet werden. Auch der Chlorit dürfte, falls sein Anteil 10% nicht übersteigt, detritisch sein. Die evaporitischen Serien sind charakterisiert durch hohe Anteile an Corrensit und, wie im Falle des Steinsalzes und der Unteren Sulfatschichten, durch Chlorit. Es wird allgemein angenommen (Lucas, 1962), dass sich in übersalzenen Milieus Mg^{2+} an Tonmineralgerüste anlagert, und es durch aufbauende Umwandlungen zur Bildung von Corrensit oder sogar Mg-Chlorit kommt. Kübler (1973) vertritt die Ansicht, dass der Corrensit nicht primär gebildet wurde, sondern ein Produkt der stärkeren Diagenese ist. Die weiteren Bohrungen werden vielleicht zeigen, welche Hypothese zutrifft.

Illit - Kristallinität (IK)

Die Werte für die Illitkristallinität (Beilage 4.10) liegen in einzelnen Abschnitten (Schilfsandstein bis "Lettenkohle" und Orbicularis-Mergel bis Wellendolomit) mehrheitlich in einem Bereich, der nach Kübler (1967, 1968) für unmetamorphe Sedimente charakteristisch ist (IK $>$ 7.5). In den übrigen Abschnitten (Plattenkalk bis Untere Sulfatschichten, Buntsandstein) sind IK-Werte häufig, die für anchimetamorphe Gesteine typisch sind. Durch die alternierende Abfolge "unmetamorpher" und "anchimetamorpher" IK-Werte kommt die Problematik dieser Anwendungsmethode zum Ausdruck. Der anchimetamorphe Charakter einiger IK-Werte dürfte wahrscheinlich auf den Einfluss detritisch eingeschwemmter, gut kristallisierter Illite und Serizite zurückzuführen sein (z.B. Buntsandstein).

4.3.3 Erzmineralien

Neben der makroskopischen Feststellung, ob und welche Erzmineralien in den Sedimenten vorhanden sind, wurden 12 Proben erzmikroskopisch untersucht. In einigen Fällen wurden die Bestimmungen röntgenographisch mit einer Guinierkamera (nach de Wolff) verifiziert.

Vom *Gipskeuper* bis zum *Oberen Muschelkalk* sind Erzmineralien sehr selten. Einzig wenig Pyrit tritt auf; insbesondere findet man in den Estherienschiefern feinverteilten framboidalen Pyrit und grössere Markasitkonkretionen, die zudem mit einem Pyritmantel umgeben sind.

Der *Mittlere Muschelkalk* ist wie erwartet reich an akzessorischen Erzmineralien: Im Dolomit der "Anhydritgruppe" sind bis 2 cm grosse Pyritnester enthalten. Die *Sulfatschichten* führen stellenweise Zinkblende-Körner, seltener Bleiglanz.

Untersuchungen über die Erzmineralführung des *Unteren Muschelkalkes* am östlichen und südlichen Schwarzwaldrand wurden in neuerer Zeit von Hofmann (1979) durchgeführt. In der Sondierbohrung Böttstein ist die *Bleiglanzbank* nicht sehr typisch ausgebildet. Es treten einige Kalkbänke mit mehr oder weniger Bleiglanz auf. Wir halten uns an Paul (1971), der die oberste Kalkbank als Bleiglanzbank bezeichnet. Sie ist in der Sondierbohrung Böttstein 50 cm mächtig (296.53 - 297.03 m), heterogen aufgebaut (Kapitel 4.2.6.3) und enthält relativ wenig Bleiglanz.

Zwei weitere, der Bleiglanzbank ähnliche Kalke wurden etwas tiefer im Unteren Muschelkalk erbohrt. Bei 301.0 m kommt eine 3 cm mächtige Schillage vor, die *Bleiglanz* bis 2 mm, z.T. pseudomorph nach Muschelschalen führt. Ferner kommt *Zinkblende* ($\leqq$ 1 mm) in zwei Ausbildungen vor, nämlich als a) gelbbraune Tetraeder und b) intensiv orangegelbe Körner ohne Kristallflächen. Beide Ausbildungen zeigen identische Linien auf dem Röntgenfilm. Seltener wurde *Kupferkies* angetroffen, das stets mit Bleiglanz verwachsen ist. Ein weiterer Schillkalk (301.20 - 301.60 m) führt spärlich Bleiglanz und mehr Zinkblende. Verschiedene weitere Vorkommen von akzessorischen Erzmineralien im Unteren Muschelkalk sind in Peters et al. (NTB 85-02) erwähnt.

Der *Buntsandstein* bei 308.85 m ist ein grünlicher Sandstein mit Tonlagen mit reichlich in Knötchen von ca. 2 mm ∅ angereichertem *Bleiglanz*. Der Bleiglanz füllt die Porenräume zwischen den Quarzkörnern, die authigene Anwachsränder haben. Seltener wird der Bleiglanz von *Kupferkies* und *Zinkblende* begleitet. In einer Pore wurde zuerst Kupferkies, darauf Bleiglanz und schliesslich Zinkblende ausgeschieden. Die maximale Korngrösse der Erzmineralien beträgt ca. 1 mm.

Von 309.50 - 311.50 m führt der weisse Sandstein mit vereinzelten grünen Tonhäuten *Kupferkies* und *Bleiglanz*. Bleiglanz

ist sehr unregelmässig verteilt als Knötchen bis 1 mm ∅, Kupferkies ist vor allem in tonreichen Partien angereichert, besonders reichlich bei 310.10 m, hier mit wenig Pyrit vergesellschaftet.

Im *"Basement grit"* findet man selten xenomorphe Körner von Kupferkies.

4.3.4 Korngrössenanalysen der tonigen Sedimente

Zunächst ist darauf hinzuweisen, dass Korngrössenanalysen von Ton- und Mergelsteinen keine sedimentologischen Aussagen vermitteln können, da sich Tonpartikel bei der Sedimentation normalerweise als flokkulierte Aggregate und nicht als Einzelteilchen absetzen. Trotzdem wurde der Versuch unternommen, da Korngrössenanalysen von Tonen für die Interpretation geotechnischer Parameter (z.B. Berechnung des Quelldrucks) herangezogen werden können.

Nach der Probenaufbereitung (PETERS et al., NTB 85-02) erfolgte die Korngrössenanalyse einer eingewogenen Teilmenge der Feinfraktion mittels Sedimentationswaage. Doch was sich bei den Untersuchungen am Opalinus-Ton der Bohrung Beznau (NTB 84-34) gezeigt hatte, bestätigte sich bei den Ton- und Siltsteinen des Wellengebirges: Der Ton kann nicht vollständig dispergiert werden und wird teils als Aggregate in Siltkorngrösse gemessen. In solchen Gesteinen sind deshalb Korngrössenanalysen nicht sinnvoll.

4.3.5 Porosimetrie

4.3.5.1 Gesteinsdichte und Korndichte

Die Gesteinsdichten wurden durch Wägen der Proben an der Luft und Messen ihres Auftriebes in Quecksilber (Bestimmung des Gesamtvolumens) ermittelt. Sie dienen der Eichung des Density-Logs und werden zusammen mit der Korndichte zur Ermittlung der absoluten Porosität benutzt.

Die Korndichten (spezifisches Gewicht) wurden pyknometrisch an Gesteinspulvern bestimmt (MÜLLER, 1964). Die angewandten Methoden (PETERS et al., NTB 85-02) zur Bestimmung der Gesteins- und Korndichte liefern reproduzierbare und genaue Resultate.

Die Ergebnisse sind in Beilage 4.11 zusammengestellt.

Der *Gipskeuper* weist entsprechend seiner inhomogenen Gesteinszusammensetzung und den unterschiedlichen Porositäten *Gesteinsdichten* zwischen 2.26 und 2.91 gcm^{-3} auf. Auch im *Oberen Muschelkalk* variieren die Gesteinsdichten stark von 2.01 - 2.60 gcm^{-3}. Dafür verantwortlich sind Differenzen in der Porosität sowie der Tongehalt. Bei Proben des *Trigonodus-Dolomits* mit ungefähr gleichen Porositäten verursacht der höhere Tongehalt eine niedrigere Gesteinsdichte. Durchwegs hohe Gesteinsdichten (2.79 - 2.92 gcm^{-3}) weisen die anhydritischen Gesteine der *Oberen Sulfatschichten* auf. Die Werte der Tone und Mergel im *Unteren Muschelkalk* schwanken relativ wenig (2.43 - 2.62 gcm^{-3}). Der *Buntsandstein* weist Gesteinsdichten von 2.20 - 2.45 gcm^{-3} auf.

Die gemessenen *Korndichten (spezifische Gewichte)* schwanken zwischen 2.56 (Quarzsandstein) und 2.99 gcm^{-3} (Anhydrit) entsprechend der Mineralzusammensetzung der Proben.

4.3.5.2 Absolute Porosität

Die absolute (totale) Porosität setzt sich zusammen aus den nichtkommunizierenden und den kommunizierenden Poren. Letztere machen die effektive oder Nutzporosität aus, die für die Speicher- und Fliesseigenschaften von Bedeutung ist.

Die absolute Porosität wurde durch Messungen des Gesamtvolumens im Quecksilber-Auftriebsverfahren und der pyknometrischen Bestimmung des Festvolumens ermittelt (MÜLLER, 1964). Die Labormessungen der Porosität wie auch der Permeabilität wurden mit dem Ziel ausgeführt, dem Hydrogeologen Kennziffern zur Porenraumcharakteristik und der Fliesseigenschaften im Kleinbereich zur Verfügung zu stellen.

Die Resultate finden sich in Beilage 4.11 und sind zusammen mit der druckporosimetrisch ermittelten offenen Makro- und Mikroporosität in Beilage 4.1 in Abhängigkeit von der Bohrlochteufe dargestellt. Die Differenz zwischen offener Makro- und Mikroporosität und der absoluten Porosität entspricht dem nicht kommunizierenden Porenraum.

Im *Gipskeuper* wurden mit Ausnahme der inhomogenen Probe 43.80 m sehr niedrige absolute Porositäten gemessen. Die Porositäten entsprechen den Erwartungen für tonig-evaporitische Gesteine. Die zahlreichen Klüfte sind stets durch Anhydrit, bzw. Gips, verheilt. Allerdings erweisen sich diese bei der Probenahme und dem Austrocknen der Probenkörper als Schwachstellen, entlang denen die Proben auseinanderbrechen.

Abgesehen vom *Plattenkalk*, der eine geringe Porosität aufweist, sind einzelne Horizonte, bzw. Profilabschnitte der Dolomite und Kalke des *Oberen Muschelkalks*, insbesondere des *Trigonodus-Dolomites* durch sehr hohe Porositäten

gekennzeichnet. Es handelt sich vornehmlich um eine *sekundäre Porosität*, die oft so gross ist, dass sie eine Probenahme verunmöglichte. Von den messbaren Proben hatte 144.87 m mit 28.3% die höchste absolute Porosität. Die sekundären Poren umfassen einen weiten Grössenbereich von mehreren Dezimeter langen und 13 cm weiten offenen Klüften, zu max. 10 cm grossen Drusen, Lösungsporen von bis 8 cm langen Fossilschalen (Partikellösungsporen), Lösungsporen von Gips-, bzw. Anhydritknöllchen, bis zu mikroskopisch kleinen Lösungsporen, insbesondere von Interkristallinporen. Die oben erwähnte Probe 144.87 m mit der höchsten absoluten Porosität hat weder grosse Poren noch Löcher, sondern besteht aus einem Netzwerk verbundener Dolomitrhomboeder ohne Matrix oder Zement, d.h. mit einem interkristallinen Porenraum, der aus 1-3μ-Poren besteht.

Im allgemeinen stimmen die im Labor gemessenen Porositäten gut mit den geophysikalisch im Bohrloch ermittelten Werten (Beilage 6.2) überein. Im Trigonodus-Dolomit sind letztere jedoch deutlich höher, was auf die im Labor nicht repräsentativ messbaren Drusen zurückzuführen ist.

Beinahe alle (Makro-) Poren und Drusen des Oberen Muschelkalks sind mit Calcitkristallen, einzelne auch mit Quarz und Pyritkristallen, ausgekleidet. REM-Aufnahmen dieser Kristalle zeigen verschiedene Wachstums- und Lösungsphasen (Beilage 4.5).

Im *Mittleren Muschelkalk* erweist sich der *Dolomit der "Anhydritgruppe"* als sehr lösungsanfällig. Er enthält zahlreiche Rauhwacke-Bänder, in denen die Hohlräume mit Calcitkristallen besetzt sind. Im Dolomit kommen ferner bis 1.5 cm grosse Calcitdrusen sowie 2 - 3 mm grosse, mit Calcit ausgekleidete Poren, pseudomorph nach Anhydrit-Knöllchen vor. In den Rauhwacken sind bis 6 cm grosse, flache Quarzknollen enthalten, die ringsum wiederum von Calcit umgeben sind. Eine sehr hohe absolute Porosität von 25.6% wurde an einer kreidig-porösen Dolomitprobe gemessen.

Was sich bereits im Dolomit der "Lettenkohle", dem Liegenden der Evaporitserie des Gipskeupers gezeigt hat, findet sich auch im Dolomit der "Anhydritgruppe", dem Hangenden der Evaporite der Sulfatschichten: Im Grenzbereich Evaporitserie-Dolomite sind letztere stark porös, wohl vor allem infolge Lösung der in den Dolomiten vorhanden gewesenen Gips-, bzw. Anhydritkristalle.

In den *Oberen Sulfatschichten* haben die Anhydritproben erwartungsgemäss geringe absolute Porositäten von 1.3 - 4.9%. Einzig die Dolomikritprobe (210.05 m) mit 10.1% sowie eine Breccienprobe (249.06 m) mit 7.1% hatten etwas höhere Porositäten.

Die tonigen Gesteine im *Unteren Muschelkalk* zeigen eine Abhängigkeit der absoluten Porosität vom Karbonatgehalt. Die beiden Proben mit dem höchsten Kalkgehalt, ein Kalkmergel (281.10 m) mit 66% Calcit und ein Mergel (288.36 m) mit 55% Calcit haben die geringsten Porositäten von 4.4% und 4.5%. Eine reine Tonprobe (281.85 m) mit 4% Calcit weist eine Porosität von 9.8% auf. Diese Beziehung zwischen Porosität und Karbonatgehalt von Tonen ist aus Erdölbohrungen wohlbekannt (RIEKE & CHILINGARIAN, 1974, Fig. 26).

Der *Buntsandstein* hat entsprechend der unterschiedlichen Diagenese der einzelnen Horizonte stark verschiedene absolute Porositäten. Sie variieren zwischen 5.9% und 17.3%. Ob die gesamte Porosität eine sekundäre Lösungsporosität ist, bedarf genauerer Untersuchungen. Sicher sind, wie die Untersuchungen mittels Kathodenlumineszenz ergaben, ein Teil der Poren auf das Lösen von Feldspäten zurückzuführen. Ferner zeigten Kristalle des Quarzzementes korrodierte Oberflächen. Dagegen gibt es keine Hinweise, dass die übergrossen Poren durch Lösen anderer detritischer Minerale entstanden sind. Möglicherweise stammen sie von gelöstem Gips.

4.3.5.3 Quecksilber-Druckporosimetrie

Die Quecksilber-Druckporosimetrie dient zur Bestimmung der offenen Porosität, indem das Volumen der Poren, die miteinander in Verbindung stehen, ermittelt wird. Das Prinzip der Druckporosimetrie beruht auf dem Versuch, eine nicht benetzende Flüssigkeit (Quecksilber) in die zu untersuchende Probe hineinzudrücken. Als Apparatur stand ein Druckporosimeter der Marke Carlo Erba AG 60 zur Verfügung. Beim Messvorgang werden die Poren im Druckbereich 1 - 2000 bar mit Quecksilber gefüllt. Das Volumen des in die Poren gepressten Quecksilbers wird von einem automatischen Schreiber kontinuierlich aufgezeichnet.

Bei der Bestimmung gelten folgende Einschränkungen:

- Annahme von zylindrischen Poren (Aequivalentradius);
- die Poren müssen wasserfrei sein;
- abgeschlossene, d.h. von aussen nicht zugängliche Poren werden nicht gemessen;
- Poren mit einer Verengung werden erst gefüllt, wenn der Druck zum Einpressen des Quecksilbers in die Verengung erreicht ist.

Als Ergebnis der Druckporosimetrie resultiert die *offene totale Porosität*, zusammengesetzt aus *Makroporosität* (= Volumen aller Poren mit einem Aequivalentradius grösser als 7.5μ) und *Mikroporosität* (= Volumen aller Poren mit einem Radius kleiner als 7.5μ und grösser als 0.004μ). Die Resultate sind zusammen mit der spezifischen Oberfläche der Poren auf Beilage 4.11 aufgeführt und auch in Beilage 4.1, dem stratigraphischen Profil, aufgetragen. Zudem ist ein Beispiel der

pro Probe erhaltenen graphischen Darstellungen (Abhängigkeit des absoluten Porenvolumens, der spezifischen Porenoberfläche und der Porenhäufigkeit vom Porenradius) in Beilage 4.12 abgebildet.

Es fällt auf, dass die *offene Makroporosität* in der gesamten Schichtreihe kaum je 1% übersteigt. Wenn man bedenkt, wie grobporös einige Gesteine des Oberen Muschelkalks sind, so ist es erstaunlich, wie klein die Durchgänge des kommunizierenden Porensystems sind. Dies gilt jedoch nicht für die grossen Drusen, z.B. im Trigonodus-Dolomit, die im Labor nicht gemessen werden konnten (s. oben).

Im *Gipskeuper* zeigen sich entsprechend der verschiedenen Lithologien zwei deutlich verschiedene Wertgruppen bei der *offenen Mikroporosität*: Die Proben 43.80 m und 93.0 m mit hohem Tongehalt haben hohe Werte (7.5 und 6.4%). Der hohe Tongehalt bewirkt auch hohe spezifische Oberflächen. Dabei liegen die Häufigkeitsmaxima der Porenradienverteilung unter 0.01μ (Beilage 4.12). Die Proben 101.20 m, 109.65 m und 113.95 m haben hohe Anhydrit-, bzw. Dolomitgehalte. Sie haben demzufolge geringe Mikroporositäten (0.5 - 0.8%) sowie sehr geringe spezifische Porenoberflächen.

Der *Trigonodus-Dolomit* hat, wie oben beschrieben, Horizonte mit hohen absoluten Porositäten. Hoch sind auch die Werte der offenen Mikroporosität, wobei sich aber die höchsten, resp. mittleren und tiefsten Werte nicht direkt entsprechen. Wegen der unterschiedlichen Genese der Poren kann keine für den Trigonodus-Dolomit allgemein gültige Charakterisierung der offenen Porosität gegeben werden. Selbst die Proben mit gleichem Porentyp, beispielsweise 122.70 m und 131.00 m mit Schillhohlformen, sind mit 22.6%, bzw. 11.5% offener Mikroporosität stark verschieden. Dabei hat 122.70 m ein eindeutiges Maximum der Porenradienverteilung bei 0.5μ, aber bei 131.00 m sind die Radien weit gestreut. Die Probe 144.87 m mit der höchsten absoluten Porosität von 28.3% hat eine kommunizierende offene Mikroporosität von 10.0%. Es handelt sich dabei um einen interkristallinen Porenraum, von dem $^2/_3$ der Poren keinen messbaren Zusammenhang zeigen. Ein deutliches Maximum der offenen Durchgänge liegt bei 2.5μ (Beilage 4.12).

Im *Plattenkalk* und *Trochitenkalk* weisen sowohl die dichte mikritische, wie auch die bioklastische Fazies geringe offene Mikroporositäten auf. Selbst die Proben 191.60 m und 192.00 m mit den Gipskristall-Lösungsporen und demzufolge hohen absoluten Porositäten haben eine geringe offene Mikroporosität. Beide weisen dieselbe Porenradien-Häufigkeitsverteilung mit offenen Durchgängen im Bereich von 0.01 - 2.0μ und einem Maximum bei 0.03 - 0.05μ auf (Beilage 4.12, Bsp. Trochitenkalk).

Die kreidig-poröse Probe aus dem *Dolomit der "Anhydritgruppe"* hat mit 16.7% eine hohe offene Mikroporosität mit einem deutlichen Radienmaximum bei 0.5μ (Beilage 4.12).

Der aus den *Oberen Sulfatschichten* gemessene, scheinbar dichte, Dolomikrit (210.05 m) enthält eine offene Mikroporosität von 9.2%, die beinahe der absoluten Porosität von 10.1% entspricht, dabei haben praktisch alle Poren die gleiche Grösse von 0.06μ. Die Ton- und Sulfatschichten zeigen geringe offene Mikroporositäten.

Bei den *Orbicularis-Mergeln* und *Wellenmergeln* verlaufen die Werte der offenen Mikroporositäten annähernd parallel zu denen der absoluten Porositäten. Proben mit höherer absoluter Porosität haben mehr offene Durchgänge. Die Radienverteilungsmaxima liegen bei allen bei 0.01μ (Beilage 4.12).

Beim *Buntsandstein* weisen die untersuchten Proben, abgesehen von der obersten Probe, trotz meist hohen absoluten Porositäten recht geringe offene Mikroporositäten auf. Die Porenradienverteilungskurven sind im allgemeinen sehr vielfältig; kein Wert dominiert. Wegen der komplexen Diagenese des Buntsandsteins ergibt sich kein offensichtlicher Zusammenhang zwischen absoluter und offener Porosität und noch weniger zur Permeabilität. Dazu muss festgehalten werden, dass die Quecksilber-Druckporosimetrie bei Probenwürfel mit 4 - 6 mm Kantenlänge bei den meist grobkörnigen inhomogenen Buntsandsteinproben einen gegenüber den Permeabilitätszylindern zu kleinen Gesteinsinhalt misst.

4.3.6 Permeabilität

Die Permeabilität eines porösen Gesteins für Flüssigkeiten oder Gase wird im Labor mit Luft oder neuerdings mit Helium als strömendem Medium bestimmt, da hierbei keine Veränderung der Probe durch An- oder Auflösung stattfindet und schnelles und sauberes Arbeiten ermöglicht wird. Da die Permeabilität im allgemeinen richtungsabhängig ist, wurden, sofern möglich, pro Probe zwei Zylinder gebohrt, nämlich einer parallel zur Schichtung (abgekürzt: W in Beilage 4.11) der andere senkrecht (S) dazu. Die Messungen erfolgten mit Luft mittels dem Messgerätetyp, der in MÜLLER (1964) beschrieben ist. Bei maximal erzeugbarem Ueberdruck von 0.1 atm können Permeabilitäten kleiner als 0.05 md (5×10^{-10} ms^{-1}) nicht bestimmt werden.

Die Resultate sind in Beilage 4.11 aufgeführt. Die im Vergleich zu den hohen absoluten Porositäten festgestellten geringen kommunizierenden Porositäten lassen im *Trigonodus-Dolomit* keine grossen Permeabilitäten erwarten. Die Resultate ergaben dann auch, ausgenommen von einer Probe

(133.00 m: 323 md = 3 x 10^{-6} ms^{-1}), Werte von 1 - 51 md (1 x 10^{-8} - 49 x 10^{-8} ms^{-1}). Die gemessenen Proben von *Plattenkalk, Trochitenkalk, "Anhydritgruppe" und "Wellengebirge"* weisen geringe oder nicht messbare Permeabilitäten auf, mit Ausnahme einer Anhydritprobe (241.16 m) mit 63 md (6 x 10^{-7} ms^{-1}) entlang horizontalen Tonhäuten.

Die Messungen von 10 *Buntsandstein*-Proben ergaben Permeabilitäten von 0.05 - 400 md (5 x 10^{-10} - 38 x 10^{-7} ms^{-1}).

4.3.7 Oberfläche

Für die Absorption, d.h. sowohl die Anlagerung an die äusseren Begrenzungen (= äussere Oberfläche) von Mineralien und anderen Teilchen, als auch die Einlagerung innerhalb der Teilchen (= innere Oberfläche), z.B. zwischen den Schichten der Tonmineralien, ist es von Bedeutung, die äussere und innere Oberfläche der Proben zu kennen. Die *äussere Oberfläche* wurde mit der Einpunkt N_2-Absorption nach BRUNNAUER, EMMET & TELLER (1938) (BET-Methode) bestimmt. Die *Gesamtoberfläche* oder *spezifische Oberfläche* (nicht zu verwechseln mit der in Kapitel 4.3.5.3 erwähnten spezifischen Oberfläche der Poren) wurde mit der Glyzerin-Methode nach JACKSON (1964) gemessen. Die *innere Oberfläche* wurde als Differenz zwischen gesamter (spezifischer) und äusserer Oberfläche errechnet.

Die Resultate der Oberflächenbestimmungen sind in Beilage 4.13 zusammengestellt. Die *äussere Oberfläche* nach BET ist ein guter Indikator für den Tonanteil der Proben. Auffallend ist der hohe Wert bei der Schilfsandsteinprobe (35.00 m, tonige Stillwasserfazies des Schilfsandsteins).

Die Werte für die innere Oberfläche sind bei den gips-, anhydrit- und steinsalzhaltigen Proben nicht aussagekräftig, da die Glyzerin-Methode für diese Mineralien falsche Messwerte ergibt. Die Messungen der Proben aus der "Lettenkohle" (120.65 m, Estherienschiefer), den Orbicularis-Mergeln (264.35 m) und dem Wellendolomit (297.90 m) zeigen relativ hohe Werte, obwohl sie vorwiegend aus Illit mit etwas Chlorit bestehen und keine nachweisbaren Mengen an stark quellfähigen Tonmineralien enthalten. Die Probe des Schilfsandsteins (35.00 m) zeigt hingegen trotz hohem Illitgehalt keine nachweisbare innere Oberfläche. Wahrscheinlich haben die Illite der verschiedenen Proben unterschiedliche physikalische Eigenschaften, die allerdings keinen Einfluss auf den röntgenographischen Charakter der Illite hatten.

4.3.8 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeitsbestimmungen wurden an den Bohrkernen mit Hilfe eines QTM-Gerätes ("Quick Thermal Conductivity Meter") ausgeführt. Das Messprinzip der Apparatur beruht auf der transienten Methode. Die Messmethode ist in PETERS et al. (NTB 85-02) eingehend beschrieben. Es wurden insgesamt 28 Proben von Sedimentgesteinen untersucht. Die Proben wurden vor dem Versuch mit Wasser gesättigt.

Die Messwerte (Mittelwerte aus mindestens 5 Einzelmessungen, Beilage 4.14 und 4.1) schwanken zwischen 1.5 und 5.1 W/m K. Innerhalb einer Gesteinsgruppe wurde z.T. eine relativ grosse Streuung der Messwerte festgestellt (Beilage 4.14). Dies ist auf die inhomogene Verteilung und die unterschiedlichen Mengenverhältnisse von Mineralien mit stark unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeit (Quarz 7.7, Anhydrit 4.4, Dolomit 3.8, Calcit 2.8 und Ton 2.0 W/m K) zurückzuführen. Bei den Sandsteinen sind die Messwerte auch stark von der diagenetischen Quarzzementation abhängig.

4.3.9 Felsmechanische Untersuchungen

4.3.9.1 Einleitung

Die felsmechanischen Laboruntersuchungen wurden am Institut für Strassen-, Eisenbahn- und Felsbau an der ETH-Zürich (ISETH) durchgeführt. Die auf der Bohrstelle luftdicht verpackten (paraffinierten) Bohrkerne wurden erst kurz vor der Versuchsdurchführung geöffnet.

In 10 einaxialen Druckversuchen, 9 triaxialen Druckversuchen, 11 Spaltzugversuchen und 2 Kriechversuchen wurden der Elastizitätsmodul und die Poissonzahl, die einachsige Druckfestigkeit, die Höchst- und die Restfestigkeit sowie die Spaltzugfestigkeit von zylindrischen Prüfkörpern mit 54 mm Durchmesser bestimmt.

4.3.9.2 Versuchsdurchführung

Die Versuche wurden mit einer Servosteuerung betriebenen, steifen 3000 kN Presse durchgeführt. Als Steuerparameter diente die Verschiebungsänderung der starren Belastungsplatten. Während des Versuchs wurde eine konstante Geschwindigkeit der Verschiebungsänderung von 1.6 x 10^{-3} mm/sec beibehalten, wodurch im einaxialen Druckversuch die Höchstfestigkeit ohne Berücksichtigung von Hysteresisschleifen etwa 10 Minuten nach Belastungsbeginn erreicht wird.

Die Axialkraft und die mit induktiven Wegaufnehmern aufgenommene Längenänderung des Prüfkörpers werden für die Versuchsauswertung in nominelle axiale Spannungen und Dehnungen umgerechnet. Die Querdehnung wird mit einem

elektrischen Widerstandsdraht festgestellt, welcher in der Probenmitte um den Prüfkörper gewickelt wurde (ATTINGER & KÖPPEL, 1983). Für triaxiale Druckversuche wird der Seitendruck in einer modifizierten Franklin-Hoek-Triaxialzelle (HOEK & FRANKLIN, 1968) aufgebracht. Um das Eindringen des Oels in die Poren des Gesteins zu verhindern, befindet sich der Prüfkörper in einer Gummihülse.

Einaxialer Druckversuch

An einem Prüfkörper mit einem Verhältnis Höhe zu Durchmesser von 2 wird in einem einaxialen Druckversuch (ISRM, 1979) mit mehreren Hysteresisschleifen unter Einbezug der Querdehnung neben der einaxialen Druckfestigkeit der Elastizitätsmodul, der maximale Deformationsmodul anfangs des Entlastungszyklus, und die Poissonzahl, das negative Neigungsverhältnis der Querdehnung zur Axialdehnung bei halber einaxialer Druckfestigkeit, bestimmt.

Triaxialer Druckversuch

An einem Prüfkörper mit einem Verhältnis Höhe zu Durchmesser von 2 wird in einem triaxialen Druckversuch für jeden einzelnen Prüfkörper nach dem Konzept der kontinuierlichen Bruchzustände die Höchst- und die Restfestigkeitskurve bestimmt (KOVARI et al., 1983). Diese Kurven werden durch Geraden angenähert, welche im Sinne der Coulomb'schen Bruchtheorie durch den Winkel der inneren Reibung φ und die technische Kohäsion c beschreibbar sind. Analog zum einaxialen Druckversuch können beim Anfangsseitendruck der Elastizitätsmodul und die Poissonzahl ermittelt werden.

Spaltzugversuch

An einem Prüfkörper von einem Verhältnis Höhe zu Durchmesser von 2 wird in einem sogenannten Brasilianerversuch die Spaltzugfestigkeit bestimmt (ISRM, 1978).

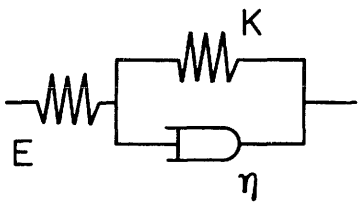
Einaxialer Kurzzeit-Kriechversuch

An einem Prüfkörper mit einem Verhältnis Höhe zu Durchmesser von 2 wird aus einem einaxialen Kriechversuch während eines Tages unter einer konstanten Axialspannung von 75% der einaxialen Druckfestigkeit der Zeiteinfluss auf das Gestein abgeschätzt.

4.3.9.3 Versuchsresultate

Die Resultate der durchgeführten *Druckversuche* sind in Beilage 4.15 dargestellt. Die resultierenden Festigkeiten stellen obere Grenzwerte dar, da von den angelieferten Bohrkernen ein Grossteil bei der Prüfkörpervorbereitung zerfiel. Bei den einaxialen Druckversuchen wurde bei Prüfkörpern, die bereits feine Haarrisse aufwiesen, auf die Aufnahme der Querdehnung verzichtet.

Bei den Kriechversuchen wurde die axiale Viskosität aufgrund des bekannten 3-Parameter Festkörpers berechnet:



E = Elastizitätsmodul
η = Viskosität
K = Steifigkeit

Es ergaben sich die folgenden Materialkennwerte:

Anhydrit + Ton, Probe 237.1 m:
Kriechspannung 77.7 N/mm^2 = 0.68 σ_{max}
E = 33 000 N/mm^2
η = 61 200 hxN/mm^2
K = 844 000 N/mm^2

Anhydrit + Dolomit + Ton, Probe 258.1 m:
Kriechspannung 88.2 N/mm^2 = 0.74 σ_{max}
E = 45 200 N/mm^2
η = 103 000 hxN/mm^2
K = 1 240 000 N/mm^2

4.4 Anorganische Geochemie

4.4.1 Hauptelemente

Die Hauptelemente wurden als SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, K_2O, MnO, TiO_2, P_2O_5, Na_2O, Cr_2O_3 und NiO mit der Röntgenfluoreszenz-Methode bestimmt. Die C_{tot}-, CO_2- und S-Gehalte wurden coulometrisch und die FeO-Gehalte kolorimetrisch bestimmt. Der organische Kohlenstoff wurde als Differenz $C_{org} = C_{tot} - C(CO_2)$ ermittelt. In gips- und anhydrithaltigen Proben wurde Schwefel in Beilage 4.16 als SO_3 angegeben.

Die Analysenwerte der Hauptelemente sind in Beilage 4.16, die C_{tot}-, C_{org}-, CO_2- und S-Gehalte in Beilage 4.18 zusammengestellt.

Die Hauptelemente Si, Al, Fe, Ti und K sind vor allem an die Tonmineralien gebunden. Mit Ausnahme der Buntsandsteinprobe und der Probe aus den Estherienschiefern weisen die chemisch untersuchten Gesteine sehr niedrige Quarz- und Feldspatgehalte auf. Diese Tatsache ist auch aus den Korrelationen dieser Elemente gegen SiO_2 (Beilage 4.17) sichtbar: Ca ist in erster Linie an die Karbonate Calcit und Dolomit und die Sulfate Gips und Anhydrit gebunden. Vor allem die stark negative Korrelation von CaO und SiO_2 zeigt die Abnahme des detritischen Einflusses bei den evaporitischen Bildungen, wo weniger Tonsubstanz zugeführt wird. Die extrem quarzreiche Buntsandsteinprobe fällt auch in diesem Diagramm aus dem Rahmen. Magnesium, das vor allem an Dolomit und in geringerem Masse an das Tonmineral Corrensit gebunden ist, zeigt wohl eine negative Korrelation mit dem SiO_2-Gehalt, die aber viel weniger ausgeprägt ist als beim Calcium. Die sehr niedrigen Na-Gehalte sind durchwegs als austauschbare Kationen an die Tonmineralien gebunden. Das Phosphor ist in den meisten Proben in Mengen von 0.02 bis 0.2 Gew.% P_2O_5 vorhanden. Nur die Estherienschiefer-Probe ist mit einem P_2O_5-Gehalt von 2.26 Gew.% extrem phosphorreich, was teils als vulkanischer Apatit, vor allem aber in Fischschuppen eingebracht wurde.

Das Verhältnis Fe_2O_3/FeO wird für die Bestimmung des Oxydationsgrades eines Gesteins verwendet. Dieses Verhältnis ist bei den Keuperproben deutlich grösser als 1, im Oberen und Mittleren Muschelkalk kleiner als 1. Der Buntsandstein ist mit einem Verhältnis > 6 wieder stärker oxidiert. Die hohen Sulfatgehalte (resp. Schwefelgehalte) im Gipskeuper und in den Sulfatschichten sind durch entsprechende Anteile von Gips und Anhydrit bestimmt.

4.4.2 Spurenelemente

Die Spurenelemente Nb, Zr, Y, Sr, U, Rb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ce, Nd, Ba, La und Sc wurden wie die Hauptelemente mit der Röntgenfluoreszenz-Methode bestimmt. Die gemessenen Fluoreszenz-Intensitäten sind mit dem von DIETRICH et al. (1979) beschriebenen Verfahren ausgewertet worden. Die Analysenwerte sind in Beilage 4.16 tabellarisch zusammengestellt.

Systematische Untersuchungen über die Spurenelementgehalte der Sedimente des Schweizer Juras wurden bis heute kaum durchgeführt. Die folgenden Ausführungen basieren daher ausschliesslich auf Analysen, die im Rahmen dieses Projektes durchgeführt wurden.

Beim Vergleich der Spurenelementgehalte und der mineralogischen Zusammensetzung stellt man deutlich höhere Spurenelementgehalte (mit Ausnahme von Sr) in tonreicheren Proben fest.

Bei der Buntsandsteinprobe ist der Zr-Gehalt trotz relativ niedrigem Tonmineralgehalt hoch, was durch die Anwesenheit von detritischem Zirkon bedingt ist.

Die erhöhten Pb-, Ga-, Zn-, Cu-, Ni-, Co- und V-Gehalte der Estherienschiefer, des "Wellengebirges" und des Buntsandsteins sind vermutlich zu einem grossen Teil durch akzessorische Erzmineralien verursacht (Kapitel 4.3.3). Ein Teil könnte aber auch an Tonmineralien oder organischen Substanzen angelagert sein.

Um das chemische Verhalten von Sr zu verstehen, wurden die Sr-Gehalte zu den Gehalten an CaO, CaO + MgO, CO_2 + SO_3, SO_3 + Calcit, Calcit + Dolomit, Calcit + Dolomit + Gips + Anhydrit in Beziehung gebracht. Hierbei ergaben sich unerwarteterweise keine klaren Beziehungen. Nur bei der Darstellung Sr/SO_3 ist für die meisten Proben eine positive Korrelation festzustellen, aber auch hier liegt ein Wert weit ausserhalb des Streubereichs. Bei der Lettenkohle dürfte der hohe Sr-Wert mit dem hohen Anteil an Phosphat aus Fischresten zusammenhängen.

4.4.3 Gammaspektrometrische Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte

Die Gehalte von Uran, Thorium und Kalium wurden mittels Gammaspektrometrie bestimmt. Die Messung erfolgt durch zwei Detektoren, welche die pulverisierte Probe (ca. 500 g) an der unteren und oberen Deckfläche des Probenbehälters umschliessen.

Die berechneten Elementgehalte sind in Beilage 4.19 zusammengestellt.

Die U-, Th- und K-Gehalte der Sedimentstrecke schwanken stark. Dies ist auf die z.T. stark variierende Lithologie in der Sedimentstrecke (Ton/Mergel/Kalk/Sandstein/Evaporite, etc.) zurückzuführen. Die gefundenen Werte bleiben aber im Rahmen der Erfahrungswerte für vergleichbare stratigraphische Einheiten (NTB 84-34 und HERZIG, 1983).

Der *Schilfsandstein* zeigt relativ hohe Werte. Im *Gipskeuper* schwanken die Werte mit einem ausgeprägten Peak bei 95.78 m, der auch in der Bohrung Beznau erfasst wurde. Alle dolomit- und kalkhaltigen Schichten *(Trigonodus-Dolomit, Plattenkalk, Trochitenkalk, Dolomit der "Anhydritgruppe")* zeigen generell niedrige Werte, wobei aber der Aktivitätsanteil des Urans stets signifikant bleibt. Im unteren Teil der Sedimentserie (Untere Sulfatschichten bis Buntsandstein) ergibt sich ein eher gleichmässiges Bild mit mehr oder weniger vergleichbaren U-, Th- und K-Aktivitätsanteilen (in cphs/g =

counts per hundred seconds/gram) (vgl. auch Gamma-Logs in Beilagen 4.1, 6.2 und 6.3).

4.4.4 Kationenaustausch

Für die Bestimmung der Kationenaustausch-Kapazität und die Art der in den Proben vorhandenen austauschbaren Kationen, wurde die Belegung mit Ba^{2+}-Ionen aus $BaCl_2$-Lösung verwendet, da in natürlichen Tonen Barium kaum jemals in grösseren Mengen als austauschbares Kation auftritt. Die ausgetauschten Kationen K^+, Na^+, Mg^{2+} und Ca^{2+} werden anschliessend mit Atomabsorption bestimmt. In steinsalzhaltigen Proben löst sich der Halit (Steinsalz) teilweise in der $BaCl_2$-Lösung, was sehr hohe Ionenaustauschwerte für Na^+ vortäuscht. Bei gipshaltigen Proben geht ein Teil des Gipses in Lösung, was zu hohe Ca^{2+}-Austauschwerte zur Folge hat.

Die Untersuchungsergebnisse sind in Beilage 4.20 zusammengestellt. Da die Proben 43.80 m, 72.40 m, 228.12 m und 255.67 m Gips oder Steinsalz führen, rühren die hohen Kationenaustauschwerte nicht ausschliesslich von den Tonmineralien her, sondern sind, wie oben erwähnt, durch Halit- und Gipslösung bedingt. Die Proben des Schilfsandsteins (35.00 m), der Lettenkohle (120.65 m, Estherienschiefer), der Orbicularis-Mergel (264.35 m) und des Wellendolomits (297.90 m) zeigen Ionenaustauschkapazitäten von 15 - 30 mval/100 g. Diese Ionenaustauschkapazität-Werte liegen im Bereich der in der Literatur für illitreiche Tone angegeben wird. Bei der Ionenbelegung herrscht Ca^{2+} im Schilfsandstein und in der Lettenkohle vor. In den Orbicularis-Mergeln und im Wellendolomit ist Na^+ das wichtigste austauschbare Kation, und Ca^{2+} steht an zweiter Stelle. Die Menge austauschbarer K^+ ist bei allen Proben mit etwa 1 mval/100 g sehr gering. Im Schilfsandstein und in der "Lettenkohle" ist die Menge Mg^{2+} relativ hoch, in den Orbicularis-Mergeln und im Wellendolomit sehr niedrig. Dieses Verhalten kann mit der Art der Karbonate dieser Formationen korreliert werden. Bei den zwei ersteren ist das Milieu Mg-reich (Dolomit-Bildung), bei den letzteren überwiegt Ca.

4.5 Reifegrad des organischen Materials

Durch Messung der Vitrinitreflexion und des "thermal alteration index" sollte der Reifegrad des organischen Materials ermittelt werden. Es war das Ziel dieser Untersuchungen, aus dem Reifegrad Rückschlüsse auf die thermische Geschichte der erbohrten Abfolge ziehen zu können. Insbesondere war von Interesse, ob und inwieweit sich die Intrusion des Böttstein Granits und seine hydrothermale Phase oder das Einbrechen des permokarbonen Grabens noch thermisch auf die triadischen Sedimente ausgewirkt hatten. Insgesamt wurden 9 Kernproben aus dem Intervall 34.40 - 306.09 m untersucht.

Der Reifegrad der Vitrinitpartikel wurde mittels Reflexionsphotometrie durchgeführt. Eine ausführliche Beschreibung der Methodik geben STACH et al. (1982) und MUKHOPADHYAY (1981).

Neben der Vitrinitreflexion musste auch der "thermal alteration index" TAI (STAPLIN, 1967; JONES & EDISON, 1978) von Sporen ermittelt werden, da einige der Proben nur aufgearbeitete Vitrinitpartikel enthielten. Die TAI-Werte können sodann auf Vitrinitreflexionswerte umgerechnet werden.

Die Ergebnisse der Vitrinitreflexionsmessungen, die Anteile an bitumen-imprägnierten Vitriniten, resedimentierten und autochthonen Vitriniten, sind in Beilage 4.21 dargestellt. Sie enthält ferner die Daten für den "thermal alteration index" und die daraus nach WAPLES (1981) errechneten mittleren Vitrinitreflexionswerte.

Die mittleren Vitrinitreflexionswerte R_m lassen einen mehr oder weniger regelmässigen Teufentrend erkennen (Beilage 4.22). Von 34.40 m bis 306.02 m nimmt die mittlere Vitrinitreflexion von ca. 0.5% auf 0.7% zu. Dies entspricht einem Reifegradienten von 0.08% R_m/100 m, was gut mit dem in der benachbarten Bohrung Beznau (NTB 84-34) ermittelten Wert von 0.10% R_m/100 m übereinstimmt (MUKHOPADHYAY & LEYTHAEUSER, 1984).

Mit Ausnahme der Probe bei 34.40 m aus dem Schilfsandstein und derjenigen bei 94.78 m aus dem Gipskeuper, die nur resedimentierte Vitrinite enthalten (Beilage 4.23, Diagramme a, b) sind alle Histogramme der Vitrinitreflexion bi- oder polymodal (Beilage 4.23, Diagramme c-h), wobei die resedimentierte Vitrinitpopulation stark überwiegt. Diese stammt aus dem Abtrag älterer Sedimente und eventuell Kohleflözen. Autochthone Vitrinite konnten an ihrer hell-braunen Farbe und der Form erkannt werden, während für allochthone Vitrinite sowie Vitrinite in bi- und trimaceralen Körnern (HAGEMANN, 1974; DOW, 1977) Oxydationsphänomene typisch sind (STACH et al., 1982).

Um zu einem besser definierten Teufentrend des organischen Reifegrades zu gelangen, müssten mehr Proben untersucht werden. In der Karbonatabfolge des Muschelkalks sind jedoch Sedimente mit einem genügend hohen Gehalt an organischem Material selten. Bei genügend Messpunkten könnte dann der geothermische Paläogradient ermittelt werden.

Der in Böttstein und in Beznau festgestellte Vitrinitreflexionsgradient von 0.08, bzw. 0.10% R_m/100 m, erscheint als ungewöhnlich hoher Gradient, der auf einen entsprechend hohen geothermischen Gradienten zurückzuführen ist (MUKHOPADHYAY & LEYTHAEUSER, 1984).

4.6 Strukturgeologie

4.6.1 Grundlagen

Für eine Beurteilung von kleintektonischen Strukturen in Bohrungen ist eine gute Kenntnis der strukturellen Verhältnisse an der Oberfläche (freiliegende Schichtflächen) eine wichtige Voraussetzung, insbesondere weil in einer senkrechten Bohrung die horizontale Dimension nur sehr beschränkt erfasst wird und eine Interpretation der angetroffenen strukturellen Phänomene ohne Zusatzdaten aus anderen Aufschlussarten kaum möglich ist.

Der nordschweizerische Falten- und Tafeljura wurde in den letzten Jahrzehnten vor allem durch die Basler Schule (z.B. LAUBSCHER, 1961, 1975, 1979, 1980) tektonisch intensiv bearbeitet. Als interessante Ergänzung wurde vor kurzem durch MEIER (1984) ein grösseres, regionales kleintektonisches *Inventar*, verbunden mit lokalen Studien über die Kluftgenese, erstellt.

"Als Grundmuster des Kluftgefüges lässt sich in der überwiegenden Zahl der Aufschlüsse, unabhängig von deren struktureller Position, ein orthogonales, senkrecht zur Schichtung stehendes Kluftsystem nachweisen. Es entspricht dem zuletzt von BOCK (1980) ausführlich beschriebenen "Fundamentalen Kluftsystem" mit ungleichartiger Entwicklung beider Kluftscharen (Haupt- und Nebenklüfte) in Bezug auf Grösse, Geradlinigkeit und Häufigkeit der Trennflächen" (MEIER, 1984). Seine Genese wird auf Trennbruchbildungen während der Diagenese zurückgeführt. Lokal können verschiedene orthogonale Systeme überlagert sein. Bemerkenswert ist zudem die Abhängigkeit des Kluftverlaufs von der lithologischen Ausbildung der Sedimente. Durch Horizontal- (Zapfenachsen parallel Schichtung) und Schrägstylolithe sowie durch Rutsch- und Nadelharnische kommt eine Reaktivierung der orthogonalen Kluftflächen während der kompressiven Phase der Jura-Aufschiebung zum Ausdruck.

In den von der Sondierbohrung Böttstein durchbohrten Sedimenten wurden ausschliesslich kleintektonische Elemente (Klüfte, Haarrisse, Stylolithe) beobachtet. Störungszonen oder Brüche (Kakirite, tektonische Breccien) konnten nicht nachgewiesen werden.

4.6.2 Räumliche Lage der Schichtung

Die am Bohrkern gemessene räumliche Lage der Schichtung (Bankung, Lamination) in den Sedimenten der Sondierbohrung Böttstein war im allgemeinen horizontal. Einzig im unteren Teil des Gipskeupers waren Schichtfallen von 0 - 5° und in den Oberen und Unteren Sulfatschichten von 0 - 40° (an einer Stelle bis 80°) gemessen worden.

Uebereinstimmend mit den bohrlochgeophysikalischen HDT-Messungen (Kap. 6.2.3.2) zeigen die Fallrichtungen im unteren Gipskeuper einen E-SE-Trend, während in den Oberen Sulfatschichten keine bevorzugte Schichtlage erkennbar ist (Beilage 4.24).

Bei der Kernaufnahme wurden sporadisch auftretende, sehr geringe Schichtneigungen als Unregelmässigkeiten in der Bankung interpretiert. Eine mehr oder weniger regelmässige geringe Schichtneigung, wie sie im unteren Gipskeuper auftritt, wurde hingegen mit bohrlochgeophysikalischen Methoden auch in anderen Formationen festgestellt (Kap. 6.2.3.2, Beilage 6.2). Sie entspricht möglicherweise einem allgemeinen lokalen bis regionalen Trend in der Umgebung der Bohrung. Das in einzelnen Abschnitten der Sulfatschichten auftretende anomale Schichtfallen könnte in einigen Fällen mit der Verkippung einzelner Schichtpakete bei der synsedimentären und diagenetischen Bruch- und Breccienbildung erklärt werden; die starke Steilstellung einzelner Schichten im Anhydrit (z.B. 219 - 221 m) ist hingegen eher auf tektonische Prozesse zurückzuführen.

4.6.3 Klüftung

Die in den Sedimenten der Sondierbohrung Böttstein festgestellte, ausgesprochen geringe *Klufthäufigkeit* (Beilage 4.1) wie auch die stark streuenden *Kluftrichtungen* sind vermutlich teilweise auf den Effekt zurückzuführen, dass die in diesen Gesteinen im allgemeinen sehr verbreiteten bankrechten (senkrecht zur Schichtung stehenden) orthogonalen Kluftsysteme in einer Bohrung senkrecht zur Schichtung kaum erfasst werden können. Insbesondere treten so die oft sehr unregelmässig verlaufenden Nebenklüfte gegenüber der Hauptkluftschar viel zu stark in Erscheinung, was sich vor allem in den stark variablen Kluftrichtungen äussert. Als zusätzlicher Effekt ist eine Streuung der Kluftrichtungen durch die Zusammenfassung von Klüften lithologisch unterschiedlich ausgebildeter Schichten zu erwarten.

Die synsedimentären und diagenetischen *Kluft- und Adersysteme im Gipskeuper und in der Anhydritgruppe* (Kap. 4.2.3.2 und 4.2.5.2) wurden nicht in die Kluftstatistik einbezogen, da sie, bedingt durch ihren zum Teil sehr unregelmässigen Verlauf, geometrisch nur schlecht erfassbar sind. Die in der

Sondierbohrung Böttstein angetroffenen Gips- und Anhydritklüfte erwiesen sich durchwegs als vollständig verheilt und liessen keine Anzeichen von gipskarstartigen Phänomenen erkennen. Das Auftreten von Gips- und Anhydritklüften ist im lithologischen Profil 1:200 (PETERS et al., NTB 85-02) graphisch dargestellt.

4.6.3.1 Klufthäufigkeit

Die Häufigkeitsverteilung der Klüfte ist im Profil 1:1000 (Beilage 4.1) dargestellt. Der Obere Muschelkalk zeigt dabei mit Abstand die grösste Klufthäufigkeit. In diesem Abschnitt treten zudem verschiedene zerbrochene Kernstrecken auf (Beilage 4.1), bei denen an den einzelnen Bruchstücken haftende Reste von Kluftbelägen auf weitere kluftreiche Zonen hinweisen, die aber zahlenmässig nicht erfassbar sind. Die übrigen Formationen sind sehr kluftarm. Im 46 m mächtigen Unteren Muschelkalk wurden nur zehn Klüfte registriert, im Buntsandstein einige eher haarrissartige vertikale Klüftchen.

4.6.3.2 Kluftfüllungen

Das Auftreten und die Art der Kluftmineralien ist im Profil 1:1000 (Beilage 4.1) dargestellt. Kluftbelagfreie Klüfte konnten nur in den Dolomitmergeln des Schilfsandsteins, vereinzelt im Trigonodus-Dolomit, im Dolomit der "Anhydritgruppe" und im Buntsandstein beobachtet werden. Im Oberen Muschelkalk und im Wellengebirge sind Calcit- und Calcit/Tonmineral-Kluftbeläge vorherrschend, einzelne Klüfte führen zusätzlich Quarz (im Trigonodus-Dolomit) oder Pyrit (im Trochitenkalk). Im unteren Schilfsandstein und im oberen Wellengebirge treten, bedingt durch die liegenden resp. hangenden Evaporit-Formationen, Gipsklüfte auf. Im Gipskeuper und in der Anhydritgruppe treten ausschliesslich Gips-, Fasergips- und Anhydritklüfte, z.T. mit geringem Tonanteil auf.

4.6.3.3 Offene Klüfte

Offene, d.h. nicht oder nur teilweise verheilte Klüfte treten in den Sedimenten der Sondierbohrung Böttstein fast ausschliesslich im Trigonodus-Dolomit und im Trochitenkalk auf (Beilage 4.1). Im dazwischen liegenden Plattenkalk wurden keine eindeutig offenen Klüfte beobachtet. Der offene Charakter einiger kluftbelagfreier Klüfte im Schilfsandstein und im Buntsandstein ist eher fraglich.

4.6.3.4 Orientierung der Klüfte, Kluftsysteme

Die räumliche Lage der Klüfte wurde an orientierten Bohrkernen bestimmt und ist in Beilage 4.22 dargestellt. Die Streuung der Werte ist auch innerhalb der einzelnen Formationen so gross, dass keine Kluftsysteme ausgeschieden werden konnten.

4.6.3.5 Alter der Klüfte

Ueber das Alter der Klüfte und der Kluftbeläge können aufgrund der aus der Bohrung vorliegenden Untersuchungsergebnisse keine Aussagen gemacht werden. MEIER (1984) postuliert für einen grossen Teil der Klüfte im schweizerischen Tafel- und Faltenjura eine prätertiäre Entstehung (Kap. 4.6.1). Spätere Reaktivierungen sind an Rutschharnisch-Bildungen erkennbar (Kap. 4.6.4).

4.6.4 Stylolithe, Rutsch- und Nadelharnische

Vertikal-Stylolithe (Zapfenachsen vertikal zur Schichtung) mit Zapfenachsen bis 3 cm sind im Oberen Muschelkalk sehr verbreitet. Ihre Entstehung ist auf schichtparallele Lösungsprozesse unter lithostatischem Ueberlagerungsdruck zurückzuführen.

Die nur sehr vereinzelt im Oberen Muschelkalk beobachteten, eher unregelmässig verlaufenden Horizontal-Stylolithe zeigen im Vergleich zu den Vertikal-Stylolithen sehr geringe Zapfenlängen von 1 - 3 mm. Bedingt durch die vertikal zur Schichtung verlaufende Bohrrichtung war die Erfassung von Horizontalstylolithen nur sehr beschränkt möglich. Auf eine statistische Auswertung der spärlichen Daten wurde deshalb verzichtet.

Die Horizontal-Stylolithe dürften zusammen mit den vereinzelt im Trochitenkalk beobachteten horizontalen und subhorizontalen Rutsch- resp. Nadelharnischen aufgrund einer erhöhten Druckspannung bei der Jura-Ueberschiebung im Einflussbereich der Mandacher Störung entstanden sein.

5. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DES KRISTALLINS

5.1 Methodik der Bohrkernbeschreibung

5.1.1 Arbeiten auf der Bohrstelle

Die Kernaufnahme im Kristallin erfolgte analog zu der bei den Sedimenten angewandten Methode.

Zusätzlich wurden Strukturen (Klüfte, Haarrisse etc.) und lithologische Grenzen direkt als *Bohrkernabwicklung* auf einer durchsichtigen Folie nachgezeichnet (Beilage 5.6). Die Methodik ist in Kapitel 5.4 näher erläutert.

Die Kristallinkerne wurden anschliessend an die petrographische und strukturgeologische Beschreibung fotografiert und unverpackt in Holzkisten gelegt. Die Kerne wurden periodisch (alle 100 - 150 m) von Prof. Dr. Tj. Peters vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern durchgesehen, petrographisch charakterisiert und für petrographische und geochemische Laboruntersuchungen als halbe Kernstücke beprobt. Für petrophysikalische, geochemische und felsmechanische Spezialuntersuchungen an in- und ausländischen Forschungsinstituten mussten einzelne ganze Kernstücke vakuum-verpackt und versandt werden. Nach der Probenahme fand der Transport der Bohrkerne von der Bohrstelle ins Kernlager der Nagra statt.

5.1.2 Laboruntersuchungen

Von den auf der Bohrstelle präparierten Kernhälften wurden im Labor 1 - 2 cm dicke Platten für Anschliff und Dünnschliff gesägt, der Rest diente für die weiteren im Arbeitsprogramm der Sondierbohrung Böttstein (NTB 82-09) aufgelisteten Untersuchungen. Zusätzlich wurden isotopengeochemische Bestimmungen, Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen und weitere Spezialuntersuchungen durchgeführt. Basierend auf der lithologischen Detailaufnahme der Bohrstellengeologen und von Prof. Peters sowie den Laboruntersuchungen wurden die Profile 1:200 (in PETERS et al., NTB 85-02) und 1:1000 (Beilage 5.1) erstellt.

5.2 Profilübersicht und Profilbeschreibung

Unter einer ca. 300 m mächtigen Trias-Abfolge mit Oberem Buntsandstein an der Basis traf die Sondierbohrung Böttstein in einer Teufe von 315.3 m auf einen Biotitgranit, der bis zur Endteufe von 1501.3 m untersucht werden konnte. Aufgrund seiner texturellen und mineralogischen Beschaffenheit sowie seiner tektonischen Stellung entspricht er dem aus dem Südschwarzwald bekannten Typus der spätorogenen, postkinematischen variszischen Granite. Wegen seiner erstmaligen und umfassenden Beschreibung in der Sondierbohrung Böttstein wird er im folgenden als *"Böttstein-Granit"* bezeichnet. Die weiteren im Böttstein-Granit angetroffenen Gesteinstypen wie Aplite, Pegmatite, Rhyolithgänge und Fremdgesteinseinschlüsse (Xenolithe) treten nur sehr untergeordnet auf. Das Faszinierende an diesem Granit sind die Verschiedenheiten in den Deformations- und Umwandlungserscheinungen und deren ständiger Wechsel.

Eine detaillierte makroskopische und mikroskopische Charakterisierung der einzelnen magmatischen Gesteinstypen und ihrer strukturellen und hydrothermalen Veränderungen ist in den nachfolgenden Kapiteln zu finden.

Im Profil 1:1000 (Beilage 5.1) sind die Verteilung der verschiedenen Gesteinstypen und ihre postmagmatischen Veränderungen in Abhängigkeit der Teufe graphisch dargestellt. Zusammenhänge zwischen lithologischen, mineralogischen, strukturgeologischen und einigen petrophysikalischen Daten aus Feld- und Laboruntersuchungen sind ebenfalls aus diesem Profil ersichtlich, werden aber auch in den betreffenden Kapiteln dieses Berichtes aufgezeigt und diskutiert.

Eine detailliertere Beschreibung der angetroffenen Gesteinsabfolge ist im lithologischen Profil 1:200 im Bericht "Geologie" der Sondierbohrung Böttstein (PETERS et al., NTB 85-02) enthalten.

5.3 Gesteinstypen

5.3.1 Biotitgranit (Böttstein-Granit)

5.3.1.1 Makroskopische Beschreibung, Modalbestand

Der Böttstein-Granit ist ein sehr grobkörniger porphyrischer Biotitgranit. Er enthält unterschiedliche Mengen an Kalifeldspat-Grosskristallen von wechselnder Grösse (2 - 8 cm) in einer Grundmasse von Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit, mit einem mittleren Korndurchmesser von 3 - 5 mm.

Die *Kalifeldspat*-Grosskristalle sind kurzstengelig bis dicktafelig und meist nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Gegenüber der Grundmasse zeigen sie subidiomorphe Begrenzungen. Häufig sind orientierte Einschlüsse von Biotit und Plagioklas zu beobachten. In einigen Fällen zeichnet die Anordnung der Biotite im Kalifeldspat alte idiomorphe Wachstumsstadien dieser Grosskristalle nach (Beilage 5.2). In den stellenweise vorkommenden Anhäufungen von Kalifeldspat-Grosskristallen können diese bis zu 90% des Gesteins ausmachen.

Die *Plagioklase* sind subidiomorph und meist kurzprismatisch ausgebildet. Ein albitreicher Rand ist, vor allem in den umgewandelten Gesteinen, schon makroskopisch zu erkennen.

Die schwarzen *Biotite* sind meist regelmässig verteilt; an einigen Stellen ist jedoch eine lagenweise Anreicherung vorhanden, die dem Gestein ein gebändertes Aussehen gibt (Beilage 5.2).

Stellenweise, vor allem oberhalb 1000 m, findet man 3 bis 4 mm grosse, rundliche grüne Flecken, die in Analogie zu den Schwarzwaldgesteinen als *Pinite* (Hellglimmer-Chlorit-Pseudomorphosen nach Cordierit) bezeichnet werden können. Hellglimmer sind makroskopisch nur in Uebergängen zu pegmatitischen Schlieren und in unmittelbarer Umgebung von Apliten erkennbar.

Der Modalbestand ist von 80 Proben an Platten von 9 cm (Kernbreite) x 15 - 30 cm bestimmt worden. Die Feldspäte wurden mit Natrium-Kobaltnitrit-Lösung angefärbt. Diese Methode drängte sich wegen der Grobkörnigkeit des Granites auf, da im Dünnschliff kein repräsentativer Durchschnitt der Mengenverhältnisse der Mineralien erfasst werden konnte. Die Einzelresultate sind in PETERS et al. (NTB 85-02) tabellarisch aufgeführt und in den Beilagen 5.1 und 5.3 graphisch dargestellt. Tendenzielle Aenderungen mit der Tiefe sind nicht erkennbar. Das rechnerische Mittel ergibt Gehalte von: Kalifeldspat 37.5%, Plagioklas 27.5%, Quarz 27% und Biotit 8%. Die Darstellung im Dreieck Feldspat-Quarz-Biotit (Beilage 5.3, Fig. b) zeigt eine bimodale Verteilung, entsprechend feldspatreicheren und quarzreicheren Bereichen.

In Beilage 5.4 wird der mittlere Modalbestand demjenigen der Granite des Süd-Schwarzwaldes (EMMERMANN, 1977) gegenübergestellt. Der Modalbestand kommt demjenigen des Schluchsee-Granits noch am nächsten, ist aber nicht identisch. Auch rein makroskopisch entspricht der Granit aus der Bohrung nicht genau einem der Granite des Schwarzwaldes.

Die beste makroskopische Uebereinstimmung ergibt sich aus dem Vergleich mit dem Weinsberg-Granit im Moldanubikum (pers. Mitt. Prof. Dr. E. Niggli, Bern). Auch der Modalbestand (KURAT, 1965) zeigt eine gewisse Aehnlichkeit (Beilage 5.4).

Röntgenographisch bestimmte Feldspat-, Quarz- und Calcit-Gehalte des Böttstein-Granits sind in Beilage 5.1 graphisch und in PETERS et al. (NTB 85-02) tabellarisch dargestellt.

5.3.1.2 Mikroskopische Beschreibung

Im Dünnschliff zeigt der Böttstein-Granit eine mittel- bis grobkörnige (1 - 5 mm) Matrix mit grobporphyrischen Grosskristallen. Aus den mikroskopischen Beobachtungen lässt sich folgende Alters- resp. Kristallisationsabfolge der Hauptgemengteile abschätzen: Biotit (+ Apatit + Zirkon) - Plagioklas - Kalifeldspat (Ba-reich) - Quarz + Kalifeldspat (Ba-arm).

Der *Biotit* ist meist xenomorph, kann aber subidiomorph auftreten. Die Biotite sind reich an Einschlüssen von Apatit und Zirkon. Der Pleochroismus der frischen Biotite reicht von dunkelbraun bis farblos. Nach den Guinier-Röntgenaufnahmen gehören die Biotite zum 1M- oder 3T-Strukturtyp. Aufgrund von Mikrosonde-Analysen kann etwa folgende Mineralformel (bezogen auf 22 Sauerstoff) errechnet werden:

$$K_{1.87}Na_{0.05}(Fe_{2.43}Mg_{1.96}Mn_{0.08}Al_{0.74}Ti_{0.41})[Si_{5.49}Al_{2.51}O_{20}](OH)_4$$

Die Hauptmasse der *Plagioklase* ist subidiomorph bis xenomorph und unter dem Mikroskop leistenförmig. Sie zeigen eine mittlere bis starke Zonierung mit abnehmendem Anorthit-Gehalt vom Kern (34-17% An) zum Rand (17-12% An). Apatit und Zirkon treten als Einschlüsse auf. Daneben tritt Plagioklas mit starker Neigung zur Eigengestalt als Einschluss in Kalifeldspat und als entmischte Perthite in Kalifeldspat auf. Untergeordnet findet man entlang Korngrenzen zu Kalifeldspat feinkörnigen Albit, welcher in Anlehnung an RETIEF (1970) als intergranularer Perthit bezeichnet wurde.

Kalifeldspat tritt sowohl in Form von Grosskristallen als auch in der Matrix mit Korndurchmessern von 3 - 5 mm auf. Oft ist ein Zonarbau festellbar. In der Matrix sind die Körner meist

xenomorph. Auffallend ist die starke perthitische Entmischung der Kalifeldspäte. Sie erfasst die Körner meist ganzheitlich. Mikrosonde-Analysen ergaben für den Wirtkristall eine Zusammensetzung von Or_{95} Ab_5. Die Kerne der zuerst ausgeschiedenen Kalifeldspäte sind Ba-reich (0.4 - 1.8 Gew.% BaO) während in den Randpartien und in Kalifeldspäten der Matrix mit der Mikrosonde kein Barium nachgewiesen werden konnte. Röntgenographische Untersuchungen ergaben, dass es sich beim Kalifeldspat um eine trikline Modifikation (Tiefmikroklin) handelt.

Quarz ist meist unregelmässig begrenzt, oder tritt als Zwickelfüllung auf.

Die *Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinite)* erwiesen sich meist als Aggregate von feinfilzigem Hellglimmer mit etwas Chlorit. Vereinzelt wurde auch isotroper Allophan beobachtet. Cordierit konnte nicht nachgewiesen werden.

Geringe Mengen von *Muskovit* sind teils im Kalifeldspat vorhanden teils mit Biotit verwachsen. Muskovit scheint sich am Schluss des aplitisch-pegmatitischen Stadiums auf Kosten von Kalifeldspat und Biotit gebildet zu haben.

5.3.2 Ganggesteine

Aplitische bis aplitgranitische und pegmatitische Ganggesteine sind im Böttstein-Granit verbreitet. Sie treten oft scharenweise gehäuft auf, zeigen aber nur Mächtigkeiten im cm- bis dm-Bereich, vereinzelt im m-Bereich. Volumenmässig bilden sie deshalb einen geringen Anteil am Aufbau des Granitkörpers. Aplite und Pegmatite sind häufig miteinander vergesellschaftet, wobei die Aplite oft pegmatitoide Adern und Schlieren enthalten.

Zwei mehrere Meter mächtige Rhyolithporphyr-Gänge wurden bei 890 m resp. 980 m, und ein feinkörniger, biotitreicher, vermutlich gangförmig intrudierter Granit im Bereich von 1039.9 - 1044.7 m durchbohrt.

Die geophysikalische Erfassung der Ganggesteine ist nicht immer eindeutig möglich, da nur ein Teil der Gänge typische Anomalien (wenig Thorium, viel Uran, Beilage 5.5, 6.4 und Kap. 6.2.4.1) zeigt. Die einzelnen Gangtypen lassen sich nur beschränkt voneinander unterscheiden.

Die Verteilung der Ganggesteine im Böttstein-Granit ist in Beilage 5.1 dargestellt.

Die Verteilung und die räumliche Lage von 11 mächtigeren ($\geqq$ 0.3 m) Gängen geht aus Beilage 5.5 hervor. Die Fallrichtungen (Azimut) streuen zum Teil erwartungsgemäss stark, zeigen aber einen Schwerpunkt im Bereich von 55 ° (=NE). Der Mittelwert der Fallwinkel liegt bei 45°.

Aplite

Die Aplit- und Aplitgranit-Gänge sind gegen den Granit im allgemeinen scharf abgegrenzt (Beilage 5.2, Abb. c), zeigen aber weder eine Kornvergröberung gegen die Mitte des Ganges, noch feinkörnige Abkühlungsränder gegen den Rand des Ganges. Nur ein Aplitstock bei 640 m hat einen biotitreicheren, leicht porphyrischen Kern und eine feinkörnige biotitarme Randfazies. Der Modalbestand der hellen Aplite liegt im Bereich von Kalifeldspat 35%, Plagioklas (albitreich) 30%, Quarz 28%, Biotit 3 - 4%, Pinit 2 - 3%. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Aplite als gleichkörnig, mit Korndurchmessern von 0.2 - 1 mm, mit stark ineinander verwachsenen Mineralkörnern. Im Vergleich zum Granit sind myrmekitische Bildungen häufiger. In einigen sehr seltenen Fällen treten Aplite mit relativ viel Muskovit, dessen sekundäre Natur nicht offensichtlich ist, auf.

Pegmatite

Die im allgemeinen sehr geringmächtigen Pegmatite sind nicht einheitlich ausgebildet. Sowohl ihre Mineralbestände als auch ihr Gefüge schwanken stark. Es können schriftgranitische Verwachsungen von Quarz mit Feldspäten auftreten. Muskovit und Turmalin, selten auch Calcit, sind, wenn vorhanden, in Nestern angereichert.

Rhyolithporphyr-Gänge

Wie die Rhyolithporhyr-Gänge des Schwarzwaldes (SCHLEICHER, 1978) zeigen die beiden Gänge der Sondierbohrung Böttstein extrem feinkörnige, globulitische Abkühlungsränder (Beilage 5.2, Abb. d) mit Fluidaltexturen. Gegen das Zentrum werden die Gänge grobkörniger (mikrokristallin-porphyrisch). Die porphyrischen Quarze sind idiomorph ausgebildet.

Die Rhyolithporphyr-Gänge sind die jüngsten magmatischen Gesteine, die in der Sondierbohrung Böttstein angetroffen wurden. Ihre Kontaktverhältnisse deuten darauf hin, dass der Granit zur Zeit ihrer Intrusion bereits stärker abgekühlt war, als während des Eindringens der Aplite und Pegmatite.

Feinkörniger biotitreicher Granit

Charakteristisches Kennzeichen für dieses seltene, dunkle, schwach porphyrische Gestein ist der hohe Biotitgehalt von etwa 30% und die Anwesenheit von kleinen spinellführenden Biotitgneis-Xenolithchen.

5.3.3 Xenolithe

Dunkle Xenolithe sind relativ häufige Erscheinungen im Granit. Wie aus Beilage 5.1 ersichtlich ist, treten sie in gewissen Abschnitten gehäuft auf. Ihr Durchmesser variiert von unter einem Zentimeter bis zu Faustgrösse.

Quarzdiorite

Die Quarzdiorite zeigen makroskopisch wie auch mikroskopisch rundliche Begrenzungen gegen den umgebenden Granit. Von blossem Auge ist nur der Biotit erkennbar. Im Mikroskop ist die Neigung zu intersertalen Gefügen mit idiomorphen bis subidiomorphen Biotit- und Plagioklas-Leisten in einer Füllmasse von Quarz sehr ausgeprägt. Biotit kann 30 - 40% des Gesteins aufbauen. Es sind feinkörnige Gesteine (Korngrösse um 0.1 mm) wobei der Uebergang zu den Wirtgesteinen sehr abrupt erfolgt.

Biotitgneise

Die Biotitgneis-Xenolithe haben meist längliche Formen, können verbogen sein und machen oft einen 'zerfransten' Eindruck. Neben Biotit, Plagioklas und Quarz findet man in einzelnen Proben feinfilzige Phengit- oder selten Margarit-Aggregate, die von hellgrünem Fe-Spinell und rötlichem chloritisiertem Granat begleitet sind.

5.4 Deformation

Das magmatische Gefüge der kristallinen Gesteine der Sondierbohrung Böttstein ist abgesehen von lokalen Kalifeldspatanhäufungen sehr homogen und mit Ausnahme der Biotitschlieren praktisch isotrop. Anzeichen einer metamorphen Ueberprägung in Form einer Mineralregelung oder eine Schieferung fehlen. Verbreitet sind hingegen *spröde* Strukturen wie *Kakirite, Klüfte* und *Haarrisse.* Im Bereich dieser Strukturen sind die magmatischen Gesteine durchwegs mehr oder weniger stark hydrothermal umgewandelt (Kap. 5.5).

5.4.1 Sprödstrukturen

Untersuchungen von Sprödstrukturen in Kristallingesteinen sowohl in felsmechanischer als auch in hydrogeologischer Sicht wurden zahlreich publiziert (z.B. BIANCHI & SNOW, 1969; SAARI & YLINEN, 1979; MC EWEN & LINTERN, 1980; BLINDE et al., 1981; NTB 81-07; SEEBURGER & ZOBACK, 1982; SEGALL & POLLARD, 1983a, 1983b; WITHERSPOON & GALE, 1983; STONE, 1984). Im Unterschied zu den meisten in diesen Arbeiten beschriebenen Gesteinskomplexen war das in der Sondierbohrung Böttstein erbohrte Kristallin an der Oberfläche nicht aufgeschlossen. Eine Sondierbohrung allein liefert, vor allem bezüglich der relativen Häufigkeit der Klüfte (TERZAGHI, 1965), nur ein unvollständiges Bild der Strukturverhältnisse. Die Interpretation der eindimensional gesammelten Daten erweist sich deshalb als sehr schwierig.

5.4.2 Aufnahme der Strukturen auf der Bohrstelle

Die Erfassung und Vermessung der Strukturen auf der Bohrstelle erfolgte im Kristallin mittels der in NTB 81-07 und in MÜLLER et al. (NTB 84-03) detailliert beschriebenen Bohrkernabwicklung. Die auf dem Kern beobachteten Gesteinsgrenzen, Klüfte und Haarrisse wurden auf eine um den Bohrkern gelegte durchsichtige Acetat-Folie durchgezeichnet (Beilage 5.6). Die sinusförmigen Spuren der Trennflächen auf den Bohrkernabwicklungen können mit den Kurven einer gleich grossen Schablone (Beilage 5.6) zur Deckung gebracht werden, wodurch sich Fallazimut und Fallwinkel schnell und genau ablesen lassen. Auch die Teufe der Trennflächen, d.h. deren Schnitt mit der Kernachse lässt sich mittels Kernabwicklung und Schablone leicht ermitteln.

Nach der Kernabwicklung wurden die Strukturdaten in codierter Form (MÜLLER et al., NTB 84-02) in die tabellarischen Computer-Erfassungblätter (Beilage 5.7) der Nagra-Datenbank NAGRADATA eingetragen.

Im Bereich grösserer Kernverluste und in der knapp 250 m langen, mit Warzenmeisseln gebohrten Strecke im unteren Teil des Kristallins fehlen *direkte* Informationen über Sprödstrukturen.

5.4.3 Registrierte Strukturcharakteristiken

Bei der Kernbeschreibung auf der Bohrstelle wurden für jede einzelne Struktur verschiedene Charakteristiken registriert (Beilage 5.7). Ihre Erläuterung ist im Benützerhandbuch NAGRADATA (MÜLLER et al., NTB 84-03) enthalten und im folgenden auszugsweise und leicht modifiziert wiedergegeben.

Teufe

Bei planaren Strukturen beziehen sich alle Teufenangaben auf den Schnittpunkt der Struktur mit der Kernachse.

Kurzbeschrieb der Sprödstrukturen

Bezeichnung der beobachteten Struktur. Im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein wurden die folgenden 4 wichtigsten Sprödstrukturen unterschieden:

- Zonen leichter bis starker Kakiritisierung
- Kluft allgemein
- Kluft verzweigt
- Haarrisse

Durchtrennung der Diskontinuitätsflächen

Auf den Bohrkern bezogen wird eine Trennfläche (Kluft, Gesteinsgrenze) als *"aufgebrochen"* (Kern ist zerlegt), oder *"nicht aufgebrochen"* bezeichnet. Diese Klassierung beschreibt damit nur den Zustand des Bohrkerns nach dessen Extraktion, ohne jegliche Berücksichtigung der in Wirklichkeit vorhandenen Verhältnisse im natürlichen Gebirgsverband. Der Zustand des Bohrkerns hängt dabei sowohl von bohrtechnischen Faktoren, wie auch von felsmechanischen Eigenschaften des Gebirges ab. Die einzelne Gewichtung dieser beiden Einflüsse ist meist schwierig.

Offene Trennflächen

Eine Trennfläche wird als *"offen"* bezeichnet, wenn sie im natürlichen Gebirgsverband "aufgebrochen" erscheint, oder wenn sie "nicht aufgebrochen", aber *unvollständig verheilt* ist. Die hydrogeologisch sehr wichtige Klassierung "offen" wird aber nur dann vorgenommen, wenn eindeutige Indizien dazu gegeben sind.

Verheilungs- bzw. Füllungsgrad der Kluft

Es wurden die fünf folgenden Klassierungen vorgenommen:

ganz-, nahezu-, halb-, kaum-, nicht gefüllt.

Kluftmineralien

Die Kluftmineralien oder allgemein das Füllmaterial wird in der Reihenfolge abnehmender Dominanz beschrieben und gespeichert.

Kluftdicke

Dicke der ganz oder teilweise gefüllten Kluft (entspricht nicht der Oeffnungsweite).

Kontinuität der Kluft

Die Länge der Spur einer Kluft auf dem Bohrkern kann nur in den seltensten Fällen absolut bestimmt werden. Bedingung ist, dass beide Enden durchbohrt wurden. In einer senkrechten Bohrung trifft dies nur für sehr steil einfallende Klüfte mit grösserer Wahrscheinlichkeit zu. Aus diesem Grunde wurde zusätzlich zwischen *"durchgehenden"* und *"nicht durchgehenden"* (Kluftende im Bohrkern vorhanden) unterschieden.

Veränderung des Nebengesteins

Häufig werden Klüfte oder Störungsflächen von wenigen Millimetern bis mehreren Zentimetern mächtigen Säumen begleitet, in denen das Gestein mechanisch und/oder hydrothermal verändert wurde (z.B. rötliche Albitsäume entlang Quarz-Klüften im Böttstein-Granit).

Ausbildung der Kluftfläche

Da das Kernmaterial auf der Bohrstelle nicht zerstört werden durfte, konnten nur Flächen von "teilweise-" oder "ganz aufgebrochenen" Klüften beschrieben werden. Konnten Rutschharnische festgestellt werden, so wurde der Winkel zwischen Fallrichtung und Striemung registriert.

Orientierung der Trennflächen

Die Beschreibung der räumlichen Orientierung der Strukturen erfolgte durch Angabe von Fallazimut (vor der Kernorientierung gegenüber einer willkürlichen Referenzlinie, nachher bezüglich Norden) und Fallwinkel. Die Methodik der Kernorientierung ist in Kapitel 3.7.8 beschrieben.

5.4.4 Kakiritische Störungszonen

Als *Kakirite* werden in Anlehnung an die Nomenklatur von GRUBENMANN & NIGGLI (1924) (vgl. auch MÜLLER et al., NTB 84-25) spröd deformierte, stark zerbrochene Gesteine bezeichnet, die "im Aufschluss" mehr oder weniger kohäsionslos sind. Die Zerstörung des Kornverbandes reicht von zahlreichen Haarrissen und Scherzonen bis zum Gesteinsmehl.

Kakiritische Störungszonen sind im durchbohrten Abschnitt des Böttstein-Granits sehr verbreitet. Die Uebergänge von Bereichen mit dünnen unregelmässig verlaufenden Scherzonen (Beilage 5.8, Abb. a) zu solchen, wo der Granit zu einem Gesteinsmehl zertrümmert ist (Hauptbewegungszone; Beilage 5.8, Abb. b und c), sind meist kontinuierlich. Sie erstrecken sich oft über mehrere Meter, wobei die Mächtigkeit der zentralen Hauptbewegungszone selten mehr als einige Dezimeter beträgt. Auf der Bohrstelle wurde zwischen

- Zonen leichter Kakiritisierung (Kakiritisierung in vereinzelten Scherzonen)
- Zonen mittlerer Kakiritisierung und
- Zonen starker Kakiritisierung

unterschieden (Beilage 5.1).

Der für Kakirite typische kohäsionslose Charakter kommt in der Sondierbohrung Böttstein nur beschränkt zum Ausdruck, da die Kakirite durch hydrothermale Mineralneubildungen und -umwandlungen wie Quarz, Tonmineralien und untergeordnet Calcit zementiert (verkittet) wurden. Bedingt durch einen unterschiedlichen Oxidationsgrad (Kap. 5.6.1.2) zeigen sie oberhalb 970 m eine rotbraune, darunter eine grünliche Farbe (Beilage 5.8). Die Kakirite des Böttstein-Granits enthalten häufig teils poröse, teils dichte Quarzadern und -klüfte. Aufgrund der gegenüber dem frischen Granit stark abweichenden mineralogischen und petrophysikalischen Eigenschaften der Kakirite treten diese bei zahlreichen bohrlochpetrophysikalischen Messverfahren als starke Anomalien in Erscheinung (Beilage 6.4, Kap. 6.2.4).

5.4.4.1 Mikroskopische Beschreibung der Kakirite

Auch im mikroskopischen Bereich zeigen sich innerhalb der Kakirite die Uebergänge von schwacher zu starker Spröddeformation. Wenn die Deformation über das Stadium der Haarrisse (Beilage 5.10, Abb. a) hinausgeht, entstehen diskrete Scherzonen, die anfangs nur wenige $^1/_{100}$ mm breit sind, in denen das Gestein zertrümmert ist. Mit zunehmender Deformation gehen von diesen Scherzonen seitliche Scherzonen unter einem Winkel $<45°$ aus und die Zertrümmerungszonen werden häufiger und breiter (bis etwa 0.5 mm). In einem weiteren Stadium werden die einzelnen Scherzonen durch die seitlichen Verästelungen verbunden (Beilage 5.10, Abb. b). Das Gefüge ist aber auch im Mikroskop noch zusammenhängend. Bei der noch stärkeren Deformation bleiben nur noch Inseln von ursprünglichem Gesteinsgefüge im zertrümmerten Material (Abb. c). Als Endstadium dieser Entwicklung findet man nur noch einzelne, abgerundete Mineralkörner, meist Quarz, bis 2 mm Durchmesser, in einer sehr feinkörnigen Matrix ($< 5\ \mu$) mit einer deutlichen, schlierigen Paralleltextur (Abb. d). Letztere kommt einer Fluidaltextur sehr nahe.

Die Lösungen, die durch das Gestein zirkulierten, haben sich in erster Linie durch die Zertrümmerungszonen einen Weg gesucht, so dass die Umwandlungs-Phänomene, die mit diesen Lösungen verbunden waren, und die Deformationserscheinungen einander überlagert haben. Es ist daher heute schwierig, die physikalischen Bedingungen, unter denen die Deformationen stattgefunden haben, abzuschätzen. Aus den Beobachtungen an den Quarzen kann auf vorwiegend rupturelles Verhalten des Gesteins geschlossen werden. Das Zerbrechen von schon zersetzten Plagioklasen zeigt, dass die Deformationen auch nach den Umwandlungen durch die Lösungen zum Teil noch weiter gegangen sind. Damit haben wenigstens ein Teil der Deformationen während der Umwandlungen bei Temperaturen um 250 °C (Kap. 5.5.5 und 5.5.6) stattgefunden.

5.4.4.2 Ausbildung und Verteilung der Kakirite mit der Tiefe

Eine auf geologischen und bohrlochgeophysikalischen Daten beruhende Verteilung der kakiritischen Störungszonen in der Sondierbohrung Böttstein ist in Beilage 5.9 dargestellt. Bis in eine Teufe von 1040 m konnten zwischen 3 und 6 mehr oder weniger markante Störungszonen pro 100 m registriert werden. Unterhalb 1040 m treten die Kakirite in ihrer Häufigkeit etwas zurück und sind auch weniger markant ausgebildet. Ob letztere Beobachtung allein auf eine geringere mechanische Zerstörung der Granite oder auch auf eine nachträgliche mineralogische Veränderung (Verkieselung, Verquarzung) der Kakirite zurückzuführen ist, kann wegen fehlendem oder schlechtem Kernmaterial nicht entschieden werden. Bohrlochpetrophysikalische Messungen weisen darauf hin, dass die Kakirite unterhalb 1040 m generell höhere elektrische Widerstände und demzufolge geringere Porositäten (geringere Vertonung) haben als diejenigen im oberen Teil des Kristallins (Kap. 6.2.4.1, Beilage 6.4).

5.4.4.3 Räumliche Lage der Kakirite

Die räumliche Lage der kakiritischen Störungszonen wurde direkt aus dem Sonic Televiewer-Log (SABIS) bestimmt (Kap. 6.3). Die Ergebnisse sind in Beilage 5.9 dargestellt. Die Fallwinkel schwanken zwischen 50 und 75°, die Fallazimute zwischen 170 und 280°, mit einem Schwerpunkt in Richtung 250° (=WSW). Aufgrund geologischer Beobachtungen an Störungszonen im Südschwarzwald könnte die Streuung der Messwerte teilweise durch den unregelmässigen Verlauf einzelner Bewegungsbahnen innerhalb einer grossen Störung (Aufgabelungen, Wellungen, "Umfliessung" von wenig

deformierten Gesteinslinsen) erklärt werden. Trotz der starken Streuung geht aus Beilage 5.9 deutlich hervor, dass die Kakiritzonen mit zunehmender Tiefe von SSW nach WSW fallend drehen. Die Fallwinkel variieren hingegen unsystematisch.

Aufgrund der relativ stark streuenden Fallrichtungen ist eine regionaltektonische Einordnung und Interpretation dieser Ergebnisse äusserst schwierig. Die meisten Kakiritzonen im Böttstein-Granit liegen mehr oder weniger parallel zur Vorwald-Störung, die vermutlich durch das Gebiet von Böttstein verläuft (Kap. 2.2.3). Die Frage, ob die am stärksten von der "Vorwald-Richtung" abweichenden Kakirite (Fallrichtung 170° und 280°) mit anderen Störungssystemen (Nordrand des Permokarbon-Trogs, N-S streichende variszische Systeme) im Zusammenhang stehen, bleibt aber vorläufig offen.

5.4.4.4 Alter der Kakirite

Die kakiritischen Störungszonen durchschlagen den Böttstein-Granit und seine aplitisch-pegmatitischen Ganggesteine. Das Intrusions- resp. Abkühlungsalter des Böttstein-Granits stellt somit eine obere Altersgrenze der Störungszonen dar. Die Platznahme des Böttstein-Granits muss aufgrund radiometrischer Datierungsmethoden in der Zeit vom obersten Unterkarbon bis zum untersten Oberkarbon erfolgt sein (Kap. 5.6.5). Die untere Altersgrenze wird durch die den Granit diskordant überlagernden Sedimente des Oberen Buntsandsteins bestimmt, welche keine Anzeichen einer mit der Kakiritisierung vergleichbaren Deformation zeigen. K/Ar-Altersbestimmungen an hydrothermal gebildeten Tonmineralien (Illit) in Kakiriten umfassen eine Zeitspanne von 289 - 210 Mio. Jahren, d.h. Perm bis Trias (Beilage 5.33). Die Bildung der kakiritischen Störungszonen kann aufgrund ihres Alters auf tektonische Bewegungen im Zusammenhang mit der Bildung des nordschweizerischen Permokarbon-Trogs zurückgeführt werden, bei der die Vorwald-Störung eine wichtige Rolle spielte (Kap. 2.2.3).

5.4.5 Klüfte

Für den Begriff Kluft existieren die unterschiedlichsten Definitionen. Einzelne Autoren möchten ihn deshalb gar abschaffen (BRIDGES, 1975). Als Kluft wurden auf der Bohrstelle die mehr oder weniger ebenen Bruchflächen bezeichnet, die den Kornverband scharf durchtrennen. Die begrenzte flächige Ausdehnung, die oft an die Definition einer Kluft geknüpft wird, war in der Bohrung wegen den kleinräumigen Aufschlussverhältnissen meist nicht überprüfbar. Auch ob Bewegungen parallel den Bruchflächen stattgefunden haben, wodurch Brüche und Störungen von Klüften unterschieden werden (HOBBS et al., 1976; SEGALL & POLLARD, 1983 b), liess sich nur in den wenigsten Fällen mit Sicherheit feststellen. Die vereinzelt an durchtrennten Kalifeldspat-Grosskristallen beobachteten Versetzungsbeträge liegen im mm-Bereich.

5.4.5.1 Kluftfüllungen

Die Klüfte im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein sind verheilt, d.h. mit Mineralausscheidungen gefüllt. Die Verheilung war aber nicht immer vollständig, so dass einzelne Klüfte als hydrogeologisch "offen" bezeichnet werden müssen (Kap. 5.4.5.2). Die makroskopische Bestimmung der Kluftmineralien auf der Bohrstelle wurde periodisch durch röntgenographische und mikroskopische Laboruntersuchungen verifiziert und nötigenfalls korrigiert.

Trotz der grossen mineralogischen Variationsbreite der Kluftfüllungen sind eigentlich nur wenige prinzipiell verschiedene Typen vorhanden, die durch die Dominanz eines Hauptkluftminerals charakterisiert werden können:

- *Quarz-Klüfte,* die meistens auch Tonmineralien (Illit/Serizit) enthalten. Calcit fehlt oder ist nur untergeordnet vorhanden. Charakteristisch sind rötliche Albit/Serizit-Säume entlang dieser Klüfte. Die dickeren Quarz-Klüfte zeigen häufig unregelmässige aderförmige Verästelungen. Die Kluftfüllung kann stellenweise mehrphasig deformiert (brecciiert) sein.
- *Tonmineral-Klüfte* mit unterschiedlichen Mengen von Calcit.
- *Calcit-Klüfte* meistens mit Tonmineralien.
- *Baryt-Klüfte,* die nur in einem kleinen Abschnitt um 401 m auftreten.

Oberhalb 1000 m sind diese Klüfte häufig von *Hämatit* begleitet. Einzelne Klüfte enthalten akzessorisch *Erzmineralien* (Kap. 5.5.5). Im obersten Teil des Kristallins treten noch massige, bis 5 mm dicke, meist sehr steile Hämatitklüfte sowie graue Quarzklüfte ohne Albitsäume auf. Hier dürfte es sich eher um Infiltrationen von der ehemaligen Oberfläche her und nicht um hydrothermale Bildungen handeln.

Quarz-Klüfte

Die Quarz-Klüfte repräsentieren die älteste Kluftgeneration. Sie werden von jüngeren Calcit- und Tonmineral-Klüften versetzt (Beilage 5.13, Abb. d) und machen etwa 10% aller Klüfte aus.

Die Quarzklüfte bestehen aus feinkristallinem Quarz von einer Korngrösse zwischen 1 und 20 μ. Die Kristalle sind sphärolithisch angeordnet und stark miteinander verzahnt.

Illit-Serizit-reiche Partien (Korngrösse 0.5 - 10 μ) treten vor allem randlich auf. Falls Calcit vorhanden ist, scheint er eher nachträglich entstanden zu sein.

Tonmineral-Klüfte

Die Tonmineral-Klüfte bilden mit annähernd 70% den Hauptanteil aller Klüfte. Ihre Altersbeziehung zu den Calcit-Klüften konnte nicht festgestellt werden.

Als Tonmineralien kommen Illit, Wechsellagerungsstrukturen Illit/Smektit, Kaolinit, dioktaedrischer und trioktaedrischer Chlorit vor. Röntgenographisch und chemisch sind diese Tonmineralien ähnlich wie die entsprechenden in den hydrothermal veränderten Mineralien des Granits (Kap. 5.5).

In einigen Tonmineral-Klüften schwimmen kleine Gesteinstrümmer in einer tonreichen Matrix. Der vorhandene Quarz ist eher rundlich und wohl auch vorwiegend durch Kataklase und nicht durch Auskristallisierung eines Gels entstanden.

Calcit-Klüfte

Die Calcit-Klüfte bilden einen Anteil von 20% der Gesamtkluftzahl. Sie führen neben Calcit immer etwas Tonmineralien und spärlich Quarz (evtl. Relikte der Kataklase). Auch bei diesem Typ schwimmen meist noch Gesteinstrümmer des Nebengesteins in der Kluftfüllung. Es sind kontinuierliche Uebergänge zwischen Zertrümmerungszonen ohne Karbonat und fast reinen, mit Karbonat und Ton gefüllten Klüften vorhanden. Auch unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Calcit-Klüfte jünger sind als die Quarz-Klüfte. Häufig ist der Calcit fächerartig auskristallisiert und kann bis mehrere mm grosse Kristalle bilden. Die in diesen Küften auftretenden Tonmineralien sind ähnlich wie jene in den Plagioklaspseudomorphosen des Nebengesteins. Ein Teil dürfte auch aus zermahlenen Plagioklasen oder zermahlenen Plagioklaspseudomorphosen stammen.

Baryt-Klüfte

In den wenigen *Baryt-Klüften* können die strahlig angeordneten Kristalle in der Kluftrichtung bis über 2 cm Länge aufweisen. Baryt ist meist mit Quarz vergesellschaftet.

Veränderungen der Kluftmineralparagenesen mit der Tiefe

Bei den *Tonmineralien* treten mit der Tiefe systematische Veränderungen auf. Kaolinitreiche Kluftfüllungen sind nur im obersten Bereich des Kristallins vorhanden. Zwischen 600 und 700 m Tiefe wird Kaolinit von dioktaedrischem Chlorit abgelöst. Bis etwa 1000 m ist dioktaedrischer Chlorit auch an Wechsellagerungsstrukturen beteiligt. Im unteren Teil der Bohrung herrscht trioktaedrischer Chlorit in den Tonfüllungen vor. Illit trifft man im ganzen Bohrprofil, entweder fast rein oder zusammen mit anderen Tonmineralien. Wechsellagerungsstrukturen, vor allem Illit/Smektit sind fast im ganzen Profil vorhanden. Mit der Tiefe nimmt im allgemeinen der Smektit-Anteil der Wechsellagerungen ab. Diese Veränderungen weisen auf leicht erhöhte Bildungstemperaturen für die Tonmineralparagenese im tieferen Teil der Bohrung hin. Die Veränderungen der Tonmineralparagenesen sind mit denjenigen der hydrothermal umgewandelten Granite vergleichbar (Kap. 5.5).

Auch das allmähliche Verschwinden von *Hämatit* unterhalb 1000 m korreliert mit dem $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$-Verhältnis aus den chemischen Gesamtgesteinsanalysen (Kap. 5.6.1).

Die Verteilung der *Erzmineralien* wird in Kapitel 5.5.5 diskutiert.

5.4.5.2 Offene Klüfte

Eindeutig "offene" Klüfte im hydrogeologischen Sinn (Kap. 5.4.2) konnten in der Sondierbohrung Böttstein nur in geringer Anzahl, in ganz bestimmten eng begrenzten Zonen nachgewiesen werden (Profil 1:1000, Beilage 5.1).

Es handelt sich einerseits um nicht oder nur unvollständig verheilte Klüfte in Pegmatiten (Beilage 5.11, Abb. a) und Apliten, andererseits um drusige und poröse Quarzklüfte (Abb. b). Den in diesen Klüften zirkulierenden Lösungen fehlte vermutlich der direkte Kontakt zu anorthitreichen Plagioklasen, dem Ausgangsmaterial der Tonmineral-Calcit-Kluftfüllung. Die elektronenmikroskopische Untersuchung einer offenen Kluft in 413 m Tiefe zeigt, dass sich die bis 5 mm langen Quarzkriställchen schon während der spät-hydrothermalen Phase gebildet haben müssen. Nachträglich wurden die Quarze z.T. wieder angelöst (Beilage 5.11, Abb. c), wobei z.T. eingeschlossene Anataskristalle freigelegt wurden. Die Oberflächenstruktur der Quarzkristalle lässt darauf schliessen, dass der Korrosionsphase wieder eine Wachstumsphase für diese Mineralart folgte. Die jüngsten Mineralbildungen sind kleine, scharfkantige Baryte, die z.T. auf den Quarzkristallen sitzen (Beilage 5.11, Abb. d). Nach einer röntgenographischen Bestimmung handel es sich um Sr-haltige Baryte (ca. 20 Mol.% $SrSO_4$).

In der offenen Kluft bei 459.72 m treten Ankeritkristalle auf, die oberflächlich limonitisiert sind. Diese Limonitisierung dürfte auf die heutigen Wässer zurückzuführen sein. Gelegentlich tritt auch Hämatit als Drusenfüllung auf. Die heute noch zirkulierenden Wässer vermögen nicht oder kaum Ton aus dem veränderten Granit oder den tongefüllten Klüften herauszulösen.

Die vollständige Erfassung der offenen Klüfte ist wegen der vor allem im unteren Bereich der Bohrung aufgetretenen grossen Kernverluste und wegen der rund 250 m langen Meisselstrecke nicht möglich. Zudem ist die Auflösung der bohrlochgeophysikalischen Messungen zu gering, um den offenen Charakter einzelner Klüfte nachzuweisen. Auch können beispielsweise im Bohrkern dicht erscheinende Quarzadern bereits im Bereich der Bohrlochwand poröse, offene Partien aufweisen.

5.4.5.3 Veränderungen des Nebengesteins längs Klüften

Die meisten Klüfte werden von wenigen mm- bis mehreren cm-mächtigen Säumen begleitet, in denen das Gestein mechanisch oder hydrothermal verändert ist. Da die Klüfte vielfach eng geschart auftreten, gehen diese Säume oft ineinander über, so dass das ganze Gestein hydrothermal oder mechanisch gestört erscheint. Die *haarrissartigen* Deformationen des Nebengesteins erhöhten die Wegsamkeit der hydrothermalen Lösungen während der Umwandlungsphasen. Als hydrothermale Veränderungen des Nebengesteins wurden sowohl eine rötliche *Albitisierung* der Plagioklase wie auch eine blassgrüne, dunkelgrüne oder rotbraune Vertonung der Plagioklase und Biotite beobachtet. Erstere steht ausschliesslich im Zusammenhang mit Quarz-Klüften, letztere tritt vorwiegend entlang Tonmineral- und Calcit-Klüften sowie ausserhalb der Albitsäume der Quarz-Klüfte auf (Beilage 5.14).

5.4.5.4 Kluftdicke

Da alle Klüfte mehr oder weniger verheilt sind, wurden die Kluftdicken an der Mächtigkeit der Kluftfüllungen gemessen. Die gemessene Klufdicke steht mit dem ursprünglichen Oeffnungsgrad der Kluft im Zusammenhang.

Die meisten Kluftdicken sind kleiner als 1 mm. Nur 13% sämtlicher Klüfte haben eine maximale Dicke von 1 mm oder mehr. Mehr als ein Drittel davon sind Quarz-Klüfte.

5.4.5.5 Häufigkeitsverteilung der Klüfte mit der Tiefe

Im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein wurden 7833 Klüfte registriert. Unter Berücksichtigung der Meisselstrecken sowie der Strecken grösserer Kernverluste ergibt sich ein Schnitt von ca. 10 Klüften pro m.

Die Häufigkeitsverteilung von aufgebrochenen und nicht aufgebrochenen Klüften ist im Profil 1:1000 (Beilage 5.1) dargestellt.

Bei einer Analyse der Klufthäufigkeitsverteilung muss beachtet werden, dass es sich immer um die Anzahl Klüfte im nicht zerbrochenen Teil des Meters handelt. So sind beispielsweise unterhalb 950 m, wo bohrtechnische Schwierigkeiten zu einer starken Zerstörung der Kerne geführt haben, verschiedene scheinbar "kluftarme" Zonen allein durch den Informationsverlust in den zerbrochenen Strecken bedingt. Aus diesem Grunde sind im Profil 1:1000 auch Daten über Kernqualität und Kernverluste beigefügt. Zur Ergänzung der Daten in kernverlustreichen Zonen liefert das in Beilage 5.1 beigefügte HDT-Log 1:1000 (High Resolution Dipmeter Tool, Kap. 6.3) eine semiquantitative Häufigkeitsverteilung der Klüfte und Kakirite. Eine detaillierte, auf verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Untersuchungsmethoden basierende Kluftanalyse der gesamten Kristallinstrecke ist in Beilage 6.17 dargestellt.

Aus den Beilagen 5.1 und 6.17 ist ersichtlich, dass die Klufthäufigkeit mit der Tiefe stark variiert und stellenweise über 30 Klüfte pro Meter steigt. Auffällig ist vor allem eine stark erhöhte Klufthäufigkeit im Tiefenbereich 685 m - 865 m. Die kluftärmsten Zonen liegen zwischen 1075 und 1335 m sowie unterhalb 1475 m, im Bereich der frischen Granite.

5.4.5.6 Kluftorientierungen

Methodik

Die Orientierung der Klüfte erfolgte nach der Bohrkernabwicklung. Sie basiert auf der Kernorientierung mittels Sonic Televiewer-Methoden (Kap. 6.3). Für die allgemeinen *Messungenauigkeiten* bei der Bohrkernabwicklung und bei der Kernorientierung muss insgesamt mit Abweichungen von ± 10 - $15°$ für das Fallazimut und $\pm 5°$ für den Fallwinkel gerechnet werden (PETERS et. al., NTB 85-02).

Bedingt durch grössere Strecken mit schlechter Kernqualität (Kap. 3.7.6 und 3.7.8) und ungenügender Bildqualität der Sonic Televiewer-Logs in Abschnitten mit stärkerer Auskesselung des Bohrlochs konnten nur ca. 50% der registrierten Klüfte orientiert werden.

Für die Darstellung der Kluftorientierungen in Polfiguren wurde eine modifizierte Form des von STARKEY (1970) beschriebenen Computer-Programms "Fabric" verwendet. Dieses Programm ermöglicht die Darstellung der Kluftorientierungen als Flächenpole in der unteren Halbkugel, die flächentreu auf die Zeichenebene projiziert wird. Zusätzlich erlaubt dieses Programm eine konturierte Darstellung der Belegungsdichte. Da im Punktdiagramm auch mehrere Messungen auf denselben Punkt fallen können, gibt die konturierte Polfigur zusätzliche Informationen über die Häufigkeit der gemessenen Kluftorientierungen. In Bezug auf die statistische Kluftanalyse muss berücksichtigt werden, dass eine einzige Sondierbohrung *kein vollständiges Bild* der Kluft

wiedergeben kann. Insbesondere werden in einer senkrechten Bohrung steil stehende Klüfte weit weniger häufig durchfahren als flach einfallende (TERZAGHI, 1965). In den Polfiguren sind deshalb steil stehende Klüfte gegenüber flacheren untervertreten.

Ergebnisse

Die Kluftorientierungen der gesamten Kristallinstrecke streuen sehr stark (Beilage 5.12). Der Hauptgrund für die starke Streuung scheint die Ueberlagerung zahlreicher unterschiedlich orientierter Kluftgenerationen zu sein. Die Orientierungen der Klüfte variieren sowohl in Abhängigkeit der Tiefe als auch der Kluftparagenesen. Die meisten Kluftgenerationen zeigen jedoch eine Süd bis West einfallende Hauptklüftung und eine Nord bis Ost fallende Nebenklüftung.

Während die Quarz-Klüfte, welche die älteste in der Bohrung angetroffene Kluftgeneration darstellen (Kap. 5.4.5.1), über die gesamte Kristallinstrecke ein mehr oder weniger konstantes Orientierungsmuster zeigen, ergeben die Polfiguren der Calcit- und der Tonmineral-Klüfte in verschiedenen Tiefen unterschiedliche Verteilungsmuster. Auffällig ist dabei, dass im Bereich grösster Klufthäufigkeit (685 m - 865 m, Beilage 5.1) sowohl bei Tonmineral- als auch bei Calcit-Klüften die schwächsten Streuungen der Flächenpole beobachtet werden. Eine im mittleren Tiefenbereich durchgeführte Unterteilung in kleinere Steckenabschnitte zeigt jedoch, dass die Kluftorientierungen auch hier über kurze Distanzen stark ändern. Im Unterschied zu den andern Streckenabschnitten treten die Klüfte hier vermehrt in eng gescharten Gruppen auf, innerhalb derer ähnliche Orientierungen vorherrschen. Diese Zonen erhöhter Kluftdichte dürften Störungszonen darstellen. Allerdings zeigen diese eine weit geringere Gesteinszerstörung als die Kakiritzonen. Innerhalb von Scherzonen mit kleinen Versetzungsbeträgen können nach SEGALL & POLLARD (1983 b) durch Dilatation enggescharte, subparallele Kluftscharen entstehen, die schief zur Störungszone verlaufen. Dies würde erklären, weshalb keine eindeutig konjugierte oder orthogonale Kluftsysteme bestimmt werden konnten. Offenbar wurden im mittleren Tiefenbereich mehrere solcher Zonen durchfahren, die auf den Polfiguren stärkere Konzentrationen bestimmter Kluftorientierungen ergeben.

Verglichen mit der Orientierung der *kakiritischen Störungszonen* zeigt sich bei einem grossen Teil der Klüfte der verschiedenen Generationen eine mehr oder weniger deutliche Parallelität. Die beste Uebereinstimmung ist bei den Quarz-Klüften erkennbar, die auch häufig innerhalb oder in unmittelbarer Nähe der Kakirite auftreten. Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Kakiritisierung und Kluftbildung konnte aber, vor allem für die Tonmineral- und Calcit-Klüfte, am Bohrkern nicht nachgewiesen werden.

5.4.5.7 Rutschharnische

Da die Bohrkerne im Hinblick auf weitere Untersuchungen soweit wie möglich im Originalzustand belassen werden sollten, konnte die Ausbildung der Kluftflächen nur beschrieben werden, wenn die Klüfte durch den Bohrvorgang ganz oder teilweise aufgebrochen waren. Von diesen Kluftflächen zeigten rund 6% Rutschharnische. Der grösste Teil der Rutschharnische findet sich bei den Tonmineralklüften.

5.4.6 Haarrisse

Als Haarrisse wurden sowohl ebene kluftähnliche, als auch unregelmässig den Korngrenzen folgende, extrem dünne (< 1 mm) und kurze Risse bezeichnet.

Die Bestimmung der oft nur anflugartig vorhandenen Kluftbeläge erwies sich meist als relativ schwierig. Da Haarrisse durch den Bohrvorgang nur selten aufgebrochen wurden, war von aussen nur die Bestimmung von Calcit mittels Salzsäure möglich.

Mikroskopisch können drei Typen von Haarrissen unterschieden werden:

- Vollkommen verheilte Risse, wo das Mineralkorn optisch ein Einkristall ist und die ehemaligen Haarrisse nur an linear angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen zu erkennen sind. Dieser Typ ist fast nur im Quarz zu beobachten.
- Mit feinstem Mörtelquarz ausgeheilte Risse. Dieser Typ findet sich sowohl in den Quarz- wie in den Feldspatkörnern (Beilage 5.10, Abb. a).
- Mit Calcit gefüllte Risse. Diese durchqueren die beiden anderen und dürften auch bei etwas tieferen Temperaturen ($<150°C$) entstanden sein. Sie sind in praktisch allen primären Mineralien zu beobachten.

Im Profil 1:1000 (Beilage 5.1) ist das Auftreten von einzelnen Haarrissen und von haarrissreichen Zonen graphisch dargestellt. Besonders im unteren Bereich der Bohrung treten in kluftarmen Zonen systematisch orientierte Haarrisse anstelle von Klüften auf. Häufig findet man auch Haarrisse in Säumen beidseitig von Klüften.

5.4.7 Bestimmung des rezenten regionalen Spannungsfeldes aufgrund von Bohrlochrandausbrüchen

Zur Bestimmung von rezenten regionalen Spannungsfeldern können neben in situ Spannungsmessungen auch Messungen

von Ausbrüchen der Bohrlochwand ausgewertet und interpretiert werden (BELL & GOUGH, 1979). Im Rahmen einer Untersuchung über das rezente Spannungsfeld der zentralen Nordschweiz wurde auch eine Auswertung der Bohrlochrandausbrüche der Sondierbohrung Böttstein durchgeführt (BECKER et al., 1984). Die Erfassung der Ausbrüche erfolgte mit Hilfe von bereits vorliegenden bohrlochgeophysikalischen Messungen mit dem High Resolution Dipmeter Tool (Kap. 6.2.1), welches neben elektrischen Widerstandsmessungen auch ein orientiertes Vierarmkaliber-Log liefert.

Für das Gebiet der Sondierbohrung Böttstein konnte eine NW - SE verlaufende mittlere Hauptspannungsrichtung mit Azimut 135° ±10° ermittelt werden.

Eine detaillierte Darlegung der Theorie und Beschreibung der Auswertungsmethodik wie auch eine Präsentation der Messergebnisse und ihre Variationen in Abhängigkeit der Teufe sind in BECKER et al. (NTB 84-37) publiziert.

5.5 Umwandlungen

Ueber hydrothermale Umwandlungen im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz und des Südschwarzwaldes liegen bis heute noch keine detaillierten petrographischen und petrologischen Untersuchungen vor. Wenig bekannt ist auch die regionale Verbreitung und das Alter dieses Phänomens. Die Untersuchungen über die hydrothermalen Umwandlungen des Böttstein-Granits können in diesem Sinne als *Pilotstudie* betrachtet werden.

An den Kristallingesteinen der Sondierbohrung Böttstein wurden drei Arten von Umwandlungen festgestellt:

- *Frühhydrothermale* Umwandlungen bei relativ hohen Temperaturen. Sie hängen mit der Erstarrung des Granits zusammen und sind fast nur mikroskopisch zu erkennen.
- *Späthydrothermale* Umwandlungen bei tieferen Temperaturen (350 - 150°C), welche die Gesteine sehr selektiv und in stark unterschiedlichem Mass erfasst haben.
- Die *Oberflächenverwitterung* vor und während der Ablagerung des Buntsandsteins.

5.5.1 Frühhydrothermale Umwandlungen

Die frühhydrothermalen Umwandlungen machen sich makroskopisch durch das Auftreten von Muskovit bemerkbar. Auch dürfte die leichte Grünfärbung im Zentrum der Plagioklase in den frischen Graniten auf diese Umwandlungen zurückzuführen sein.

Aufgrund der mikroskopischen Untersuchungen lassen sich zwei Phasen von frühhydrothermalen Umwandlungen unterscheiden:

- Eine *Muskovit-Phase* mit der Bildung von Hellglimmer auf Kosten von Biotit und und Kalifeldspat.
- Eine *Chlorit-Serizit-Phase* mit der Umwandlung von Biotit in Chlorit und der Umwandlung der basischeren Plagioklaskerne in Serizit und Calcit.

5.5.1.1 Muskovit-Phase

In den Graniten ist fast immer ein kleiner Teil der Biotite durch gleich grossen Hellglimmer ersetzt. Auffallend ist aber auch die häufige unmittelbare Vergesellschaftung mit Kalifeldspat an Korngrenzen zu Biotit. Daneben findet man sehr unregelmässig begrenzte Hellglimmer in den Kalifeldspäten.

Der Chemismus einiger dieser Hellglimmer wurde mit der Mikrosonde untersucht und ergab Muskovit mit einer geringen phengitischen Tendenz, wobei sich keine signifikanten Unterschiede zwischen den Hellglimmern, die auf Kosten von Biotit und solchen, die nach Kalifeldspat entstanden waren, zeigten. Röntgenographisch handelt es sich durchwegs um dioktaedrischen Glimmer des 2M1-Strukturtyps. Es lässt sich folgende generelle Formel, berechnet auf 22 Sauerstoff, aufstellen:

$$Na_{0.19}K_{1.74}(Mg_{0.18}Fe_{0.14}Al_{3.72})[Al_{1.80}Si_{6.20}O_{20}](OH)_4$$

Aufgrund der mikroskopischen und chemischen Untersuchungen dürfte die Bildung der Hellglimmer aufgrund folgender zwei Reaktionen erfolgt sein:

$$\text{Biotit} \longrightarrow \text{Hellglimmer} + \text{Quarz} + \text{Fe-Ti-Oxide und}$$
$$\text{Kalifeldspat} + H_2O \longrightarrow \text{Hellglimmer} + \text{Quarz}$$

Die Muskovit-Phase fällt zeitlich vermutlich mit der Bildung der Pegmatite während der Erstarrung des Granits zusammen, worauf auch die K/Ar-Alter des Muskovits deuten (Kap. 5.6.5).

5.5.1.2 Chlorit-Serizit-Phase

Die Chloritisierung der Biotite beginnt an den Korngrenzen und dringt entlang von Lamellen vor, wobei opake Ti-Phasen und Kalifeldspat ausgeschieden wurden. Selbst in den makroskopisch frischesten Graniten kann ein Teil der Biotite

chloritisiert sein. Die Chlorite können aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung als Rhipidolithe bezeichnet werden.

In den basischen Zentren der Plagioklase beobachtet man die Bildung von 5 - 10 μ grossen Hellglimmer-Blättchen, die meist mit etwas Calcit vergesellschaftet sind. Röntgenographische Untersuchungen ergaben für diesen Hellglimmer, der wegen seiner Korngrösse und zur Abgrenzung von den Hellglimmern der Muskovit-Phase als Serizit bezeichnet wird, eine 2M1-Struktur. Die chemische Zusammensetzung der Serizite unterscheidet sich nicht signifikant von derjenigen der Muskovite, die bei der vermutlich etwas früheren Muskovit-Phase gebildet wurden.

Aufgrund der mikroskopischen Beobachtungen dürften folgende Reaktionen abgelaufen sein:

Biotit ⟶ Chlorit + Kalifeldspat + Quarz
Anorthit (Komponente in Plagioklas) ⟶ Serizit + Calcit

Mikroskopisch ist eine gleichzeitige Umwandlung von Plagioklas und Biotit erkennbar (Beilage 5.15, Abb. a). Die Entstehung der isotropen Massen mit Allophan-Zusammensetzung (Kap. 5.3.1.2) aus Cordierit (?) ist ebenfalls in die Chlorit-Serizit-Phase zu stellen, ebenso die Bildung von Serizit auf Kosten der isotropen Massen.

5.5.2 Späthydrothermale Umwandlungen (Vertonungsphase)

Die späthydrothermalen Umwandlungen haben die stärksten Spuren im Granit hinterlassen. Ihre Wirkung ist an Störungszonen und Klüfte gebunden, so dass gewisse Gesteinspartien sehr stark umgewandelt wurden und andere ganz verschont blieben. Diese Umwandlungen sind auch weitgehend für die Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften der Gesteine verantwortlich. Der Grad der Umwandlung und der erfasste Gesteinsbereich kann in unmittelbare Beziehung zum Ausmass der Kluft- und Störungszonen gebracht werden.

Dass auch die späthydrothermalen Umwandlungen in verschiedenen Phasen abgelaufen sind, ist vor allem an den verschiedenen Kluftgenerationen erkennbar (Kap. 5.4.5.1; Beilage 5.13, Abb. d).

Die Auswirkungen der späthydrothermalen Veränderungen im oberen Teil des Böttstein-Kristallins unterscheiden sich von denen im tieferen Teil (unterhalb 1000 m). Dies ist makroskopisch am Vorherrschen von rötlich gefärbten Gesteinen im oberen Teil und von grünlich gefärbten Gesteinen im unteren Teil ersichtlich (Beilage 5.13).

Die Plagioklase sind sehr empfindliche Anzeiger von hydrothermalen Aktivitäten. Schon bei einer relativ leichten Einwirkung werden sie vertont, so dass man sie mit dem Fingernagel auskratzen kann. Diese Tonmineral-Pseudomorphosen nach Plagioklas sind in den schwach umgewandelten Zonen grünlich oder rötlich gefärbt, während die Kalifeldspäte noch farblos sind. Bei zunehmender Umwandlung nehmen die Kalifeldspäte rosarote Farben an. Die Zersetzung der Biotite ist makroskopisch meist nur in unmittelbarer Umgebung von Klüften und Störungszonen erkennbar, wo sie in Hellglimmer und Tonmineralien umgewandelt sind.

Aehnlich wie bei vielen hydrothermalen Erzgängen stellt man eine Zonarität der Umwandlungen um die Klüfte fest (Kap. 5.4.5.3; Beilage 5.13, Abb. d; Beilage 5.14):

In direkter Nähe von Quarz-Adern und -Klüften sind die Plagioklase in grasgrüne Illite umgewandelt. Diese Zone kann in unmittelbarer Nähe von Adern von einer Albitisierungszone (1 - 5 cm breit), wo Plagioklas in rosa Albit umgewandelt ist, begleitet sein. Dann folgt eine Zone von 5 - 30 cm Breite, wo die Plagioklase in eine helle Tonmasse, reich an Kaolinit (oberer Teil der Bohrung) oder dioktaedrischem Chlorit (mittlerer Teil), umgewandelt sind. Anschliessend folgt die Zone, wo die Plagioklase vorwiegend in illitisch-smektitische Tonmineralien pseudomorphosiert sind. Die Intensität der Vertonung nimmt mit zunehmendem Abstand von der Kluft oder von der Störungszone ab, ebenso die Illitkristallinität. Da die Klüfte vielfach eng geschart auftreten, gehen diese Umwandlungssäume oft ineinander über, so dass das ganze Gestein hydrothermal umgewandelt erscheint.

Von den schwach zu den stark umgewandelten Gesteinen stellt man unter dem Mikroskop bei den *Plagioklasen* folgende Veränderung fest: Die Zentren, die schon während der früheren hydrothermalen Phase (Serizitisierungsphase) leicht serizitisiert sind, werden in Tonmineralien mit niedriger Doppelbrechung (<0.01) umgewandelt. Diese Veränderung schreitet immer mehr von den calciumreicheren inneren Partien zu den calciumärmeren Randpartien. Die stark albitreichen Ränder bleiben sehr lange erhalten (Beilage 5.15, Abb. b). Die Ausscheidung von Calcit in diesen Tonmassen ist sehr unterschiedlich und kann nicht direkt mit dem Umwandlungsgrad korreliert werden. In tieferen Teilen des Kristallins scheint mehr Calcit in den Plagioklasen zu sein als im oberen Bereich (höherer CO_2-Partialdruck?). Bei starker Umwandlung dürfte Calcit z.T. mobilisiert und in Klüften und Haarrissen ausgeschieden worden sein.

Prehnit, $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$, tritt nur unterhalb 1000 m auf. Im Mikroskop erscheint Prehnit in 10 - 20 μ grossen, unregelmässig begrenzten Aggregaten mit etwas höherer Lichtbrechung als die umgebenden Tonmineralien Illit/Smektit und Chlorit. Nur selten sind Ansätze eines stengelig-strahligen Baus vorhanden. Prehnit ist meist gegen den Albitrand der Plagioklase zu angeordnet, ebenso rhipodolithischer Chlorit

(Beilage 5.15, Abb. c und d); ähnlich wie das Eisenoxydpigment im oberen Teil des Granits, das vor allem gegen den Rand angesammelt ist.

Die Verteilung der *Tonmineralien* in den Plagioklasen ist in Beilage 5.1 in Abhängigkeit der Teufe dargestellt. Im oberen Bereich ist die Tonmineralparagenese vielfältig, mit verschiedenen Illit/Smektit- und dioktaedrischen Chlorit/Smektit-Wechsellagerungsstrukturen. Kaolinit tritt, wie in den Klüften, nur bis ca. 600 m auf. In grösseren Tiefen (unterhalb 1000 m) überwiegen trioktaedrischer Chlorit und Illit/Smektit-Wechsellagerungen.

Bei der schwachen bis mittleren Umwandlung wurde der *Kalifeldspat* nur durch einen feinen "Staub" von Eisenoxiden, die sich mit der Mikrosonde nicht bestimmen lassen, pigmentiert. Bei der stärkeren Umwandlung wird er von Calcit durchsetzt und es kann eine Vergröberung der perthitischen Entmischungen auftreten.

Die *Biotite* bleiben bei der Vertonungsphase lange erhalten, erst bei einer relativ starken Umwandlung werden sie allmählich lamellar von illitischen Tonmineralien ersetzt. Gleichzeitig wird sehr viel Mn-haltiger Calcit zwischen den Lamellen, auch bei relativ frischem Biotit, ausgeschieden.

Die *Hauptphase* der späthydrothermalen Umwandlungen dürfte zeitlich mit hydrothermalen und vulkanischen Aktivitäten während der Bildung des Permokarbon-Troges zusammenfallen. Die intensive Bruchtektonik bewirkte dabei eine bevorzugte Wegsamkeit der Klüfte und Störungszonen, entlang denen die hydrothermalen Lösungen zirkulierten. Auch die K/Ar-Altersbestimmungen an Illiten fallen grösstenteils in diesen Zeitraum (Kap. 5.6.5).

5.5.3 Oberflächenverwitterung

Die Buntsandsteinablagerungen auf dem Kristallin sind fluviatilterrestrisch, so dass anzunehmen ist, dass zu dieser Zeit die Oberflächenverwitterung auf das Kristallin einwirken konnte. Möglicherweise ist das Kristallin schon während des Perms verwittert und abgetragen worden (Kap. 5.8).

Es ist sehr schwierig zu entscheiden, welche Veränderungen des Kristallins auf das Konto der Oberflächenverwitterung gehen und was sich schon vorher ereignet hat. Die Umwandlungserscheinungen der späthydrothermalen Phase haben schon eine starke Vertonung des Kristallins bewirkt, so dass eine Vertonung durch deszendente Oberflächenwässer nicht etwas Neues darstellt, sondern nur zur Intensivierung von etwas Bestehendem geführt hat.

Man ist geneigt, die Rotfärbung im oberen Teil der Bohrung der Oberflächenverwitterung zuzuschreiben. Diese Rotfärbung, Anzeichen eines höheren Redoxpotentials (Eh), hängt wohl mit der ehemaligen Oberfläche zusammen, ist aber kein Indiz für eine direkte Oberflächenverwitterung.

Der "Basement grit", der sicher eine Oberflächenbildung darstellt, ist nur geringmächtig und weist keine Merkmale eines reifen Verwitterungshorizontes auf. Der Uebergang vom Buntsandstein zum "Basement grit" ist auch mikroskopisch sehr scharf. Die Schliffe zeigen bei 314.05 m einen Quarzsandstein mit toniger Matrix und nur sehr vereinzelt eine leichte Verkieselung. Bei 314.50 m liegt ein Quarzsandstein mit einer Matrix von fächerartig angeordnetem, faserigem Quarz (Pseudomorphosen nach Chalcedon) und nur sehr wenig Ton vor. Bei 315.25 und 315.43 m schwimmen Bruchstücke der Granitmineralien (Kalifeldspat, Biotitrelikte, Quarz und Hellglimmer) in einer tonigen Matrix. Nur in Rissen und in teilweise offenen Poren ist faseriger Quarz ausgeschieden. Unterhalb des geringmächtigen "Basement grit" ist der Granit vergrust. Ab 315.50 m findet man Proben, wo der Granit schon in Trümmer zerlegt, aber als Ganzes zusammenhängend erkennbar ist. Die Biotite, Kalifeldspäte, Hellglimmer und Quarze sind gut erhalten, und die zertrümmerten Körner werden von einer glimmerreichen tonigen Masse, die zur Hauptsache von umgewandeltem Plagioklas stammt, verkittet. Auch kommt ab dieser Tiefe Calcit in den Ausscheidungsprodukten der Plagioklase vor.

Bei 318 m wird der Granit nur noch von einzelnen Aederchen mit glimmerartigen Tonmineralien durchzogen. Danach folgen alternierende Zonen von relativ frischem und relativ stark hydrothermal umgewandeltem Granit. Die eigentliche Oberflächenverwitterung wäre damit auf ca. 3 m Tiefe beschränkt.

5.5.4 Mineralchemie der Umwandlungsmineralien

Die chemischen Zusammensetzungen der Umwandlungsmineralien wurden mit Hilfe der Mikrosonde bestimmt. Die Daten sind in Beilage 5.16 tabelliert.

Die Illite/Serizite in den Klüften und in unmittelbarer Umgebung der Plagioklase haben eine Zwischenschichtladung von 1.70 - 1.75, die nur teilweise durch den Austausch von $KAl^{IV}Si_{-1}\square_{-1}$ verursacht wird. Der Tschermaksaustausch (Mg, Fe) Si $Al^{IV}_{-1}Al^{VI}_{-1}$ ist für die niedrige Tetraederladung und den hohen Mg-Gehalt der Oktaederschicht verantwortlich. Im MR^3-$2R^3$-$3R^3$-Diagramm (Beilage 5.17) liegen alle diese Analysen sehr nahe dem idealen Muskovit-Punkt.

Bei den Wechsellagerungen Illit/Smektit variiert die

Zwischenschichtladung von 0.35 - 1.25, was vor allem vom Austausch $KAlSi_{-1}\square_{-1}$ herrührt. Im MR^3-$2R^3$-$3R^2$-Diagramm fallen die Analysen in ein Band zwischen theoretischem Montmorillonit und Muskovit.

5.5.5 Erzmineralien

5.5.5.1 Allgemeine Bemerkungen

Im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein wurden in 12 der vielen untersuchten Proben Erzmineralien festgestellt. Dabei konnten zwei prinzipiell verschiedene Paragenesen beobachtet werden: Paragenese I ist eine Mineralisation der Co-Ni-Bi-Ag-U-Formation (nach SCHNEIDERHÖHN, 1962). Diese Paragenese tritt von 401 - 667 m auf, immer zusammen mit Albitisierungs- und Serizitisierungszonen um Klüftchen. Paragenese II führt Mineralien der Elemente Cu, Zn, Pb, Fe und As. Diese Mineralien treten im Granit unabhängig von Klüften auf. Paragenese II wurde zwischen 976 m und 1159 m beobachtet. Die Erzmineralien beider Paragenesen sind makroskopisch wenig auffällig. Die Korngrösse der Erzmineralien liegt meist unter 1 mm, manchmal treten Erzmineralaggregate bis 5 mm auf. Es muss betont werden, dass es sich lediglich um Spuren von Erzmineralien und nicht um eigentliche Vererzungen handelt. Die Erzmineralien lassen aber einige Schlüsse über die postmagmatische Geschichte, d.h. die hydrothermale Umwandlung des Granits zu.

5.5.5.2 Die Co-Ni-Bi-Ag-U-(+Cu)-Paragenese (Paragenese I)

Die Erzmineralien dieser Paragenese treten in den meist schmalen Aederchen in einer Grundmasse von weissem bis braunem, feinkristallinem Quarz (Hornstein) und meist rötlichem Calcit auf. Im Dünnschliff zeigen diese Aederchen deutliche Anzeichen der Deformation (Brecciierung älterer Gangfüllungen, Nebengesteinstrümmer), die Erzmineralien selber sind jedoch nicht deformiert und gehören zur jüngsten Periode der Gangfüllung. An einer Stelle wurden Erzmineralien in einer rosa Calcitkluft mit "Eisblumenstruktur" gefunden. Diese Calcitkluft verursachte keine Nebengesteinsveränderungen und ist wahrscheinlich jünger als die an Serizitisierung und Albitisierung gebundenen Klüfte (Kap. 5.4.5.1). Die Mächtigkeit der erzführenden Klüfte und Adern misst 1 mm bis etwa 20 cm.

Am häufigsten treten die Co-Ni-Fe-Arsenide Skutterudit, Safflorit und Löllingit auf, dann Ag- und Bi-führende Fahlerze, ged. Bi, ged. As, Anatas und Brannerit. Die Paragenese umfasst total etwa 20 Erzmineralien, von denen allein 15 in einem sehr komplexen Erzaggregat bei 510.90 m auftraten, während die anderen erzführenden Proben die obgenannten Durchläufermineralien führen. Die Erzparagenesen und Gangart einiger Proben sind zusammen mit ihrer auf der Mikrosonde bestimmten chemischen Zusammensetzung in Beilage 5.18 aufgeführt.

Genese der Co-Ni-Bi-Ag-U Paragenese

Wegen der engen Vergesellschaftung der Erzmineralien mit Zersetzungszonen muss die Nebengesteinszersetzung und der Erzabsatz aus denselben Lösungen erfolgt sein. Für variierende chemophysikalische Absatzbedingungen der Erzmineralien sprechen folgende Beobachtungen:

- Ag/Sb-Fahlerz neben Ag-freiem Fahlerz
- Hämatit und Magnetkies in der gleichen Probe
- arsenfreies Fahlerz neben Cu-As-Phase
- starker Zonarbau des Fahlerzes

Eine längere Zeitdauer der Erzmineralbildung (oder eine Remobilisierung) muss angenommen werden, da auch in sicher jüngeren Calcitadern ged. As, ged. Bi und Skutterudit auftritt. Die Temperatur der Erzmineralbildung unterhalb 250 - 270°C lässt sich anhand folgender Mineralien und Mineralparagenesen abschätzen:

- Wismut ist als Festkörper ausgeschieden worden, d.h. unter 269°C.
- Die obere Stabilitätsgrenze des monoklinen Magnetkieses ist 254°C.
- Silberfreies Bi neben Ag/Sb spricht für eine Bildung unterhalb des Eutektikums im System Bi-Ag bei 262°C.

Ueber den Chemismus der Lösungen lassen sich einige Aussagen machen:

- Elemente mit einem niedrigen Normalpotential und mit relativ leicht löslichen Sulfiden wurden als Arsenide gefällt (Co, Ni, Fe).
- Elemente mit sehr schwer löslichen Sulfiden wurden als Sulfide oder als Sulfoarsenid gefällt (Cu, Ag, Bi), im Fahlerz wurden auch Elemente mit leicht löslichen Sulfiden (Fe, Zn) eingebaut; vielleicht kamen sie in der Lösung in höherer Konzentration vor.
- Elemente mit einem hohen Normalpotential treten in elementarer Form auf (Ag, Bi, As, Sb), Uran in der reduzierten Form als Oxid.

Für die Ausscheidung von Erzmineralien muss man für die hydrothermalen Lösungen einen relativ hohen Sauerstoffpartialdruck annehmen, eine Absenkung desselben wird die

Bildung reduzierter Arsen-Spezies und damit von Arseniden bewirken. Die sehr geringen Mengen Sulfid können eher durch den hohen Sauerstoffpartialdruck als mit einer fast völligen Abwesenheit von Schwefel erklärt werden. Ein Anzeichen dafür ist auch der Oxidationsgrad des Eisens, der im oberen Teil der Bohrung in den stark umgewandelten Gesteinen und Kakiriten parallel mit den Co-Werten erhöht ist (Kap. 5.6.1). Gradienten des Sauerstoffpartialdruckes können ein Lösen und Ausfällen der erzbildenden Elemente und damit eine Umverteilung innerhalb eines beschränkten Granitvolumens bewirken.

Paragenesen der Co-Ni-Bi-Ag-U-Formation treten sowohl in variszischen Gängen auf (Wittichen, Schwarzwald: Pechblendealter 235 ± 5 my, KIRCHHEIMER, 1957) als auch in tertiären (Odenwald: FETTEL, 1978, 1982).

5.5.5.3 Die Cu-Fe-Pb-Zn-As-Paragenese (Paragenese II)

Die Mineralien dieser Paragenese kommen als Anhäufungen von Körnern im frischen Gestein, als Drusenfüllung in einem Aplit sowie zerrieben in einem Kakirit vor. Diese Erzmineralien sind nicht an Klüftchen gebunden, in einem Fall treten sie als Einschlüsse in einem Feldspat-Porphyroblast auf. In der Nähe auftretender Biotit ist meist chloritisiert, sonst zeigt das Nebengestein keine Zersetzungserscheinungen.

Gegenüber der Paragenese I handelt es sich bei der Paragenese II um eine gewöhnliche, weit verbreitete Mineralassoziation der Elemente Cu, Fe, Pb, Zn, As. Es treten folgende Erzmineralien auf: Bornit, Zinkblende, Kupferkies, Tennantit, Magnetkies, Bleiglanz, Pyrit und Arsenkies (Beilage 5.18).

Das Fahlerz ist ein fast reiner Tennantit mit Fe und Zn. Im Bleiglanz und im Bornit wurden winzige Einschlüsse eines hochreflektierenden Erzes beobachtet. Die Altersabfolge ist, soweit feststellbar: Magnetkies, Bornit - Pyrit - Kupferkies - Tennantit, Zinkblende.

Genese der Cu-Fe-Pb-Zn-As-Paragenese

Die Entstehung dieser Erzparagenese ist früher anzusetzen als die der Co-Ni-Bi-Ag-U-Paragenese. Sie dürfte während der frühhydrothermalen Umwandlungsphase entstanden sein.

5.5.6 Fluide Einschlüsse

5.5.6.1 Allgemeine Bemerkungen

Eine Beschreibung der Analysenmethodik und des untersuchten Probenmaterials ist in PETERS et al. (NTB 85-02) enthalten.

Weitaus die meisten fluiden Einschlüsse in den Quarzen der Sondierbohrung Böttstein sind *zweiphasig*; sie enthalten eine wässrige Lösung und eine Gasblase. Im wesentlichen sind jeweils zwei Phasenänderungen gemessen worden:

- Homogenisationstemperatur T_H der Gasblase beim Erhitzen.
- Schmelztemperatur T_S der wässerigen Lösung (Liquidus) und damit indirekte Bestimmung des Salzgehaltes.

5.5.6.2 Ergebnisse und Interpretation

Alle untersuchten fluiden Einschlüsse sind sekundärer Natur, angeordnet auf wieder verheilten Bruchflächen des Wirtminerals Quarz. Die einzige Ausnahme bilden gewisse Einschlüsse im Kluftquarz bei 413.05 m, die höchst wahrscheinlich primär sind. Die Einschlüsse in den gesteinsbildenden Quarzen sind zwar zahlreich, aber sehr klein; die Einschlüsse in den Kluftquarzen sind im allgemeinen grösser. Kryptokristalline Quarzadern enthalten keine fluiden Einschlüsse, die untersucht werden könnten.

Im wesentlichen sind zwei Arten von fluiden Einschlüssen gefunden worden (Beilage 5.19):

1. *Salzarme wässerige Lösungen* mit Homogenisationstemperaturen T_H zwischen 93°C und 350°C. Dabei existieren signifikante Unterschiede je nach Art des Quarz-Wirtminerals und je nach Bohrlochteufe.

	T_H, °C	Äquiv. Gew. % NaCl
Kluftquarz 413.05 m		
Sekundäre Einschlüsse	140 - 196	0.9 - 2.5
Primäre Einschlüsse	um 213	um 0.9
Grobkristalliner Quarz aus Quarz-Phyllosilikatader; 510.90 m	180 - 234	0.9 - 2.0
Gesteinsbildende Quarze 404 m bis 511 m	120 - 294	0.5 - 5.2
Gesteinsbildende Quarze 1197 m bis 1497 m	93 - 350	0.3 - 7.1

Die vermessenen Einschlüsse sind bei 20°C zweiphasig und enthalten in der Regel Gasblasen von 4 - 12 Vol.%. Von einigen Einschüssen mit Gasblasen von 20 - 60 Vol.%, die primär nie einphasig waren, d.h. während des Kochens

entstanden sind, wurden die T_S gemessen. Diese liegen etwas tiefer als bei den "normalen" wässerigen Einschlüssen.

Die in den Quarzeinschlüssen nachweisbaren fluiden Phasen waren in der Tiefe (1200 - 1500 m) heisser gewesen als in den höher gelegenen Gesteinen (400 - 500 m). Ueberall kam es zeitweise zum Kochen. Die P-T-Bedingungen der kochenden Lösungen können auf der Dampfdruckkurve abgelesen werden (Beilage 5.19, Diagramm c). In jedem Präparat konnten Einschlüsse verschiedener Generationen festgestellt werden. Direkte Altersbeziehungen unter den einzelnen Generationen sind nicht mit Sicherheit festzulegen. Es ist aber wahrscheinlich, dass die allgemeine Entwicklung von höheren zu niedrigeren T-Bedingungen verlief und von höheren zu niedrigeren Salzgehalten, dies entspricht in Beilage 5.19, Diagramm a, einer Verschiebung von rechts oben nach links unten. Im folgenden sollen für die drei Proben, aufgrund der abgeschätzten Kochtemperatur, die entsprechenden Drucke zur Zeit des Kochens angegeben werden:

		T, °C	P, bar
Kluftquarz	413.03 m	210	20
Gesteinsbildender Quarz	510.90 m	350	70
Gesteinsbildender Quarz	1497.20 m	350	150

Diese Drucke sollen nun mit den geologischen Verhältnissen in den drei Bohrlochtiefen verglichen werden:

Probe	Fluide Einschlüsse	Heutige Bohrlochtiefe		Nach Abzug von 300 m Sedimentüberdeckung	
		hydrost.	lithost.	hydrost.	lithost.
	P, bar	P, bar	P, bar	P, bar	P, bar
413.03	20	40	100	10	25
519.90	70	50	125	20	50
1497	150	150	375	120	300

Die abgeschätzten Drucke liegen nach Abzug der Sedimentbedeckung zwischen lithostatischem und hydrostatischem Druck. Man kann sich nun vorstellen, dass die fluiden Phasen zunächst dem lithostatischen Druck ausgesetzt waren. Im Laufe einer Bruchtektonik kam es aber zu Rissbildungen und zu lokalen Entspannungen; der lithostatische Druck erniedrigte sich zum hydrostatischen und die zirkulierenden Salzlösungen begannen zu kochen. Mit der Zeit verheilten die Risse und langsam konnte sich wieder ein lithostatischer Druck aufbauen. Diese Modellvorstellung entspricht weitgehend Beobachtungen und Interpretationen von MULLIS (1976, 1983), der in der geologischen Geschichte von alpinen Kluftquarzvorkommen mehrfach plötzliche und vorübergehende Druckentlastungen postulierte.

2. *Salzreiche Lösungen* unbekannter chemischer Zusammensetzung. Diese Lösungen sind nur in zwei Präparaten unterhalb von 1200 m gefunden worden, hier aber machen sie die Hauptsache der Einschlussfüllungen aus. Viele Einschlüsse sind bei Normaltemperatur einphasig.

	T_H, °C	T_S, °C
Gesteinsbildender Quarz, 1237 m	bis 120	-26.5 bis -14.5
Gesteinsbildender Quarz, 1497 m	bis 110	-12.0 bis - 6.0

Allen diesen Einschlüssen ist eine überaus niedrige eutektische Temperatur von -65°C (±5°C) eigen, die als "Temperatur des ersten Schmelzens" recht genau gemessen werden kann. Da im reinen System H_2O-NaCl die eutektische Temperatur -21.1°C beträgt, dürfte es sich um ein System mit mehreren Komponenten (neben NaCl auch $CaCl_2$, KCl?) handeln. In Analogie zu den Flüssigkeitseinschlüssen in den permokarbonischen Sedimenten der Sondierbohrung Weiach (mündl. Mitt. Dr. J. Mullis) dürften die salzreicheren Lösungen jünger sein als die salzarmen Lösungen. Mullis weist nach, dass die salzreichen Einschlüsse postkarbonischen Alters sind, und er bringt sie mit Evaporiten in Zusammenhang. Dies dürfte auch für die entsprechenden Einschlüsse von Böttstein zutreffen. Die Salzlösungen wären demnach lateral aus einem Sedimenttrog in die tieferen Granitpartien von Böttstein geflossen. Die Temperaturen der Lösungen betrugen etwa 70 - 100°C, höhere T_H-Messungen sind wohl durch ein "necking down" der gemessenen Einschlüsse verfälscht.

5.5.7 Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen während der späthydrothermalen Phase

Die Zusammensetzung der Lösungen, welche die hydrothermalen Umwandlungen verursacht haben, kann nicht direkt gemessen werden. Man kann nur auf indirektem Wege Anhaltspunkte über die Chemie der Umwandlungslösungen bekommen.

Unter der Annahme, dass Quarz, Kalifeldspat, Albit und Serizit mit den salzarmen wässrigen Lösungen der Flüssigkeitseinschlüsse im Gleichgewicht waren, lassen sich die NaCl/KCl- und KCl/HCl-Verhältnisse der späthydrothermalen Lösungen, die in den Klüften zirkulierten, aus experimentellen Daten ermitteln.

Mit Hilfe von Computer-Programmen wie PATH (PERKINS, 1980) oder WATEQF (PLUMER et al., 1976) lassen sich zudem die Aktivität der Spezien in sehr verdünnten wässrigen Lösungen errechnen. In einer ersten Phase wurde die totale Molarität von Cl und die aus den Flüssigkeitseinschlüssen erhaltene Temperatur fixiert. Mit den in den Adern vorhandenen Phasen Quarz, Albit, Kalifeldspat und Muskovit sind anschliessend Art und Menge der Ionenspezien errechnet worden. Durch Variation von Temperatur und pH lässt sich

die totale Ionenkonzentration so variieren, dass eine Lösung mit der aus den Einschlüssen geschätzten Cl-Molarität erreicht wird. Durch Addition der Phase Celadonit, die als Mg-Komponente in Muskovit vorhanden ist, erhält man auch Angaben über Mg-Spezien. In den obersten 1000 m der Bohrung ist Hämatit das wichtigste und meist einzige eisenführende Mineral. Der Sauerstoffpartialdruck liegt demnach oberhalb des Hämatit/Magnetit-Puffers. Bei 200°C bedeutet dies einen log $fO_2 \geqq -42$. Für die Berechnung der Spezien wurde diese untere Limite eingesetzt. Die Resultate für das System mit 9 Elementen: Si, Al, K, Na, Mg, Fe, O, H und Cl sind in Beilage 5.20 aufgeführt.

In den Klüften und ihrer nächsten Umgebung sind im oberen Teil der Bohrung ausser Calcit und sehr albitreichem Plagioklas keine Ca-haltigen Phasen vorhanden. Mit der Phase Calcit kommt neben Ca auch CO_2 als Variable ins System. Bei CO_2-Aktivitäten log $aCO_2 \geqq -0.5$ ist Calcit unter den gleichen Bedingungen die einzige Ca-führende Phase. Bei kleineren CO_2-Aktivitäten log $aCO_2 \leqq -1.0$ wird das Aktivitätsprodukt von Prehnit, der nie in den Adern anzutreffen ist, überschritten. Da in den Flüssigkeitseinschlüssen kein CO_2 nachgewiesen werden konnte, wobei die Nachweisgrenze bei etwa 2 Vol.% liegt, muss der CO_2-Partialdruck der Lösungen in den Adern tiefer gelegen haben.

Weiter entfernt von den Klüften, wo die Plagioklase in eine Mischung von Tonmineralien umgewandelt sind, waren die Ionenaktivitäten der Spezien lokal verschieden von denen in den Adern. Die Ionenkonzentration dürfte zu hoch gewesen sein, um mit Programmen wie PATH und WATEQF, die nur für sehr verdünnte Lösungen Gültigkeit haben, die Aktivitäten der Ionenspezien zu rechnen.

Bei der obigen Diskussion über die Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen wurde in erster Annäherung angenommen, dass diese immer etwa gleich waren. Die Abfolgen der Erzmineralien zeigen mehrere Stadien von Absatz und Auflösung der Mineralien in den Adern. Diese müssten grossenteils aufgrund von Wechseln in pH, Eh und Ionenaktivitäten erfolgt sein. Es ist aber zu berücksichtigen, dass die Erzmineralien in den Adern empfindlicher reagierten als die Silikate im umgebenden umgewandelten Nebengestein. Mit den silikatischen Mineralparagenesen bestimmt man eher die durchschnittliche Lösungszusammensetzung über mehrere Millionen Jahre hydrothermaler Tätigkeit.

5.6 Geochemie

5.6.1 Haupt- und Spurenelemente

Die Mittelwerte und die Standardabweichungen der chemischen Analysen der verschiedenen frischen und hydrothermal umgewandelten magmatischen Gesteine sind in den Beilagen 5.21 bis 5.23 aufgeführt. Die Analysenmethodik ist in Kapitel 4.4 und detaillierter in PETERS et al. (NTB 85-02) beschrieben. Eine Zusammenstellung der einzelnen Analysen ist ebenfalls im NTB 85-02 enthalten.

5.6.1.1 Geochemie der frischen Gesteine

Die Analysen der Granite, die von den späthydrothermalen Umwandlungen nicht oder kaum verändert wurden, zeigen einen kleineren Streubereich als aus den Schwankungen des Modalbestandes der Mineralien zu erwarten war. Mit der Tiefe sind bei den Hauptelementen und meisten Spurenelementen keine signifikanten "Trends" feststellbar.

Die frischen Granite, Aplite und Rhyolite weisen in ihren CIPW-Normen Korund (C)-Gehalte von 2 % auf und sind somit Al-übersättigt. Die Elemente Ti, Mg, Fe sind mit SiO_2 negativ korreliert, was mit der Abnahme des Biotit-Gehalts in den saureren Ganggesteinen zusammenhängt. Die negative Korrelation der Spurenelemente Zn, V, Vr und La mit SiO_2 und die positive Korrelation mit TiO_2 (Beilage 5.24) hängt ebenfalls mit der Biotitabnahme in den sauren Gesteinen zusammen. Diese Spurenelemente sind vorwiegend in Biotit-Gitter eingebaut. Zr (Beilage 5.24) und P_2O_5 zeigen ebenfalls eine negative Korrelation mit SiO_2, da die Mineralien Zirkon und Apatit zusammen mit Biotit zu den Frühausscheidungen gehören. Sr ist positiv mit CaO (Beilage 5.24) und negativ mit SiO_2 korreliert, was mit seinem Einbau in den Frühausscheidungen Apatit und Plagioklas zusammenhängt.

Das Verhalten der lithophilen Elemente K, Rb, Ba und Sr wird vielfach für die späte Differentiation granitoider Magmen herangezogen (TAYLOR et al., 1956). In der Entwicklung Diorit-Granodiorit-Granit vergrössert sich das Verhältnis Ba/Sr durch die Zunahme des Kalifeldspatanteils (Einbau von Ba) und die Abnahme des Plagioklasanteils. Auch im Böttstein-Kristallin nimmt das Rb/Ba-Verhältnis vom Granit zu den sauren Differentiationsprodukten (Aplite und Rhyolithe) durch die starke Abnahme des Bariums zu. Diese ist dadurch bedingt, dass die früh ausgeschiedenen Kalifeldspäte Ba-reicher sind als die spät ausgeschiedenen (Kap. 5.3.1.2).

Bei den Elementen Nb, Co, Ga, Pb, Th, U, Cu sind keine systematischen Aenderungen mit dem SiO_2-Gehalt feststellbar. Einerseits hängt dies mit den Nachweisbarkeitsgrenzen zusammen, andererseits sind sie, wie Ga und Pb an Hauptelemente oder Mineralien gebunden, deren Gehalte in den untersuchten Gesteinen recht konstant sind.

Vergleich Böttstein-Granit – Schwarzwald-Granite

Vergleicht man die Mittelwerte der chemischen Zusammen-

setzung des Böttstein-Granits mit denjenigen von Schwarzwald-Graniten, wie sie EMMERMANN (1977) zusammengestellt hat, so ist keine 100 %-ige Uebereinstimmung mit einem dieser Typen feststellbar (Beilage 5.25). Betrachtet man aber den ganzen Streubereich der Böttstein-Analysen und derer von EMMERMANN (1977) und HAHN-WEIHNHEIMER & JOHANNING (1968), so besteht eine starke Ueberlappung mit den Graniten mittlerer Basizität wie Blauen-Granit, Raumünzach-Granit, Bühlertal-Granit und Schluchsee-Granit. Im Korrelationsdiagramm Zr/Ti (Beilage 5.26) fällt auf, dass die Korrelationsgerade für die Gesteine der Sondierbohrung Böttstein (da sich die Zr- und Ti-Werte der umgewandelten Gesteine nicht von den frischen unterscheiden, sind sie ebenfalls dargestellt) praktisch mit derjenigen für die SW-Schwarzwald-Granite und N-Schwarzwald-Granite zusammenfällt. Die Granite der Bohrung bilden die Fortsetzung der Abfolge des St. Blasien-Granits und des Albtal-Granits. Dagegen ist der Trend für den Bärhalde- und Schluchsee-Granit deutlich verschieden.

Die chemischen Zusammensetzungen der Aplit- und Rhyolithporphyr-Gänge des Böttstein-Granits (Beilage 5.22 und 5.26) liegen im Differentiationstrend der Schwarzwald-Granite.

5.6.1.2 Geochemie der umgewandelten Gesteine

Um die chemischen Veränderungen bei der hydrothermalen Umwandlung charakterisieren zu können, sind die Granite aufgrund makroskopischer und mikroskopischer Kriterien in vier Klassen eingeteilt worden

- frische Granite,
- schwach umgewandelte Granite,
- mittelstark umgewandelte Granite und stark umgewandelte Granite.

Aus jeder dieser Klassen liegen Analysen von 10 - 20 Proben vor. In Beilage 5.21 sind die Mittelwerte und Standardabweichungen der einzelnen Klassen zusammengestellt. Zum Vergleich sind auch die Mittelwerte von 17 Kakirit-Analysen und 3 Analysen von späthydrothermalen Albitisierungszonen angefügt.

Bei den *Hauptelementen* stellt man von den frischen zu den stark umgewandelten Graniten signifikante Abnahmen von SiO_2, Na_2O und FeO und Zunahmen von Fe_2O_3, H_2O und CO_2 fest. Die Gehalte an den anderen Hauptelementen sowie das Gesamt-Eisen zeigen keine Aenderungen. Die Zunahme des $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$-Verhältnisses mit dem Umwandlungsgrad findet nur bis zu einer Tiefe von 1000 m statt (Beilage 5.27). Darunter bleibt dieses Verhältnis, das ein Mass für den *Oxydationsgrad* darstellt, recht konstant. In den *Albitisierungszonen* in unmittelbarer Nähe von Adern ist gegenüber den stark umgewandelten Graniten wieder eine Erhöhung der SiO_2- und Na_2O-Gehalte feststellbar. Diese Zunahme dürfte mit den SiO_2- und NaCl-reichen Lösungen, die in den Adern zirkulierten, zusammenhängen. Bei den *Kakiriten* ist die Variation der meisten Hauptelemente sehr gross, so dass sie den ganzen Bereich von frischen bis stark umgewandelten Graniten umfassen.

Bei den *Spurenelementen,* deren Mittelwerte für die frischen und stark umgewandelten Granite in Beilage 5.21 aufgeführt sind, stellt man nur bei wenigen Elementen signifikante systematische Unterschiede fest. Ni hat sich in den stark umgewandelten Graniten gegenüber den frischen Graniten angereichert, Sr und Ba dagegen haben abgenommen. Das K/Rb-Verhältnis ist tiefer, das Rb/Sr-Verhältnis höher. Ni wird bei der Umwandlung der Biotite freigesetzt und in stark umgewandelten Zonen angereichert. Sr und ein Teil des Ba, das in Plagioklas gebunden ist, wird bei der Vertonung der Plagioklase mit Ca freigesetzt und mit den Lösungen abtransportiert.

Einige der Spurenelemente weisen in einzelnen umgewandelten Proben sehr extreme Werte auf. Aus den Spurenelementverteilungen mit der Tiefe (PETERS et al., NTB 85-02) sind solche Proben bei 464.10 m mit hohem Ni, Cu, Co, Th und bei 401.25 m mit sehr hohem U, Th, Y, Nb, Pb und Ga zu erkennen.

Bei der Darstellung des Ba- und Sr-Gehaltes der mikroskopisch als relativ frisch eingestuften Granite in Abhängigkeit der Tiefe (Beilage 5.28) fällt auf, dass die Gehalte unterhalb 1000 m höher sind als darüber. Dieses Verhalten von Sr und Ba dürfte auf den Einfluss der hydrothermalen Umwandlung, worauf diese Elemente sehr empfindlich reagierten, zurückzuführen sein.

Die Fluor-, Bor- und Lithium-Gehalte einiger frischer Granite, stark umgewandelter Granite und Kakirite sind in Beilage 5.23 aufgeführt. Veränderungen im F-Gehalt sind nicht erkennbar. Das Fluor, welches in den frischen Graniten im Biotit gebunden ist, wird bei der Umwandlung wieder in den neu gebildeten Schichtsilikaten eingebaut. Die umgewandelten Granite und die Kakirite enthalten etwa fünfmal mehr Bor als die frischen Granite. Dies dürfte bei der Umwandlung durch die neu gebildeten Tonmineralien aufgenommen worden sein. Ungeklärt ist dabei die Frage, ob das Bor aus dem Granit-Körper herausgelöst und in den Kakiriten abgesetzt wurde, oder ob es aus einer anderen Quelle zugeführt wurde. Die gleiche Frage stellt sich beim Lithium, das im oberen Teil der Bohrung in den Kakiriten und stark umgewandelten Graniten angereichert ist. Die niedrigen Fluor- und Bor-Werte im analysierten Aplit (1159.38 m) sind sehr wahrscheinlich durch seine niedrigen Schichtsilikat-Gehalte bedingt.

5.6.2 Gammaspektrometrische Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte

Die Analysenmethodik ist in Kapitel 4.4.3 und detaillierter in PETERS et al. (NTB 85-02) beschrieben. Die Messresultate sind in Beilage 5.29 zusammengestellt.

In den *frischen* Graniten betragen die mittleren Gehalte der radiogenen Elemente 10 ppm U, 21 ppm Th und 4.4 % K. Bei den späthydrothermal umgewandelten Graniten ändern sich die Th- und K-Gehalte nicht signifikant. Die Urangehalte dagegen sind bei den *umgewandelten* Typen bis auf die Hälfte erniedrigt (= 5 ppm). Einzelne Proben (519.79 m, 912.65 m) von umgewandelten Graniten, die *Klüfte* oder *Aederchen* enthalten, zeigen erhöhte U-Gehalte, die auch im Gamma-Log als Anomalien hervortreten (Beilage 6.4). Damit wird die im Kapitel 5.5.5 erwähnte Beobachtung, dass sich das Uran z.T. als Pechblende, z.T. als Brannerit in den Klüften abgesetzt hat, bestätigt. Unterhalb 1000 m sind keine Unterschiede in den U-Gehalten der frischen und umgewandelten Granite feststellbar. Dies dürfte mit dem niedrigeren Sauerstoffpartialdruck (Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnis, Kap. 5.6.1) bei dem die Mobilität von Uran viel geringer war, zusammenhängen. Bemerkenswert sind auch die relativ hohen Th-Gehalte (26 - 30 ppm) unterhalb 1000 m.

In *Apliten* und *Rhyoliten* sind die Th-Gehalte gegenüber den Graniten meist erniedrigt und die U-Gehalte erhöht. Die betreffenden Ganggesteine sind deshalb auch in den gammaspektroskopischen Logs erkennbar (Beilage 6.4).

Die Ergebnisse der gammaspektrometrischen Analysen an Bohrkernen stimmen gut mit den Resultaten der bohrlochpetrophysikalischen Untersuchungen (Kap. 6.2.4.1, Beilage 6.4) überein.

5.6.3 Kationenaustausch

Die Methodik, mit welcher die Kationenaustauschkapazität bestimmt wurde, ist in Kapitel 4.4.4 beschrieben.

Die Resultate, die in Beilage 5.30 zusammengestellt sind, zeigen Ionenaustauschkapazitäten von 10 - 15 mval/100 g. Umgerechnet auf den Tonanteil der umgewandelten Granite würde dies eine Kapazität von 30 - 50 mval/100 g für die Illite und Illit/Smektit-Wechsellagerungen bedeuten.

Bei der Ionenbelegung überwiegt Ca^{2+} sehr stark, Mg^{2+} ist vernachlässigbar klein und die Gehalte an K^+ und Na^+ sind gering. Das Vorherrschen von Ca^{2+} könnte damit zusammenhängen, dass bei der Umwandlung der Plagioklase frei werdendes Calcium in keine Silikatphase eingebaut wurde. Das meiste Calcium ist bei der Umwandlung entweder in unmittelbarer Nähe der Plagioklase oder in Aederchen als $CaCO_3$ ausgefallen. In grösseren Tiefen (um 1000 m) ist der Na^+-Anteil noch geringer als im oberen Bereich.

Vergleicht man die Austauschkapazitäten dieses vertonten Kristallins mit den Sedimenten der Bohrung Beznau, so liegen sie im Bereich der Opalinus-Ton-Gesteine (NTB 84-34).

5.6.4 Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenuntersuchungen

5.6.4.1 Grundlagen

Die stabilen Isotope haben eine wachsende Bedeutung für die Herkunftsbestimmung der Gesteine sowie als Anzeiger für die hydrothermalen Veränderungen plutonischer Gesteine erhalten. Grossräumige meteorisch-hydrothermale Zirkulationssysteme wurden in granitischen und granodioritischen Gesteinen erkannt.

Bei der Bildung von sauerstoffhaltigen Mineralien tritt eine Fraktionierung der Sauerstoffisotope zwischen Wasser und Mineralien auf, die je nach erreichter Temperatur um 15 ‰ betragen kann. Die entsprechende Fraktionierung der Wasserstoffisotope zwischen Mineral und Wasser kann Werte bis zu 200 ‰ annehmen. Diese Werte gehen aus experimentellen Bestimmungen hervor.

Bei der Isotopenfraktionierung zwischen dem Fluid und den Mineralien muss man prinzipiell zwei Modelle in Betracht ziehen, das eines offenen und das eines geschlossenen Systems. In einem offenen System ist das Reservoir an Fluid beliebig gross, d.h. während der Fraktionierung ändert sich die Isotopenzusammensetzung der fluiden Phase nicht. Die δ-Werte der Mineralien hängen somit nur von der Bildungstemperatur ab. Je höher die Bildungstemperatur, desto kleiner wird die Fraktionierung zwischen Mineral und Fluid. In einem geschlossenen System ändert sich bei der Ausfällung der Mineralien aus der Lösung (Fluid), bedingt durch die Fraktionierung der Isotope, die Isotopenzusammensetzung der fluiden Phase. Das Ausmass der Aenderung wird bestimmt durch das Verhältnis Wasser zu Gestein. Ist dieses Verhältnis gross, ändert sich die Isotopenzusammensetzung wenig. Die Isotopenzusammensetzung der neugebildeten Mineralien hängt somit weitgehend von der Temperatur sowie vom Wasser-Gestein-Verhältnis und von der ursprünglichen Zusammensetzung der fluiden Phase ab.

5.6.4.2 Ergebnisse

Die Analysenergebnisse der 100 Mineralseparate von mehr als

20 Gesteinsproben sind in PETERS et al. (NTB 85-02) aufgeführt. Die Probenaufbereitung ist ebenfalls dort beschrieben. Die δ-Notation ist in SMOW (Standard Mean Ocean Water) angegeben. Der Bereich für magmatisches H_2O ist im δD-$\delta^{18}O$-Diagramm in Beilage 5.31 aufgezeigt.

Der gesteinsbildende Quarz zeigt $\delta^{18}O$-Werte zwischen 6.4 und 13.3 ‰. Dagegen sind die $\delta^{18}O$-Werte der Quarze aus den Klüften und kakiritisierten Graniten deutlich erhöht und erreichen Werte bis zu 17.8 ‰. Bis auf zwei Ausnahmen zeigen alle Kluftquarze schwere $\delta^{18}O$-Werte (14 ‰ und mehr).

Die $\delta^{18}O$-Werte für gesteinsbildenden Kalifeldspat/Albit streuen zwischen 6.0 und 10.6 ‰ (Tabelle in PETERS et al., NTB 85-02). Diese $\delta^{18}O$-Werte können als magmatische Werte gedeutet werden. In den wenigen Beispielen, wo Kalifeldspat von Albit getrennt werden konnte, zeigt der Albit um 0.3 bis 2.1 ‰ leichtere Werte. Dies steht im Einklang damit, dass bei Entmischung bevorzugt das leichtere Isotop in der entmischten Phase angereichert wird. In zwei Fällen wurden erhöhte $\delta^{18}O$-Werte bestimmt: An einem Kalifeldspat aus einem Kakirit (12 ‰) und an einem Kalifeldspat aus dem Salband einer Kluft (21.7 ‰).

Der Streubereich der $\delta^{18}O$-Werte der Biotite ist mit 4.5 - 5.5 ‰ sehr eng (Beilage 5.31). Die δD-Werte mit -66 bis -90 ‰ magmatische Bildungsbedingungen. Bis auf zwei Ausnahmen fallen die $\delta^{18}O$-Werte und δD-Werte der Biotite in das Feld der Werte für magmatische Wässer.

Die $\delta^{18}O$-Werte der Tonmineralien schwanken zwischen -0.7 und 17.3 ‰. In Beilage 5.31 wurden die Tonmineralien entsprechend ihres Auftretens im Gestein bezeichnet.

5.6.4.3 Interpretation

In der Sondierbohrung Böttstein zeigen die Minerale Quarz, Kalifeldspat und Biotit des Granits im allgemeinen noch ihre magmatischen $\delta^{18}O$-Werte sowie der Biotit magmatische δD-Werte. Dies dokumentiert den magmatisch-plutonischen Charakter des Böttstein-Granits.

In Beilage 5.32 sind die $\delta^{18}O$-Werte gegen die Bohrtiefe aufgetragen. Die meisten $\delta^{18}O$-Werte der gesteinsbildenden Quarze liegen im magmatischen Bereich zwischen 8.5 und 11 ‰. In den obersten 300 m des Kristallins der Sondierbohrung Böttstein tendieren die gesteinsbildenden Quarze zu höheren $\delta^{18}O$-Werten. Dies kann als Hinweis gedeutet werden, dass diese gesteinsbildenden Quarze hydrothermal beeinflusst wurden.

Die starke Variation der hohen $\delta^{18}O$-Werte der Kluftquarze und der Quarze aus Kakiriten kann entweder durch Entstehung aus *einem* bestimmten Wasser bei verschiedenen Temperaturen oder durch Bildung aus Wässern mit unterschiedlicher Isotopenzusammensetzung bei gleichen Temperaturen bedingt sein. Mit einem $\delta^{18}O$-Wert von -10 ‰ (Grundwasser im oberen Kristallin der Sondierbohrung Böttstein) ergeben sich Fraktionierungstemperaturen von 55°C bis 90°C. Mit einem $\delta^{18}O$-Wert von 0 ‰ (Meerwasser) ergeben sich Temperaturen von 130°C bis 190°C. Die Flüssigkeitseinschluss-Untersuchungen (Kap. 5.5.6) an Kluftquarzen zeigen Temperaturen von 140°C bis 200°C an.

Die Variation der $\delta^{18}O$-Werte der Tonmineralien aus den Klüften, den Plagioklasen und der Matrix der Kakirite von 0 bis 15 ‰ deutet darauf hin, dass sich die Tonmineralien über ein gewisses Temperaturintervall gebildet haben. Berechnet man die Temperaturen mit dem heutigen Wasser im oberen Kristallin von Böttstein ($\delta^{18}O$ = -10 ‰), so ergibt sich ein Bereich von 134°C bis 20°C. Mit dem $\delta^{18}O$-Wert von 0 ‰ von Meerwasser resultiert ein Temperaturbereich von 450°C - 100°C.

Die δD-Werte der Tonmineralien liegen zwischen -65 und -87 ‰. Benutzt man die Fraktionierungsfaktoren von SUZUOKI & EPSTEIN (1976)

$$10^3 \ln\alpha = 22.4 \times 10^6 \times T^{-2}[K] - 27.1$$

so müsste das Wasser, das mit diesen Tonmineralien im Gleichgewicht ist, bei 30°C δD-Werte von +150 ‰ resp. +130 ‰ bei 200°C δD-Werte von +2 ‰ resp. +20 ‰ aufweisen. Mit niedrigeren Fraktionierungsfaktoren (TAYLOR, 1974) von 30 - 40 ‰ kommt man ebenfalls zu hohen δD-Werten (-30 bis -40 ‰). Vergleicht man diese berechneten δD-Werte mit denjenigen der heutigen Wässer im oberen Kristallin von Böttstein (δD = -74 ‰) so liegen erstere bedeutend höher.

Abschliessend kann gesagt werden, dass die δD-Werte der Tonmineralien auf ein Gleichgewicht mit einem salinen Wasser von Meerwasser-Isotopenzusammensetzung bei erhöhter Temperatur hindeuten. Die $\delta^{18}O$-Werte der Tonmineralien als auch der Kluftquarze könnten sowohl im Gleichgewicht mit Meerwasser als auch mit heutigem Kristallinwasser erklärt werden. Im letzteren Fall müssten die Bildungstemperaturen der Tonmineralien und Quarze allerdings sehr tief (25 - 90°C) gewesen sein.

5.6.5 Absolute Altersbestimmungen

Die Resultate der absoluten Altersbestimmungen sind in Beilage 5.33 aufgeführt und in einer stratigraphischen Zeitskala aufgezeichnet.

Die Biotite und Muskovit des Granits zeigen K/Ar-Alter um

300 Mio. Jahre, wie sie für viele variszische Granite im Schwarzwald (BREWER & LIPPOLT, 1974; HOFMANN, 1979) charakteristisch sind. Die *K/Ar-Alter* der Illite in den Klüften und Kakiriten umfassen eine Zeitspanne von 289 - 210 Mio. Jahren, vom Perm bis in die Trias. Die hydrothermale Tätigkeit war demnach nicht ein einmaliges Ereignis, sondern muss über längere Zeit angedauert haben.

Das Alter von 157 Mio. Jahren von Illit aus einem stark zerbröckelten und umgewandelten Granit bei 481.92 m deutet an, dass die hydrothermale Tätigkeit in gewissen Teilen des Granites langsam abgeklungen ist. Betrachtet man hingegen die Alter in Abhängigkeit der Mineralogie der Mineralkonzentrate, so ergeben die Proben mit dem grössten Anteil an Smektit, gebunden in Wechsellagerungsstrukturen, die jüngsten Alter. Entweder wurden diese Mineralien tatsächlich später gebildet, oder was wahrscheinlicher erscheint, sie konnten wegen ihrer offeneren Strukturen länger mit zirkulierendem Wasser Ionen austauschen.

Das mit den Isotopenverhältnissen des Gesamtgesteins errechnete *Rb/Sr-Alter* von 243 ±3 Mio. Jahren zeigt, dass die permische hydrothermale Phase das Rb/Sr-System auch in den frischesten Mineralien beeinflusst hat.

Die *Apatit-Spaltspuren* zeigen sowohl für die frischen als auch für die stark umgewandelten Gesteine ein konkordantes, unterkretazisches bis oberjurassisches Alter von 120 - 160 Mio. Jahren. Nach NÄSER (1979) datiert man mit den Apatit-Spaltspuren den Zeitpunkt, zu welchem das Gestein zum letzten Mal die Temperaturschwelle von 100°C unterschritten hat. Dabei bleibt die Frage unbeantwortet, ob die Granite vom Perm bis in die Kreide oberhalb 100°C geblieben, oder ob sie in der unteren Kreide für kurze Zeit über diese Temperatur erwärmt worden sind.

5.7 Petrophysikalische Laboruntersuchungen

5.7.1 Porosimetrie

5.7.1.1 Gesteinsdichte und Korndichte

Die Gesteins- und Korndichten sind bei den Graniten mit den gleichen Methoden bestimmt worden wie bei den Sedimenten (Kap. 4.3.5.1).

Die Korndichte (spezifisches Gewicht) ist bei den frischen Graniten (2.65 g/cm³) nur wenig höher als bei den stark umgewandelten Graniten (2.60 g/cm³). Dagegen ist die Gesteinsdichte (Raumgewicht) bei stark hydrothermal umgewandelten Proben (2.50 g/cm³) gegenüber den frischen Graniten (2.63 g/cm³) stark herabgesetzt. Die daraus berechneten absoluten Porositäten liegen im Bereich von 3 - 4 %.

5.7.1.2 Quecksilber-Druckporosimetrie

Die Methodik ist in Kapitel 4.3.5.3 beschrieben. Wegen der Grobkörnigkeit der Proben wurde mit maximalen Probenmengen (14 - 18 g) gearbeitet.

Die Resultate dieser Messungen an einigen frischen und einigen stark umgewandelten Graniten sind in Beilage 5.34 zusammengestellt, ebenso die Porenradienverteilung von zwei repräsentativen Proben.

Sowohl die frischen als auch die umgewandelten Granite zeigen die gleichen Makroporositäten (Porenradien grösser 7.5 μ) von 0.1 - 0.3 Vol.%. Der Unterschied liegt im Bereich der Mikroporosität, die bei den umgewandelten Graniten etwa 3 - 4 % und bei den frischen nur 0.2 - 0.3 % beträgt. Auch die Porenradienverteilung ist bei frischen und umgewandelten Graniten verschieden. Die frischen Typen neigen zur bimodalen Porenverteilung mit einer Zahl von Poren bei 0.01 μ und einem Band bei etwa 0.1 μ. Bei den zersetzten Graniten sind die Poren über einen viel grösseren Bereich der Radien verteilt und haben meist ein Maximum bei 0.02 μ.

5.7.1.3 Fluoreszenzmikroskopische Untersuchungen der Poren

Methodik

Fluoreszenzmikroskopische Untersuchungen ermöglichen in Verbindung mit der konventionellen Polarisationsmikroskopie eine Charakterisierung der mit der Quecksilber-Druckporosimetrie erfassten offenen Poren und Risse.

Die Probekörper (Dünnschliffpräparate = kleine Gesteinsquader) wurden im Hochvakuum mit Fluoreszenzfarbstoff-Kunstharz imprägniert. Von diesen Probekörpern wurden Dünnschliffe hergestellt, die fluoreszenz- und polarisationsmikroskopisch untersucht wurden.

Die Untersuchungen erfolgten an frischen Graniten (624.8 m, 1499.5 m), an hydrothermal umgewandelten, z.T. kakiritisierten Graniten mit verheilten Klüften (700.3 m, 1000.1 m) und offenen Quarzklüften (401.6 m, 790.3 m, 790.6 m) sowie an aplitisch/pegmatitischen Ganggesteinen mit offenen Klüften (619.9 m, 638.0 m, 1159.5 m).

Resultate

Aufgrund der mikroskopischen Beobachtungen lassen sich mehrere Arten der Porosität feststellen:

- *Sprödrisse:* Vor allem in Quarz- und Feldspatkörnern. In frischen Graniten und Ganggesteinen meist sehr fein (< 0.01 - 0.03 mm) (Beispiel in Beilage 5.35, Abb. a), in mechanisch stark beanspruchten, hydrothermal umgewandelten Gesteinen z.T. auch breiter (< 0.01 - 0.8 mm).
- *Grobe Risse und Poren* (bis 1 mm), enstanden durch Auflösen und Wegtransport gewisser Mineralien während der hydrothermalen Umwandlung sowie nachträglich durch Lösung und Wegtransport von Umwandlungsmineralien (z.B. Calcit aus Biotitpaketen).
- *Isolierte Einzelporen:* Meist relativ fein. Vor allem in Apliten und wenig umgewandelten Graniten.
- *Hochporöse, meist sehr feinporöse Mineralkomponenten:* Hydrothermal vertonte Plagioklase (Beispiel in Beilage 5.35, Abb. b).
- *Hochporöser, meist feinporöser Zement:* Tonige Matrix der Kakirite, toniges Material in Klüften.

Die Untersuchung der Proben aus dem Bereich von *offenen und verheilten Klüften* wurde vor allem im Hinblick auf eine Beschreibung von möglichen *Fliesswegen und Verbindungen* zwischen den verschiedenartigen Porenräumen durchgeführt. Dabei muss aber erwähnt werden, dass ein Teil der beobachteten Risse nicht den Zustand des anstehenden Gebirges widerspiegeln, sondern nachträglich durch den Bohrvorgang oder durch Druckentlastung des Gesteins entstanden sein können.

Offene Klüfte in stark umgewandeltem Granit (401.6 m) und in kakiritisiertem Granit (790.6 m). Die offenen Klüfte in stark umgewandeltem und kakiritisiertem Granit sind durch grobe und feine Poren und Risse mit den hochporösen vertonten Plagioklasen und dem vertonten Zement der Kakirite verbunden. Die oft vorhandenen randlichen Quarzbeläge der Klüfte enthalten neben grösseren Löchern auch zahlreiche feine Risse als Verbindungswege von der Kluft zum Nebengestein (Beilage 5.35, Abb. c). Innerhalb des Nebengesteins sind die Porenräume oft durch Risse miteinander verbunden (Abb. b).

Offene Klüfte in Aplit (619.9 m und 1059.5 m). Die Aplite enthalten oft viele isolierte Poren, aber wenig vertonte poröse Plagioklase. Die vereinzelt in den Apliten auftretenden Scherzonen sind teilweise stark porös. Die hochporösen Zonen sind zum Teil mit der offenen Kluft verbunden.

Verheilte Klüfte in umgewandeltem Granit (700.3 m, 1001.1 m, 1324.7 m). Die umgewandelten Granite mit verheilten Klüften enthalten stark poröse Plagioklase, poröse Kalifeldspäte und Quarz-Calcit-Aederchen mit grösseren Poren. Erstere sind gelegentlich, letztere häufig miteinander verbunden. Die Klüfte sind teilweise von feinen Sprödrisschen mit etwa 0.01 mm Breite oder einzelnen gröberen Sprödrissen begleitet.

5.7.2 Hydraulische Durchlässigkeit

Die hydraulische Durchlässigkeit einiger frischer, umgewandelter und geklüfteter Granite der Sondierbohrung Böttstein wurden am EIR mittels einer Druckinfiltrationsapparatur bestimmt (BISCHOFF et al., NTB 85-42). Bei den geklüfteten Proben wurden nur verheilte Tonmineral-Calcit-Klüfte untersucht. Die Grösse der runden Probenzylinder betrug 46 mm (∅) x 12 mm. Als Fluid wurde Thermalwasser von Bad Säckingen verwendet; die Versuche erfolgten unter isostatischem Manteldruck von 10 - 400 bar.

Die hydraulischen Durchlässigkeiten, abgeleitet aus Durchflussrate und Infiltrationsdruck, liegen in der Grössenordnung von 10^{-11} bis 10^{-13} m/s (s. folgende Tabelle). Unterschiede zwischen frischen Graniten und umgewandelten Graniten mit verheilten Klüften und Rissen wurden nicht beobachtet, doch sind diese Angaben statistisch wenig belegt. Zwei Proben mit Klüften, die bei der Probenkörperherstellung aufbrachen, ergaben erhöhte Durchlässigkeiten. Aufgrund des hohen Infiltrationsdruckes bei der Versuchsdurchführung (um 100 bar) und der geringen Probengrösse sind die Werte vermutlich eher zu hoch ausgefallen.

Tabelle 5.1: Hydraulische Durchlässigkeit (m/s) einiger Proben aus dem Böttstein-Granit

Probe Nr. (Teufe)	Hydraulische Durchlässigkeit [m/s]	Manteldruck [bar]
Frische Granite		
1081.16 m	$8 - 0.1 \times 10^{-12}$	55 - 285
1093.81 m	$9 - 1.0 \times 10^{-12}$	100 - 155
Hydrothermal umgewandelte Granite mit verheilten Klüften und Rissen		
768.13 m	$2 - 0.2 \times 10^{-12}$	20 - 135
856.56 m	$6 - 0.8 \times 10^{-12}$	20 - 190
868.93 m	$2 - 0.2 \times 10^{-12}$	55 - 215
Hydrothermal umgewandelte Granite mit aufgebrochenen Klüften		
768.13 m	$35 - 5 \times 10^{-9}$	10 - 400
868.85 m	$7 - 10 \times 10^{-9}$	55

Weitere Versuche mit Bohrkernen zur Bestimmung der Durchlässigkeit sind in Kapitel 8.7.3 beschrieben.

5.7.3 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeitsbestimmungen an Kristallingesteinen wurden wie bei den Sedimenten mit Hilfe eines Quick Thermal Conductivity Meters ausgeführt. Die Messmethode ist in PETERS et al. (NTB 85-02) eingehend beschrieben. Es wurden insgesamt 83 Kristallinproben gemessen. Die Proben wurden vor dem Versuch mit Wasser gesättigt.

Die Messwerte (Mittelwerte aus mindestens 5 Einzelmessungen) liegen zwischen 2.2 und 4.0 W/m K mit einem Mittelwert von 3.2 W/m K. Die Wärmeleitfähigkeit hängt zur Hauptsache von folgenden Gesteinseigenschaften ab:

- Mineralogische Zusammensetzung
- Porosität
- Form, Verteilung und Inhalt der Poren
- Korngrösse

Aufgrund des grossen Wärmeleitfähigkeitsunterschiedes zwischen Quarz (7.7 W/m K) und den übrigen gesteinsbildenden Mineralien im Granit (1.8 - 2.5 W/m K) beeinflusst der Quarzgehalt des Gesteins die Wärmeleitfähigkeit relativ stark. Die porphyrische Struktur des Granits (Kalifeldspat-Grosskristalle) bewirkt oft eine grosse Streuung der Einzelmessungen.

Alle oben aufgeführten wärmeleitfähigkeitsbestimmenden Faktoren hängen zudem in unterschiedlichem Masse vom Grad der hydrothermalen Umwandlung und der Deformation (Kakiritisierung) des Granits und der Ganggesteine ab.

Da nur von den wenigsten bezüglich Wärmeleitfähigkeit untersuchten Proben detaillierte mineralogische und gesteinsphysikalische Analysen vorliegen, kann der Einfluss der einzelnen Gesteinseigenschaften auf die Wärmeleitfähigkeit nicht eruiert werden. Es zeichnet sich einzig die schwache Tendenz ab, dass die Wärmeleitfähigkeiten von stark umgewandelten und kakiritisierten Graniten gegenüber frischen bis mittelstark umgewandelten Graniten leicht (um 0.3 W/m K) erhöht sind.

5.7.4 Felsmechanische Untersuchungen

5.7.4.1 Versuchsdurchführung

In 8 einaxialen Druckversuchen, 20 triaxialen Druckversuchen und 7 Spaltzugversuchen wurden der Elastizitätsmodul und die Poissonzahl, die einachsige Druckfestigkeit, die Höchst- und die Restfestigkeit sowie die Spaltzugfestigkeit von zylindrischen Prüfkörpern mit 54 mm Durchmesser bestimmt. Es wurden ausschliesslich Proben ausgewählt, bei welchen die Herstellung von Prüfkörpern erfolgversprechend war. Kakiritisierte Granite wurden deshalb wegen ihrer extrem geringen Festigkeit nicht in das Versuchsprogramm miteinbezogen. Zwei für Kriechversuche vorgesehene Prüfkörper zerbrachen dennoch bei der Erstbelastung im Kriechversuch vorzeitig.

Die Versuche wurden analog zu den bei den Sedimenten angewandten, in Kapitel 4.3.9.2 beschriebenen Methoden durchgeführt.

5.7.4.2 Versuchsresultate

Die Resultate der durchgeführten Druckversuche sind in Beilage 5.36 tabellarisch und graphisch dargestellt.

Bei den Graniten ist aufgrund der Untersuchungen eine zunehmende Festigkeit und eine zunehmende Steifigkeit bei grösseren Tiefen feststellbar, was z.T. auf die Probenauswahl (vorwiegend frische, hydrothermal wenig umgewandelte und wenig geklüftete Granite) zurückzuführen ist. Die Granite von 399.7 m und 411.5 m zeigen die stärksten hydrothermalen Umwandlungserscheinungen und auch die geringsten Festigkeiten.

Wird der Seitendruck erhöht, so erhöht sich auch die Steifigkeit. Infolge Oelzutritts zum Prüfkörper nach dem spröd erfolgenden Bruch konnte bei den Graniten nicht immer die Restfestigkeit ermittelt werden.

5.8 Petrogenese der kristallinen Gesteine

Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen und unter Berücksichtigung der Ergebnisse früherer Bearbeitungen des Schwarzwaldkristallins wird im folgenden ein petrogenetisches Modell des Böttstein-Granits entworfen (Beilage 5.37).

Zur Zeit des *Unterkarbons* bildeten sich in tieferen Teilen des kristallinen Grundgebirges anatektische Magmen. Die vielen Gneisschollen (Xenolithe) und der "peraluminöse" Charakter des Böttstein-Granits (Kap. 5.6.1) sind Anzeichen dafür. In welchem Mass bei diesen Prozessen auch primäres Mantelmaterial beteiligt war, ist noch umstritten (OTTO & WIMMENAUER, 1973). Die in der tieferen Kruste gebildeten Magmen haben sich nach EMMERMANN (1977) beim Aufstieg differenziert, und es kam zu ganz bestimmten Granitabfolgen. Das Magma des Böttstein-Granits könnte möglicherweise

eine saurere Fortsetzung des St. Blasien-Granits und des Albtal-Granits darstellen. Das granitische Magma drang recht hoch in die Erdkruste vor, bevor es unter Druck- und Temperatur-Bedingungen, unter denen kein Muskovit sondern Kalifeldspat und Cordierit stabil waren ($P \leqq 3kb$), kristallisierte. In direktem Zusammenhang mit der Hauptmasse des Granits dürften die aplitischen Granite und Aplite im noch wenig abgekühlten Granit erstarrt sein. Auch die Pegmatite und pegmatoiden Schlieren wurden während der Abkühlung des Granits aus Restlösungen gebildet. Fast unmittelbar anschliessend (während der sogenannten frühhydrothermalen Phase) hat ein Teil der Restlösungen im Granit die teilweise Muskovitisierung von Kalifeldspat und Biotit und anschliessend die Serizitisierung von anorthitreichen Kernen im Plagioklas und die Chloritisierung von Biotit bewirkt. Etwa zu diesem Zeitpunkt (Temperatur 350 - 300°C) sind die K/Ar-Isotopengleichgewichte im Biotit resp. Muskovit "eingefroren" (Kap. 5.6.5).

Im *Oberkarbon* und im *Perm* erfolgte die Ausbildung eines südlich von Böttstein verlaufenden Permokarbon-Trogs (Beilage 2.2). Dabei fand eine intensive Bruchbildung im Bereich des Trograndes (Gebiet Mandacher Verwerfung - Böttstein) statt. In diesem Zusammenhang wurde auch der Böttstein-Granit herausgehoben sowie das hangende Dach und der obere Teil des Plutons erodiert.

Eine rege saure vulkanische Tätigkeit (SCHLEICHER, 1978) führte zu einem erhöhten Wärmefluss und zur Intrusion von Rhyolithporphyr-Gängen, wie sie auch im Böttstein-Granit beobachtet werden konnten.

In diese Zeit fällt auch die Hauptphase der späthydrothermalen Veränderung des Böttstein-Granits: Meteorische Wässer, die von der Oberfläche teils ins Kristallin, teils in die Sedimente des angrenzenden Trogs eingesickert waren, wurden aufgewärmt (auf rund 200°C) und zirkulierten bevorzugt entlang kakiritischen Bruchzonen und Klüften, von wo aus sie den Granit zum Teil vertonten. Auch konnten diese schwach salinen Lösungen (Kap. 5.5.6 und 5.5.7) Schwermetalle transportieren, die in gewissen Klüften zum Absatz kamen. Die Anwesenheit von Hämatit unterhalb 1000 m wie auch die in den Klüften gefundenen Erzmineralparagenesen (Kap. 5.5.5) lassen auf einen Unterschied im Sauerstoffpartialdruck der Wässer im unteren Teil des Granits schliessen.

Gestützt wird die zeitliche Einordnung der späthydrothermalen Veränderung des Böttstein-Granits auch durch K/Ar-Altersdatierungen an hydrothermal gebildeten Illiten aus Klüften und kakiritischen Bruchzonen (Kap. 5.6.5).

Im *obersten Perm* und in der *unteren Trias* fand, bedingt durch das Abklingen der Bruchtektonik, eine Einebnung des Reliefs statt. Durch Oberflächen-Verwitterungsprozesse wurden die obersten Meter des Granits vergrust. Nach der Ablagerung des geringmächtigen Buntsandsteins folgte zu Beginn der *mittleren Trias* die Transgression des Muschelkalk-Meeres.

Die hydrothermale Tätigkeit muss in der unteren Trias allmählich abgeklungen sein, da in den diskordant über dem Granit liegenden triadischen Schichten weder eine grabenartige Bruchtektonik, noch Anzeichen einer hydrothermalen Aktivität festgestellt werden konnten.

6. BOHRLOCHGEOPHYSIK

6.1 Einleitung und Zielsetzung

In der Sondierbohrung Böttstein wurde ein umfassendes *bohrlochgeophysikalisches Untersuchungsprogramm* durchgeführt, das kaum ein verfügbares Verfahren unberücksichtigt liess. Verschiedene geophysikalische Interpretationen sollten verglichen werden mit den Ergebnissen der Untersuchung der fast durchgehend entnommenen Bohrkerne und der Tests im Bohrloch, unter anderem im Hinblick auf eine mögliche Reduzierung des kostenaufwendigen Kern- und Testprogramms in Folgebohrungen. Das vorliegende Kapitel 6 stellt eine gekürzte Fassung des technischen Berichts von SIMOND et al. (NTB 85-03) dar.

Es ist typisch für die Bohrlochgeophysik, dass sich eine gewünschte Antwort oft erst aus der Kombination mehrerer, an sich unabhängiger Einzelmessungen ableiten lässt. Ebenso vielfältig wie die Einzelmessungen sind auch die Untersuchungsziele. Ein erstes Ziel ist die in situ-Bestimmung eines Satzes von *gesteinsphysikalischen Parametern,* die herangezogen werden, um unmittelbar interessierende Formationsgrössen zu berechnen. Dazu gehören Dichte, Porosität, spezifische elektrische Widerstände, seismische Geschwindigkeiten, das Spektrum der natürlichen Gammastrahlung u.a. Da Tiefbohrungen in der Industrie aus Kostengründen nur selten durchgehend gekernt werden, wurde schon früh versucht, geophysikalische Logs auch lithologisch zu deuten. Für Sedimentgesteine sind typische Antwortsignale der heute eingesetzten geeichten Messonden bekannt. Interpretationsprogramme wie z.B. GLOBAL erlauben dort, wo die lithologische Abfolge einer Sedimentserie in grossen Zügen bekannt ist, eine von Bohrkernen unabhängige Identifizierung der durchbohrten Gesteinsformationen und dazu eine angenäherte volumetrische Analyse der wichtigsten Mineralanteile. Im Gegensatz dazu versteht man die Sondenantwortsignale der Kristallingesteine weniger gut. Man darf aber davon ausgehen, dass auch hier grössere lithologische Einheiten durch einen Satz messbarer physikalischer Kenngrössen charakterisiert werden können. Die Zuordnung dieses petrophysikalischen "Fingerabdrucks" mit Hilfe der geologischen Kernbeschreibung ist das Ziel der in diesem Bericht beschriebenen Crossplot- und Faciolog-Analysen.

Geophysikalische Logs sind die einzigen kontinuierlichen Messungen in einer Tiefbohrung und damit mehr als die Summe von Einzelmesswerten in einer bestimmten Tiefe. Die Form der meisten Messkurven reflektiert in charakteristischer Weise die lithologische Abfolge einer Sedimentserie und dient damit als Korrelationsgrundlage dem Quervergleich gleichartiger Sedimentabfolgen. Darüber hinaus können Logs eine Referenztiefenskala liefern, welche die Festlegung von Packersitzen und die korrekte Einordnung aller diskontinuierlichen Messungen, eingeschlossen der Kernprobenentnahme erlaubt.

Ein zweites Ziel der Bohrlochgeophysik ist die kontinuierliche Messung von *Strukturparametern,* die - allerdings wie alle Bohrlochaufnahmen - nur für den Nahbereich Gültigkeit haben. Mit der Dipmeter-, der Multiple Scanner- und der Sonic Televiewer-Sonde werden Fallazimut und Fallwinkel von planaren Diskontinuitäten (Schichtflächen, Klüften etc.) erfasst. Der Sonic Televiewer-Log wurde auch routinemässig zur Orientierung der Bohrkerne benutzt.

Konventionelle petrophysikalische Bohrlochaufnahmen sind statische Messungen und geben daher keinen direkten Aufschluss über dynamische Vorgänge. In der Sondierbohrung Böttstein wurde der Versuch gemacht, einem dritten Untersuchungsziel, der Bestimmung *hydrodynamischer Parameter* durch Messungen, welche die physikalisch-chemische Beschaffenheit der Bohrspülung erfassen, näher zu kommen. Diese unter dem Begriff "Fluid-Logging" zusammengefassten Temperatur-, Leitfähigkeits- und Flowmeter-Messungen werden im vorliegenden Bericht in Kapitel 7 behandelt. Mit der Beobachtung seismisch angeregter Spülungswellen (tube waves) wurde ein weiterer Versuch gemacht, offene Klüfte im Bohrloch zu lokalisieren.

Eine vierte Kategorie von Bohrlochmessungen dient der Erhebung allgemeiner *geophysikalischer Referenzdaten.* Die Bohrlochseismik liefert Grundlagen zur Eichung der hochauflösenden Laufzeit- und Geschwindigkeitsdaten der Sonic-Sonde. Vor allem aber ist sie Bindeglied zwischen Bohrlochmessungen und geologischem Profil auf der einen und der Oberflächenseismik auf der anderen Seite. Durch die Korrelation synthetischer Seismogramme und des seismischen Vertikalprofils (VSP) mit den reflexionsseismischen Sektionen können Reflektoren ganz bestimmten lithologischen Grenzflächen zugeordnet werden. Die Tiefen der so identifizierten Reflektoren werden dann, mindestens im näheren Umfeld, mit Hilfe der in der Bohrung gemessenen Geschwindigkeits-Tiefenfunktion ermittelt. In ähnlicher Weise liefert die Bohrlochgravimetrie nicht nur ein präzises

und für grössere Gesteinsvolumen repräsentatives Dichteprofil, sondern zugleich Grundlagen für die quantitative Interpretation der regionalen Schweremessungen an der Oberfläche. Zu den geophysikalischen Referenzdaten gehören auch die Temperaturprofile, die, kombiniert mit den Ergebnissen aus anderen Bohrungen, eine Grobkartierung des geothermischen Gradienten ermöglichen.

Eine fünfte Gruppe bilden schliesslich Messverfahren, welche die Beschaffung *bohrtechnischer Daten* zum Ziel haben. Die Grundlagen der Bohrlochvermessung, wie Kaliber, Volumen und dreidimensionaler Verlauf der Bohrspur sind Produkte der Dipmeter-Sonde. Andere spezialisierte Messonden werden zur Beurteilung der Güte der Verrohrungszementation zur Lokalisierung von Verrohrungsmuffen und im Falle eines festgefahrenen Bohrgestänges, zur Bestimmung des Freipunktes eingesetzt.

Ein Teil der geophysikalischen Messonden und die heute verfügbare hochentwickelte Software sind in den letzten zwei Jahrzehnten als Antwort auf Bedürfnisse der Oelindustrie entstanden und dieser Aufgabenstellung entsprechend für Sedimentgesteine ausgelegt. Der unkonventionelle Einsatz im Kristallin stellt zwar keine messtechnischen Probleme dar, die quantitative Interpretation dagegen ist Neuland und verlangt zusätzliche Entwicklungsarbeit. Andererseits sind aber in einer gut dokumentierten und fast vollständig gekernten Bohrung wie Böttstein alle Voraussetzungen für eine erfolgreiche Erweiterung des Anwendungsbereiches auf kristalline Gesteine gegeben. Um die grundsätzlichen Möglichkeiten abzuklären, war zunächst einmal ein möglichst vollständiger petrophysikalischer Datensatz erforderlich. Deshalb wurden in das Messprogramm der ersten Sondierbohrung auch solche Verfahren aufgenommen, deren Erfolg nicht zum vornherein feststand; darunter Sonden in Prototypform, die kommerziell noch nicht angeboten werden. Die Logging-Programme der Folgebohrungen konnten bereits aufgrund der ersten Ergebnisse optimiert werden.

6.2 Bohrlochpetrophysik (Logging)

6.2.1 Messmethoden

Bei der folgenden Kurzbeschreibung sind die eingesetzten Messonden jeweils mit ihrem SCHLUMBERGER-Markennamen und der entsprechenden Abkürzung bezeichnet.

6.2.1.1 Elektrische und elektromagnetische Verfahren

SP: Self-(Spontaneous) Potential (Log)

Misst das elektrische Potential zwischen einer Referenzelektrode an der Oberfläche und einer in der Bohrspülung eingetauchten Messelektrode. Das Eigenpotential wird weitgehend bestimmt vom Salinitätskontrast Grundwasser/Bohrspülung. Das SP wird in Sedimentgesteinen verwendet, um poröse bzw. permeable Formationen von wenig porösen und wenig permeablen Formationen zu unterscheiden.

Das Eigenpotential kann sich allgemein aus folgenden Komponenten aufbauen:

- Membranpotential durch Ionenaustausch im Bereich von Tonformationen, die als semipermeable Membran wirken.
- Flüssigkeitskontaktpotential bei unterschiedlicher Elektrolytkonzentration in porösen Medien.
- Strömungspotential durch elektrisch wirksame Filterung beim Austausch zwischen Spülung und Grundwasser.

DLL: Dual Laterolog

Bestimmt den elektrischen Formationswiderstand. Es kombiniert 2 Widerstandsmessgeräte mit grosser und mittlerer Eindringtiefe, die nach dem Laterolog-Prinzip arbeiten (fokussierter Stromfluss in die Formation). Die Anwendung erfolgt hauptsächlich in Gesteinen mit hohem Formationswiderstand.

DIL: Dual Induction Laterolog

Bestimmt den elektrischen Formationswiderstand. Das DIL kombiniert 3 Widerstands- bzw. Leitfähigkeitsmessgeräte mit verschieden tiefen Messbereichen (Laterolog-Methode für geringe Eindringtiefe und Induktionslog-Methode für mittlere und grosse Eindringtiefen). Die Anwendung erfolgt hauptsächlich in Gesteinen mit relativ niedrigem Formationswiderstand.

MSFL: Micro Spherically Focused Log

Bestimmt den elektrischen Formationswiderstand im bohrlochnahen Bereich. Dank des hohen Auflösungsvermögens können mit dem MSFL, wie mit allen Mikrolog-Geräten, auch dünne Schichten (Mächtigkeiten im Dezimeter- bis Zentimeterbereich) identifiziert werden.

HDT: High Resolution Dipmeter (Tool)

Durch vier an die Bohrlochwand angepresste Messschlitten (pads) werden simultan vier hoch auflösende Mikro-Widerstandslogs (ähnlich dem MSFL) aufgezeichnet. Zusätzlich wird das Azimut eines Messarms sowie die räumliche Lage der Bohrspur (Azimut und Rotationszustand der Sonde)

kontinuierlich registriert. Nach den entsprechenden Korrekturen kann durch die Korrelation der vier im Winkelabstand von 90° gemessenen Mikrologs die räumliche Lage von Schichtflächen, Klüften und Störungszonen bestimmt werden.

EPT: Electromagnetic Propagation Tool

Misst die Ausbreitungsgeschwindigkeit und Absorption einer elektromagnetischen Welle (f = 1.1 GHz) im Gestein. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit wird von der Dielektrizitätskonstante des Mediums sowie von Absorptionseffekten kontrolliert. Da die Dielektrizitätskonstante von Wasser um mindestens einen Faktor 10 grösser ist als diejenige der Gesteinsmatrix oder von Kohlenwasserstoffen, kann aufgrund der korrigierten Ausbreitungsgeschwindigkeit der wassergefüllte Anteil des Porenvolumens der Formation berechnet werden.

MST: Multiple Scanner Tool (Prototyp)

Gerät zur hochauflösenden Abbildung der elektrischen Leitfähigkeit der Bohrlochwand. Obwohl es wie der Sonic Televiewer (Kap. 6.3) eine abgewickelte Abbildung liefert, basiert diese neue Sonde auf einem grundlegend anderen Messprinzip.

Das hohe Auflösungsvermögen wird durch eine Vielzahl mm-kleiner fokussierender Elektroden erreicht, die, durch Isolationsringe getrennt, auf einem der Bohrlochkrümmung angepassten Messschlitten angebracht sind. Dieser wird während der Messung durch einen motorbetriebenen Arm gegen die Bohrlochwand gepresst. Der Abtastvorgang erfolgt durch das Fahren der Sonde.

In der Sondierbohrung Böttstein wurde eine von SCHLUMBERGER noch nicht kommerziell angebotene Prototypversion des Multiple Scanner Tools eingesetzt. Zu Testzwecken war dieser Typ nur mit einem einzigen 40-Elektroden-Messschlitten ausgerüstet. Er deckt einen 10 cm Kreisbogen ab, was ausreicht um in einem 6 ¼" (15.9 cm) Bohrloch einen Sektor von 72° abzutasten. Zur Kontrolle der räumlichen Lage enthält die Sonde ausserdem eine elektromechanische Inklinometer- und Orientierungseinheit.

6.2.1.2 Radiometrische Verfahren

GR: Gamma Ray (Log)

Kontinuierliche Messung der natürlichen Gamma-Strahlungsaktivität.

NGT: Natural Gamma Spectrometry Tool

Misst die natürliche Gamma-Strahlungsaktivität der Kalium 40-, Uran 238- und Thorium 232-Zerfallsreihen innerhalb von 5 diskreten Energiefenstern. Der Kalium-Gehalt wird direkt durch die Gamma-Aktivität von ^{40}K, die Uran- und Thorium-Gehalte durch die Aktivität einiger ihrer radioaktiven Tochterisotope (z.B. ^{214}Bi, ^{208}Tl) bestimmt. Die NGT-Logs sind ein direktes Mass für die Konzentration der entsprechenden Elemente in der Formation.

LDT: Litho-Density Tool (Gamma-Gamma Log)

Arbeitet mit einer Cäsium 137 Quelle, die Gamma-Quanten in die Formation abstrahlt. Gemessen wird die sekundäre Gammarückstrahlung (Compton-Streuung) aus der näheren Umgebung der Bohrlochwand. Bei gleichmässiger Bohrlochgeometrie ist die Gamma-Rückstrahlung ein inverses Mass für die Bruttodichte ("bulk density") der Formation. Zusätzlich misst das LDT in einem anderen Energiefenster den photoelektrischen Absorptionsfaktor (PEF).

CNT: Compensated Neutron Tool (Neutron-Gamma Log)

Arbeitet mit einer Quelle schneller Neutronen (Americium-Beryllium). Gemessen wird die durch abgebremste Neutronen erzeugte sekundäre Gammastrahlung. Sie ist ein direktes Mass für die Konzentration von Wasserstoffatomen in der Formation. Da Wasser den grössten Beitrag zur Wasserstoffkonzentration liefert, reflektiert das Log die Gesamtmenge des freien und im Kristallgitter gebundenen Wassers. Bei vollständiger Wassersättigung kann aus der CNT-Antwortfunktion (neutron porosity index) nach einer Lithologie-Korrektur die Porosität des Gesteins bestimmt werden, sofern der Anteil an wasserhaltigen Mineralien bekannt ist.

GST: (Induced) Gamma Spectrometry Tool

Ein hochmodernes und sehr komplexes Gerät, welches das Messprinzip der Neutronenaktivierungsanalyse auch im Bohrloch anwendbar macht. Als Quelle dient eine "Minitron"-Quelle, die pulsierend Hochenergieneutronen (14 MeV) aussendet.

Durch die Wechselwirkung mit Atomen der Gesteinsformation (inelastische und elastische Streuung) entsteht eine induzierte Gammastrahlung. Das Spektrum dieser Strahlung wird vom GST in zwei Energiebereichen analysiert: Im "inelastischen Bereich", durch stationäre Messungen im Bohrloch erfasst, ergibt sich eine Anzeige der C-, Ca-, Fe-, O-, S-, Si-Anteile; im "elastischen Bereich", durch eine kontinuierliche Messung abgedeckt, ergeben sich die Ca-, Cl-, Fe-, H- und Si-Anteile.

6.2.1.3 Seismo-akustische Verfahren

BHC: Borehole Compensated Sonic (Log)

Die Sonic-Sonde misst kontinuierlich die Laufzeiten eines Ultraschallsignals über einen konstanten Abschnitt der Bohrlochwand. Dieses Signal entspricht einer hochfrequenten seismischen P-Welle (Kompressionswelle), deren Geschwindigkeit aus den registrierten Laufzeiten berechnet wird. Das Akustiklog gibt damit eine Uebersicht über die seismische Geschwindigkeitsverteilung entlang des Bohrlochs. Sie ist ein empfindlicher Indikator für die Lithologie und - bei gleichbleibender Gesteinsmatrix - für die Porosität der durchbohrten Formation. Porositäts- und Lithologiebestimmung sind zwar die wichtigsten, aber nicht die einzigen Anwendungsbereiche des Akustiklogs. Die seismische Laufzeit-Tiefenfunktion, die durch Integration der Sonic-Daten berechnet werden kann, bildet zusammen mit den Ergebnissen der Geophon-Versenkmessungen die Grundlage für die Zeit-Tiefen-Umrechnung der reflexionsseismischen Daten (Vibroseis-Profile). Zusammen mit den Dichtedaten des LDT-Logs können "synthetische Seismogramme" berechnet werden, die dazu dienen, Ergebnisse der Bohrlochmessungen in die reflexionsseismischen Profile zu integrieren. Wird ausser dem Ersteinsatz des akustischen (seismischen) Signals der gesamte Wellenzug registriert und werden diese Seismogramme kontinuierlich übereinander montiert, so spricht man je nach Darstellungsart von einem

- *VD: Variable Density (Log)* (Amplitudendarstellung durch unterschiedliche Schwarzschattierung), oder einem
- *WF: Wave Form (Log)* (vollständige Seismogramme).

Die analogen oder digitalen Aufzeichnungen der Sonic-Wellenzüge im vertikalen Abstand von 0.6 m erlauben ausser der Auswertung der P-Welleneinsätze auch eine Analyse der S-Welleneinsätze und der Amplitudendämpfung, was wiederum die Berechnung felsmechanischer Parameter (Poisson-Zahl, Elastizitätsmodul) möglich macht.

CBT: Cement Bond Tool

Akustiklog, das durch die Bohrlochverrohrung gemessen wird, um die Qualität der Zementation zu überprüfen. Das CBT misst die Amplitude des von der Verrohrung geführten akustischen Signals. Sie erreicht ein Maximum dort, wo die Verrohrung freisteht und wird minimal, wo durch die Zementation eine gute Verbindung mit der Gesteinsformation erreicht wurde.

Die Beurteilung der Zementation ist zuverlässiger, wenn zusätzlich ein VD-Log aufgezeichnet wird, das einen präzisen Amplitudenvergleich zwischen der Rohr- und der Formationswelle ermöglicht.

SLT (LSS): Sonic Long Spacing Tool

Akustik-Sonde mit längerer Messbasis (wahlweise 8, 10 oder 12 ft) als bei der BHC-Sonde. Das SLT hat eine grössere Eindringtiefe und liefert genauere Daten bei unregelmässigem Bohrlochdurchmesser (Ausbrüchen). Ein Nachteil ist das etwas geringere vertikale Auflösungsvermögen. Das SLT ersetzt das konventionelle BHC-Log vor allem dort, wo die seismische Anwendung im Vordergrund steht.

6.2.1.4 Sonstige technische Messverfahren

CAL: Caliper Log (Kaliberlog)

Misst den Bohrlochdurchmesser durch Abtasten der Wand mit 3 oder 4 Messarmen. Unregelmässigkeiten ergeben sich in nicht standfesten Formationen vor allem durch Ausbrüche. Kaliberlogs werden von mehreren Standard-Sonden mitregistriert. Sie sind zur Korrektur gewisser Messungen, bzw. zur Beurteilung ihres Aussagewertes unbedingt erforderlich.

BGT: Borehole Geometry Tool

Kaliber-Sonde mit 4, paarweise gekoppelten, senkrecht zueinander stehenden Messarmen. Durch zwei unabhängige Messkurven (C13, C24) können Abweichungen vom kreisrunden Bohrlochquerschnitt festgestellt werden. Wichtig ist dies vor allem im Zusammenhang mit Volumenberechnungen vor dem Zementieren einer Rohrtour. Zusätzlich wird die Orientierung eines Messarms registriert. Die Kaliberkurven C13 und C24 können auch bei einer Messung mit der Dipmetersonde (HDT) aufgezeichnet werden.

CCL: Casing Collar Locator

Wird durch die Verrohrung gemessen, um Rohrmuffen zu lokalisieren. Ein magnetischer Detektor registriert die Permeabilitätsänderung beim Ueberfahren der Verschraubstellen. Gleichzeitig wird meist ein GR-Log aufgezeichnet, das mit der im unverrohrten Bohrloch gemessenen GR-Messkurve korreliert werden kann. Wichtig ist die Ortung von Rohrmuffen im Zusammenhang mit Verrohrungsperforationen.

HRT: High Resolution Thermometer

Registriert ein kontinuierliches Temperaturprofil im Bohrloch. Infolge verschiedener Störfaktoren (Störung der natürlichen Verhältnisse durch den Bohrbetrieb, vertikale Flüssigkeitsbewegungen im Bohrloch) kann die natürliche Gebirgstemperatur nicht sehr genau gemessen werden. Aufgrund von Unstetigkeiten im Temperaturprofil können oft Wasserzuflüsse erkannt werden.

Tabelle 6.1: Abkürzungen für Messgeräte (Tools) und Bohrlochmessungen (Logs)

In der unten aufgeführten Liste wird zunächst das Messgerät (Sonde) genannt, dann folgen die einzelnen von diesem Gerät registrierten Messkurven (Logs) mit zugehörigen Dimensionen in Klammern. In einigen Fällen wird auch die Bezeichnung des Messgerätes für die Messkurve verwendet.

- SP: Self(Spontaneous)-Potential (Log)
  - SP: Eigenpotentiallog [mV]
- DIL: Dual Induction Laterolog
  - DIL: Duales Induktions-Laterolog [Ωm]
- DLL: Dual Laterolog
  - RLLD: Laterolog tiefer Messbereich [Ωm]
  - RLLS: Laterolog mittlerer Messbereich [Ωm]
- MSFL: Micro Spherically Focused Log
  - RMSFL: Hemisphärisch fokussiertes Mikro Laterolog [Ωm]
- EPT: Electromagnetic Propagation Tool
  - TPL: Laufzeit der elektromagnetischen Wellen [ns/m]
  - EATT: Dämpfung der elektromagnetischen Wellen [db/m]
- LDT: Litho-Density Tool
  - RHOB: Bruttodichte [g/cm³]
  - DRHO: Dichtekorrektur-Log [g/cm³]
  - PEF: Photoelektrischer Absorptionsfaktor [barns/electron]
  - U oder PEFxRHOB: Volumetrischer photoelektrischer Absorptionsfaktor [barns/cm³]
- CNT: Compensated Neutron Tool
  - CNL: Kompensiertes Neutronlog
  - NPHI: Scheinbare Neutronporosität [P.U. = %] (P.U. = Porosity Units)
- BHC: Borehole Compensated Sonic (Log) (3-5 ft spacing)
  - BHC: Bohrlochkompensiertes Sonic-Log
  - DT: Sonic-Laufzeit [μs/m]
  - WF: Log der Sonic-Wellenzüge in Linienschrift (Wave Form)
  - VD: Log der Sonic-Wellenzüge in Dichteschrift (Variable Density) OH = Open Hole, CH = Cased hole)
- SLT Sonic Long Spacing Tool (8-12 ft spacing)
  - SLS (LSS): Sonic-Log mit vergrössertem Sender-Empfängerabstand [μs/m]
- GR: Natural Gamma Ray (Log)
  - SGR: Log der Gamma-Strahlungsaktivität [API]
  - CGR: SGR minus Uranspektralanteil [API]
- NGT: Natural Gamma Spectrometry Tool
  - NGS: Log der Spektralanteile natürlicher Gamma-Strahlungsintensität
  - POTA: Volumetrischer Kaliumgehalt [%]
  - THOR: Volumetrischer Thoriumgehalt [ppm]
  - URAN: Volumetrischer Urangehalt [ppm]
  - TPRA: Thorium-Kaliumverhältnis
- GST: (Induced) Gamma Spectrometry Tool
  - GR: Gamma-Strahlungsintensität [API]
  - CSIG: Neutroneneinfangquerschnitt
  - CHY: Wasserstoff [rel. Einheiten]
  - CSI: Silizium [rel. Einheiten]
  - CCA: Calcium [rel. Einheiten]
  - CCHL: Chlor [rel. Einheiten]
  - CFE: Eisen [rel. Einheiten]
  - GTQ: Korrelationsfaktor
- BGT: Borehole Geometry Tool
  - BGL: Bohrlochgeometrielog
  - C13: Kaliber 1 [inch] (gekoppelte Arme 1 und 3)
  - C24: Kaliber 2 [inch] (gekoppelte Arme 2 und 4)
  - BS: Meisseldurchmesser
  - CT: Kabelspannung
  - HAZI: Azimut der Sonde bezüglich magnetisch Nord [Grad]
  - DEVI: Bohrlochabweichung [Grad]
- CAL: Caliper (Log)
  - CAL: Kaliberlog [inch]
- HDT: High Resolution Dipmeter Tool
  - AZIM: Azimut von Messelektrode 1 (Pad 1) [Grad]
  - RB: Rotationszustand der Sonde (Relative Bearing) C13, C24 und DEVI siehe BGT
  - FIL: Kluftidentifizierung (Fracture Identification-Log)
- MST: Multiple Scanner Tool (Prototyp)
- HRT: High Resolution Thermometer
  - HRT: Hochauflösendes Temperaturlog [°C]
- AMS: Auxiliary Measurement System
  - MTEM: Spülungstemperatur [°C]
  - MRES (bzw. RM): Spülungswiderstand [Ωm]
  - ACCE: Sondenbeschleunigung [cm/s²]
- CBT: Cement Bond Tool
  - CBL: Zementationslog (Cement Bond Log)
  - BIQL: Qualitätslog der Zementabbindung (Bond Index Quality Log)
- CCL: Casing Collar Locator
  - CCL: Rohrmuffenlog (Casing Collar Log)

Weitere Logs, meist aus mehreren Messungen berechnet:

- R_{xo}: Spezifischer elektrischer Widerstand der Spülungsinvasionszone [Ωm]
- R_t: Spezifischer elektrischer Gebirgswiderstand [Ωm]
- DI: Invasionstiefe des Spülungsfiltrats [inch]
- RHGA: Matrixdichte [g/cm³]
- PHIE: Effektive (kommunizierende) Porosität [%]

6.2.2 Messprogramm und Durchführung

Das in der Sondierbohrung Böttstein durchgeführte bohrlochgeophysikalische Messprogramm ist als Tabelle in Beilage 6.1 zu finden und entspricht bis auf die unten aufgeführten Ausnahmen dem Arbeitsprogramm im NTB 82-09:

- *Fracture Identification Log (FIL)*
  Das FIL, hervorgehend aus einer rechnerischen Datenverarbeitung des High Resolution Dipmeter Tools (HDT), wurde versuchsweise für je eine Messstrecke im Sediment und im Kristallin erstellt. Da dieses Verfahren aufgrund der hohen Kluftdichte und dem unregelmässigen Einfallen bzw. Azimut der Klüfte nicht zu zufriedenstellenden Resultaten führte, wurde im weiteren Kristallinbereich auf dieses Log verzichtet.
- *Dual Induction Laterolog (DIL)*
  Das DIL arbeitet in Gesteinen mit hohen spezifischen Widerständen (> 100 Ωm) unzuverlässig. Da im Kristallin vorwiegend hohe Widerstände (> 1000 Ωm) auftreten, wurde das Dual Laterolog (DLL) bevorzugt.
- *Compensated Neutron Tool (CNT)*
  Das CNT arbeitet mit einer Americium-Berylliumquelle hoher Aktivierungsenergie. Da befürchtet wurde, dass dadurch eine bleibende Störung im Grundwasserisotopenverhältnis verursacht werden könnte, wurde im Kristallinbereich unterhalb von 820 m Tiefe auf diese Messung verzichtet.

Weitere neuartige Messverfahren, die nicht im Arbeitsprogramm enthalten sind, werden unten aufgelistet. Die Messungen erfolgten zu Testzwecken und meist mit Prototypen von Sonden.

- *Multiple Scanner Tool (MST)*
  Das MST wurde erfolgreich auf einer Kristallinstrecke von 352 bis 631 m Tiefe getestet. Die erzielten Resultate sind in Kapitel 6.3 beschrieben.
- *(Induced) Gamma Spectrometry (GST)*
  Das für die Ermittlung der Sedimentreservoir-Lithologie entwickelte GST wurde im Böttstein-Kristallin im Tiefenabschnitt von 450 bis 650 m erprobt. Das Messergebnis ist in Kap. 6.2.4.4 diskutiert.
- *Digital Sonic Tool (BHC)*
  Zum qualitativen Vergleich mit dem SLT wurde das gesamte Kristallin nochmals mit einer digital arbeitenden BHC-Sonde (Prototyp) befahren. Das digitale BHC hat dabei wesentlich bessere Resultate erbracht.
- Versuchsmessungen mit einem optischen *Bohrlochfernsehsystem* der C.E.A. (Commissariat à l'Energie Atomique, France) zeigten, dass die transparente Wasserspülung im Kristallinbereich an sich günstige Bedingungen für eine Anwendung dieses Verfahrens schaffen. Die Messungen wurden aber nicht routinemässig weitergeführt, da mit dem Sonic Televiewer (SABIS) besser auswertbare Ergebnisse erzielt wurden.

6.2.3 Resultate im Sedimentbereich

Jede Bohrlochmessung für sich reagiert nur auf bestimmte Formationsparameter. Deshalb ist eine umfassende petrophysikalische Beschreibung der Formation nur durch die Gesamtheit aller Bohrlochmessungen, d.h. die Antwortfunktionen (Logs) aller Sonden gegeben. Die Verbindung dieser Antwortfunktionen mit anderen Eigenschaften der Formation (Lithologie u.a.) erfolgt durch Quervergleich einzelner Messungen. Für diesen Quervergleich bedient man sich verschiedener Darstellungsarten, z.B. in Form der Montage aller Logs als Composite-Log (z.B. Beilage 6.2).

Da alle Messdaten in digitaler Form vorhanden sind, können die verschiedenen Bohrlochmessungen weiter verarbeitet und als sogenannte Resultat-Logs wie z.B. effektive Porosität (PHIE), Matrixdichte (RHGA), Invasionstiefe (DI) usw. dargestellt werden. Mit dem Interpretationsprogramm GLOBAL (unten beschrieben) können die gesteinsphysikalischen Eigenschaften der Sedimente in eine quantitative Lithologie transformiert werden.

6.2.3.1 Identifizierung und quantitative Beschreibung geologischer Einheiten

Für die petrophysikalische Analyse der Böttstein-Sedimente wurde die Darstellung der Bohrlochmessungen in Form eines Composite-Logs gewählt. In Beilage 6.2 findet man dieses Composite-Log der Böttstein-Sedimente zusammen mit den Resultaten der GLOBAL- und Dipmeter-Analyse.

Die im Composite-Log wiedergegebenen Spalten mit den Spuren ausgewählter Messungen wurden mit Hilfe des Kali-

berlogs für Bohrlocheffekte korrigiert und hinsichtlich der effektiven Messteufe konventionell auf das Widerstandslog abgestimmt (Teufendifferenz ca. 0.3‰).

Eine Interpretation des Composite-Logs wird hier in Form eines Beispiels nur für den Bereich des Mittleren und Unteren Muschelkalks (197 - 307 m) durchgeführt. Eine Liste der allgemein gebräuchlichen Abkürzungen für Bohrlochmessgeräte bzw. Logs und für die hier verwendeten Parameterabkürzungen findet man in Tabelle 6.1. Die einzelnen Messverfahren sind in Kapitel 6.2.1 (Messmethoden) beschrieben.

Spalte 8, Kaliber (CAL)

Das Kaliber zeigt unterhalb von 100 m, mit einer Ausnahme bei 254 m, eine gerade Linie, was auf einen glatten Verlauf des Bohrlochs hindeutet. Die Bohrlocherweiterung bis 203 m Tiefe auf 12 ¼" ist klar zu erkennen. In der Salzschicht bei 254 m ist der Bohrlochdurchmesser durch Auswaschung von 8 ½" bis auf 20" vergrössert.

Spalte 7, Elektrischer Widerstand (R_t, R_{xo})

Bei den Widerstandslogs (DLL, MSFL) unterscheidet man zwischen dem Laterolog mit grösserer bzw. mittlerer Eindringtiefe (RLLD bzw. RLLS) und dem Mikrolaterolog (RMSFL) mit geringerer Eindringtiefe. Aus diesen Logs werden der Gebirgswiderstand R_t und der Widerstand der Spülungsinvasionszone R_{xo} berechnet. Dabei entspricht R_t in etwa dem RLLD und R_{xo} etwa dem RMSFL.

Im Bereich zwischen 197 und 307 m variieren die Widerstände R_t und R_{xo} über mehr als 3 Dekaden. Im Dolomit der "Anhydritgruppe" zeigen beide Logs niedrige Widerstandswerte aufgrund der recht hohen Porosität von fast 20%. Da die Wirksamkeit des MSFL vorwiegend auf den engeren Bohrlochbereich (wenige cm) beschränkt ist, "sieht" es mehr Ton-Salzwasserspülung und zeigt dementsprechend niedrigere Werte als das RLLD. Diese Differenz reduziert sich in dem Bereich des Bohrlochs, der nicht erweitert wurde.

Beim Uebergang in die gipsreiche Zone bei 205 m steigt der Gebirgswiderstand (R_t) stark an, erniedrigt sich aber mit zunehmender Tiefe durch eine Zunahme des Tonmineralgehaltes. Ein weiterer deutlicher Anstieg des Gebirgswiderstandes bis auf ca. 1100 Ωm erfolgt beim Uebergang in den nahezu reinen Anhydrit bei 217 m. Die tiefer auftretende Verunreinigung des Anhydrits mit Ton und Dolomit verdeutlicht sich in einer markanten Reduktion der R_t-Werte um bis zu 2 Dekaden. Die im Durchschnitt gute Uebereinstimmung zwischen R_t und R_{xo} im gesamten Gips-Anhydritbereich indiziert eine sehr geringe Porosität und Permeabilität dieses Gesteins.

Die unterschiedliche Eindringtiefe beider Logs kann deutlich im Bereich der etwa 2 m mächtigen Salzschicht demonstriert werden. Während das R_{xo} hauptsächlich den sehr niedrigen Widerstand der Ton-Salzwasserspülung in der oben beschriebenen Auskesselung sieht, reflektiert das R_t den hohen Widerstand des kristallinen Salzes.

Im Unteren Muschelkalk ab 261 m treten entsprechend dem hohen Tongehalt dieser Formation niedrigere Widerstandswerte als 10 Ωm im R_t und R_{xo} auf. Die Uebereinstimmung beider Logs weist auf die niedrige nutzbare Porosität dieser Gesteine hin. Eine Ausnahme bildet die Anhydritbank bei 265 - 268 m mit Widerständen grösser 100 Ωm und unterschiedlichen Werten von R_t und R_{xo}.

Spalte 6, Gammastrahlung (SGR, CGR)

Das SGR gibt die gesamte natürliche Gamma-Strahlungsaktivität im Gestein wieder, das CGR diejenige abzüglich des Urananteils. Im Bereich von 197 - 307 m reagieren beide Logs hauptsächlich auf den unterschiedlichen Tongehalt im Sediment (Kalium 40).

Spalte 5, Sonic-Laufzeit (DT)

Die mit der Sonic-Sonde (BHC) gemessene Sonic-Laufzeit (DT) ist umgekehrt proportional zur Schallhärte (Elastizität) des Gesteins. Poröse und weiche Gesteine zeigen daher durchwegs grosse Sonic-Laufzeiten. Im oben genannten Bereich treten die tonmineralarmen und wenig porösen Anhydrit- bzw. Gipszonen durch kleine Laufzeiten (weniger als 60 μs/ft) bzw. hohe Geschwindigkeiten (mehr als 5000 m/s) hervor. Im Unteren Muschelkalk sind durch den hohen Tonmineralgehalt die Laufzeiten vergleichsweise hoch (mehr als 100 μs/ft) was Geschwindigkeiten unter 3000 m/s entspricht.

Spalte 4, Bruttodichte (RHOB) und Matrixdichte (RHGA)

RHOB ist die im Gamma-Gamma-Log (LDT) gemessene Bruttodichte der durchbohrten Gesteine. Die Matrixdichte RHGA ist eine mit GLOBAL (s.u.) aus Gamma-Gamma- und Neutron-Log berechnete Grösse. Die Differenz von RHOB und RHGA ist daher ein Mass für die Porosität.

Im Bereich des Dolomits der "Anhydritgruppe" (200 m) erreicht RHGA den Dichtewert von reinem Dolomit (2.87 g/cm³). RHOB ist aufgrund der hohen Porosität dieses Gesteins wesentlich geringer (ca. 2.6 g/cm³). Der Uebergang zum Anhydrit der Oberen Sulfatschichten bei 217 m zeigt sich in einem markanten Dichteanstieg von etwa 2.5 g/cm³ auf Werte deutlich oberhalb von 2.8 g/cm³. Die RHOB- und

RHGA-Dichte bleibt in der gesamten Anhydritabfolge relativ hoch mit Ausnahme der Salzschicht bei 254 m. Der Untere Muschelkalk hat, durch den erhöhten Tongehalt bedingt, eine wesentlich geringere Bruttodichte (ca. 2.5 - 2.6 g/cm^3).

Spalte 3, Invasionstiefe (DI)

Die Invasionstiefe (DI), die sich aus Laterolog (RLLD/RLLS) und Mikrolaterolog (RMSFL) berechnet, ist naturgemäss hoch in den porösen Dolomiten und verdeutlicht das tiefe Eindringen der Spülung in die Formation.

Spalte 2, Kernbeschreibung

Siehe Kapitel 4.2.1 und Beilage 4.1. In Beilage 6.2 ist das geologische Profil 1:200 aus NTB 85-02 verkleinert wiedergegeben.

Spalte 1, GLOBAL-Interpretation

Die Diskussion der einzelnen Spuren des Composite-Logs zeigt deutlich, wie sehr die einzelnen Bohrlochmessungen ganz bestimmte charakteristische Eigenschaften der Formation widerspiegeln. Die Zusammenfassung dieser charakteristischen Eigenschaften durch Quervergleich der einzelnen Spuren lässt erkennen, dass sich daraus bereits eine qualitative Beschreibung der Lithologie ableiten lässt. Mit bestimmten anwendungsspezifischen Programmen wie GLOBAL ist es aber möglich, verschiedene lithologische Komponenten volumetrisch zu quantifizieren.

Als Input-Daten für den Test von GLOBAL wurden zugelassen:

- Bohrlochmessungen: CAL, RLLD/RLLS, RMSFL, SGR, DT, RHOB, NPHI, EATT, TPL
- Randbedingungen: Sedimentabfolge aus der geologischen Prognose für die Sondierbohrung Böttstein:
  Da das GLOBAL-Modell nur die Vorgabe von maximal 6 verschiedenen lithologischen Komponenten zulässt, die Sedimentabfolge in Böttstein aber mindestens 8 Komponenten (ohne Porenraum) verlangt, musste das Profil in einzelne Zonen unterteilt werden (SIMOND et al., NTB 85-03).

Das Programm GLOBAL, ein Inversionsverfahren nach dem Least-Squares Prinzip, versucht nun die synthetisch berechneten Logs den tatsächlich gemessenen Daten optimal anzupassen. Die synthetischen Logs werden berechnet, indem zunächst die versuchsweise gewählten lithologischen Parameter durch geeignete Formeln in Antwortfunktionen der einzelnen Messsonden umgerechnet werden. Durch die systematische Variation der Parameter erreicht man nach mehreren Iterationen eine maximale Uebereinstimmung zwischen synthetischen und gemessenen Logs. Die bei der letzten Iteration verwendeten Parameter stellen dann als Ergebnis die quantitative Lithologie dar.

Für die Sondierbohrung Böttstein ergeben sich aus GLOBAL folgende Output-Daten (Beilage 6.2 und 6.3):

- Volumetrische Angabe der zugelassenen Lithologie inklusive der Porosität.
- Profil der normierten Inkohärenz (kleiner 1 = gut) als integrale Qualitätskontrolle des gesamten Inversionsprozesses.
- Synthetische und gemessene Logs (inklusive Standardabweichung) zur Ueberprüfung der Signifikanz der Input-Daten und der rechnerischen Stabilität des Inversionsprozesses.

Aus Beilage 6.3 ist ersichtlich, dass kein synthetisches Log für die von GLOBAL gefundenen lithologischen Parameter um wesentlich mehr als die Standardabweichung von den im Bohrloch gemessenen Daten abweicht. Daraus lässt sich ableiten, dass alle in GLOBAL verwendeten Bohrlochmessungen zur Stabilität des gefundenen Resultats (Lithologie) beitragen, was sich auch in einer niedrigen normierten Inkohärenz (meist kleiner 1) bemerkbar macht.

Die Vergleiche der GLOBAL-Lithologie mit geologischen Daten (Beilage 6.2) der Sondierbohrung Böttstein ergibt über weite Abschnitte eine gute Uebereinstimmung. Die unten aufgeführten Beispiele sollen dazu dienen, die Möglichkeiten der GLOBAL-Interpretation zu demonstrieren:

- Wiedergabe des kontinuierlichen Uebergangs von den dolomitischen Kalken des Plattenkalks in die reinen Dolomite des Trigonodus-Dolomits (Kap. 4.2.4.1).
- Klare Erkennung des Uebergangs von Gips/Dolomit in Dolomit bei 205 m.
- Quantitative Erfassung von Gips, Ton und Dolomit im Tiefenintervall von 205 - 217 m.
- Gute Auflösung von GLOBAL beim Uebergang von Ton zu Anhydrit bei 267 - 269 m.

In einigen Fällen ergibt GLOBAL allerdings eine gewisse Abweichung zur wahren Lithologie:

- Im Tiefenbereich von 50 - 113 m erscheint im GLOBAL nur Kalk, weil für diese Zone Dolomit irrtümlicherweise als Randbedingung ausgeschlossen wurde.
- Im oberen Trochitenkalk (165 - 190 m) wird der Dolomit-Gehalt (5 - 40%, Beilage 4.1) nicht angegeben.

- Im Bereich zwischen 270 und 298 m ergibt GLOBAL einen Dolomitanteil, der bei der Karbonatanalyse nicht nachgewiesen werden konnte (Beilage 4.1). Der in Wirklichkeit höhere Kalkanteil kann von GLOBAL nicht erkannt werden, da das LDT, welches hier eine signifikante Eingabe liefert, bei 70% Tonanteil Variationen im Kalk/Dolomit-Verhältnis nicht mehr auflösen kann.
- Im Abschnitt 261 - 265 m zeigt GLOBAL Anhydrit, der in den Bohrkernen nicht nachzuweisen ist.

Neben der quantitativen Lithologie liefert GLOBAL weitere gesteinsphysikalische Parameter in Form von berechneten Logs: Effektive Porosität (PHIE), Matrixdichte (RHGA), Invasionstiefe (DI), spezifischer elektrischer Gebirgswiderstand (R_t) und spezifischer elektrischer Widerstand der Spülungsinvasionszone (R_{xo}).

Diese Parameter treten in mehreren Funktionen auf, welche die Sondenantwort mit der Lithologie verknüpfen und können bei dem oben beschriebenen Least-Squares-Minimalisierungsprozess gewonnen werden. Für die Sedimentabfolge von Böttstein lassen sich daraus Porositäten zwischen 0 und 30% berechnen (Beilage 6.2, Spalte 1, weisses Feld). Maximalwerte bis 30% treten im Trigonodus-Dolomit zwischen 125 und 152 m auf, bis 20% Porosität im Dolomit der "Anhydritgruppe" und bis 30% Porosität im obersten Kristallin (315 - 317 m). Die niedrigsten Werte von fast 0% Porosität ergeben sich für den Platten- und Trochitenkalk im Bereich von 165 - 190 m, die massiven Anhydrite bei 222 m und 230 - 242 m und den Wellenmergel bzw. Wellendolomit bei 270 - 307 m. In den oben genannten Zonen des Plattenkalks, des Trochitenkalks und des Anhydrits entspricht die Bruttodichte RHOB konsequenterweise der Matrixdichte RHGA.

6.2.3.2 Strukturmerkmale geologischer Einheiten

Unter Strukturmerkmalen der Sedimente werden in diesem Fall das Streichen und Fallen von planaren Diskontinuitäten verstanden. Aufgrund eines Vergleichs mit den Bohrkernen wird angenommen, dass es sich bei den flachliegenden Diskontinuitätsflächen um Schichtflächen handelt. Nicht davon zu unterscheiden sind subhorizontale Klüfte, insbesondere Fasergipsklüfte. In Abschnitten mit variablem Schichtfallen (Obere Sulfatschichten) ist eine Unterscheidung von Schichtflächen und Klüften prinzipiell problematisch.

In der Sondierbohrung Böttstein wurde eine Dipmeter-Log (HDT) mit anschliessender Berechnung von Schichtneigung und Azimut durchgeführt, um die räumliche Lage der einzelnen Schichtpakete zu bestimmen und besondere tektonisch bedingte Verstellungen innerhalb dieser Schichtpakete unabhängig von der Kernaufnahme zu erkunden.

Die Dipmeterresultate sind in Beilage 6.2 als Tadpole-Plot dargestellt. Jede Tadpole-Markierung beinhaltet die Angaben:

- Fallazimut, gekennzeichnet durch einen kurzen Strich auf einer Art Kompassrose.
- Fallwinkel, gekennzeichnet durch die Position eines Kreises im Winkelgitter.
- Zuverlässigkeit der Berechnung dieser Daten aus den Mikrowiderstandsprofilen der 4 HDT-Messelektroden; hohe Zuverlässigkeit wird durch einen ausgefüllten Kreis gekennzeichnet.
- Richtungsrose (Fallazimut) für 100 m Abschnitte.

Abgesehen von den Evaporit-Schichten des Mittleren Muschelkalks zeigen die in der Bohrung Böttstein durchteuften Sedimente im allgemeinen ein schwaches Einfallen (2 -3°) nach ESE. Im Keuper (50 - 122 m) findet man ein Einfallen von durchschnittlich 4° nach ENE bis ESE (vor allem im unteren Teil).

Für den Trigonodus-Dolomit zeigt das Dipmeter relativ wenige, stark streuende Werte mit geringer Zuverlässigkeit, was auf eine schwach ausgebildete Schichtung hindeutet. Einzelne hohe Fallwinkel dürften auch auf Klüfte und grobe Schichtwellungen zurückzuführen sein.

Plattenkalk und Trochitenkalk weisen wieder eine deutlichere Schichtung mit generell weniger als 10° Einfallen nach E auf. Im unteren Teil des Dolomits der "Anhydritgruppe" fallen die Schichten nach NW ein. Beim Uebergang in die Oberen Sulfatschichten ergeben sich mit der Tiefe ansteigende Fallwinkel bis 18°. Besonders im mittleren und unter Teil der Oberen Sulfatschichten (220 - 253 m) sind die grössten Variationen von Einfallen und Azimut zu finden.

Der Untere Muschelkalk zeigt mit Ausnahme der Anhydritbank eine sehr deutliche Schichtung mit einem Einfallen von durchschnittlich 2° nach ESE. Verglichen mit den Keupersedimenten finden wir hier das gleiche Azimut. Im Buntsandstein und im obersten Teil des Kristallins bemerkt man bei den Dipmeterdaten grössere Streuungen.

Uebereinstimmend mit der hier durchgeführten Dipmeteranalyse zeigt die Strukturuntersuchung an Bohrkernen einen ESE Trend der Fallrichtungen im unteren Gipskeuper (Fallwinkel 0 - 5°) und ein anomales Schichtfallen in einzelnen Abschnitten der Oberen Sulfatschichten.

6.2.4 Resultate im Kristallinbereich

Für die Bohrlochmessungen im kristallinen Bereich der

Sondierbohrung Böttstein wurden die gleichen Sonden bzw. Sondenkombinationen verwendet wie im Sedimentbereich. Zwar sind die einzelnen Sonden noch nicht für Kristallingesteine geeicht, die aufgezeichneten Daten (Logs) zeigen insgesamt jedoch soviel Charakter, dass eine qualitative und z.T. auch quantitative Interpretation in vielen Fällen möglich ist.

Bestimmte Messungen wie z.B. Widerstands- und Sonic-Log liefern direkt die physikalischen Parameter des Gebirges. Andere Messgeräte wie z.B. die Neutronen- oder die Gamma-Gamma-Sonde geben nur indirekt gesteinsphysikalische Parameter wieder; diese Sonden bzw. ihre Signale müssen auf die Anwendung im Kristallin kalibriert werden.

Solange diese Voraussetzung nicht erfüllt ist, ist man noch weit davon entfernt, ein Programmsystem zu entwickeln, das vergleichbar zu GLOBAL eine quantitative Erfassung der kristallinen Lithologie erlaubt.

Ein Verfahren, das mit einer Bohrlochmessung einen direkten analytischen Zugang zur kristallinen Lithologie liefert, ist die induzierte Gamma-Spektrometrie (GST). Da aber auch für dieses Verfahren noch kein kristallinspezifischer Auswertungsformalismus vorliegt, ist der allgemeinere und sicherere Weg die Zuordnung von einem Satz von Sondenantworten zu einer im Kern erkannten Lithologie mit Hilfe von statistischen Mitteln wie Crossplots und Faciolog.

Eine Grundvoraussetzung bei der Anwendung konventioneller Bohrlochmessungen im Kristallin ist, das charakteristische Verhalten jeder einzelnen Bohrlochmessung bei Aenderungen der kristallinen Lithologie kennenzulernen. In den folgenden Abschnitten erfolgt daher zunächst die Diskussion jeder einzelnen Bohrlochmessung im Zusammenhang mit der Geologie.

6.2.4.1 Composite-Log

Die einzelnen Bohrlochmessungen sind in verschiedenen Spalten des Composite-Logs (Beilage 6.4) zu finden. Die weitere Diskussion erfolgt getrennt nach Spalten, die gebräuchlichen Abkürzungen für Bohrlochmessgeräte und Logs findet man in Tabelle 6.1.

Spalte 1, Kaliber 1 und 2 (C13, C24); elektrisches Eigenpotential (SP)

In Spalte 1 sind die gemessenen Kurven C13 und C24 des 4-Arm Kalibers (BGT) und das Log des elektrischen Eigenpotentials (SP) dargestellt.

Im kompakten frischen Granit, z.B. im Tiefenbereich 660 - 695 m und 1075 - 1110 m, ist das Bohrloch über eine grössere Strecke kaliberhaltig. Aus der Uebereinstimmung der senkrecht zueinander stehenden Kaliber C13 und C24 kann auf einen nahezu idealen kreisförmigen Querschnitt des Bohrlochs geschlossen werden.

Kakiritisierte Zonen treten deutlich als markante Bohrlochausbrüche hervor. In der am stärksten kakiritisierten und umgewandelten Zone bei 360 - 495 m findet man sogar Kalibererweiterungen von 6 ¼" auf mehr als 13". Bemerkenswert in dieser Zone ist auch die ausgeprägte Differenz der beiden Kaliberkurven C13 und C24, verursacht durch ein unregelmässiges Auftreten der Bohrlochwandausbrüche.

Viele mit kakiritisierten Zonen verbundene Kalibererweiterungen verlaufen asymmetrisch mit der Tiefe, was durch einen teils abrupten, teils kontinuierlichen Uebergang von frischem kompaktem Granit in eine kakiritische Störungszone erklärt werden kann. Beispiele dafür findet man bei 694 und 1115 m.

Obwohl die beiden Kaliberkurven C13 und C24 für das Böttstein-Kristallin insgesamt gut übereinstimmen, lässt sich aus der statistischen Gesamtanalyse der Bohrlochwandausbrüche eine generelle, wenn auch geringe Asymmetrie des Bohrlochquerschnitts mit einem bestimmten Azimut ableiten. Daraus kann die Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung ermittelt werden (Kap. 5.4.6).

Für kristalline Gesteine ist nicht bekannt, in welchem Masse die einzelnen Potentiale (Kap. 6.2.1.1) zum *elektrischen Eigenpotential* (SP) beitragen.

Für das Böttstein-Kristallin zeigt die Eigenpotentialkurve mit Ausnahme des untersten Bereiches der Bohrung einen deutlichen Trend zu negativen Spannungswerten mit zunehmender Tiefe. Dieser Trend kann mit einer allgemeinen Zunahme der Kompaktheit und Frische des Granits erklärt werden. Zwischen 1080 und 1330 m zeigt das SP stark negative Werte über grössere Strecken; in diesem Bereich findet man den kompaktesten Granit, der in der Sondierbohrung Böttstein erbohrt wurde.

Kakirite und stark umgewandelte Granite treten im SP als scharfe positive Anomalien hervor. Auch in der stark kakiritisierten und hydrothermal umgewandelten Zone zwischen 360 und 495 m treten generell hohe Eigenpotentialwerte auf. Ein Bezug zwischen SP-Anomalien und Wasserführung der Kakirit- bzw. Umwandlungszonen kann allerdings nicht hergestellt werden.

Spalte 2, Laufzeit (TPL) und Dämpfung (EATT) elektromagnetischer Wellen; Temperatur (HRT)

Das Electromagnetic Propagation Tool (EPT) liefert die Laufzeit der elektromagnetischen Wellen (TPL) und die zugehörige Dämpfung (EATT). Von der Funktionsweise

ähnlich dem Sonic-Log (beim TPL allerdings Radiowellen) "sieht" diese Sonde vor allem den Anteil von freiem Wasser in der Formation, unabhängig von seiner Salinität. Das erwartete Antwortsignal dieser Sonde auf wasserführende Zonen im Kristallin wäre daher eine starke Dämpfung der Amplitude (EATT) und grosse Laufzeiten der elektromagnetischen Wellen (TPL), frischer kompakter Granit würde sich in einer geringen Dämpfung und in kurzen Laufzeiten widerspiegeln.

Abgesehen von den kaliberhaltigen Tiefenbereichen mit glatter Bohrlochwand sind im EPT-Log (Spalte 2) nur sehr starke Oszillationen der TPL- und EATT-Kurven zu sehen.

Daraus lässt sich schliessen, dass das EPT auf Rauhigkeiten der Bohrlochwand so stark reagiert, dass selbst bei Wiederholungsmessungen keine vernünftige Reproduzierbarkeit zu erzielen ist, sobald sich das Tool während der Messung unterschiedlich dreht (Beilage 6.5). Für eine zukünftige Anwendung des EPT im Kristallin sind sicherlich noch einige Modifikationen des Sondensystems erforderlich.

Das ebenfalls in Spalte 2 dargestellte Temperaturlog wird in Kapitel 7.8.1 (Fluid-Logging im Kristallin) diskutiert.

Spalte 3, Elektrische Widerstände (RLLD, RLLS, RMSFL)

Spalte 3 zeigt die mit den konventionellen Laterologs (DLL, MSFL) gemessenen Widerstandskurven RLLD (grosse Eindringtiefe), RLLS (mittlere Eindringtiefe) und RMSFL (geringe Eindringtiefe).

Die RLLD- und RLLS-Kurven sind auf der gesamten Messstrecke nahezu identisch, da im Böttstein-Kristallin aufgrund der Verwendung von Klarwasserspülung keine Spülungsfiltratzone vorhanden ist. Daraus kann geschlossen werden, dass sowohl die RLLD wie die RLLS-Kurve die wahren Gebirgswiderstände angeben.

Das RLLD/RLLS-Log zeigt in seinem Verlauf deutliche Schwankungen über mehr als drei Dekaden, was dafür spricht, dass diese Bohrlochmessung sehr sensitiv auf die unterschiedlichen elektrischen Eigenschaften des Kristallins reagiert. Abgesehen von diesen starken Schwankungen erkennt man eine tendenzielle Zunahme des Gebirgswiderstandes mit der Tiefe, wobei die höchsten Widerstände (10^4 Ωm) unterhalb 1075 m auftreten. Diese hohen Widerstände sind auf eine sehr geringe hydrothermale Umwandlung und Klüftung des dort vorhandenen Granits zurückzuführen.

Niedrige Widerstände (10^2 Ωm) treten über eine grössere Strecke (360-495m) im oberen Bereich des Böttstein-Kristallins auf. Diese niedrigen Widerstände werden durch die bessere Leitfähigkeit toniger Umwandlungsprodukte bzw. durch die erhöhte Porosität dieser mächtigen Kakirit- und Umwandlungszone verursacht.

In dieser Zone erreicht der RMSFL bei 481 m ein Minimum von etwa 10 Ωm, hervorgerufen durch eine sehr stark kakiritisierte Störungszone (vgl. Spalte 1, Kaliber).

Zwischen 495 und 1075 m findet man einen Bereich, der durch dicht aufeinanderfolgende starke Schwankungen (2-3 Dekaden) der Gebirgswiderstände (RLLD/RLLS) gekennzeichnet ist. Hierbei handelt es sich um eine heterogene Uebergangszone mit Kakiriten, hohen Kluftdichten, aber auch mit teilweise frischen, kompakten und kluftarmen Graniten.

Unterhalb von 1075 m beginnt eine Zone mit frischem kompakten Granit, die sich durch hohe Gebirgswiderstände um 10^4 Ωm auszeichnet. In dieser Zone liegen die mit hydrothermalen Umwandlungszonen (bzw. kakiritischen Störungszonen) assozierten Widerstandsminima mit etwa 3 x 10^2 Ωm deutlich höher als diejenigen im intermediären Bereich.

Aus der höheren Lage der Widerstandsminima lässt sich daher folgern, dass im Tiefenbereich unter 1075 m der Grad der hydrothermalen Umwandlung geringer ist, als im oberen Bereich. Auch noch so geringe Umwandlungen führen bereits zu einer bedeutenden Reduktion des im allgemeinen hohen Gebirgswiderstandes (10^4-10^5 Ωm) von frischem kompaktem Granit.

Unterhalb von 1330 m reduziert sich der Widerstand insgesamt von 10^4 Ωm im Mittel auf durchschnittlich 2 x 10^3 Ωm, was auf eine stärkere hydrothermale Umwandlung (resp. Klüftung oder leichte Kakiritisierung) des untersten Böttstein-Kristallins schliessen lässt (vgl. Eigenpotential SP). Aber auch hier liegt in Zonen stärkerer Umwandlung das Widerstandsminimum nicht unter 3 x 10^2 Ωm.

Die dritte Messkurve in Spalte 3 ist das RMSFL, das die grösste vertikale Auflösung der hier aufgeführten Laterologs besitzt. Das MSFL reagiert im allgemeinen sensitiver als das DLL, da es mit einem Messschlitten die Bohrlochwand elektrisch abtastet, während das DLL zentriert misst.

Die Feinauflösung des RMSFL im Bereich von Kakirit- bzw. Umwandlungszonen ist in der Composite-Log-Darstellung wegen des gedrängten Tiefenmassstabs kaum ersichtlich. Hier sei auf die Beilagen 6.6 und 6.7 verwiesen, wo ein Ausschnitt des RMSFL-Logs im Massstab 1:200 wiedergegeben ist. Die Sensitivität des RMSFL auf kluftreiche Zonen im kompakteren Granit ist in Beilage 6.7 bei 635 - 645 m zu erkennen. In Zonen mit Gebirgswiderständen oberhalb von 300 Ωm weicht die RMSFL-Kurve deutlich von der des RLLD/RLLS ab. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, dass sich beim MSFL die im Vergleich zu den hohen Gebirgswiderständen

gut leitende Spülung weit stärker bemerkbar macht als bei den Laterologs (RLLD/RLLS).

Die Diskussion der RLLD/RLLS-Messkurve hat gezeigt, dass die elektrischen Widerstände ein sensitiver Indikator für den Umwandlungsgrad des Granits sind.

Spalte 4, Bruttodichte (RHOB), scheinbare Neutronporosität (NPHI), Sonic-Laufzeit (DT), photoelektrischer Absorptionsfaktor (PEF)

Gemeinsames Merkmal der in Spalte 4 dargestellten Bohrlochmessungen ist, dass sie bei der Anwendung im Sediment unter anderem die Basisparameter zur Porositätsbestimmung liefern.

Im Kristallin liefern die mit dem LDT und CNT gemessenen Kurven (RHOB, PEF, NPHI) nur relative Werte der gesteinsphysikalischen Parameter Dichte und Porosität. Das Dichtelog, im allgemeinen auf wassergesättigten Kalkstein geeicht, wird bei der Anwendung in anderen sedimentären Fazien mit speziellen Korrekturkurven auf absolute Werte kalibriert. Korrekturkurven dieser Art existieren für kristalline Gesteine bis heute nicht.

Die in der Sondierbohrung Böttstein ausgeführte RHOB-Messung konnte aber durch Vergleich mit dem aus Schweremessungen abgeleiteten Dichteprofil (Kap. 6.5) im gesamten Kristallin geprüft werden, wobei sich herausgestellt hat, dass das LDT-Messgerät die Dichten durchschnittlich um 0.09 g/cm^3 zu gering angibt.

Unter Anwendung dieser Korrektur liegt dann mit der RHOB-Kurve ein absolut geeichtes Dichteprofil mit sehr hoher Auflösung für den Kristallinbereich von Böttstein vor.

In Beilage 6.4 zeigt die RHOB-Kurve eine Dichtezunahme mit der Tiefe, wobei oberhalb von 1075 m nur lokal und unterhalb von 1075 m aber allgemein die höchsten Dichtewerte erreicht werden. Nahe der Bohrlochsohle wird dieser Trend unterbrochen (vgl. SP, RLLD/RLLS, RMSFL).

Der auffälligste Dichtesprung erfolgt bei 495 m, unmittelbar darüber sind deutlich geringere Dichten zu verzeichnen (Beilage 6.4). Diese markante Stufe ist auch auf den meisten anderen Messkurven (C13/C24, RLLD/RLLS/RMSFL, DT) stark ausgeprägt und charakterisiert den Uebergang von einer mächtigen Umwandlungs- und Kakiritzone (360 - 495 m) in kompakteren Granit.

Durch seine hohe Auflösung im Meterbereich ist das Dichtelog RHOB aber auch ein Indikator für weniger mächtige vertonte Kluftzonen und kakiritische Störungszonen, die durch scharfe RHOB-Minima charakterisiert sind (z.B. 697, 789 und 856 m, Beilage 6.4). Die an diesen Stellen verzeichneten Reduktionen im RHOB-Wert von bis zu 0.5 g/cm^3 sind als reell zu betrachten, da einerseits das Messgerät selbst Kalibereffekte weitgehend kompensiert und vor der endgültigen Darstellung des Logs eine zusätzliche Korrektur (DRHO) angewandt wird.

Ganggesteine, wie z.B. die Aplite bei 662 m und 670 m lassen sich nicht aus der RHOB-Kurve ermitteln, lediglich die Aplitgranitstrecke zwischen 635 und 647 m scheint eine gewisse Dichtereduktion zu ergeben.

Pegmatite können mit der Dichtemessung nicht aufgelöst werden, weil die Mächtigkeit dieser Ganggesteine bei gleichzeitig geringem Dichtekontrast zum Granit klein ist.

Der *photoelektrische Absorptionsfaktor (PEF)* kann als möglicher Indikator für aplitische Ganggesteine dienen, was beispielsweise bei 662 und 670 m und in Beilage 6.7 von 618 bis 620 m anhand einer deutlichen Reduktion der PEF-Werte erkennbar ist. Ein ähnliches Verhalten zeigt die Aplitgranit-Strecke zwischen 635 und 647 m. Die PEF-Reduktion kann dadurch verursacht sein, dass aplitische Ganggesteine gegenüber dem Biotitgranit für Gamma-Strahlen heller erscheinen. Kakirite verursachen auch eine PEF-Reduktion, allerdings können in diesem Fall Kalibereffekte nicht ausgeschlossen werden. Pegmatite sind im PEF-Log nicht erkennbar.

Die *scheinbare Neutronporosität (NPHI)* wurde in der Sondierbohrung Böttstein nur bis zu einer Tiefe von 820 m gemessen, weil befürchtet wurde, dass die hohe Aktivierungsenergie der Americium-Berylliumquelle eine bleibende Störung im Grundwasser-Isotopenverhältnis bewirken und damit die radiometrischen Altersbestimmungen an Wasserproben aus Zonen mit geringem Zufluss verfälschen könnte.

Prinzipiell wird mit dem NPHI-Log über die H-Ionenkonzentration der Wassergehalt der Formation bestimmt. Im Kristallin ist der Wassergehalt durch die intergranulare Porosität und die Kluftporosität vorgegeben. Dazu kommt noch der Anteil des Kristallwassers von Umwandlungsprodukten und magmatischen Mineralien. Da im Böttstein-Kristallin häufig Kombinationen von intergranularer Porosität/ Kluftporosität und Umwandlung (Vertonung) auftreten, kann nicht ohne besondere Berücksichtigung weiterer Daten (Kernanalyse, weitere Bohrlochmessungen) unterschieden werden, wie stark das NPHI-Log auf den geringen "Porenwassergehalt" des kompakten Granits, oder auf den Anteil toniger Umwandlungsprodukte reagiert.

In Bereichen grösserer Umwandlungs- und Kakiritzonen (360-395 m), die sich allgemein durch erhöhte NPHI-Werte auszeichnen, heben sich "dickere" Quarzadern und Ganggesteine durch ein relatives NPHI-Minimum deutlich ab (Beilage 6.6). Diese relativen Minima treten bei 460-461 m,

474-475 m und möglicherweise bei 484-485 m auf. Im frischen kompakten Granit zeichnen sich die Ganggesteine nicht signifikant in der NPHI-Kurve ab.

Die *Sonic-Laufzeit (DT)* ist ein guter Indikator für die Kompaktheit und Frische des Granits, da sie umgekehrt proportional zur Festigkeit des Gesteins ist. Diese Laufzeit wird mit der Sonic-Sonde direkt gemessen, so dass bei diesem Messgerät nicht wie bei anderen Bohrlochmessungen eine spezielle Korrektur für die Anwendung im Kristallin erforderlich ist. Die Lücken in der DT-Kurve in Spalte 4 sind durch die Eliminierung von Cycle Skips (nicht erfasste Ersteinsätze der P-Wellen) bedingt.

Das Sonic-Log zeigt übereinstimmend mit anderen Bohrlochmessungen eine generell mit der Tiefe abnehmende Laufzeit, die eine zunehmende Festigkeit des Granits in grösserer Tiefe indiziert.

Deutliche Laufzeitzunahmen sind mit Umwandlungs- und Kakiritzonen korrelierbar, weil dort die Festigkeit des Gesteins durch Zerscherung und Vertonung stark herabgesetzt wird. Ein prominentes Beispiel ist die mächtige Kluft- und Umwandlungszone bei 360-495 m, wo die Laufzeiten im Mittel bei 220 μs/m liegen. Die daraus berechnete P-Wellengeschwindigkeit von 4570 m/s ist für Granit mit normalerweise 5800 m/s sehr gering und verdeutlicht den hohen Umwandlungsgrad in dieser Zone (vgl. RLLD, RMSFL, RHOB).

Wie in Beilage 6.6 ersichtlich, erreicht die Laufzeit bei 480 m ein Maximum von mehr als 250 μs/m, woraus sich ein Geschwindigkeitsminimum von weniger als 4000 m/s ergibt. Diese geringen Geschwindikeiten findet man man sonst nur in Sedimenten. Bei 480 m zeigen C13/24, RLLD, RMSFL, LDT und DT ebenfalls extreme Werte. Die kompakteren Granite im obersten Teil des Kristallins (315 - 360 m) mit Check Shot Geschwindigkeiten bis 5000 m/s (Beilage 6.28) konnten mit dem Sonic-Log wegen der bei 340 m stehenden Verrohrung nur teilweise erfasst werden.

Bei 495 m ist ein deutlicher Sprung zu kleineren Laufzeiten erkennbar. Er reflektiert den Uebergang in einen kompakteren Granit mit durchschnittlich 5290 m/s. Aber auch in diesem intermediären Bereich mit Untergrenze bei 1075 m treten in Verbindung mit Kakirit- und Umwandlungszonen immer wieder Geschwindigkeitsreduktionen bis 4000 m/s auf, z.B. bei 697 bzw. 790 m.

Die gute Tiefenauflösung des Sonic-Logs kann an einem Beispiel in Beilage 6.7 demonstriert werden. Im Tiefenbereich zwischen 612 und 618 m lässt sich aus diesem Log sogar die graduelle Vertonung bzw. Kakiritisierung ableiten, wobei das Geschwindigkeitsminimum von 3300 m/s bei 620.5 m eindeutig durch einen geringmächtige kakiritische Störungszone mit starker Vertonung verursacht wird.

Der frische kompakte Granit unterhalb von 1075 m hat mit durchschnittlich 170 μs/m deutlich geringere Laufzeiten als der darüberliegende intermediäre Granit. Im frischen, kompakten Granit, der sich neben hohen elektrischen Widerständen auch durch hohe Geschwindikeiten von knapp 6000 m/s auszeichnet, findet man nur im unteren Bereich der Bohrung (unterhalb 1330 m) geringere Geschwindigkeitsreduktionen auf Werte um 5200 m/s, die auf eine leichte Umwandlung des Granits in dieser Zone hindeuten.

Dort wo sich geringe Umwandlungen in der Sonic-Laufzeit nicht mehr sehr deutlich abzeichnen, hilft die Aufzeichnung der Sonic-Wellenzüge in Form des VD- bzw. WF-Logs (Beilagen 6.6, 6.7 und 6.8), auch in diesem Grenzbereich den Grad der Umwandlung differentiell anzugeben.

Aus dem VD- bzw. WF-Log lassen sich die P- und S-Wellenlaufzeiten bestimmen, aus denen im Zusammenhang mit der Dichte elastische Konstanten berechnet werden können. Eine wichtige elastische Konstante ist z.B. die Poissonzahl, im wesentlichen eine Funktion des P- und S-Wellenverhältnisses. Deutlich höhere Poissonzahlen als 0.25 indizieren einen erhöhten Wassergehalt im Gestein.

Beilage 6.8 zeigt das WF-Log aus dem unteren Teil der Sondierbohrung Böttstein. Im Bereich leichter Umwandlung bei 1469 - 1472 m nehmen die P- und S-Wellenlaufzeiten vergleichsweise zum kompakten frischen Granit leicht zu (P-Welleneinsatz wegen Amplitudennormierung oft nicht zu erkennen). Die aus den Laufzeiten berechnete Poissonzahl liegt für diesen Bereich bei 0.27 und ist höher als im frischen Granit, für den Werte um 0.25 ermittelt wurden. Aus der erhöhten Poissonzahl kann auf eine höhere Porosität des Granits in diesem Bereich geschlossen werden.

Weitere Darstellungen des VD- bzw. WF-Logs sind in Beilage 6.6 und 6.7 für das obere Kristallin der Sondierbohrung Böttstein zu finden (P-Welleneinsatz nicht erkennbar). Man erkennt dort eine deutliche Reduktion in der (P)S-Wellenamplitude im Bereich von Kakirit- und Umwandlungszonen. Damit einhergehend ist eine Zunahme der S- bzw. P-Wellenlaufzeit, die wiederum im Sonic-Log erscheint.

Das Sonic-Log ist also ein guter Indikator für Kakirit- und Umwandlungszonen, es reagiert im Vergleich zu den Widerstandslogs (DLL, MSFL) allerdings weniger empfindlich auf den Vertonungsgrad dieser Zonen.

Quarzadern sind im Sonic-Log nur dort als Laufzeitminima zu erkennen, wo generell grosse Laufzeiten vorherrschen. Dieser Fall tritt nur im Bereich der mächtigen Kakirit- und Umwandlungszone bei 360 - 495 m auf. Im kompakten Granit, bzw. in Zonen mit geringer Umwandlung, ist der Parameterkontrast zu den relativ dünnen Quarzadern ($\leqq$ 0.1 m) zu gering, um im Sonic-Log eine signifikante Anomalie zu erzeugen.

Auch Ganggesteine wie Aplite und Pegmatite weisen im frischen kompakten Granit zu wenig Kontrast der elastischen Parameter auf, um mit der Sonic-Messung zuverlässig erfasst werden zu können.

Spalte 5, Gamma-Strahlungsaktivität (SGR) und gammaspektrometrisch bestimmte Kalium(POTA)-, Uran(URAN)- und Thorium(THOR)-Gehalte

Spur 1 in Spalte 5 zeigt das Log der natürlichen Gamma-Strahlenaktivität (SGR). Die Angabe erfolgt in API (American Petroleum Institute Units) proportional der Szintillometerzählrate. Die anderen Spuren von Spalte 5 stellen gammaspektrometrisch bestimmten Kalium- (POTA, in Gew.-%), Uran- (URAN, in ppm) und Thorium-Gehalte (THOR, in ppm) dar.

Im Böttstein-Kristallin ist die natürliche Gamma-Aktivität bedeutend höher als im Sediment, wie man beim Uebergang ins Kristallin an einem signifikanten Sprung des SGR von 80 auf 200 API feststellen kann (Beilage 6.2).

Im Kristallin lassen sich für das SGR drei Basislinien festlegen. Die Erste für den stark umgewandelten und kakiritisierten Granit zwischen 360 und 495 m mit einem Durchschnittswert von 160 API, die Zweite für einen Bereich mit intermediärem Granit zwischen 495 und 970 m (resp. 1050 m) bei mittleren Werten um 220 API, und die Dritte im vorwiegend frischen kompakten Granit unterhalb 970 m (resp. 1050 m) mit 250 API.

Die geringen SGR-Werte in Zonen mit umgewandeltem bzw. kakiritisiertem Granit (z.B. 695 - 720 m und 815 m) sind darauf zurückzuführen, dass vor allem Uran und auch Thorium während der hydrothermalen Umwandlungsphase herausgelöst wurden.

Geringe Reduktionen des Kalium-Gehaltes (POTA) sind teilweise auch in diesen Zonen festzustellen. Positive Anomalien im Urangehalt findet man beispielsweise bei 511, 519 und 913 m. Sie dürften im Zusammenhang mit Ausscheidungen von Uranmineralien (Pechblende, Brannerit) in Quarzadern stehen (Kap. 5.6.2, Beilage 5.18).

Weiterhin treten Anreicherungen von Uran im Randbereich von Rhyolithen auf, z.B. bei 889 und 893 m. Dort sind im URAN-Log zwei markante positive Spitzen zu erkennen, die mit einer Abnahme des Thorium-Gehaltes (THOR) im gesamten Rhyolithbereich einhergehen. Der Rhyolithporphyrgang bei 980 m zeigt diese charakteristische Signatur ebenfalls deutlich. Sie dürfte auf die rasche randliche Abkühlung des Ganges bei der Intrusion zurückzuführen sein.

Aplitgänge treten im NGT-Log (Spalte 5) signifikant durch ein ausgeprägtes THOR-Minimum verbunden mit einem URAN-Maximum hervor. Beispiele dafür sind bei 662, 670 und 1158 m zu finden. Der Aplit/Pegmatitgang bei 619 m (Beilage 6.7) bildet insofern eine Ausnahme, da dort statt einer positiven URAN-Anomalie eine negative Anomalie auftritt. Diese negative Anomalie wurde möglicherweise durch die Herauslösung des Urans im Zusammenhang mit der beobachteten starken Wasserführung (Kap. 7) verursacht.

Im frischen kompakten Granit scheint das gegenläufige Verhalten der Uran-/Thorium-Gehalte bei gleichbleibendem Kalium-Gehalt der empfindlichste Indikator für Ganggesteine zu sein. Aplite und Rhyolithe sind aufgrund der ähnlichen Log-Signatur nur schwer unterscheidbar. Die generell geringmächtigen Pegmatite können im NGT-Log nicht erkannt werden. Quarzadern zeigen keine typischen Anomalien in der Gamma-Aktivität; aus petrophysikalischer Sicht sollten sie eine negative Summenanomalie der (SGR) ergeben. Möglicherweise werden diese Anomalien aufgrund der geringen Mächtigkeit der Quarzadern (cm bis dm) vom Aktivitätsbeitrag des umgebenden Gesteins überdeckt.

Die bohrlochgeophysikalisch bestimmten Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalte stimmen im allgemeinen gut mit den an Bohrkernen gemessenen Werten überein (Kap. 5.6.2).

Zusammenfassung der Composite-Log Analyse

Die Diskussion des Composite-Logs im Zusammenhang mit der Geologie des Böttstein-Kristallins hat verdeutlicht, dass der überwiegende Teil der Bohrlochmessungen soviel Information enthält, dass bereits aus diesen Daten eine qualitative Beschreibung der kristallinen Lithologie der Sondierbohrung Böttstein erfolgen kann. So kann z.B. der Grad der Granitumwandlung recht gut aus den Widerstands-Logs abgeleitet werden, kakiritisierte Zonen mit starker Umwandlung werden zusätzlich durch das Kaliber-, Dichte- und Sonic-Log indiziert. Die Signifikanz einzelner Bohrlochmessungen für die kristalline Lithologie von Böttstein ist in der unten aufgeführten Tabelle 6.2 nochmals verdeutlicht.

Obwohl die hier erzielten Resultate recht ermutigend sind, sollten sie nicht über die prinzipiellen Schwierigkeiten der Log-Interpretation im Kristallin hinwegtäuschen. Gesteinsphysikalisch unterscheidet sich das Kristallin vom Sediment vor allem durch eine komplexere Zusammensetzung und geringere Kontraste der einzelnen physikalischen Parameter. Hinzu kommt, dass man noch wenig Erfahrung in der Log-Analyse von kristallinen Gesteinen hat.

6.2.4.2 Crossplot

Bei der vorangegangenen Interpretation des Kristallin-Composite-Logs lag das Schwergewicht auf der Analyse einzelner Bohrlochmessungen im Vergleich mit der Kernbeschreibung.

Tabelle 6.2: Zusammenfassende Darstellung der aus der Diskussion des Composite-Logs abgeleiteten Indikatoren für Kristallininhomogenitäten

GESTEINSTYP \ TOOL / LOG		BGT	SP	DLL		MSFL	EPT		LDT		CNT	BHC		NGT			
		C13, C24 (CAL)	SP	RLLD	RLLS	RMSFL	TPL	EATT	RHOB	PEF	NPHI	DT	VD/WF	SGR	POTA	URAN	THOR
Granit	Frisch Kompakt	+	+	++	++	+	o	o	++		+	++	++	+	o	+	+
	Umgewandelt	+	+	++	++	++	o	o	+	o	+	+	++	+	o	o	o
Planare Diskontinuitäten	Kakiritische Störungszone	++	+	++	++	+	o	o	++	o	++	++	++	+	o	++	+
	Kluftreiche Zone	+	+	++	++	++	o	o	+	o	+	+	+	o		o	
	Einzelklüfte					++	o	+					o				
	Quarzklüfte	o		o	o	+			+				+				
Ganggesteine	Aplit									o				+		++	++
	Pegmatit													o		o	o
	Rhyolithporphyr													+		++	++

Indikationen:
- keine
- o schwach ausgeprägt
- \+ mittel
- ++ gut

Die nächste Stufe der Dateninterpretation ist die Analyse von Paaren der Sondenantwortfunktionen. Hierzu bedient man sich der Crossplot-Methode, welche erlaubt, Häufigkeitsverteilungen im Auftreten bestimmter Wertepaare zu ermitteln.

Die Wertepaare stammen von zwei ausgewählten Bohrlochmessungen aus gleicher Tiefe und werden in ein X-Y-Koordinatensystem eingetragen, dessen Achsen durch die Parameter der gewählten Bohrlochmessungen aufgespannt werden. In dieser Darstellung bilden die Wertepaare aus einem gewählten Tiefenintervall eine Punktwolke mit einer charakteristischen Struktur. Um diese Struktur zu quantifizieren, wird über die von den Parameterachsen aufgespannte Fläche ein Elementnetz gelegt und die Punkt-Belegungsdichte der Elemente als ein- bzw. zweistellige Ziffer angegeben (Beilage 6.9). Die höchste Ziffer definiert dann den Schwerpunkt der Wertepaare im Crossplot dieses Tiefenintervalls.

Die Lage dieses Schwerpunktes bzw. mehrerer Schwerpunkte ist charakteristisch für den Gesteinstyp und andere chemisch-physikalische Eigenschaften.

Die Anwendung der Crossplot-Methode in Sedimentgesteinen ist in der Erdölindustrie sehr gebräuchlich. Sie hat aber den Nachteil, dass die Tiefeninformation der einzelnen Wertepaare verloren geht, sofern nicht sehr kleine Tiefenintervalle gewählt werden. Im allgemeinen werden diese anhand der Formationsgrenzen festgelegt.

Im Kristallin ist die Wahl der Tiefenabschnitte schwieriger, weil oft keine klaren lithologischen Grenzen vorhanden sind. Auf der einen Seite sollten die Tiefenabschnitte so klein gewählt werden, dass keine Wertepaare aus lithologisch unterschiedlichen Zonen vermischt werden, auf der anderen Seite sollten die Tiefenintervalle aber so gross sein, dass eine repräsentative und statistisch ausreichende Datenmenge verarbeitet werden kann.

Für die Sondierbohrung Böttstein wurden folgende Crossplots für den gesamten Kristallinbereich wie auch für 10 ausgewählte Zonen erstellt: THOR-POTA, THOR-URAN, RHOB-PEF und THOR-URAN.

Bei der Zonierung (Beilage 6.4) wurde versucht, lithologisch homogene Bereiche zusammenzufassen. Beilage 6.9 zeigt als Beispiel den Zonencrossplot THOR-POTA für Zone 7.

Es ist in diesem Crossplot (1135 - 1250 m) zu erkennen, dass der Schwerpunkt rechts oben liegt. Im THOR-POTA Summencrossplot (495 - 1480 m), der die Zonen eins bis zehn umfasst (Beilage 6.12), ist dieser Schwerpunkt mit der Zonenziffer 7 eingetragen. Die Schwerpunkte der Zonencrossplots sind im Summencrossplot durch eine Gerade verbunden (mit zunehmender Tiefe).

Im folgenden werden vier ausgewählte Beispiele von Summencrossplots diskutiert.

Crossplot RHOB-NPHI (Beilage 6.10)

Bei der Diskussion der NPHI-Kurve wurde darauf hingewiesen, dass wegen der fehlenden Lithologiekorrekturen keine zuverlässige Porositätsbestimmung im Kristallin möglich ist. Das NPHI wurde zudem nur bis 820 m gemessen. Analog zur Anwendung in Sedimentgesteinen zeigt der RHOB-NPHI-Summencrossplot eine Zunahme der Neutron-Porosität mit abnehmender Bruttodichte. Dies spricht dafür, dass die NPHI-Kurve auch im Kristallin zur Abschätzung der Porosität eingesetzt werden kann, wobei sowohl freies wie gebundenes Wasser zur NPHI-Porosität beiträgt (Poren- und Kristallwasser der hydrothermal gebildeten Tonmineralien). Der RHOB-NPHI-Crossplot zeigt einen Schwerpunkte in Zone 1 (340 - 495 m) mit geringen Dichten und hoher Neutronporosität (Tongehalt) und eine Schwerpunktgruppe, die auf ein nahezu konstantes RHOB-NPHI-Verhältnis in den Zonen 2 - 4 (495 - 820 m) hinweist.

Crossplot RHOB-PEF (Beilage 6.11)

Im Summencrossplot RHOB-PEF (495 - 1480 m) sind deutlich drei Schwerpunktgruppen zu unterscheiden. Zone 4 (699 - 970) fällt durch einen besonders niedrigen photoelektrischen Absorptionsfaktor (PEF) auf, der aufgrund einer geringen photoelektrischen Absorption auf "hellere" Partien des Böttstein-Granits in dieser Zone hinzuweisen scheint. Wie schon im RHOB-NPHI Crossplot bemerkbar, hebt sich die Zone 1 (hydrothermal umgewandelte Störungszone) deutlich von den anderen Zonen ab. Die Schwerpunkte der übrigen Zonen zeigen keine systematische Aenderung des PEF-RHOB Verhältnisses mit der Tiefe.

Crossplot THOR-POTA (Beilage 6.12)

Dieser Summencrossplot (495 - 1480 m) zeigt drei Schwerpunktgruppen, die von den Zonen 1, 2 - 4 und den Zonen 5 - 10 gebildet werden. Mit Ausnahme von Zone 1, wo die Kalium- und Thoriumanteile sehr niedrig sind, scheint die Thoriumkonzentration unabhängig von dem Kaliumgehalt zu variieren. Ein auffälliger Sprung der Thoriumkonzentration erfolgt zwischen den Schwerpunktgruppen 2-4 und 5-10 bei 970 m (vgl. THOR-URAN-Crossplot, Beilage 6.13).

Crossplot THOR-URAN (Beilage 6.13)

Insgesamt sind in diesem Summencrossplot (495 - 1480 m) zwei Schwerpunktgruppen zu unterscheiden. Die deutliche Trennung von Schwerpunkten der Zonen 1-4 und 5-10 im Thoriumgehalt verdeutlicht gleichermassen wie der THOR-POTA-Crossplot die in den Gamma-Logs (SGR, NGT) beobachtete Grenze bei 970 m, die ca. 100 m über dem Bereich der kompakten frischen Granite (unterhalb 1075 m) liegt.

Zusammenfassend lassen sich aus der Anwendung der Crossplot-Methode im Kristallin folgende Aussagen machen:

- Die meisten Crossplots erlauben eine relativ klare Abtrennung der Zone 1 von den übrigen Zonen.
- Die häufig beobachtete, nicht sehr deutliche Trennung der Zonen im Summencrossplot ist auf die heterogene Lithologie innerhalb der einzelnen Zonen (Deformation, hydrothermale Umwandlung, Ganggesteine) und die subjektive Wahl der Zonen 1 bis 10 zurückzuführen.

6.2.4.3 Faciolog

Im allgemeinen überfordert die integrierende Beurteilung einer grösseren Zahl von Logs, zum Beispiel das Wiedererkennen einer bestimmten petrophysikalischen Signatur im Composite-Log, den Log-Interpreten. Deshalb muss rechnerisch eine Konzentration, respektive Vereinfachung des petrophysikalischen Datensatzes angestrebt werden. Für Sedimentgesteine steht dafür das Programmsystem GLOBAL (Kap. 6.2.3.1) zur Verfügung. Im Kristallin dagegen sind keine einfachen Beziehungen zwischen den gemessenen petrophysikalischen Werten und der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins verfügbar. Eine Anwendung von GLOBAL ist deshalb im Kristallin nicht möglich.

Bei der Diskussion des Composite-Logs (Kap. 6.2.4.1) wurde festgestellt, dass auch im Kristallin die einzelnen Logs signifikant, aber nicht voneinander unabhängig, auf verschiedene Lithologien reagieren. In diesem Fall bieten sich statische Verfahren wie die Cluster-Analyse an, um den petrophysika-

lischen Datensatz zu konzentrieren. Das *Programmsystem FACIOLOG* (SCHLUMBERGER) arbeitet nach diesem Verfahren. Es fasst die Information der verschiedenen Einzellogs zu einem synthetischen Log, dem *Faciolog,* zusammen.

Das Faciolog ist eine Tiefenfunktion mit diskreten Werten (Stufenfunktion), wobei jeder Funktionswert *(Elektrofaziesnummer)* eine typische petrophysikalische Signatur repräsentiert. Es wird zuerst für einen Bohrlochabschnitt *(Key Well)* berechnet, von dem gute Bohrkerne existieren, und daher die Lithologie im Detail bekannt ist. Die Funktionswerte des Faciologs müssen dann mit der petrographischen Kernbeschreibung verglichen und einzelnen lithologischen Typen zugeordnet werden *(Kalibrierung).* Danach ist es möglich, in einem weiteren Schritt das kalibrierte Faciolog auch für andere Bohrlochabschnitte zu berechnen. Man erhält damit eine angenäherte lithologische Charakterisierung auch von gemeisselten Strecken.

Methodik

Eine ausführliche Beschreibung der Faciolog-Anwendung im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein ist in SIMOND et al. (NTB 85-03) enthalten. Im folgenden wird daher nur ein Ueberblick über die einzelnen Schritte der Faciolog-Synthese gegeben.

Aufbereitung der Logs

Das Resultat der Faciolog-Synthese hängt entscheidend von der Fehlerfreiheit der Eingabedaten ab. Deshalb werden zunächst bei der Editierung der Logs offensichtliche Fehler (z.B. Cycle Skips beim Sonic-Log) sowie Tiefenfehler eliminiert. Dann wird eine Kaliberkorrektur durchgeführt, um den Einfluss der Bohrlochgeometrie weitgehend auszuschalten. In einem weiteren Schritt werden die Logs so normiert, dass ihre Werte einen Bereich von -1 bis +1 überstreichen. Damit ist gewährleistet, dass die einzelnen Logs die gleiche Informationsbreite besitzen.

Hauptkomponentenanalyse

Die *Hauptkomponentenanalyse* (Principle Component Analysis), im folgenden auch *PC-Analyse* genannt, ist ein weiterer, vorbereitender Schritt der Faciolog-Synthese. Sie dient einer ersten Vereinfachung des Datensatzes und erhöht die Effizienz der nachfolgenden Cluster-Analyse.

Die Bohrlochmessungen sind im allgemeinen quasikontinuierliche Messungen mit diskreten Tiefenwerten (6.6 Messpunkte/Meter). Deshalb lassen sich die aufbereiteten Messwerte von n Logs für jeden Tiefenwert als Punkt mit Tiefenbezeichnung in einem n-dimensionalen Raum darstellen. Dieser n-dimensionale Raum wird von einem orthogonalen Koordinatensystem aufgespannt, dessen Achsen den einzelnen Bohrlochmessungen entsprechen. Im zweidimensionalen Fall, also bei Verwendung von nur zwei Logs, enspricht diese Darstellung einem Crossplot (Kap. 6.2.4.2).

Die Messwerte für einen grösseren Bohrlochabschnitt (z.B. Key Well) bilden in dieser Darstellung im allgemeinen eine diffus strukturierte Punktwolke. Mit Hilfe einer PC-Analyse wird in diese Punkte ein neues Koordinatensystem, das sogenannte *PC-System,* gelegt. Dieses hat folgende Eigenschaften:

- der *Ursprung des PC-Systems* fällt mit dem Schwerpunkt der Punktwolke zusammen. Er repräsentiert damit den mittleren Wert aller Einzellogs.
- die *Achsen des PC-Systems* sind so angeordnet, dass die Punktwolke ihre grösste Ausdehnung entlang der Achse der ersten Hauptkomponente (PC1-Achse), ihre zweitgrösste Ausdehnung entlang der zweiten Hauptkomponente (PC2-Achse) und ihre kleinste Ausdehnung entlang der Achse der n. Hauptkomponente (PCn-Achse) hat.

Damit ist in der ersten Hauptkomponente (PC1) der grösste Anteil der Information aus den Eingabedaten enthalten, die n. Hauptkomponente dagegen besitzt den kleinsten Informationsgehalt. Im allgemeinen werden deshalb die Hauptkomponenten mit den höheren Nummern bei der nachfolgenden Cluster-Analyse nicht mehr berücksichtigt.

Cluster-Analyse

Der eigentliche Kern des Programmsystems FACIOLOG ist die *Cluster-Analyse.* Sie beinhaltet die Zusammenfassung einzelner, nahe beieinander liegender Punkte zu lokalen Punktwolken mit einem Schwerpunkt *(Local Modes).* Diese Local Modes werden schrittweise weiter zusammengefasst, bis eine vorgegebene Zahl von *Terminal Modes* erreicht ist.

Die Terminal Modes werden dann so durchnummeriert, dass der Terminal Mode mit der niedrigsten Nummer den grössten Absolutwert auf der ersten Hauptkomponente aufweist. Umgekehrt haben Terminal Modes mit hohen Nummern niedrige PC1-Werte. Sie liegen damit nahe beim Ursprung des PC-Koordinatensystems. Die Nummer eines Terminal Modes wird, historisch bedingt, *Elektrofaziesnummer* oder *Elektrofazies* genannt.

Da die Zugehörigkeit der einzelnen Datenpunkte (im PC-Raum) zu den Terminal Modes bekannt ist, und der Tiefenwert für jeden Datenpunkt abgespeichert ist, sind auch die Tiefenwerte für die dazugehörigen Terminal Modes und damit der Elektrofaziesnummern festgelegt. Daraus lässt sich

mit den Elektrofaziesnummern als Funktion der Tiefe das Faciolog konstruieren. Das Faciolog ist also eine Stufenfunktion, die für jeden Tiefenwert eine Elektrofaziesnummer angibt.

Zuordnung des Faciologs zum Litholog

Der nächste Schritt ist die Zuordnung des Faciologs zur Lithologie aus der Kernbeschreibung, also die Kalibrierung des Faciologs. Wie bereits erwähnt erfolgt sie zweckmässigerweise in einem Bohrlochabschnitt, von dem gute Bohrkerne existieren und in dem möglichst viele der zu erwartenden lithologischen Typen vorkommen. Dieser Bohrlochabschnitt wird Key Well genannt.

Für diesen Key Well wird zunächst das Faciolog berechnet und mit einem vereinfachten lithologischen Profil, dem *Litholog*, verglichen und korreliert. Das Litholog wird analog zum Faciolog erstellt, indem man anhand von Bohrkernaufnahmen eine entsprechende Anzahl von lithologischen Typen (z.B. Granit, Aplit oder Kakirit) definiert, jeweils mit einer Nummer, der *Lithofaziesnummer* versieht und dann als Stufenfunktion in Abhängigkeit von der Tiefe aufzeichnet.

Aus der Korrelation von Faciolog und Litholog wird das *kalibrierte Faciolog* in folgenden Schritten aufgebaut:

- Zuordnung von Elektrofaziesnummern zu Lithofaziesnummern (bzw. lithologischen Typen) in Tiefenabschnitten, wo die Korrelation eindeutig ist.
- Zusammenfassen von verbleibenden Elektrofaziesnummern, eventuell mit bereits zugeordneten Elektrofaziesnummern, so dass eine eindeutige Zuordnung zu einem lithologischen Typ möglich ist. Gleichermassen werden auch lithologische Typen, die gesteinsphysikalisch nicht differenziert werden können, zusammengefasst. Auf diese Weise wird die Zahl der Elektrofazien und der lithologischen Typen reduziert, bis eine vollständige Korrelation möglich ist.
- Kontrolle der Zuordnungen auf Widerspruchsfreiheit in Bohrlochabschnitten mit besonders ausgeprägten lithologischen Uebergängen.

Das so kalibrierte Faciolog wird in einer Datenbank abgelegt und ist die Basis für die Berechnung eines kalibrierten Faciologs in anderen Bohrlochabschnitten (z.B. Meisselstrecken).

Berechnung des kalibrierten Faciologs für das gesamte geloggte Intervall

Für die Bohrlochabschnitte ausserhalb des Key Well werden die Bohrlochmessungen mit dem Programmsystem FACIOLOG ähnlich wie im Key Well, jedoch unter Einbeziehung des kalibrierten Faciologs in der Datenbank, verarbeitet. Das Resultat ist ein kalibriertes Faciolog für das gesamte, geloggte Intervall. Damit steht auch für diese Bohrlochabschnitte eine angenäherte lithologische Beschreibung zur Verfügung.

Dieses Vorgehen, auch *Key Well-Konzept* genannt, lässt sich gegebenenfalls auch bei mehreren, benachbarten Bohrungen mit ähnlicher Lithologie anwenden. Dabei ist die erste Bohrung das Key Well, von der die Kalibrierung auf die umliegenden Bohrungen übertragen wird.

Synthese des Faciologs für das Kristallin

Das Kristallin der Sondierbohrung Böttstein ist trotz seiner Variationen relativ homogen. Deshalb sind die Aenderungen der gesteinsphysikalischen Parameter ebenfalls relativ gering (vgl. Kap. 6.2.4.1, Composite-Log). Oft sind die Aenderungen der Lithologie (z.B. Gänge) nur sehr lokal oder bei geringem Parameter-Kontrast ausgeprägt. Zudem treten Ueberlagerungen von verschiedenen lithologischen Merkmalen (z.B. Kakiritisierung und hydrothermale Umwandlung) auf.

Diese Umstände haben die Synthese des Faciologs für das Kristallin der Sondierbohrung Böttstein bedeutend erschwert. Mehrere Programmläufe (17) mit verschiedenen Sätzen von Eingabedaten und Programmsteuerparametern waren nötig, um die in den Einzellogs vorhandene Information für das Faciolog voll auszunützen. Die einzelnen Schritte dieses Optimierungsprozesses werden in SIMOND et al. (NTB 85-03) im Detail diskutiert, so dass im vorliegenden Bericht lediglich das Resultat kurz skizziert wird.

Für die Kalibrierung des Faciologs wurde als Key Well der Bohrlochabschnitt von 400 - 1150 m Tiefe gewählt. Damit umfasst das Key Well 65 % der geloggten Kristallinstrecke. Das Intervall für das Key Well wurde relativ gross gewählt, um sicher zu stellen, dass in ihm alle wichtigen lithologischen Typen (z.T. sogar mehrfach) vertreten sind.

Datenaufbereitung

Die Eingabedaten sind grundsätzlich mit denen des Composite-Logs (Kap. 6.2.4.1) identisch. Ausgenommen wurden HRT, EPT, GR und SP sowie NPHI. GR wurde nicht berücksichtigt, da es bereits durch NGT (URAN, THOR, POTA) vertreten ist. SP wurde vernachlässigt, da es von grossräumigen Potentialunterschieden beeinflusst werden kann. NPHI wurde ausgeschlossen, da es nur oberhalb von 820 m Tiefe gemessen wurde, obwohl es ein guter Indikator für die Porosität im Kristallin ist.

Tabelle 6.3: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse

Eingabe				PC-Analyse								
LOG	F	G		PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9
CAL	lin	1		81	5	1	2	1	1	4	–	5
RLLD	log	1		75	1	1	–	4	16	3	–	–
RMSFL	log	1		82	–	1	–	6	–	6	1	4
RHOB	lin	1		81	2	1	2	–	5	–	9	–
PEF	lin	1		2	77	4	12	3	–	–	1	1
DT	lin	1		79	–	4	1	–	5	7	4	–
URAN	lin	1		17	32	19	31	1	–	–	–	–
THOR	lin	1		45	17	–	–	36	1	–	–	1
POTA	lin	1		33	1	46	19	1	–	–	–	–
			Σ	495	135	77	67	52	27	20	15	11
			Σ %	55	15	9	7	6	3	2	2	1

F = Funktion; G = Gewichtung

Die schliesslich verwendeten Logs (9) sind in Tabelle 6.3 aufgelistet. Die meisten gehen linear mit dem Gewicht 1 in das Programm ein. Lediglich RLLD und RMSFL wurden logarithmisch reduziert, da die Messwerte über vier Grössenordnungen variieren; bei linearer Skala wäre die Auflösung bei kleinen Werten zu gering.

Hauptkomponentenanalyse

Die Resultate der Hauptkomponentenanalyse (PC-Analyse) sind ebenfalls in Tabelle 6.3 dargestellt. Diese Tabelle zeigt den Informationsanteil der einzelnen Logs in den Hauptkomponenten (PCs). So wird zum Beispiel das Kaliber-Log (CAL) zu 81 % von PC1, zu 5 % von PC2 und zu 5% von PC9 repräsentiert. URAN dagegen ist hauptsächlich in PC2 und PC4 vertreten.

Erwartungsgemäss ist der grösste Anteil der Primärinformation einzelner Logs in PC1 konzentriert (55 %). Mit steigender PC-Nummer wird der Informationsgehalt rasch geringer (z.B. PC4 mit 7 %). Die ersten drei Hauptkomponenten repräsentieren zusammen fast 80 % der Gesamtinformation. Obwohl die letzten vier Hauptkomponenten (PC6 - PC9) nur noch 8 % der Information tragen, verbessern sie doch, wie Versuche gezeigt haben, deutlich die Korrelierbarkeit zwischen Faciolog und Litholog. Deshalb wurde die Anzahl der Hauptkomponenten nicht reduziert.

Cluster-Analyse

Bei der Cluster-Analyse wurden mehrere Testläufe mit einer umfassenden Variation der Steuerparameter durchgeführt. Der Vergleich bzw. die Korrelation mit dem Litholog hat allerdings gezeigt, dass diese Variationen das Resultat weniger beeinflussen als die funktionale Gewichtung der Eingabedaten oder die Reduktion der Anzahl von Hauptkomponenten.

Die Anzahl der Terminal Modes und damit die der Elektrofaziesnummern wurde aus praktischen Gründen und geologischen Erwägungen auf 20 festgelegt. Somit liegen die Elektrofaziesnummern zwischen 1 und 20. Diese Anzahl blieb bei der oben erwähnten Parametervariation unverändert.

Zuordnung des Faciologs zum Litholog

Als Basis für das Litholog, das zur Kalibrierung des Faciologs dient, wurde das geologische Profil 1:200 (PETERS et al., NTB 85-02) verwendet. Die einzelnen lithologischen Typen für das Litholog (Gesamtzahl 16) wurden unter Berücksichtigung ihrer petrophysikalischen Erkennbarkeit definiert. So wurden beispielsweise Xenolithe oder extrem geringmächtige Ganggesteine nicht als eigenständige lithologische Einheiten definiert.

Analog zum Faciolog wurden den einzelnen lithologischen Typen Lithofaziesnummern von 1 bis 16 zugeordnet. Die Wahl der Zahlen erfolgte so, dass niedrige Nummern stark umgewandelte oder kakiritisierte Zonen repräsentieren. Kompakter, frischer Granit erhielt die Nummer 9. Hohe Nummern wurden für Ganggesteine reserviert. Diese Zuordnung bewirkt eine Sortierung der lithologischen Typen nach ihrer Härte (Festigkeit).

Die Zuordnung der Elektrofaziesnummern zu den Lithofaziesnummern und damit zu den lithologischen Typen wurde mit Hilfe einer Korrelationsanalyse durchgeführt. Wie bereits erwähnt, wurde als Key Well der Bohrlochabschnitt von 400 bis 1150 m Tiefe verwendet. Die detaillierte Diskussion dazu ist in SIMOND et al. (NTB 85-03) enthalten.

Aufgrund der Korrelationsanalyse konnten 11 von 20 Elektrofaziesnummern eindeutig den entsprechenden lithologischen Typen zugeordnet werden. Dies sind zum Beispiel die Nummern 1 und 2 (stark bis mittelstark kakiritisierter Granit), die Nummer 20 (kompakter Granit), oder die Nummer 7 (Aplit).

Bei anderen Elektrofaziesnummern dagegen war die Zuordnung nicht von vornherein eindeutig. Dies gilt zum Beispiel für die Nummern 8 und 10, die meistens mittelstark oder stark hydrothermal umgewandelten oder auch albitisierten Zonen entsprechen. Wie das Beispiel zeigt, werden bei der Kernaufnahme Phänomene differenziert beschrieben, die gesteinsphysikalisch nicht signifikant unterscheidbar sind oder nicht in Erscheinung treten. Ein weiterer Grund für die Diskrepanz zwischen Faciolog und Litholog ist, dass die bohrlochgeophysikalischen Messungen aufgrund ihrer Eindringtiefe für ein bestimmtes Gesteinsvolumen repräsentativ sind, während mit der Kernbeschreibung eher die Oberfläche (Bohrlochwand) erfasst wird.

Deshalb wurden die Elektrofaziesnummern, die sich nicht

direkt eindeutig zuordnen liessen, so zusammengefasst, dass die Zuordnung zu einem lithologischen Typ möglich wurde. Gleichermassen wurden auch lithologische Typen, die gesteinsphysikalisch nicht differenziert werden konnten, zusammengefasst. Ein typisches Beispiel ist der mittelstark bis stark umgewandelte Granit, bei dem 6 Elektro- und 3 Lithofaziesnummern zusammengefasst und einander zugeordnet wurden.

Die nachträgliche Kontrolle auf Widerspruchsfreiheit ergab nur geringe Modifikationen in den Zuordnungen (z.B. bei leicht kakiritisiertem Granit respektive der Elektrofaziesnummer 4).

Aus der Zuordnung von Faciolog zu Litholog resultieren ein *kalibriertes Faciolog* mit *10 Elektrofaziesnummern* und ein *vereinfachtes Litholog* mit ebenfalls *10 Lithofaziesnummern* und dementsprechend *10 lithologischen Typen* (Tabelle 6.4). Zu beachten ist, dass die Nummern im kalibrierten Faciolog und im vereinfachten Litholog neu vergeben wurden.

Das kalibrierte Faciolog vom Key Well wurde in einer Datenbank abgespeichert und bildete die Basis für die Berechnung des kalibrierten Faciologs in den Bohrlochabschnitten ausserhalb des Key Wells.

Tabelle 6.4: Zuordnung der Elektrofaziesnummern zu Lithofaziesnummern und lithologischen Typen

Elektrofazies-Nummer		Lithofazies-Nummer		Vereinfachte lithologische Beschreibung
berechnet (20)	kalibriert (10)	nach dem Kernbefund (16)	vereinfacht (10)	
1	1	1	1	Biotitgranit, stark kakiritisiert, generell stark umgewandelt
2	2	2	2	Biotitgranit, mittelstark kakiritisiert, meist mittelstark bis stark umgewandelt
4	3	3	3	Biotitgranit, leicht kakiristiert, meist mittelstark bis stark umgewandelt
3, 8, 9, 10, 15, 16	4	5, 6, 7	4	Biotitgranit, mittelstark bis stark umgewandelt
11, 13, 17, 19	5	4, 8	5	Biotitgranit, leicht umgewandelt
20	6	9	6	Biotitgranit, frisch, kompakt
6	7	10, 11	7	Magmatisches Layering (Biotitschlieren) oder Anhäufung von Kalifeldspat-Grosskristallen im Biotitgranit
5	8	12	8	Ganggesteine, kakiritisiert
7, 14	9	13, 14, 16	9	Aplit, Aplitgranit, Pegmatit, feinkörniger Biotitgranit
12, 18	10	15	10	Rhyolithporphyr
0	0*	"3"	"3"	Biotitgranit, "vergrust"

* neue Elektrofazies ausserhalb des Key Well, nachträglich definiert

Berechnung des kalibrierten Faciologs für das gesamte, geloggte Intervall

Für die Berechnung des kalibrierten Faciologs in den übrigen Bereichen des Kristallins der Sondierbohrung Böttstein (340 - 400 m und 1150 - 1484 m Tiefe) wurden die Bohrlochmessungen wie im Key Well, jedoch unter Einbeziehung des kalibrierten Faziologs in der Datenbank ausgewertet und direkt als Faciolog ausgegeben. Dabei ist in etwa 365 m Tiefe eine Elektrofazies aufgetreten, die zuvor nicht in der Datenbank vorhanden war. Ihr wurde die Elektrofaziesnummer 0 zugeordnet. Sie entspricht einem sehr stark zerrütteten und zum Teil zersetzten, porphyrischen Biotitgranit. Im unteren Teil des Bohrlochs wurden keine neuen Elektrofazien gefunden; das heisst, die Information aus dem Key Well genügt (im Rahmen der Auflösung des Faciologs) zur Beschreibung des Granits in der Sondierbohrung Böttstein unterhalb von 1150 m Tiefe.

Das kalibrierte Faciolog im Vergleich zum vereinfachten Litholog

Die Beilage 6.14 zeigt das kalibrierte Faciolog, im folgenden nur *Faciolog* genannt, zusammen mit dem vereinfachten Litholog, das nachfolgend auch einfach als *Litholog* bezeichnet wird. Zusätzlich wurde das Log der Hauptkomponenten PC1 bis PC6 (PC-Log) links neben dem Faciolog dargestellt, da dieses Log innerhalb der diskreten Stufen des Faciologs eine verfeinerte Beurteilung der Lithologie erlaubt.

Bei der Betrachtung des Faciologs ist auffallend, dass im obersten Teil des Kristallins der Sondierbohrung Böttstein (Granit 1) vorwiegend niedrige Elektrofaziesnummern (2 und 3) auftreten (Tabelle 6.5). Im mittleren Teil (Granit 2) überwiegen die Elektrofaziesnummern 4 und 5, während im unteren Teil (Granit 3) hauptsächlich die Nummer 6 vertreten ist. Diese Zonierung konnte bereits aus der Analyse der einzelnen Logs abgeleitet werden (Kap. 6.2.4.1). Allerdings liegt diese Information im Faciolog in konzentrierter und besser überschaubarer Form vor.

Tabelle 6.5: Die vorherrschenden Elektro- und Lithofaziesnummern in den verschiedenen Tiefen des Kristallins

Geophysikalische Zonierung	Vorherrschende Elektrofazies-Nummer	Vorherrschende Lithofazies-Nummer
Granit 1 340 - 495 m	2, 3	4
Granit 2 495 - 1075 m	4, **5**	**4**, 5
Granit 3 1075 - 1485 m	5, **6**	4, 5, **6**

Im Litholog dagegen unterscheiden sich Granit 1 und Granit 2 nur wenig. Für Granit 1 ergibt die Kernbeschreibung vorwiegend mittelstark bis stark umgewandelten Granit (Lithofaziesnummer 4). Granit 2 enthält im Litholog einen höheren Anteil von leicht umgewandeltem Granit (Lithofaziesnummer 5) als Granit 1. Im Granit 3, wo wegen der grossen Kernverluste und Meisselstrecken nur wenige Bohrkerne vorhanden sind, ist im Litholog kompakter, frischer Granit (Lithofaziesnummer 6) vorherrschend, aber weniger dominant als dies im Faciolog der Fall ist.

Wie der Vergleich zeigt, kann die generelle Uebereinstimmung zwischen Faciolog und Litholog als gut bezeichnet werden. Dies gilt besonders für den Granit 2.

Die Unterschiede zwischen Faciolog und Litholog, vor allem in Granit 1 und Granit 3 sind hauptsächlich durch die unterschiedliche Einstufung des Kakiritisierungs- und Umwandlungsgrades bedingt.

Die Beschreibung des Kakiritisierungs- und Umwandlungsgrades in der Bohrkernaufnahme und damit im Litholog ist naturgemäss subjektiv. Sie erfolgt nicht immer konsistent durch die verschiedenen Bearbeiter. Des weiteren wird die Einschätzung einer bestimmten Zone von der Beschaffenheit des darüber und darunter liegenden Bohrlochabschnitts beeinflusst. So wird beispielsweise der Umwandlungsgrad einer leicht umgewandelten Zone innerhalb eines Bohrlochabschnitts mit frischem Granit eher überschätzt, in einem Bereich mit stark umgewandeltem Granit eher unterschätzt.

Auf der anderen Seite wird im Granit 1 der Grad der Kakiritisierung im Faciolog wahrscheinlich überschätzt, da im oberen Teil der Bohrung das Kaliber aufgrund der länger dauernden Beanspruchung durch den Bohrvorgang stärker erweitert worden ist als im unteren Teil der Bohrung.

Im Granit 3 werden kakiritisierte Granite im Faciolog mit der Elektrofaziesnummer 4 dargestellt. Diese Nummer entspricht an sich mittelstark bis stark umgewandelten Graniten. Die Ursache dafür liegt in der geringen hydrothermalen Umwandlung (Vertonung) und der daraus resultierenden, niedrigen Mikroporosität (um 2 %). Im Gegensatz dazu sind im oberen Teil des Bohrlochs, in dem das Faciolog kalibriert wurde (Key Well), kakiritisierte Zonen hydrothermal bedeutend stärker umgewandelt (Porositäten um 4 %).

Die Ganggesteine im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein sind Pegmatite, Aplite und Rhyolithporphyre. Bei der Kalibrierung des Faciologs wurden Aplite und Pegmatite zur Lithofaziesnummer 9 zusammengefasst, da Pegmatite oft zusammen mit Apliten auftreten, vom Faciolog aber aufgrund der geringen Mächtigkeit nicht separat erfasst werden.

Aplite sind sehr gut an den gegenphasigen URAN-THOR-Peaks im Composite-Log zu erkennen. Als Beispiele seien die Aplite in 662 m und 670 m Tiefe genannt (Beilage 6.14). In der Hauptkomponentenanalyse für das Faciolog erscheinen die Gamma-Spektro-Logs deshalb fast gleichverteilt in den Hauptkomponenten PC2 bis PC5 (Tabelle 6.3) und liefern damit für die Cluster-Analyse einen zu PC1 unabhängigen Beitrag.

Auffallend ist, dass im Faciolog Gänge oft mächtiger als im Litholog erscheinen (z.B. in 897 m Tiefe). Dies liegt daran, dass bei der Kernaufnahme der Schnitt eines Gangs auf der Kernachse angegeben wird, während die Sonden aufgrund ihrer Eindringtiefe den Gang sowohl oberhalb als auch unterhalb des Schnittpunktes mit der Kernachse registrieren. Dieser Effekt kann sich verstärken, wenn der entsprechende Gang steiler einfällt.

Ganggesteine, die aufgrund der hydrothermalen Umwandlung (Auslaugung von Thorium und Uran) keine typischen gammaspektrometrischen Signaturen mehr zeigen, werden vom Faciolog nicht angegeben (z.B. in 445 m Tiefe). Dagegen wird im Bereich von 908 bis 925 m Tiefe in vier Fällen im Faciolog fälschlicherweise Aplit angezeigt. In diesem Tiefenabschnitt treten in Klüften des Granits hydrothermal gebildete Uranmineralien (Kap. 5.6.2) auf, die auf den NGT-Logs eine ähnliche Signatur wie Aplit erzeugen.

Rhyolithporphyre lassen sich im NGT-Log gut an der randlichen Urananreicherung erkennen (Doppelpeak-Anomalie). Deshalb werden sie im Faciolog mit der Elektrofaziesnummer 10 separat wiedergegeben (bei 829 und 980 m Tiefe).

Magmatische Inhomogenitäten innerhalb des Granits sind in der Elektro- bzw. Lithofaziesnummer 7 zusammengefasst. Zu diesen Inhomogenitäten zählt Granit mit Anhäufungen von Kalifeldspat-Grosskristallen und Biotit-Layering (z.B. in 546-547 m Tiefe). Allerdings sind im Faciolog auch Zonen mit Elektrofaziesnummer 7 enthalten, wo die dazugehörigen Bohrkerne keine derartigen Phänomene zeigen (z.B. 358 - 361 m Tiefe).

Trotz einiger vorhandenen Diskrepanzen zwischen Faciolog und Litholog ist die Uebereinstimmung generell im gesamten, geloggten Kristallin als zufriedenstellend zu bezeichnen. Wenn auch das Faciolog dünne Gänge (< 0.3 m) wie Pegmatite mit kleinen Parameterkontrasten zum umgebenden Gestein nicht auflösen kann, und im Bereich von Uranmineral-Anreicherungen Aplit angegeben wird, so handelt es sich hierbei um untergeordnete Sonderfälle, die gegenüber der sonstigen Aussagekraft des Faciologs im allgemeinen nicht ins Gewicht fallen.

6.2.4.4 Induzierte Gamma-Spektrometrie

Die induzierte Gamma-Spektrometrie (GST) ist ein neu

entwickeltes Messverfahren, das in Sedimenten erfolgreich zur Bestimmung der Lithologie eingesetzt wird. In der Sondierbohrung Böttstein wurde ein Test der GST erstmals im Kristallin durchgeführt. Die Teststrecke zwischen 450 und 650 m liegt in einem Tiefenabschnitt, der sowohl frischen kompakten Granit, Ganggesteine, wie auch mittel bis stark umgewandelte und kakiritisierte Granitzonen enthält.

Ein generelles Problem in der petrophysikalischen Anwendung der Neutronenspektroskopie ist, dass Spektralbereiche sich überlappen können und dies umsomehr, je komplexer die mineralogische Zusammensetzung des untersuchten Gesteins ist. Aufgrund dieser Ueberlappungen ist die Auflösung des GST im Kristallin sehr gering, was auch die folgende Diskussion einer Wiederholungsmessung verdeutlicht:

Beilage 6.15 zeigt Kurven der beiden Messungen im Bereich von 595 - 657 m. Eine gute Koinzidenz der Sondenantwort ist für die Gamma-Strahlungsaktivität (GR), den Neutroneneinfangquerschnitt (CSIG), den H-Ionengehalt (CHY) und bedingt für den relativen Siliziumgehalt (CSI) gegeben. Keine Korrelation zeigen die relativen Eisen- (CFE), Calcium- (CCA) und Chloridkonzentrationen (CCHL).

Daraus lässt sich schliessen, dass die primären Spektraldaten, die das Tool für die spätere Analyse liefert, verrauscht sind, bzw. keinen signifikanten Beitrag für die Diskriminierung der oben genannten Elemente (Fe, Ca, Cl) leisten. Eine Konsequenz für die zukünftige Anwendung des GST im Kristallin könnte eine verbesserte Abstimmung der Energiefenster (Filter) sein.

Eine weitere Schwierigkeit bei der Anwendung des GST im Kristallin liegt in der Analyse der primären Spektraldaten, da zur Zeit noch keine Estimatormatrix für kristalline Gesteine existiert. Die versuchsweise mit einer Sediment-Estimatormatrix durchgeführte Analyse war im Fall der Sondierbohrung Böttstein wenig erfolgreich.

So zeigt der Siliziumgehalt CSI (Beilage 6.15) im dargestellten Bereich (595 - 657 m) nur in der kakiritischen Störungszone von 614 - 623 m eine signifikante Reduktion. Eine leichte Zunahme von CSI ist im Aplitgranit bei 636 - 647 m zu erkennen.

Quarzadern, die im Zusammenhang mit der Kakiritzone bei 614-615 m auftreten, sollten im CSI-Gehalt eine positive Anomalie erzeugen. An dieser Stelle zeigt die CSI-Kurve allerdings nur mittlere Werte. Sehr wahrscheinlich liegt die Dicke der Quarzadern (bis 2 cm) unter der Auflösungsgrenze des GST.

Die anderen repräsentativen Messkurven GR, CSIG, CHY liefern nur Informationen, die bereits aus der Interpretation konventioneller Bohrlochmessungen (NGT, CNT) hervorgehen. Auf eine Diskussion wird daher verzichtet.

Zusammenfassend lässt sich der Einsatz des GST im chemisch homogenen Granit als wenig erfolgreich werten. Obwohl man grosse Erwartungen in die Leistungsfähigkeit dieser Sonde im Kristallingestein gesetzt hat, wird die Faciolog-Analyse basierend auf konventionellen Logs auch zukünftig der bessere Zugang zur quantitativen Beschreibung der Kristallingesteine bleiben.

6.3 Planare Diskontinuitäten im Kristallin

6.3.1 Definition

Unter planaren Diskontinuitäten werden generell alle durchbohrten Grenzflächen verstanden, die mehr oder weniger gut durch eine Ebene approximiert werden können. Darunter fallen:

- Klüfte, Scherzonen, Haarrisse, und deren Säume
- Kakiritische Störungszonen
- Ganggesteine (Aplite, Pegmatite, Rhyolithporphyre)

Die meisten planaren Diskontinuitäten unterscheiden sich vom umgebenden Gestein auch in ihren physikalischen Parametern wie zum Beispiel der Elastizität, der Dichte oder dem elektrischen Widerstand. Damit können planare Diskontinuitäten auch mit geophysikalischen Messgeräten erfasst werden, sofern sie eine ausreichende vertikale Mächtigkeit und genügend Kontrast zum umgebenden Gestein aufweisen.

6.3.2 Zielsetzung

Verschiedene Aufgabenstellungen erfordern eine möglichst genaue Kenntnis der Art, der räumlichen Lage und der Verteilung der planaren Diskontinuitäten im durchteuften Gestein. So sind zum Beispiel die Wasserfliesswege oft an derartige Diskontinuitäten gebunden. Aber auch für felsmechanische und geotechnische Fragestellungen sind sie von Bedeutung.

Es ist daher ein Ziel der bohrlochgeophysikalischen Untersuchungen, möglichst viele der vorhandenen planaren Diskontinuitäten zu charakterisieren, auch dort wo keine geologischen Daten vorliegen (z.B. Meisselbohrstrecken).

Zusätzlich sollte mit Hilfe der geophysikalisch bestimmten planaren Diskontinuitäten versucht werden, die Bohrkerne, die nur teilweise orientiert gekernt wurden (Kap. 3.7.8),

nachträglich zu orientieren. Damit sollten weitere planare Diskontinuitäten, die nicht mit geophysikalischen Methoden erfasst werden können, nachträglich orientiert werden (Kap. 5.4.5).

6.3.3 Messmethoden

Für die Erkennung und Orientierung von planaren Diskontinuitäten standen in der Sondierbohrung Böttstein die folgenden Messonden zur Verfügung:

- Dipmeter (HDT = High Resolution Dipmeter Tool)
- Multiple Scanner Tool (MST)
- Sonic Televiewer (SABIS = Scanning Acoustic Borehole Imaging System)

Eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Messmethoden ist in NTB 85-03 (SIMOND et al.) enthalten. Im folgenden wird daher das Messprinzip nur skizziert.

6.3.3.1 Dipmeter (HDT)

Das Dipmeter wurde geschaffen, um im Bohrloch Fallazimut und Fallwinkel von Sedimentschichten bestimmen zu können.

Wie eine Kaliber-Sonde weist das Dipmeter zwei um 90° versetzte, miteinander gekoppelte Armpaare mit Messschlitten (pads) auf. Durch die vier an die Bohrlochwand angepressten Messschlitten werden simultan vier hoch auflösende Mikro-Widerstandslogs aufgezeichnet.

Klüfte und deren Säume weisen meistens erhöhte elektrische Leitfähigkeiten auf. In kristallinen Gesteinen trifft dies vor allem auf offene und mit Tonmineralien gefüllte Klüfte im mm- bis cm-Bereich zu. Dünne Klüfte mit praktisch nicht leitenden Füllungen (z.B. Quarz) treten im HDT nur schwach in Erscheinung, meist sind sie nur durch die erhöhten Leitfähigkeiten ihrer Kluftsäume (vertont) identifizierbar.

Es sind also in Kristallingesteinen vorwiegend planare Diskontinuitäten mit erhöhter Leitfähigkeit die mit dem HDT erfasst und orientiert werden können. Die Orientierung erfolgt durch die Korrelation der Leitfähigkeitsspitzen, die von den vier orientierten Messschlitten (Elektroden) aufgenommen werden. Dieses Verfahren ist allerdings nur bei niedrigen Kluftdichten und relativ flach liegenden planaren Diskontinuitäten brauchbar. Bei zu grossen Kluftdichten oder steil stehenden Diskontinuitäten reicht das Auflösungsvermögen des Dipmeters nicht aus, um die Leitfähigkeitsspitzen auf den vier Messspuren zu korrelieren.

Bei der Dipmetermessung werden gleichzeitig zu den vier Leitfähigkeitsprofilen noch zwei zueinander senkrecht stehende Kaliber registriert.

6.3.3.2 Multiple Scanner Tool (MST)

Das Multiple Scanner Tool arbeitet nach dem selben Prinzip wie das Dipmeter. Das heisst, es liefert ein Bild der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung auf einem Zylindersegment des Bohrlochs.

Leider existiert die Sonde erst als Prototyp und war für die Testphase nur mit einem einzigen Messschlitten ausgerüstet, der mit 40 Mikroelektroden bestückt war. In einer 6 ¼"-Bohrung wird damit ein Sektor von 72° abgedeckt. Gegenüber dem Dipmeter liegen die Vorteile im besseren Auflösungsvermögen (Durchmesser der Elektroden ca. 3 mm gegenüber 5 mm beim Dipmeter) und der besseren lateralen Korrelationsmöglichkeit von Leitfähigkeitsspitzen auf den 40 Spuren (Beilage 6.16). Die mit dem Multiple Scanner Tool gemessene elektrische "Transparenz" steht in einem direkten Zusammenhang mit der Vertonung von hydrothermal umgewandeltem Granit. Teilweise können aus der elektrischen Transparenz auch Aussagen über die Art der Kluftfüllungen abgeleitet werden. Offene, mit Wasser gefüllte oder geschlossene, mit Tonmineralien gefüllte Klüfte erscheinen auf der MST-Darstellung aufgrund ihrer höheren Leitfähigkeit als schwarze Linien. Klüfte welche mit schlecht leitenden Mineralien gefüllte sind (z.B. Quarz), also geringer leitend als die umgebende Gesteinsmatrix sind, erscheinen als helle Streifen. In der MST-Sonde ist wie beim Dipmeter eine Orientierungseinheit eingebaut, die kontinuierlich das Azimut der Mittelelektrode sowie die Neigung der Sondenachse gegenüber der Vertikalen misst. Die Orientierung der planaren Diskontinuitäten im Log des MST-Prototyps ist wegen des geringen Messwinkels (72°) nur in wenigen Fällen mit genügender Genauigkeit durchführbar.

6.3.3.3 Sonic Televiewer (SABIS)

Die Sonic Televiewer-Sonde liefert eine kontinuierlich orientierte 360° Abbildung der Bohrlochwand. Ihre Oberfläche wird durch ein rotierendes Ultraschall-Sender/Empfängersystem abgetastet.

Im Gegensatz zu optischen Verfahren arbeitet der akustische Televiewer unabhängig von Lichtquellen und verlangt keine transparente Spülflüssigkeit. Je nach Ausbildung der Bohrlochwand (Rauhigkeit) wird mehr oder weniger akustische Energie zurückgeworfen und vom Empfänger registriert. Die Amplituden der reflektierten akustischen Impulse dienen dazu, an der Oberfläche einen Graustufenschreiber zu steuern, der dann zeilenweise ein abgewickeltes Bild der

Bohrlochwand aufbaut. Dank der hohen Abtastrate (ca. 400 Scanner-Umdrehungen pro m Messstrecke und 256 akustische Impusle pro Umdrehung) ist das vertikale Auflösungsvermögen (ca. 1.5 mm) besser als beim Dipmeter und Multiple Scanner Tool. Klüfte und lithologische Grenzflächen werden einwandfrei erfasst und ihre räumliche Lage kann mit Hilfe des magnetischen Orientierungssystems (Fluxgate-Magnetometer) der Sonde eingemessen werden.

In der Sondierbohrung Böttstein wurde mit zwei verschiedenen Versionen der Televiewer Sonde erste Erfahrungen gesammelt. Nach enttäuschenden Resultaten mit dem von Schlumberger eingesetzten "SIMPLEC" Gerät wurde eine Sonde eingesetzt, die vom Geophysikalischen Institut der WBK (Westfälische Berggewerkschaftskasse Bochum) entwickelt wurde. Dieser sogenannte SABIS-Televiewer (SABIS = Scanning Acoustic Borehole Imaging System) erreicht durch digitale Signalaufzeichnung eine wesentlich bessere Bildqualität und ist das wohl leistungsfähigste derartige Gerät, das heute verfügbar ist. Versuche zeigten, dass im Idealfall in kristallinen Gesteinen bis zu 90% der im Bohrkern festgestellten Klüfte abgebildet werden. Damit ist man in der Lage, Televiewer-Daten auch zur Orientierung der Bohrkerne heranzuziehen.

Die Erfahrungen in der Sondierbohrung Böttstein und in den Folgebohrungen (Weiach, Riniken, Schafisheim) haben andererseits auch die technischen Grenzen des Gerätes in seiner heutigen Form aufgezeigt. Grössere Bohrlochdurchmesser (> 10"), dichtere Bohrspülung, eine rauhe Oberfläche der Bohrlochwand (z.B. spiralförmige Einkerbungen durch schlecht stabilisierte Warzen-Rollenmeissel; Kap. 3.7.4, Beilage 6.20) und vor allem Auskesselungen des Bohrlochs sind Faktoren, die zu einer deutlichen Verschlechterung der Bildqualität führen.

Durch die anschliessende digitale Signalbearbeitung kann zwar ein Teil dieser Effekte korrigiert werden, dennoch bleibt ein kaliberhaltiges Bohrloch, das nicht zu lange durch das Bohrgestänge mechanisch beansprucht wurde, Voraussetzung für eine gute Datenqualität.

Die heute zur Verfügung stehende Messeinheit kann bis zu einer Temperatur von maximal 80°C eingesetzt werden. Zur Zeit werden Möglichkeiten geprüft, den Einsatzbereich der SABIS-Sonde bis auf 5000 m Tiefe zu erweitern.

6.3.3.4 Kernorientierung

Der Sonic Televiewer wurde im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein zur Kernorientierung eingesetzt (Kap. 3.7.8), indem Kluftausbisslinien auf der Kernoberfläche (Kernabwicklung) mit den entsprechenden Kluftspuren auf der orientierten Televiewer-Abbildung verglichen wurden. Aus Beilage 6.18 erkennt man, dass die Abwicklung des Bohrkerns und der Bohrlochwand nicht deckungsgleich sind, weil der ausgebohrte Gesteinsring fehlt. Da die Minima der abgewickelten Kluftspuren im Azimut aber übereinstimmen, kann bereits eine Orientierung der Kerne erfolgen. Eine präzisere Orientierung wird mit der Kernabwicklung durchgeführt, die im gleichen Massstab wie die Sonic Televiewer-Abbildungen geplottet und anschliessend mit dem Televiewer-Log (Ueberlagerung mit Transparentfolie) korreliert wird.

Die Zuverlässigkeit der Orientierungseinheit der Sonic Televiewer Sonde wurde durch Vergleich mit den ebenfalls magnetisch orientierten Dipmeter- und Multiple Scanner Tool-Daten an mehreren Stellen verifiziert (z.B. Beilage 6.16). Diese Stichproben ergaben eine maximale Differenz in den Azimutwerten von 10°. Es konnte allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass lokale magnetische Anomalien im Nahbereich der Bohrung eine Deformation des erdmagnetischen Feldes verursachen (z.B. Erzkonzentrationen). Zur Ueberprüfung des lokalen magnetischen Azimuts wurde deshalb eine Parallelmessung mit dem kreiselstabilisierten Orientierungsmodul (SPERRY-SUN) und einem Magnetometer (EASTMAN) vorgenommen. Die durchschnittliche Differenz zwischen beiden Messungen beträgt zwischen 350 und 820 m Tiefe 1.45°. Die grösste gemessene Magnetfeldanomalie (500 m Tiefe) führt zu einer Azimutabweichung von maximal 3°.

6.3.4 Resultate

6.3.4.1 Vergleich der Sondenantwortfunktionen von Dipmeter, Multiple Scanner Tool und Sonic Televiewer

Ein Vergleich der verschiedenen Sonden, der gleichzeitig deren Leistungsfähigkeit demonstriert, ist in Beilage 6.16 für einen Tiefenabschnitt von 602 - 605 m zu finden.

Dargestellt sind von links nach rechts:

Spalte 1: Photographie eines Bohrkernabschnittes von 603.95 - 604.80 m mit Kluft 9 und 10

Spalte 2: Abwicklung aller im Bohrkern eingemessenen Klüfte (Kluft 1 bis 10)

Spalte 3: Profile der elektrischen Leitfähigkeit gemessen mit der Dipmeter Sonde; zusätzlich Azimut von Pad Nr. 1 und Kaliber 1 und 2

Spalte 4: Profile der elektrischen Leitfähigkeit gemessen mit dem Multiple Scanner Tool

Spalte 5: Graustufendarstellung der elektrischen Leitfähigkeit berechnet aus den Profilen von Spalte 4

Spalte 6: Graustufendarstellung der mit dem Sonic Televiewer gemessenen Reflexionsamplitude

Spalte 7: Tabelle mit Fallazimut und Fallwinkel der zehn eingemessenen planaren Diskontinuitäten

Verschiedene Einflüsse führen dazu, dass nicht alle im Bohrkern beobachteten planaren Diskontinuitäten mit Resultaten der oben genannten Sonden korreliert werden können. Im Abschnitt 602 - 605 m sind jedoch die planaren Diskontinuitäten 1 bis 10 gut korrelierbar. Bei 1 handelt es sich um eine ca. 15 cm mächtige Kluftschar mit 12 eng gescharten, parallelen Einzelklüften. 2 bis 4 und 7 bis 10 sind isolierte Einzelklüfte. Für 5 und 6 wurden drei bzw. zwei eng gescharte, parallele Einzelklüfte zusammengefasst.

Alle im Bohrkern identifizierten Klüfte haben Mächtigkeiten im mm-Bereich, sind aber meistens von parallelen Kluftsäumen im cm-Bereich (hydrothermale Umwandlungszonen) begleitet (Kap. 5.4.5.3). Zwei Drittel der Klüfte sind mit Tonmineralien ± Calcit gefüllt (z.B. 1, 9 und 10), die restlichen mit Calcit ± Tonmineralien (z.B. 7 und 8).

Aus dem Vergleich der vier Mikrowiderstandskurven des *Dipmeters* mit der Kernabwicklung ist ersichtlich, dass die meisten der im Kern beobachteten planaren Diskontinuitäten auch in den Dipmeter-Spuren als Leitfähigkeitsspitzen zu erkennen sind. So kann z.B. die isolierte Einzelkluft 10 auf den vier Spuren deutlich identifiziert und ihre Orientierung (ca. 30° gegen NE einfallend) abgeschätzt werden. Auch die steilstehende, 70° gegen S einfallende Einzelkluft 9 weist auf allen vier Spuren deutliche Leitfähigkeitsmaxima auf. Da es sich bei diesen beiden Diskontinuitäten um sehr dünne (ca. 1 mm) mit Tonmineralien gefüllte Klüfte handelt, ist anzunehmen, dass das Dipmeter eher auf die cm-mächtigen parallelen Kluftsäume (Vertonung) reagiert als auf die Kluftfüllung selbst.

Bei Kluftscharen mit mehreren parallelen, eng gescharten Einzelklüften reicht das Auflösungsvermögen des Dipmeters im allgemeinen nicht aus, um jede einzelne Kluft zu identifizieren. Von der ca. 15 cm dicken Kluftschar 1 sind von den zwölf existierenden Einzelklüften auf den Spuren des Dipmeters nur 2 bis 4 Leitfähigkeitsspitzen zu erkennen. Die Untergrenze dieser Kluftschar wird dabei deutlich abgebildet, die Obergrenze ist aber wegen Interferenzen mit anderen, nicht parallelen Klüften nur noch undeutlich zu sehen. Bei den kleineren Kluftscharen 5 und 6, mit zwei bzw. drei parallelen Einzelklüften, werden diese auf den Spuren des Dipmeters nicht einzeln aufgelöst. Die dargestellten Klüfte 2 bis 9 sind auf den vier Dipmeter-Spuren allein, ohne Mithilfe der Kernabwicklung oder Sonic Televiewer Abbildung, nicht zuverlässig zu erkennen. So sind z.B. auf Pad 2 zwischen 603 und 604 m nur fünf deutliche Leitfähigkeitsspitzen zu finden. Mit Hilfe der Kernabwicklung und der Sonic Televiewer-Abbildung konnten dagegen acht der total zwölf (Kernabwicklung) Klüfte identifiziert werden. Daraus kann als grobe Abschätzung gefolgert werden, dass unter diesen geologischen Voraussetzungen (Lithologie, Kluftdichte, Kluftdicke) bei einer Auszählung der Leitfähigkeitsspitzen im Dipmeter-Log weniger als die Hälfte der existierenden Klüfte erkannt werden können. Eine statistische Auswertung aller Kristallindaten der Sondierbohrung Böttstein hat gezeigt, dass bei einer routinemässigen Auszählung der Leitfähigkeitsspitzen nur jede dritte Kluft erfasst werden konnte (Beilage 6.22).

Fallazimut und Fallwinkel der planaren Diskontinuitäten in Kristallingesteinen können mit den vier Dipmeter-Spuren allein nur in seltenen Fällen bestimmt werden. Voraussetzung dafür ist eine korrekte Korrelation wobei diese nur bei isolierten Klüften gegeben ist, wie z.B. bei Kluft 10. Approximiert man die gut definierten Leitfähigkeitsspitzen vo n Kluft 10 auf den Dipmeter-Spuren durch eine Sinuskurve, so fällt der Minimalwert (unterer Scheitelpunkt) zwischen Pad 2 und Pad 3; daraus ergibt sich ein Fallazimut zwischen 20° und 110°. Dieser Wert ist mit dem aus Kern- und Sonic Televiewer-Daten bestimmten Azimut von 50° verträglich. Für den Fallwinkel kann nur ein minimaler Wert angegeben werden, berechnet aus dem vertikalen Abstand von der höchsten zur tiefsten Leitfähigkeitsspitze und dem Bohrlochdurchmesser. Bei der Kluft 10 ergibt dies 25°. Im Kern wurde ein Fallwinkel von 29° im Sonic Televiewer 32° bestimmt.

Das Dipmeter ist also wenig geeignet um im Kristallin eine genaue Kluftorientierung durchzuführen; zur Bestimmung einer relativen Kluftdichte ist es aber ein sehr zuverlässiges Messgerät, da Bohrlochausbrüche und Wandrauhigkeiten kaum Einfluss auf die Qualität der Messdaten haben.

Mit dem *Multiple Scanner Tool* werden wie beim Dipmeter die elektrischen Mikrowiderstands-Profile der einzelnen Elektroden aufgezeichnet. Die im Vergleich zum Dipmeter bessere Auflösung wird durch eine grössere Anzahl (kleinerer) Elektroden erreicht, was eine bessere laterale Kontinuität der Kluftspuren über den 72°-Sektor ermöglicht. Die Klüfte 1 bis 10 sind auf der MST-Darstellung alle deutlich zu identifizieren. Die Klüfte 9 und 10 erscheinen auf der Graustufendarstellung als ca. 4 cm bzw. 2 cm breite schwarze Bänder. Da es sich bei diesen um nur ca. 1 mm dicke, mit Tonmineralien gefüllte Klüfte handelt (Kernphoto in Spalte 1, Beilage 6.16) ist auch hier anzunehmen, dass das MST nicht auf die Kluftfüllung allein, sondern auf Kluftfüllung mit zugehörigem Kluftsaum anspricht. Diese Vermutung wird dadurch gestützt, dass die beiden mm-dicken Calcitklüfte 7 und 8 wahrscheinlich nur wegen ihren cm-dicken Kluftsäumen (Vertonung) als starke Leitfähigkeitsspitzen erscheinen. Der gleiche Effekt dürfte auch im Zusammenhang mit Quarzklüften zu erwarten sein. Die Auflösung der Einzelklüfte in der Kluftschar 1 ist besser als beim Dipmeter.

Eine Auszählung der planaren Diskontinuitäten im MST-Log zwischen 485 und 631 m hat gezeigt, dass die relative MST-Kluftdichte etwa der im Kern festgestellten Kluftdichte

entspricht, was sich in einer 1:1 Korrelation widerspiegelt (Beilage 6.22). Allerding muss dabei berücksichtigt werden, dass vor allem im oberen Teil dieses Abschnitts wegen Kernverlustzonen und zerbrochenen Kernstrecken nicht die in situ vorhandene grosse Zahl von Klüften gebührend berücksichtigt werden konnte (Beilage 6.17). Beilage 6.16 zeigt, dass praktisch alle isolierten Einzelklüfte in Zonen mit geringen bis mittleren Kluftdichten im MST erscheinen. Bei hohen Kluftdichten, mit mehr als 10 Klüften pro m (z.B. Kluftschar 1), können im MST nicht mehr alle Einzelklüfte identifiziert werden. Dies verdeutlicht auch die statistische Auswertung (Beilage 6.22). Aufgrund der kurzen Messstrecke (wenig Datenpunkte) ist die eingezeichete Regressionsgerade mit 45° Steigung nur bei mittleren Kluftdichten, ca. 6 bis 12 Klüfte pro m gut belegt. Bei hohen Kluftdichten von mehr als 12 Klüften pro m ist die Streuung bei relativ wenig Datenpunkten gross.

Fallazimut und Fallwinkel der planaren Diskontinuitäten können im MST-Log nur abgeschätzt werden. Mit dem nur 72° umfassenden Ausschnitt ist die Approximation der Leitfähigkeitsspitzen durch eine Sinuskurve trotz der guten lateralen Kontinuität nicht mit genügender Genauigkeit durchzuführen.

Der akustische *Sonic Televiewer* bildet die geringmächtigen Kluftscharen 5 und 6, bestehend aus wenigen parallelen Einzelklüften, als eine einzelne helle Linie ab (Beilage 6.16). Die dickere Kluftschar 1 mit mehreren parallelen Einzelklüften erscheint in der Amplitudendarstellung (aber nicht in der Laufzeitdarstellung, Beilage 6.19 oben) als helles sinusförmiges Band, wobei aber durchaus noch Einzelklüfte identifiziert werden können. Im Gegensatz dazu sind kakiritische Störungszonen in der Amplituden- und Laufzeitdarstellung des Sonic Televiewers als deutliche helle sinusförmige Bänder zu erkennen (Beilage 6.19 unten). Quarzklüfte in hydrothermal umgewandeltem Granit sind in der Amplitudendarstellung im Gegensatz zu Tonmineral- und Calcitklüften als schwarze Linien abgebildet. Im frischen Granit sind sie aber wegen fehlendem Kontrast oft nicht zu sehen. Wie das Dipmeter und das Multiple Scanner Tool misst auch der Sonic Televiewer nur eine relative Kluftdichte. Aus der statistischen Auswertung aller Daten kann gefolgert werden, dass bei mittleren Kernkluftdichten, von ca. 3 bis 12 Klüften pro m, nur ca. die Hälfte im Sonic Televiewer-Log identifiziert werden kann (Beilage 6.22). Die relativ schlechte Korrelation und die grosse Streuung in den Daten ist auf die oft grosse Rauhigkeit der Bohrlochwand und demzufolge schlechten Sonic Televiewer Bildqualität zurückzuführen.

Für die Bestimmung von Fallazimut und Fallwinkel der planaren Diskontinuitäten ist der Sonic Televiewer von den hier diskutierten Messgeräten am besten geeignet und wurde deshalb auch für die Kernorientierung verwendet (Kap. 6.3.3.4). Wegen der stark variierenden Datenqualität kann aber nur ein Teil der im Kern beobachteten Diskontinuitäten im Sonic Televiewer-Log eingemessen werden. So konnte im obersten Teil des teilweise stark kakiritisierten und hydrothermal umgewandelten Kristallins zwischen 341.6 und 593.0 m Tiefe nur ca. jede sechste Kluft eingemessen werden (Beilage 6.21). Trotz der geringen Datenmenge sind die im Sonic Televiewer-Log gemessenen Fallazimut und Fallwinkel repräsentativ für die Kluftorientierungen in diesem Abschnitt, was sich in der grossen Aehnlichkeit der entsprechenden Poldiagramme widerspiegelt. Auf beiden ist ein steil gegen SW einfallendes Hauptkluftsystem und ein steil gegen NE einfallendes Nebenkluftsystem zu erkennen. Horizontale bis subhorizontale Klüfte scheinen allerdings im Sonic Televiewer-Log untervertreten zu sein, während steil einfallende Klüfte etwas zu steil erscheinen. Letztere Beobachtung dürfte auf nicht vollständig korrigierte Effekte durch Bohrlocherweiterungen zurückzuführen sein.

6.3.4.2 Häufigkeitsverteilung und räumliche Lage der planaren Diskontinuitäten

Die mit Hilfe der verschiedenen Methoden (HDT, MST und SABIS) ermittelten, relativen Häufigkeitsverteilungen der planaren Diskontinuitäten und die im Bohrkern beobachtete effektive Klufthäufigkeit sind als Funktion der Tiefe in Beilage 6.17 im Massstab 1:1000 dargestellt. Diese sind, von links nach rechts, wie folgt angeordnet:

Spalte 1: Profil der elektrischen Leitfähigkeit gemessen mit der Dipmeter-Sonde, Pad Nr. 1.

Spalte 2: Häufigkeitsverteilung der Leitfähigkeitsspitzen (Anzahl pro m) im Dipmeter-Log, Pad Nr. 1.

Spalte 3: Häufigkeitsverteilung der Leitfähigkeitsspitzen (Anzahl pro m) im Dipmeter-Log. Korrelation von Pad Nr. 1 mit Pad Nr. 3 oder Pad Nr. 2 mit Pad Nr. 4.

Spalte 4: Häufigkeitsverteilung der Leitfähigkeitsspitzen (Anzahl pro m) in der Graustufendarstellung des Multiple Scanner Tools (352 - 631 m).

Spalte 5: Häufigkeitsverteilung der identifizierbaren planaren Diskontinuitäten (helle sinusförmige Linien) in der Graustufendarstellung des Sonic Televiewers.

Spalte 6: Orientierung (Fallazimut und Fallwinkel) der planaren Diskontinuitäten aus dem Sonic Televiewer.

Spalte 7: Häufigkeitsverteilung der im Bohrkern beobachteten Klüfte.

Bei der Betrachtung dieser Beilage fallen vor allem zwei Tatsachen auf:

- Die visuelle Korrelation zwischen den Daten des Dipmeters, des Multiple Scanner Tools und der Bohrkernabwicklung ist im allemeinen recht gut.

- Die Häufigkeitsverteilungen der planaren Diskontinuitäten variieren sehr stark mit der Tiefe. Die kluftärmsten Zonen treten im Bereich 1075 - 1335 m auf.

Im stark kakiritisierten, geklüfteten und hydrothermal umgewandelten Granit 1 (340 - 495 m) ist die Häufigkeit der planaren Diskontinuitäten sehr gross (Dipmeter-Log, Spalte 1). In diesem Abschnitt sind grössere Kernverluste und zerbrochene Kernstrecken aufgetreten, die hauptsächlich auf die starke Spröddeformation zurückzuführen sind. Im geologischen Kluftdichte-Log (Spalte 7) tritt diese Anomalie nicht in Erscheinung, da kakiritische Scher- und Störungszonen nicht als Klüfte registriert wurden. Zudem fehlen Angaben aus den Kernverluststrecken und zerbrochenen Zonen. Die Sondenantworten der oben genannten Messgeräte erlauben in dieser Zone wegen der geologisch bedingten, oft schlechten Datenqualität, nur eine beschränkte Auswertung. Bei den Messkurven der elektrischen Sonden (HDT, MST) treten die Leitfähigkeitsspitzen nicht mehr so klar aus dem erhöhten Pegel heraus, was das Auszählen und Korrelieren stark erschwert. Sehr empfindlich auf Bohrlochwandausbrüche reagiert der Sonic Televiewer. Die planaren Diskontinuitäten konnten deshalb in diesem obersten Abschnitt (340 - 495 m) nicht mehr zuverlässig ausgezählt werden und wurden deshalb stark unterschätzt.

Für die Abschätzung der Kluftdichte in diesem obersten Abschnitt ergibt sich mit dem *Dipmeter*, bei der Verwendung eines Korrelationsfaktors von 3 (Beilage 6.22), ein Mittelwert von 16 Klüften pro m. Von 495 bis 1200 m korrelieren die Dipmeter-Resultate ziemlich gut mit den Kerndaten aus den unzerbrochenen Strecken und erlauben somit auch eine Extrapolation auf den ungekernten Abschnitt zwischen 1200 und 1500 m.

Die statistische Häufigkeitsanalyse der Dipmeter-Daten ergab für die gesamte Kristallinstrecke (340 - 1480 m) unter Berücksichtigung des Korrelationsfaktors 11 Klüfte pro m, was mit der am Bohrkern beobachteten durchschnittlichen Klufthäufigkeit in etwa übereinstimmt (Kap. 5.4.5.5).

Die statistische Auswertung der Dipmeter-Daten über 100 m Abschnitte gemittelt ergab im Granit 2 (495 - 1075 m) stark variierende Klufthäufigkeiten, mit minimalen Werten von 9 Klüften pro m bei 600 - 700 m und maximalen Werten von 15 Klüften pro m bei 700 - 800 m. Der Mittelwert für Granit 2 beträgt 12 Klüfte pro m.

Für den Granit 3 (1075 - 1480 m), mehrheitlich im ungekernten Teil der Bohrung, lässt sich aus den Dipmeter-Daten ein Mittelwert von 6 Klüften pro m berechnen. Als generelle Tendenz nimmt die Kluftdichte mit der Tiefe ab. Unterhalb 1300 m deutet sich aber eine Erhöhung von 4 auf 8 Klüfte pro m an.

Wie bereits erwähnt widerspiegelt das *Multiple Scanner Tool* die effektive Kluftdichte am besten. Die Sonde wurde aber versuchsweise nur bis in eine Tiefe von 631 m gefahren (Kap. 6.3.4.1). Bei einer angenommenen 1:1 Korrelation mit den Kerndaten (Beilage 6.22) ergibt sich im Abschnitt 500 - 600 m aus dem MST-Log eine mittlere Kluftdichte von 8 Klüften pro m. Am Kern wurden im selben Abschnitt durchschnittlich 9 Klüfte pro m beobachtet.

Die Häufigkeitsverteilung des *Sonic Televiewers* korreliert visuell nur in einzelnen Abschnitten gut mit den Kerndaten. Die statistische Auswertung aller Daten ergab ebenfalls nur eine mässige Korrelation (Beilage 6.22). Dies ist teilweise darauf zurückzuführen, dass der Sonic Televiewer in stark geklüfteten und kakiritisierten Abschnitten aufgrund der starken Kalibererweiterungen nur noch vereinzelte, sehr markante Diskontinuitäten abbildet (steile Regressionsgerade und grosse Standardabweichungen bei hohen Kluftdichten, Beilage 6.22). Bei geringen Kluftdichten wurde hingegen versucht, möglichst viele Diskontinuitäten zu erfassen. Fälschlicherweise wurden in einigen Fällen auch bohrtechnisch bedingte Riefungen in der Bohrlochwand als Klüfte interpretiert. Dies bewirkte im Korrelationsdiagramm (Beilage 6.22) eine Verschiebung der Regressionsgerade vom Nullpunkt weg.

Wegen der oft schlechten Datenqualität, vor allem im oberen Teil der Bohrung, konnten im Sonic Televiewer-Log nur ca. 20% der am Kern beobachteten Klüfte eingemessen werden (Beilage 6.17, Spalte 6). Von 340 bis 1000 m ist in den Poldiagrammen ein steil gegen SW einfallendes Hauptkluftsystem und ein steil gegen NE einfallendes Nebenkluftsystem zu erkennen. Im Vergleich zu den in den Bohrkernen eingemessenen Orientierungen (Beilage 6.21 und 5.12) ist die Uebereinstimmung trotz der viel geringeren Datenmenge recht gut. Unterhalb 1200 m können die Sonic Televiewer-Daten nicht mehr mit Kerndaten verglichen werden (Meisselbohrung). Ab ca. 1000 m Tiefe ist das gegen SW einfallende Hauptkluftsystem nach den Sonic Televiewer-Daten nicht mehr dominant; zudem sind grössere Variationen in Fallazimut und Fallwinkel feststellbar.

6.4 Spülungswellenmessungen (Tube Wave Survey)

6.4.1 Zielsetzung

Die Aufzeichnung von Spülungswellen (tube waves) im unverrohrten Bohrloch ist ein noch wenig bekanntes Verfahren zur Lokalisierung offener (permeabler) Klüfte in kristallinen Gesteinen. Es wurde vor allem von der AECL

(Atomic Energy of Canada Ltd.) im Rahmen des kanadischen Entsorgungsprogramms eingesetzt (z.B. HUANG & HUNTER, 1981).

Mit einem Pilotversuch sollte geprüft werden, ob das Verfahren auch unter den in der Nordschweiz gegebenen geologischen Verhältnissen eine gezielte Lokalisierung hydraulisch permeabler Klüfte ermöglicht.

Die Sondierbohrung Böttstein unterschied sich von den in Kanada vermessenen Bohrungen vor allem durch die mehr als 300 m mächtige Sedimentüberdeckung und durch die grössere Tiefe. Inwieweit diese zwei Faktoren die Anregung von Spülungswellen erschweren würden, war zunächst unbekannt. Nutzbare Signale vorausgesetzt, sollte erstens durch Vergleich mit den Ergebnissen der Packertests (Kap. 7.7) und des Fluid Loggings (Kap. 7.8) untersucht werden, ob Spülungswellen-Quellpunkte generell mit relativ permeablen Testintervallen oder Zuflusspunkten zusammenfallen. Zweitens war abzuklären, ob sich auch in der Sondierbohrung Böttstein Hinweise auf eine semiquantitative Beziehung zwischen den Spülungswellenamplituden und den mit Packertests bestimmten hydraulischen Durchlässigkeiten ergeben.

6.4.2. Messprinzip

Spülungswellen sind geführte seismische Wellen, die sich in der Spülungssäule entlang der Bohrlochwand ausbreiten ("Grenzschichtwellen").

Sie sind u.a. bei VSP-Messungen zu beobachten, wo sie durch seismische Oberflächenwellen am höchsten Punkt der Flüssigkeitssäule angeregt werden, im Bohrloch nach unten laufen und das Nutzsignal oft empfindlich stören (Kap. 6.5).

Spülungswellen entstehen aber auch im Bohrloch selbst. Offene Klüfte oder Kluftsysteme, die von einer seismischen Kompressionswelle (P-Welle) durchlaufen werden, erzeugen eine Spülungswelle an ihrem Schnittpunkt mit dem Bohrloch. Diesen Effekt nutzt man bei der Spülungswellenmessung (Tube Wave Survey) (Beilage 6.23):

In einem separaten Bohrloch an der Oberfläche wird eine kleine Dynamitladung gezündet (80-250g). Der entstehende seismische Impuls verursacht beim Auftreffen auf eine kompressible Kluft eine Relativbewegung der Klufträndер, wobei eine geringe Flüssigkeitsmenge in die Spülungsäule ausgepresst wird. Der Druckstoss breitet sich dann als Grenzschichtwelle im Bohrloch nach oben und nach unten aus.

Zur Aufzeichnung der Spülungswellen verwendet man frei hängende Hydrophone (piezoelektrische Druckaufnehmer). Das Bohrloch wird abschnittsweise vermessen, indem man eine aus 10 Aufnehmern bestehende Hydrophongruppe auf eine bestimmte Tiefe absenkt und dann die Ladung zündet. Der Vorgang wird mit veränderter Hydrophontiefe so lange wiederholt, bis die gesamte unverrohrte Bohrlochstrecke kontinuierlich abgedeckt ist. Nach der Abspielung werden die digital registrierten Antwortsignale der Hydrophongruppe zu einer Seismogramm-Montage zusammengefasst (Beilage 6.24).

Aus der oben erläuterten Modellvorstellung vom Entstehungsmechanismus der Spülungswellen kann abgeleitet werden, dass primär relativ flach liegende, grossflächige und kompressible Klüfte als Quellpunkte für Spülungswellen in Frage kommen. Je mehr sich im Einzelfall die realen Wasserfliesswege von der idealisierten Modellvorstellung unterscheiden, desto geringer sind die Erfolgsaussichten der Methode.

6.4.3 Ergebnisse

Spülungswellen, die von kompressiblen Strukturen im Bohrloch ausgehen, treten in der Seismogramm-Montage (Beilage 6.24) als Winkelmuster (Chevron-pattern) in Erscheinung. Der Scheitel des Winkels entspricht dem Laufzeitminimum der Spülungswelle und liefert direkt die Tiefe des Quellpunktes. Entlang der Verbindungslinie zwischen den Scheitelpunkten reihen sich die von der direkten P-Welle gebildeten Ersteinsätze auf. Spülungswellen mit kleinen Amplituden werden an ihrem Ursprungspunkt oft von anderen seismischen Signalanteilen überdeckt. Um diese Einsätze zu interpretieren, muss die Laufzeitkurve der in grösserer Entfernung von der Quelle sichtbaren Spülungswelleneinsätze bis zum Schnittpunkt mit der Laufzeitkurve der P-Wellen verlängert werden. Von den insgesamt 61 z.T.auf diese Weise identifizierten Spülungswelleneinsätzen werden im folgenden nur die 13 Ereignisse mit grossen und mittleren Amplituden diskutiert. Sie sind alle durch deutliche Einsätze an ihren Quellpunkten zu erkennen (Beilage 6.24).

Ein Versagen der Hydrophonabdichtung führte ab 1240 m zum Ausfall einer immer grösseren Zahl von Aufnahmeeinheiten, sodass die Messung schliesslich in einer Tiefe von 1450 m abgebrochen werden musste. Trotz der fehlenden Spuren ist bis zu dieser Tiefe der Informationsverlust gering, da im vollständig belegten Teil der Seismogramm-Montage keine aus diesem Tiefenabschnitt auftauchenden, signifikanten Spülungswellen beobachtet wurden.

Die 13 Quellpunkte der Spülungswellen mit mittleren und grossen Amplituden in Beilage 6.25 zusammen mit dem

Kaliber-Log, den Ergebnissen der Packertests (Kap. 7.7), den Ergebnissen des Fluid-Loggings (Zuflusspunkte, Kap. 7.8.1) und der geologisch-petrographischen Charakterisierung der Zuflusspunkte (Kap. 9.2) dargestellt. Speziell markiert sind die Quellpunkte, die mit den Zuflusspunkten aus dem Fluid-Logging identisch sind.

Wie diese vergleichende Darstellung zeigt, besteht offensichtlich keine eindeutige Beziehung zwischen der Grösse der Spülungswellenamplitude und den Permeabilitäten aus den Packertests. Ausserdem fallen im gesamten Kristallinabschnitt nur etwa 40% der beobachteten Spülungswellen-Quellpunkte mit den Zuflusspunkten aus dem Fluid-Logging zusammen. Die Erfolgsrate ist allerdings keineswegs regelmässig über das gesamte Kristallin verteilt, sondern scheint mit dem generellen Charakter der drei, im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein unterscheidbaren Tiefenzonen in Zusammenhang zu stehen (Kap. 6.7).

Im *Granit 1* (315-495 m) existiert keine Korrelation zwischen Zuflusspunkten und Quellpunkten. Die beobachteten Spülungswellen werden dort angeregt, wo abrupte Kaliberänderungen auftreten. Besonders ausgeprägt ist der Effekt bei geringmächtigen, tiefen Auskesselungen oder asymmetrischen, durch kompaktes Gestein scharf begrenzten Ausbrüchen. Die drei bekannten Zuflusspunkte andererseits verursachen keine Spülungswelle. Der Grund dafür ist möglicherweise in der Tatsache zu suchen, dass alle signifikanten Zuflusspunkte an Quarzadern oder frische Ganggesteine (Aplite, Pegmatite) gebunden sind (Kap. 9.2). Als rigide Elemente in einer relativ weichen, überwiegend kakiritisierten und hydrothermal umgewandelten Grundmatrix sind die Träger von Zirkulationswegen wahrscheinlich nicht genügend kompressibel um den oben beschriebenen Spülungswellenmechanismus anzuregen.

Besser ist die Uebereinstimmung zwischen der Spülungswellenmessung und den hydraulischen Tests im *Granit 2* (495 - 1075 m). In diesem Abschnitt sind 5 von 6 bekannten Zuflusspunkten mit Quellpunkten identisch. Die zwei produktivsten Zonen bei 619 bzw. 789 m sind für 2 der 3 Einsätze mit grossen Amplituden verantwortlich. Bei 693, 747, 856 und 898 m werden Spülungsquellen-Quellpunkte beobachtet, die nicht mit nachgewiesenen Zuflusspunkten korrelieren. Auch hier kommen als Erklärung Kalibereffekte in Frage. Die Frage, ob tief ausgewaschene Bohrlochprofile auch an Zuflusspunkten eine Rolle bei der Entstehung von Spülungswellen spielen, oder gar deren primäre Ursache sind, ist schwierig zu beantworten, da in Böttstein fast alle Wassereintrittspunkte von mehr oder weniger markanten Auskesselungen begleitet werden.

Im *Granit 3* (1075-1500 m) wurden mit hydraulischen Tests nur drei Zuflüsse mit Durchlässigkeiten von 4 x 10^{-10} m/s (bezogen auf 25 m Packerintervall) und weniger nachgewiesen. Diese geringen Permeabilitäten liegen wahrscheinlich generell unter der Detektionsschwelle der Spülungswellenmethode, insbesondere in grösseren Tiefen, wo sich die Energiedichte der anregenden P-Wellenfront verringert.

Aufgrund der oben diskutierten Resultate können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Unter den in der Sondierbohrung Böttsten gegebenen Voraussetzungen (Geologie, Bohrlochkaliber) ist die Spülungswellenmethode kein taugliches Mittel zur zuverlässigen Lokalisierung von Zuflusspunkten.
- Spülungswellen können durch bestimmte Formen von Bohrlochausbrüchen angeregt werden.
- An Quarzadern oder Ganggesteine gebundene Fliesssysteme werden in stark kakiritisierten bzw. vertonten Kristallinabschnitten nicht erfasst.
- Eine eindeutige Beziehung zwischen den normierten Amplituden von Spülungswellen und den durch Packertests bestimmten Permeabilitäten konnte nicht nachgewiesen werden.
- Trotzdem sprechen die Ergebnisse im mittleren Tiefenabschnitt (495 - 1075 m) dafür, dass die Spülungswellenmethode in kaliberhaltigen Bohrungen, ohne grössere Kakiritzonen als ergänzende Methode zusätlich zu den Packertests und dem Fluid-Logging eingesetzt werden kann.

6.5 Bohrlochseismik

6.5.1 Check Shot Survey

6.5.1.1 Zielsetzung

Der Check Shot Survey dient zur Ermittlung von Laufzeit- und Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen. Die eigentliche Messung, vielfach Geophonversenkmessung genannt, beinhaltet die Bestimmung vertikaler Laufzeiten von seismischen Wellen für die verschiedenen Tiefenbereiche einer Bohrung. Mit Hilfe dieser Laufzeitkurve kann die Tiefenumrechnung reflexionsseismischer Profile erfolgen, zum anderen kann das Sonic-Log (BHC, SLT) geeicht und auf das seismische Referenzniveau bezogen werden.

Eine Reihe weiterer Geschwindigkeitsprofile kann direkt aus der Laufzeitkurve abgeleitet werden. Als wichtigstes Profil ist die gemittelte Intervallgeschwindigkeit zu nennen.

6.5.1.2 Messverfahren

Datengewinnung

Das Prinzip der Check Shot Messung ist in Beilage 6.26 schematisch dargestellt.

Neben der Bohrung befindet sich eine Quelle seismischer Energie (z.B. Sprengstoff, Air-Gun), sie erzeugt ein akustisches Signal, das nach einer bestimmten Laufzeit t_o* das Bohrlochgeophon in der Tiefe z_o* erreicht. Dieses Signal wird von dem hydraulisch angepressten Geophon aufgenommen, über das Bohrlochmesskabel zur Erdoberfläche übertragen und dort aufgezeichnet.

Aus der Aufzeichnung ermittelt man die Laufzeit t_o* der direkten Welle für die Tiefe z_o*. Werden die Laufzeitmessungen t_n* für die verschiedenen Tiefen z_n* wiederholt, so resultiert daraus der Rohdatensatz für die Erstellung der Check Shot Laufzeitkurve.

Datenverarbeitung

Die Check Shot Messung liefert zunächst die Laufzeiten zwischen Quelle und Bohrlochgeophon. Diese Laufzeiten müssen wie folgt korrigiert werden (Beilage 6.26):

- Korrektur auf vertikalen Strahlenverlauf
- Ersetzen der Verwitterungsschicht(en) durch eine Schicht mit konstanter Geschwindigkeit (3000 m/s)
- Reduktion der vertikalen Laufzeiten auf seismisches Referenzniveau SRD (500 m ü.M.)

Daraus resultiert ein Datensatz, der die in diskreten Punkten definierte Check Shot Laufzeitkurve t_{CS} darstellt (Beilage 6.27). Eine weitere Laufzeitkurve mit wesentlich grösserer Messwertdichte erhält man aus der Integration von differentiellen Laufzeiten des Sonic-Logs.

Die Einpassung der Sonic-Laufzeitkurve t_{so} in die Check Shot Laufzeitkurve führt zu einer absolut kalibrierten Laufzeit-Tiefenfunktion, die aufgrund der hohen Datendichte über einen wesentlich glatteren Verlauf als die Check Shot Laufzeitkurve verfügt.

Der zugehörige Datensatz bildet deshalb auch die Basis für die Berechnung der unten näher erläuterten Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen, mit Ausnahme der Check Shot Intervallgeschwindigkeit v_I, die aus der sukzessiven Differenzenbildung von Check Shot Laufzeitdaten abgeleitet wird.

Die Bestimmung der übrigen Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen (Beilage 6.28) sei im folgenden kurz erläutert:

- *Kalibriertes Sonic-Log v_{SO}:*
  Aus der korrigierten Sonic-Laufzeitkurve lässt sich durch Differentiation wiederum das Geschwindigkeitsprofil v_{SO} der Bohrung bestimmen. Dieses Profil verfügt über die gleiche Feinauflösung wie das eigentliche Sonic-Log, es ist aber mit einer absoluten Geschwindigkeits- und Tiefen- (bzw. Reflexionslaufzeit-) Skala versehen und damit geeicht. Dieses geeichte Sonic-Log bildet in Verbindung mit dem Dichte-Log (durch Bohrlochgravimetermessungen kalibrierbar) die Basis für die Berechnung synthetischer Reflexionsseismogramme (Kap. 6.5.2.2).
- *Gemittelte Intervallgeschwindigkeit v_{GI}:*
  Die Intervallgeschwindigkeit ist als Quotient von Intervallänge z' und zugehöriger Laufzeit t'(z) der seismischen Welle definiert. Wird das Intervall durch aufeinanderfolgende Check Shot Registriertiefen abgegrenzt, so spricht man von der Check Shot Intervallgeschwindigkeit v_I. Werden die Intervalle durch vorgegebene Grenzen gebildet, so errechnet sich aus der korrigierten Sonic-Laufzeitkurve mit der oben gegebenen Definition die gemittelte Intervallgeschwindigkeit v_{GI}. Die gemittelte Intervallgeschwindigkeit ist in 1. Näherung auch auf Bereiche in grösserer Entfernung zur Bohrung übertragbar, sofern keine grösseren lateralen Veränderungen in der Gesteinszusammensetzung auftreten. Sie stellt damit die wichtigste Geschwindigkeitsverteilung für die Zeit-Tiefenumwandlung der Reflexionsseismik dar.
- *Durchschnittsgeschwindigkeit v_A:*
  Die Durchschnittgeschwindigkeit berechnet sich aus dem Quotienten der Tiefe z und der dazugehörigen vertikalen Laufzeit t(z) der integrierten Sonic-Laufzeitkurve. Sie ist die durchschnittliche Geschwindigkeit, die eine seismische Welle zwischen Oberfläche bzw. SRD und dem Reflektor in der Tiefe z_n "sieht" und stellt den Massstabsfaktor für die Tiefenkonversion von (zeitmigrierten) reflexionsseismischen Profilen dar. Die Durchschnittsgeschwindigkeit ist meist geringer als die Formationsgeschwindigkeit.

Die aus den Messungen in der Sondierbohrung Böttstein abgeleiteten Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen sind im folgenden Abschnitt eingehend diskutiert.

6.5.1.3 Ergebnisse

Laufzeitkurven (t/z-Kurven)

In der Beilage 6.27 sind die Check Shot Laufzeitkurve t_{CS} und die integrierte Sonic-Laufzeitkurve t_{SO} dargestellt. Beide Kurven repräsentieren die auf SRD korrigierte vertikale Laufzeit seismischer Wellen als Funktion der Tiefe.

Man erkennt bis zur Basis der Verwitterungsschicht (BW) eine lineare Zunahme dieser Laufzeit entsprechend der statischen

Korrektur. Im oberen Teil des Muschelkalks wird die Zunahme geringer, verursacht durch hohe Geschwindigkeiten des Plattenkalks und des Trochitenkalks. Im unteren Teil des Muschelkalks nimmt die Laufzeit als Folge der geringeren Geschwindigkeiten im Wellenmergel wieder stärker zu. Der Uebergang ins Kristallin erscheint als Knickpunkt in der Laufzeitkurve. Im weiteren Tiefenverlauf ist die Laufzeitkurve leicht konvex gekrümmt, daraus erkennt man eine allgemeine Geschwindigkeitszunahme im Granit.

Die Uebereinstimmung im Verlauf von integrierter Sonic-Laufzeitkurve und Check Shot Laufzeitkurve ist für alle Tiefenabschnitte der Sondierbohrung Böttstein gut.

Die Differenz beträgt für die verschiedenen Check Shot Tiefen maximal + 5.2 ms; die gemessene Sonic-Geschwindigkeit ist also durchschnittlich um 1 % zu hoch.

Seismische Geschwindigkeiten als Funktion der Tiefe

Aus der Check Shot Laufzeitkurve t_{CS} und aus der eingepassten Laufzeitkurve t_{SO} des integrierten Sonic-Logs lassen sich die unten diskutierten Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen ableiten (Kap. 6.5.1.2). Sie sind in Beilage 6.28 dargestellt:

- *Profil der korrigierten Sonic-Geschwindigkeit v_{SO}:*
  Dieses Profil ist mit den Sonic-Log Registrierungen in der Bohrung identisch und verfügt deshalb über das gleich hohe Auflösungsvermögen. Zusätzlich sind die Sonic-Geschwindigkeiten v_{SO} auf Absolutwerte kalibriert und der Tiefenmassstab ist auf das seismische Referenzniveau bezogen.
- *Profil der gemittelten Intervallgeschwindigkeit v_{GI} und der Check Shot Intervallgeschwindigkeit v_I:*
  In Beilage 6.28 sind die gemittelten Intervallgeschwindigkeiten als gestrichelte Linie dargestellt und im Zusammenhang mit den vorgegebenen Bereichen in Tabelle 6.6 aufgelistet.

Im Vergleich zur gemittelten Intervallgeschwindigkeit v_{GI} ergibt die Darstellung der Check Shot Intervallgeschwindigkeiten v_I (punktierte Linie) durch die dichte Check Shot Vermessung der Sondierbohrung Böttstein eine differenziertere Geschwindigkeits-Tiefenfunktion (Beilage 6.28).

Man findet z.B. im Muschelkalk sehr starke Geschwindigkeitsvariationen: Geringe Geschwindigkeiten treten im Trigonodus-Dolomit auf, der Porositäten bis zu 30 % aufweist. Die darunter liegenden Gesteine des Plattenkalks und des Trochitenkalks mit ihrer dichten Matrix besitzten sehr hohe Geschwindigkeiten bis über 5000 m/s. Der Mittlere Muschelkalk (Anhydritgruppe) hat bedeutend höhere Geschwindigkeiten als der lithofaziell ähnlich ausgebildete Gipskeuper. Der relativ mächtige Untere Muschelkalk zeigt eine dem erhöhten Tongehalt entsprechende Geschwindigkeitsreduktion.

Tabelle 6.6: Gemittelte Intervallgeschwindigkeiten für die Bohrung Böttstein

Intervall	Mittlere Geschwindigkeit	Tiefe bez. auf GL	Tiefe bez. auf SRD
Korrekturbereich	v_{GI} = 3000 m/s	-153 - 32 m	0 - 185 m
Keuper	v_{GI} = 3100 m/s	32 - 122 m	185 - 275 m
Muschelkalk + Buntsandstein	v_{GI} = 3790 m/s	122 - 315 m	275 - 468 m
Granit 1	v_{GI} = 4680 m/s	315 - 495 m	468 - 648 m
Granit 2	v_{GI} = 5240 m/s	495 - 1075 m	648 - 1228 m
Granit 3	v_{GI} = 5740 m/s	1075 - 1501 m	1228 - 1654 m

Der Uebergang vom Sediment ins Kristallin (Granit) ist als deutlich ausgeprägter positiver Geschwindigkeitssprung zu erkennen. Im Kristallinbereich selbst nimmt die Intervallgeschwindigkeit, abgesehen von den unten diskutierten Ausnahmen, generell mit der Tiefe zu.

Aus dem Profil der Intervallgeschwindigkeiten lässt sich eine Unterteilung des Böttstein-Kristallins in 3 Zonen erstellen (Tabelle 6.6):

Granit 1: 315 - 495 m (GL)

Für den Granit 1 berechnet sich eine mittlere Intervallgeschwindigkeit von v_{GI} = 4680 m/s. Diese Geschwindigkeit liegt erheblich unter der für kompakten Granit typischen Geschwindigkeit von knapp 6000 m/s. Allerdings wurden für den oberen Teil von Granit 1 (ca. 320 - 360 m) Intervallgeschwindigkeiten von über 5000 m/s ermittelt (Beilage 6.28). Im unteren Teil der Zone erniedrigt sich die Intervallgeschwindigkeit quasi kontinuierlich bis auf 4400 m/s, was auf die sehr starke hydrothermale Umwandlung und Kakiritisierung des Granits in diesem Bereich zurückzuführen ist.

Granit 2: 495 - 1075 m (GL)

Die mittlere Intervallgeschwindigkeit für den Granit 2 beträgt 5240 m/s. Obwohl diese Geschwindigkeit bedeutend höher ist als die des Granits 1, erreicht auch sie nicht den typischen Wert für kompakten Granit. Daraus lässt sich schliessen,dass der Granit von Zone 2 noch zu einem erheblichen Teil umgewandelt und kakiritisiert ist. Die Intervallgeschwindigkeit wie auch das weit besser auflösende korrigierte Sonic-Log zeigen, dass in dieser Zone Partien kompakten Granits mit

Zonen starker hydrothermaler Umwandlung und Kakiritisierung abwechseln. Ein besonders ausgeprägtes lokales Geschwindigkeitsminimum von ca. 4820 m/s ist bei 710 m zu finden. Dieses Minimum kann einer etwa 20 m mächtigen kakiritischen Störungszone, die in 697 m Tiefe durchbohrt wurde, zugeordnet werden. Unmittelbar darunter treten wieder höhere Geschwindigkeiten bis 5250 m/s auf. Weitere Zonen ähnlicher Art, jedoch weniger ausgeprägt, sind im Granit 2 auch bei 620 und 820 m zu finden.

Granit 3: 1075 - 1501 m (GL)

Für den Granit 3 lässt sich eine mittlere Intervallgeschwindigkeit von 5740 m/s berechnen. Dieser Wert liegt nur noch wenig unter dem von kompaktem Granit. Im Vergleich mit den mittleren Geschwindigkeiten von Granit 1 und Granit 2 lässt sich daraus folgern, dass der Granit 3 das kompakteste Grundgebirge darstellt, das von der Sondierbohrung Böttstein erreicht wurde. Im allgemeinen treten in der Zone 3 nur geringe Geschwindigkeitsreduktionen auf, woraus sich schliessen lässt, dass in dieser Zone die Kakiritisierung und Umwandlung des Granits vorwiegend in deutlich abgeschwächter Form auftritt. Im unteren Teil der Zone 3 findet man allerdings eine Abnahme der Geschwindigkeit von 5700 m/s auf 5170 m/s. Diese Abnahme ist vermutlich dem Einfluss einer Störungszone zuzuschreiben, die in unmittelbarer Nähe der Bohrlochbasis verläuft (Kap. 6.5.2.3). Aus dem Anstieg der Geschwindigkeit unmittelbar über der Bohrlochbasis lässt sich folgern, dass es sich bei der oben genannten Geschwindigkeitsreduktion um ein lokales Ereignis handelt.

6.5.2 Seismisches Vertikalprofil (VSP) und synthetische Seismogramme

6.5.2.1 Zielsetzung

Bei einer üblichen Check Shot Messung werden die seismischen Signale der verschiedenen Tiefenstufen nur registriert, um die Ersteinsatzzeiten der Kompressionswellen (P-Wellen) zu bestimmen und daraus die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen abzuleiten.

Die bohrlochseismischen Registrierungen enthalten aber noch weitere wesentliche Informationen über die Schichtabfolge und -struktur im Bereich der Bohrung. Man kann nämlich die verdichtete Check Shot Messung auch als eine seismische Reflexionsmessreihe mit vertikaler Detektorauslage betrachten. Mit der entsprechenden Datenverarbeitung (processing) erhält man aus der bohrlochseismischen Messung ein seismisches Vertikalprofil (VSP), vergleichbar mit dem Profil der Oberflächenreflexionsseismik im Bereich der Bohrung. Da das VSP tiefenkalibriert und weitgehend multiplenfrei ist, bietet eine Korrelation mit der zugehörigen Oberflächenseismik folgende Möglichkeiten:

- Allgemeine Ueberprüfung der Oberflächenseismik (statische und dynamische Korrekturen, Polarität)
- Genaue Identifikation von Reflexionen, insbesondere bei komplexen Strukturen
- Erfassung von steilstehenden Reflektoren in Bohrlochnähe
- Erkennung von multiplen Reflexionen und Störsignalen
- Bestimmung des Auflösungsvermögens der Oberflächenseismik.

Eine weitere Zuordnungsmöglichkeit liegt im Vergleich der Oberflächenseismik mit synthetischen Seismogrammen. Diese werden aus dem Profil der akustischen Impedanz (Produkt aus kalibriertem Sonic- und Dichte-Log) für den Bereich der Bohrung berechnet und liefern folgende zusätzliche Informationen:

- Erscheinungsbild lithologischer Einheiten in der Oberflächenseismik
- Absorptionsverhalten verschiedener Formationen für P-Wellen
- Phasenverschiebungen und Interferenzen im Reflexionssignal bei kurzperiodischem Wechsel von harten und weichen Gesteinspartien
- Erscheinungsbild multipler Reflexionen

Mit dem synthetischen Seismogramm und dem VSP kann die Oberflächenseismik für den Bereich der Bohrung auf zweierlei unabhängige Art und Weise "kalibriert" werden.

6.5.2.2 VSP Mess- und Interpretationsverfahren sowie Berechnung synthetischer Seismogramme

Prinzip der VSP-Messung

Die VSP-Messung ist prinzipiell ein Check Shot Survey mit kleinen Tiefenintervallen ($\Delta z = 20 - 30$ m). An der Erdoberfläche werden meist sprengstofffrei (Luftpulser, Vibrator) seismische Wellen angeregt. Sie breiten sich als abtauchendes Wellenfeld ins Erdinnere aus (Beilage 6.29, oben links). Das abtauchende Wellenfeld stellt somit das stärkste vom Bohrlochgeophon registrierte Signal dar (direkte Welle).

An Schichtgrenzen (Diskontinuitäten) wird jeweils ein Bruchteil der Energie des abtauchenden Wellenfeldes reflektiert und erreicht nach der direkten Welle als auftauchendes Wellenfeld das Bohrlochgeophon. Mit zunehmender Geophontiefe erhält man damit eine typische VSP-Registrie-

rung mit aufeinander zulaufenden Einsätzen der direkten und reflektierten Welle (Beilage 6.29, oben rechts). Dabei wird die Amplitude der reflektierten Welle vom Betrag des Reflexionskoeffizienten bestimmt, dieser wiederum ist eine Funktion der Impedanzänderung an der entsprechenden Schichtgrenze (Diskontinuität).

Eine Beschreibung des komplexen *VSP-Datenverarbeitungsprozesses* ist in SIMOND et al. (NTB 85-03) enthalten.

Berechnung synthetischer Seismogramme

Die Uebertragung von Resultaten aus Bohrlochmessungen in die Oberflächenseismik kann auch mit synthetischen Seismogrammen erfolgen.

Zur Synthese dieser Seismogramme werden zunächst die auf SRD reduzierten Sonic- und Dichte-Logs geglättet und aus der Multiplikation beider Logs das Impedanzlog erstellt (Beilage 6.30, Mitte). Das zugehörige Profil des Relexionskoeffizienten (R_n) wird dann aus dem Impedanzlog durch sukzessive Differenzenbildung errechnet.

Dieses Reflektogramm (Beilage 6.30, links) stellt bereits eine hochauflösende seismische Spur entlang der Bohrung dar. Die Konvolution mit einem Wellenzug vom spektralen Charakter des oberflächenseismischen Quellsignals liefert dann unter Berücksichtigung der Transmissionsverluste eine synthetische Spur, wie man sie in Bohrlochnähe reflexionsseismisch registrieren würde.

Das synthetische Seismogramm selbst (Beilage 6.30, rechts), wird aus einer Folge von aneinandergereihten synthetischen Spuren ähnlich wie ein Corridor-Stack aufgebaut. Mit den entsprechenden Gleichungen können aus dem Profil des Reflexionskoeffizienten reine Multiplenseismogramme, kombinierte Seismogramme und andere spezielle Seismogramme berechnet werden.

6.5.2.3 Ergebnisse

In der Sondierbohrung Böttstein erfolgte die Datenerfassung für das VSP gleichzeitig mit der Ausführung des verdichteten Check Shot Survey.

Der höchste Aufnahmepunkt wurde in 126 m Tiefe und der tiefste in 1500 m Tiefe bezogen auf Geländeoberkante (GL) gewählt. In diesem Bereich konnten insgesamt 49 Bohrlochseismogramme (Spuren) mit guter Datenqualität registriert werden. Daraus ergibt sich eine mittlere Dichte von 3.6 Spuren pro 100 m Tiefe und ein maximales Auflösungsvermögen des VSP von ca. 30 m bei einer oberen Signalfrequenz von 60 Hz. Auflösungsvermögen bedeutet hier, dass zwei im Abstand von 30 m aufeinander folgende Reflektoren in der VSP-Sektion noch getrennt sichtbar sind.

Korrelation der Oberflächenseismik mit VSP und synthetischem Seismogramm, sowie Charakterisierung der einzelnen Reflexionen

In Beilage 6.31 sind die VSP-Sektion (Corridor-Stack) der seismischen Messung in der Sondierbohrung Böttstein, das synthetische Seismogramm und ein Ausschnitt des zeitmigrierten oberflächenseismischen Profils 82-NX-40 einander gegenübergestellt. Es lassen sich die in der weiteren Diskussion aufgeführten Reflektoren definieren und mit der Oberflächenseismik korrelieren, wobei folgende Konvention zu beachten ist:

Als Reflektoren werden nur Elemente bezeichnet, die in der oberflächenseismischen Sektion als Band geschwärzter positiver Amplituden (Flächenschrift) erscheinen. Sie stellen im allgemeinen den Uebergang von schallweicheren zu schallhärteren Gesteinsschichten (positiver Reflexionskoeffizient) dar. Als Gesteinsgrenzen erkannte Reflektoren werden mit Kleinbuchstaben gekennzeichnet, andere Diskontinuitäten (Störungszonen) mit römischen Zahlen symbolisiert. Die im unten stehenden Text dem Reflektornamen folgenden Tiefenangaben sind: Reflexionslaufzeit bezogen auf seismisches Referenzniveau (SRD), Tiefe bezüglich SRD und Tiefe unter Geländeoberkante (GL). Die Tiefenangaben beziehen sich dabei auf das Zentrum der Reflexion (geschwärzte positive Amplitude) im vertikalseismischen Profil (VSP) bzw. im synthetischen Seismogramm (SYNS) und müssen nicht notwendigerweise mit den Check Shot Tiefenangaben (Kap. 6.5.1.3) genau übereinstimmen. Grössere Abweichungen zu den stratigraphischen Formationsgrenzen sind dadurch bedingt, dass der positive Impedanzsprung teils im Liegenden, teils im Hangenden der stratigraphischen Grenze liegt.

Top Gipskeuper (a)

Tiefe im SYNS: 130 ms bzw. 195 m SRD = 42 m GL
Tiefe in der Bohrung: 42.5 m GL

Der obere Abschnitt des Gipskeuper besteht aus Dolomitmergel mit Anhydritlagen und besitzt eine höhere Geschwindigkeit und Dichte als der darüberliegende Schilfsandstein. Aus diesem Kontrast ergibt sich ein positiver Impedanzsprung, der den ersten Reflektor (a) des synthetischen Seismogramms charakterisiert.

Der mittlere Abschnitt des Gipskeupers (80.2 - 105.6 m GL) setzt sich aus einer tonigen Serie mit knolligen Anhydritlagen zusammen. Er hat bei vergleichbarer Dichte mit dem oberen Gipskeuper eine stark reduzierte Geschwindigkeit von nur 2000 - 2500 m/s und bildet sich deshalb im synthetischen Seismogramm als deutliche Reflexion mit negativen Amplituden (Oberkante bei 150 ms bzw. 228 m SRD = 75 m GL) ab.

Im oberflächenseismischen Profil 82-NX-40 ist der Reflektor (a) mit den darauf folgenden starken negativen Amplituden

als deutliches schwarz - weisses Band in der gesamten Sektion zu verfolgen.

Top Muschelkalk (b)

Tiefe im SYNS: 160 ms bzw. 237 m SRD = 84 m GL
Tiefe in der Bohrung: 121.9 m GL

Der auf den Top-Gipskeuper (a) folgende Reflektor (b) wird als Top Muschelkalk (seismisch regional kartierbarer Horizont) bezeichnet. Das reflektierende Element ist eine Anhydritschicht mit hoher Geschwindigkeit und Dichte im unteren Bereich des Gipskeuper.

Die ca. 38 m tiefer liegende Oberkante des Muschelkalks bildet sich im synthetischen Seismogramm als negative Amplitude unter dem Reflektor (b) ab, da der stark poröse Trigonodus-Dolomit im oberen Teil des Muschelkalks als Zone niedriger Geschwindigkeit und Dichte betrachtet werden muss.

In der oberflächenseismischen Sektion ist der Reflektor (b) in der weiteren Umgebung der Sondierbohrung Böttstein nicht immer deutlich zu erkennen. Dies kann auf eine unterschiedliche Beschaffenheit (Vergipsung, Tektonisierung) der Basis Gipskeuper zurückgeführt werden.

Plattenkalk und Trochitenkalk (c)

Tiefe im SYNS: 190 ms bzw. 305 m SRD = 152 m GL
Tiefe in der Bohrung (Obergrenze): 150.8 m GL

Der Plattenkalk und der Trochitenkalk bestehen grösstenteils aus mikritischen Kalken mit sehr geringer Porosität und hoher Dichte. Dies erklärt die hohe Geschwindigkeit dieser Zone von durchschnittlich 5000 m/s.

Der Geschwindigkeits- und Dichtekontrast beim Uebergang vom Trigonodus-Dolomit in den Plattenkalk erzeugt im synthetischen Seismogramm eine starke Reflexion. In der Oberflächenseismik ist dieser Reflektor aber nur stellenweise deutlich zu sehen; tektonische Komplikationen könnten eine Ursache dafür sein.

Anhydrite der Oberen Sulfatschichten (d)

Tiefe im VSP: 235 ms bzw. 393 m SRD = 240 m GL
Tiefe in der Bohrung (Obergrenze): 217 m GL

Einen weiteren Reflektor des Mittleren Muschelkalks stellt der anhydritische Abschnitt der Oberen Sulfatschichten dar. Die Anhydrite besitzen die höchste Dichte (2.8 g/cm^3) der Sedimente in der Sondierbohrung Böttstein. Aus dem starken Impedanzkontrast an der Obergrenze dieser Schichten ergibt sich eine deutliche Reflexion im synthetischen Seismogramm. In der VSP-Sektion ist der Anhydrit des Mittleren Muschelkalks der erste erkennbare Reflektor. In der Oberflächenseismik tritt diese Reflexion nicht sehr deutlich in Erscheinung, was wie beim Gipskeuper auf eine unterschiedliche Beschaffenheit (Vergipsung, Tektonisierung) zurückgeführt werden kann.

Zwischen dem Reflektor der "Anhydritgruppe" (d) und dem Top Kristallin (e) zeigt das synthetische Seismogramm eine schwach ausgeprägte Reflexion bei 260 ms bzw. 428 m SRD = 275 m GL. Sie wird durch den Wellendolomit des Unteren Muschelkalkes verursacht. Diese gebankte Kalk-Dolomitabfolge besitzt zwar eine um 40 % höhere Geschwindigkeit als die darüber liegenden tonigen Gesteine, ihre Mächtigkeit im Bereich der Sondierbohrung Böttstein beträgt allerdings nur 10 m. So erklärt sich, dass diese Schicht im Profil des Reflexionskoeffizienten deutlich abgebildet ist, von der seismischen Welle mit einer Länge von ca. 60 m aber kaum "gesehen" wird.

Lithofazielle Aenderungen im Wellendolomit können diesen Reflektor in der Oberflächenseismik deutlicher hervortreten lassen, so dass die Formation des Muschelkalks in der weiteren Umgebung der Sondierbohrung Böttstein auch als Band von mehreren nahezu gleichabständigen Reflektoren betrachtet werden kann.

Top Kristallin (e)

Tiefe im SYNS: 290 ms bzw. 470 m SRD = 317 m GL
Tiefe in der Bohrung (Obergrenze): 315.3 m GL (Basis Oberflächenverwitterung = 318 m GL)

Der Uebergang Sediment-Kritallin ist durch einen sprunghaften Anstieg der Geschwindigkeit von ca. 2000 m/s auf über 5100 m/s und der Dichte von 2.20 auf 2.64 g/cm^3 gekennzeichnet. An der Grenze zwischen porösem Buntsandstein und Granit 1 ergibt sich deshalb ein besonders starker Impedanzkontrast, der sich im synthetischen Seismogramm als markanter Reflektor abbildet.

In der VSP-Sektion (Corridor-Stack) erscheint die Oberkante des Kristallins ebenfalls als sehr deutliche Reflexion. Allerdings sind die Reflexionen des Top Kristallin im reflexionsseismischen Profil nicht als durchgehendes Band zu erkennen, was teils mit einer unterschiedlich starken Umwandlung und Kakiritisierung des obersten Teils des Granits erklärt werden kann.

Top Granit 2 (f)

Tiefe im SYNS: 370 ms bzw. 675 m SRD = 522 m GL
Tiefe in der Bohrung: 495 m GL

Der Top Granit 2 erscheint im synthetischen Seismogramm als Wellenzug mit bedeutend geringerer Amplitude als die Oberkante des Kristallins.

Dies ist auf die relativ geringe Geschwindigkeitszunahme von etwa 4400 auf 5200 m/s beim Uebergang in den Granit 2 zurückzuführen. Granit 2 ist generell weniger umgewandelt und kakiritisiert als der untere Teil des Granits 1, was die Geschwindigkeitszunahme von fast 30 % und eine Dichtezunahme um etwa 2 % erklärt.

In Uebereinstimmung mit dem synthetischen Seismogramm tritt der Reflektor Top Granit 2 (f) auch in der Oberflächenseismik und der VSP-Sektion (Corridor-Stack) weniger deutlich hervor als der Reflektor Top Granit 1 (e).

Weit wichtiger als die Abstufung in der Amplitude beider Reflektoren (e) und (f) ist jedoch ihr Abstand, der im oberflächenseismischen Profil über eine Strecke von mehr als 1700 m relativ konstant bleibt.

Parallel zu diesen Reflektoren verläuft noch ein weiterer Reflektor (f1) bei 450 ms bzw. 873 m SRD = 723 m GL, welcher der Untergrenze der ausgeprägten Geschwindigkeits- und Dichtereduktion im Mittelteil des Granits 2 bei 720 m GL zugeordnet werden kann (Kap. 6.5.1.3).

Die Sequenz der drei auffallend parallel laufenden Kristallinreflektoren (e), (f) und (f1) lässt sich jedenfalls durchhaltend über eine grössere Länge des Profils 82-NX-40 verfolgen, von CDP 80 in nördlicher Richtung bis CDP 220 in südlicher Richtung und scheint ein charakteristisches Merkmal für das Böttstein-Kristallin zu sein. Das abrupte Verschwinden dieser Sequenz bei CDP 220 kann daher als Grenze des Kristallins zum Permokarbon gedeutet werden.

Top Granit 3 (g)

Tiefe im SYNS: 570 ms bzw. 1210 m SRD = 1057 m GL
Tiefe in der Bohrung: 1075 m GL

Granit 3 bezeichnet den kompaktesten Granit, der beim Abteufen der Sondierbohrung Böttstein angetroffen wurde. Seine Durchschnittsgeschwindigkeit liegt bei 5740 m/s. Einzelne Zonen, wie die Oberkante und der Zentralbereich dieses Granits, haben typische Kristallingeschwindigkeiten von knapp 6000 m/s.

Aus dem Geschwindigkeitsprofil (Beilage 6.28) ist zu erkennen, dass die Geschwindigkeit oberhalb der Grenze zum Granit 3 (ab ca. 970 m) kontinuierlich von 5200 m/s auf 5900 m/s zunimmt. Zudem ist ein Dichtezuwachs von 2.65 g/cm^3 auf 2.67 g/cm^3 zu verzeichnen.
Der Impedanzkontrast von lediglich etwa 14 % und der kontinuierliche Uebergang im Geschwindigkeitsprofil lassen bereits vermuten, dass der Reflektor im synthetischen Seismogramm nur als sehr schwaches Ereignis in Erscheinung tritt. In der VSP-Sektion ist die Reflexion des Top Granit 3 gerade noch zu erkennen, in der Oberflächenseismik hebt sich dieser Reflektor nicht mehr aus dem Rauschen hervor.

Weitere Kristallinreflektoren (I-IV)

Obwohl der Granit 3 als relativ kompaktes Kristallingestein bezeichet wurde, treten in dieser Formation Ganggesteine, Störungszonen und grössere Kluftzonen als lokale Inhomogenitäten auf.

Beilage 6.32 zeigt in diesem Tiefenbereich Reflexionen (I-IV), die gleichermassen deutlich in der Oberflächenseismik, im VSP und z.T. im synthetischen Seismogramm in Erscheinung treten.

Eine der markanteren Reflexionen, was den unteren Teil der Sondierbohrung Böttstein betrifft, ist der *Reflektor III*. Seine Tiefenlage kann im Bereich der Bohrung mit 730 ms bzw. 1662 m SRD = 1509 m GL angegeben werden. In der VSP-Sektion selbst ordnen sich die zugehörigen Reflexionen auf einer mit zunehmender Registriertiefe stärker nach unten gekrümmten Linie an. Aus dieser Krümmung berechnet sich ein Einfallen des Reflektors von 61° ± 5°.

Die deutlich sichtbare Energie in allen Spuren der VSP-Sektion indiziert, dass es sich hierbei um ein reflektierendes Element grösserer lateraler Ausdehnung handelt.

Die Oberflächenseismik bestätigt dieses Resultat, sie bildet den Reflektor III als eine mit ca. 65° einfallende Störungszone im Bereich des Kristallins ab. Ihr Verlauf lässt sich anhand versetzter intrakristalliner Reflektoren bis in eine Tiefe von 2500 m kartieren.

Ein weiteres Indiz für die Existenz dieses reflektierenden Elements ist das markante Abtauchen eines Reflektors (e1), der als Grenze einer umgewandelten Granitzone zu kompakterem Granit betrachtet werden kann.

Von grösserem Interesse ist, ob der Reflektor III knapp unterhalb der Sondierbohrung Böttstein verläuft, oder ob er bereits zwischen 1440 und 1475 m durchteuft wurde. In diesem Bereich findet man in Beilage 6.29 eine abrupte Reduktion der Geschwindigkeit von 5700 m/s auf 5170 m/s. Etwa 20 m oberhalb der Bohrlochsohle steigt die Geschwindigkeit zwar wieder auf einen Werte von 5400 m/s an, erreicht aber nicht mehr den typischen Wert für Granit 3 (5740 m/s). Dieser Geschwindigkeitsanstieg bildet sich im synthetischen Seismogramm als tiefste Reflexion ab, die im Rahmen des seismischen Auflösungsvermögens noch mit dem Reflektor III korreliert werden könnte.

Ohne zusätzliche Daten ist aber nicht zu entscheiden, ob die oben genannte Geschwindigkeitsreduktion den Reflektor selbst indiziert oder ob sie als Sekundärstörung einer knapp unterhalb der Sondierbohrung Böttstein verlaufenden Störungszone gewertet werden muss.

6.6 Bohrlochgravimetrie

6.6.1 Zielsetzung

Das Bohrlochgravimeter dient zur Erstellung eines präzisen Dichteprofils, das im Vergleich zum Gamma-Gamma-Log (LDT) für ein wesentlich grösseres Gesteinsvolumen repräsentativ ist. Bei der LDT-Messung liegt der effektive Untersuchungsradius (Eindringtiefe) im Bereich von einigen cm, mit dem Bohrlochgravimeter wird ein Felsvolumen im Umkreis von einigen Dekametern erfasst.

Die Daten der Bohrlochgravimetermessung können damit als empfindlicher Indikator für erbohrte und nicht erbohrte Gesteinspartien betrachtet werden, sofern sie sich aufgrund erhöhter Klüftigkeit bzw. Kakiritisierung und hydrothermaler Umwandlung (Vertonung) vom kompakten Gestein als Dichteinhomogenität abzeichnen.

Die quantitative Interpretation von Schweremessungen an der Oberfläche mit Hilfe von Modellrechnungen bedingt präzise und für grössere Gesteinskomplexe repräsentative Dichtewerte, die mit der erforderlichen Genauigkeit nur aus Gravimetermessungen im Bohrloch ermittelt werden können.

6.6.2 Messmethode

6.6.2.1 Feldmessung

Das Bohrlochgravimeter, im Prinzip eine hochsensible Federwaage, wird am Bohrlochmesskabel auf Endteufe eingefahren. Während des Aufholvorgangs misst man in 10 bis 20 m Intervallen die relative Schwere als Funktion der Tiefe. Die Verteilung der einzelnen Messpunkte wird vorab anhand des LDT-Logs auf eine optimale Erfassung von Dichte-Kontrasten abgestimmt.

Gleichzeitig zur Schweremessung werden folgende Parameter mitregistriert:

- Messzeit für Gezeitenkorrektur
- Gamma- und Casing Collar Log zur genauen Ermittlung der Gravimetertiefe

Die registrierten Daten werden zur Kontrolle vor Ort analog aufgezeichnet und für die weitere Verarbeitung in digitaler Form auf Magnetband abgespeichert.

6.6.2.2 Datenverarbeitung

Vor der eigentlichen Errechnung der Formationsdichte aus den Schwerewerten müssen folgende Reduktionen an den Rohdaten erfolgen:

- Gezeitenkorrektur (Lokaler Einfluss von Sonne und Mond als Funktion von Ort und Zeit)
- Driftkorrektur (Aenderung physikalischer Parameter im System selbst)
- Topographische und strukturelle Korrektur (grössere Inhomogenitäten in Bohrlochumgebung, abtauchende Schichtenabfolge, etc.)
- Kaliberkorrektur (Einfluss von grösseren Auskesselungen mit Bohrlochdurchmesser grösser 50 cm)
- Bohrlochneigungskorrektur (Abweichung des Bohrlochs von der Lotrechten).

Nach Ausführung dieser Korrekturen ergibt sich ein reduziertes Schwereprofil. Aus der Differenz aufeinanderfolgender Schwerewerte lässt sich dann das Dichteprofil (BHGM-Dichte) für die durchteufte Formation errechnen (Beilage 6.34).

6.6.2.3 Interpretation

Aus der Integration der Poissonschen Differentialgleichung lässt sich allgemein die Schwereanomalie Δg_B errechnen, die von einem Störkörper der Dichtedifferenz $\Delta\rho$ erzeugt wird. Unter der Annahme, dass der Störkörper eine planare Geometrie aufweist, lässt sich in erster Näherung folgende Beziehung angeben:

1) $$\Delta\rho = \frac{1}{4\pi G}\frac{\Delta g_B}{\Delta z_s}$$

G: Gravitationskonstante
Δg_B: Schweredifferenz
Δz_S: Messpunktintervall

Wird eine Schicht mit der Dichtedifferenz $\Delta\rho$ und einer Mächtigkeit h kleiner Δz_s von der Bohrung durchteuft, so misst man unmittelbar oberhalb der Schicht die Schwere $+\frac{1}{2} \Delta g_B$ und unmittelbar darunter $-\frac{1}{2} \Delta g_B$. Bei bekanntem Messpunktintervall Δz_s lässt sich aus der Messwertdifferenz Δg_B direkt die Dichtedifferenz $\Delta\rho$ der Schicht zu ihrer Umgebung errechnen (Beilage 6.32).

Hat diese Schicht den Abstand a zur Bohrung, dann reduziert und verbreitert sich die Anomalie der Schwere entsprechend dem Abstand a. Der aus einer gemessenen Schweredifferenz Δg_B bestimmte Dichteunterschied $\Delta\rho$ entspricht dann einer scheinbaren Dichtedifferenz $\Delta\rho_s$ (Beilage 6.32). Diese scheinbare Dichtedifferenz muss später unter Vorgabe von Modellansätzen in wahre Dichten umgerechnet werden (Beilage 6.33). Diese Berechnung ergibt gleichzeitig auch den Abstand zwischen Bohrloch und Inhomogenität.

In der Praxis wird aus den korrigierten Schwerewerten unter Voraussetzung von Gleichung (1) das BHGM-Dichteprofil erstellt und mit dem LDT-Log (Gamma-Gamma-Dichte) korreliert. Wie die in Beilage 6.33 dargestellten Modellfälle zeigen, ergeben sich, abgesehen von einem gerätetechnischen meist konstanten Offset, Dichteunterschiede zwischen beiden Logs nur dann, wenn Inhomogenitäten in der Umgebung der Bohrung vorhanden sind, von dieser aber nicht durchteuft wurden.

6.6.3 Ergebnisse

Nach Ausführung der entsprechenden Korrekturen ergibt sich aus den gemessenen Schweredaten das Profil der reduzierten Schwere (Bouguerschwere, in Beilage 6.34 nicht dargestellt). Bereits aus diesem Profil können für die Sondierbohrung Böttstein Hinweise auf eine grossräumige Anomalie geringerer Dichte im oberen Teil des Kristallins (360 - 495 m) abgeleitet werden.

Unter den in Kap. 6.6.2 genannten Voraussetzungen errechnet sich aus der Differentiation der reduzierten Schweren das in Beilage 6.34 dargestellte Dichteprofil (BHGM-Dichte). Dieses Profil liefert folgende Aussagen:

Dichte des Kristallins:

Von 500 m bis 1300 m Tiefe nimmt die Dichte des Kristallins generell von 2.642 auf 2.688 g/cm³ zu. Für das erbohrte Kristallin lassen sich folgende Dichteabstufungen finden:

- Granit 1 (315 - 495 m)
  Granit mit geringer mittlerer Dichte von 2.622 g/cm³. Die geringe mittlere Dichte hat ihre Ursache in einem hohen Anteil hydrothermaler Umwandlungsprodukte (Tonmineralien) in einer Störungszone im unteren Teil von Granit 1 (Kap. 6.5).
- Granit 2 (495 - 1075 m)
  Sequenz von Granitgesteinen mit nahezu konstanter Dichte. Der Mittelwert liegt bei 2.645 g/cm³.
- Granit 3 (1075 - 1500 m)
  Granit mit höherer mittlerer Dichte von 2.667 g/cm³. Besonders im unteren Teil der Bohrung sind grössere Dichtevariationen feststellbar. Sie können auf Störungszonen mit hydrothermalen Umwandlungen zurückgeführt werden.

Der Durchschnittswert der Dichte für das gesamte erbohrte Kristallin beträgt

$$\rho = 2.652 \text{ g/cm}^3.$$

Dieser Mittelwert ist repräsentativ für das Kristallin in der Umgebung der Sondierbohrung Böttstein und bildet daher einen wichtigen Eingabeparameter zur Interpretation der Oberflächengravimetrie.

Korrekturwert für Gamma-Gamma-Dichte

Aus dem Vergleich der BHGM-Dichte mit der ebenfalls in Beilage 6.34 dargestellten Dichte des kompensierten Gamma-Gamma-Logs (LDT-Log, hier geglättet) lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

Von einigen Ausnahmen abgesehen ist die relative Uebereinstimmung von BHGM- und Gamma-Gamma-Dichte gut. Beispielsweise lassen sich die oben genannten Dichteabstufungen auch im Profil der Gamma-Gamma-Dichte wiederfinden.

Die absoluten Beträge der BHGM- und Gamma-Gamma-Dichte differieren im Kristallinbereich durchschnittlich um

$$\Delta\rho = 0.09 \text{ g/cm}^3.$$

Die Verschiebung der Gamma-Gamma-Dichte zu geringeren Werten hat ihre Ursache in der erhöhten Hintergrundstrahlung aus natürlichen Zerfallsprozessen des Urans und Thoriums im Kristallingestein (Beilage 6.4). Eine spezielle Korrektur des hochauflösenden Gamma-Gamma-Logs ist möglich, indem der Einfluss der natürlichen Gamma-Aktivität mit Daten aus dem NGT-Log eliminiert wird. Eine Kontrolle der speziell auf das Kristallin abgestimmten Kalibration der Gamma-Gamma-Dichte kann dann durch Quervergleich mit der BHGM-Dichte erfolgen.

Differenzlog-Anomalien

Abgesehen von einem konstanten Dichteunterschied von

BHGM- und Gamma-Gamma-Dichte treten im Profil der Dichtedifferenz (Beilage 6.34, rechts), im folgenden Differenzlog genannt, markante Anomalien deutlich hervor.

In Analogie zu den in Beilage 6.33 dargestellten Modellkurven des Differenzlogs deuten diese Anomalien auf nicht erbohrte bzw. auf die Fortsetzung durchbohrter Dichteinhomogenitäten hin. Das Bohrlochgravimeter mit einer Eindringtiefe im Bereich von ca. 50 m reagiert auf diese Inhomogenitäten, die Gamma-Gamma-Dichte bleibt unbeeinflusst. Daraus resultieren lokale Anomalien im Differenzlog.

Im einzelnen ergeben sich zwei markante Anomalien:

- Anomalie I (Bereich 350 - 700 m)
  Die charakteristische Form der Differenzlog-Anomalie kann aufgrund der Analyse von Modellrechnungen so interpretiert werden, dass zwei steilstehende Störungszonen in ihrem oberen Teil die Sondierbohrung schneiden. Unter Annahme von Modellfall b) (Beilage 6.33) handelt es sich um unterschiedlich mächtige, begrenzte Störzonen, die eine mit zunehmender Tiefe ansteigende Dichtedifferenz aufweisen. Die obere Zone, etwa 30 m mächtig, wird von der Sondierbohrung im Bereich zwischen 400 und 475 m durchteuft, die untere, etwa 8 m mächtig, im Bereich zwischen 605 und 630 m.
- Anomalie II (Bereich 950 - 1200 m)
  Die markante Differenz zwischen BHGM- und Gamma-Gamma-Dichte kann in diesem Tiefenbereich durch zwei Störungszonen verursacht sein, welche die Bohrung bei 1000 bzw. 1130 m schneiden.

Unter der Anwendung von Modellfall a) (Beilage 6.33) kann aus der unterschiedlichen Halbwertsbreite der beiden Dichtedifferenzanaomalien geschlossen werden, dass die obere Störungszone direkt von der Sondierbohrung durchteuft wurde, während der eigentliche Bereich der unteren Störungszone erst in einem gewissen seitlichen Abstand zur Sondierbohrung zu suchen ist.

Mit der Erkenntnis, dass Dichteinhomogenitäten in Form geneigter, beiderseits der Sondierbohrung sehr weit ausgedehnter Platten bis auf einen konstanten Reduktionsfaktor das gleiche BHGM-Dichteprofil erzeugen wie vergleichbare horizontale Platten, können die genannten Störungszonen steilstehenden kakiritischen Störungszonen zugeordnet werden, die sich beiderseits der Sondierbohrung noch relativ weit ins Gebirge erstrecken.

Sieht man von den oben diskutierten Anomalien ab, so zeigt die gute relative Uebereinstimmung von BHGM- und Gamma-Gamma-Dichte, dass die meisten Dichteinhomogenitäten in Form von Kakiritzonen vom kompensierten Gamma-Gamma-Log erfasst wurden. Im Bereich dieser Anomalien ergeben sich aber auch Hinweise, dass der Dichtekontrast der Kakiritzonen zum Nebengestein starken lokalen Variationen unterworfen sein kann.

6.7 Zusammenfassung

In der Sondierbohrung Böttstein wurde ein umfassendes bohrlochgeophysikalisches Untersuchungsprogramm durchgeführt, das kaum ein verfügbares Verfahren unberücksichtigt liess, von dem ein signifikanter Beitrag zu einem der vielen Einzeluntersuchungsziele erwartet werden konnte. Die Interpretationen der verschiedenen geophysikalischen Messungen sollten verglichen werden mit den Ergebnissen der Untersuchung der Bohrkerne und der Tests im Bohrloch, unter anderem im Hinblick auf eine mögliche Reduzierung des kostenaufwendigen Kern- und Testprogramms in Folgebohrungen.

Die Interpretation des umfangreichen bohrlochgeophysikalischen Datensatzes erlaubt eine erste Wertung der erzielten Resultate und der eingesetzten Methodik. Wie angesichts der ungewöhnlichen Aufgabenstellung zu erwarten war, haben nicht alle eingesetzten Messverfahren die in sie gesetzten Erwartungen erfüllt.

Die traditionellen von der Firma SCHLUMBERGER gefahrenen petrophysikalischen Logs erwiesen sich im Sedimentbereich als ein leistungsfähiges Mittel, die wichtigsten Formationsparameter "in situ" quasikontinuierlich zu erfassen. Die von Kerndaten unabhängig durchgeführte quantitative Computeranalyse mit dem Programm GLOBAL erlaubt eine Grobgliederung der lithologischen Abfolge mittels 9 Komponenten (Ton, Gips, Anhydrit, Salz, Sand, Kalk, Dolomit, Kristallin, Porenraum), die über weite Abschnitte mit der Kernbeschreibung gut übereinstimmt. Auch im Kristallinbereich zeigen die petrophysikalischen Logs an sich viel "Charakter" und weisen damit auf die prinzipielle Möglichkeit einer weitergehenden quantitativen Interpretation hin. Sie scheitert aber in vielen Fällen an der fehlenden Eichung der Messonden und am Problem der Uebertragbarkeit der für Sedimentgesteine konzipierten Auswertungsverfahren auf kristalline Gesteine.

Ein erster Versuch, die bohrlochpetrophysikalischen Ergebnisse durch die Anwendung statistischer Methoden (FACIOLOG) zu einem Faciolog zusammenzufassen und mit der aus der Kernbeschreibung bekannten Lithofazies zu eichen, konnte mit Erfolg durchgeführt werden. Die Resultate zeigen, dass es mit dem Faciolog möglich ist, in nicht gekernten oder von Kernverlusten betroffenen Bohrlochabschnitten die wichtigsten lithologischen Typen zu identifizieren. Aufgrund der vergleichsweise geringen gesteinsphysikalischen Kontraste reicht allerdings das Auflösungsvermögen nicht aus, um Aplite, Pegmatite oder Quarzadern, die dünner als etwa 0.3 m sind zu erfassen.

Schichtflächen im Sedimentbereich sowie isolierte Klüfte und Störungszonen im Kristallin konnten mit der Dipmeter-Sonde eingemessen werden. Mit dem hochauflösenden Sonic

Televiewer (SABIS) gelang es, auch die Lage enggescharter Klüfte zu erfassen. Darüber hinaus wurde die akustische Abbildung der Bohrlochwand zur Orientierung der Bohrkerne herangezogen. Die Erfahrung zeigte, dass dieses Verfahren nicht nur kostengünstiger, sondern auch zuverlässiger ist als die bis anhin verwendete mechanische Kernorientierungsmethode.

Der Versuch, im Kristallin Wasserzuflussstellen mit künstlich angeregten Spülungswellen (tube waves) zu lokalisieren, erbrachte nicht die erhofften Resultate. Zwar konnten zahlreiche Spülungswellen-Quellpunkte identifiziert werden, doch fallen diese nur in einigen Fällen mit tatsächlichen Zuflussstellen zusammen. Es scheint eher, dass in der Sondierbohrung Böttstein bestimmte Formen von Bohrlochausbrüchen in kakiritischen Störungszonen die eigentliche Ursache für die Spülungswellen-Quellpunkte sind.

Die bohrlochseismischen und gravimetrischen Messungen lieferten Grundlagen für die Absoluteichung der Sonic- und Dichte-Logs. Sie ermöglichen damit eine präzisere und zuverlässigere Interpretation der reflexionsseismischen und gravimetrischen Oberflächendaten. Für das gesamte erbohrte Kristallin konnte aus den bohrlochseismischen Daten eine durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeit von 5310 m/s ermittelt werden. Innerhalb der Kristallinstrecke ist eine Geschwindigkeitsstufung festzustellen (siehe unten). Mit Hilfe des seismischen Vertikalprofils (VSP) und den synthetischen Seismogrammen ist es gelungen, der Stufe Granit 1/Granit 2 einen bis dahin nicht identifizierten Reflektor zuzuordnen. Die laterale Ausdehnung der Kristallinreflektoren über mehr als einen km wie sie z.B. auf der Sektion 82-NX-40 beobachtet wird, deutet auf eine Tiefenzonierung des kristallinen Sockels, die nicht nur auf die engere Umgebung der Sondierbohrung Böttstein beschränkt ist.

Aus den bohrlochgravimetrischen Messungen wurde für die gesamte 1185 m mächtige Kristallinstrecke eine Durchschnittsdichte von 2.652 g/cm^3 abgeleitet. Dieser Wert ist für ein grösseres Gesteinsvolumen repräsentativ und war eine unentbehrliche Eingabegrösse für die quantative Interpretation der regionalen BOUGUER-Schwerekarten, die schliesslich zu einem Strukturmodell des nordschweizerischen Permokarbon-Trogs führte. Stellt man das aus Schweremessungen im Bohrloch berechnete absolute Dichteprofil dem Gamma-Gamma-Dichtelog gegenüber, lässt sich ein Korrekturwert von 0.09 g/cm^3 berechnen, mit dem die LDT-Sonde für den Biotitgranit in der Sondierbohrung Böttstein geeicht werden kann.

Die Gegenüberstellung in Form eines Differenzlogs gab darüber hinaus Hinweise auf die Fortsetzung von zwei durchbohrten Dichteanomalien in der näheren Umgebung der Sondierbohrung.

Bei einer zusammenfassenden Betrachtung aller geophysikalischen Resultate aus dem Kristallinbereich sind generelle und simultane Aenderungen wichtiger Parameter bei 495 m und 1075 m auffallend, die eine Unterscheidung von drei Tiefenstufen (Granit 1 - 3) zu rechtfertigen scheinen. Einige charakteristische petrophysikalische Merkmale dieser Tiefenbereiche sind nachstehend aufgeführt. Anmerkungen wie "hoch" oder "niedrig" beziehen sich auf Durchschnittswerte der entsprechenden Parameter über den gesamten Kristallinbereich.

Granit 1: 315 m - 495 m. In diesem Tiefenabschnitt dominieren stark kakiritisierte bzw. hydrothermal umgewandelte Granite. Die einzige Ausnahme bildet ein 40 m mächtiger, relativ kompakter Abschnitt zwischen 320 m und 360 m, der einen dem Granit 2 ähnlichen Charakter mit Check Shot Intervallgeschwindigkeiten bis 5140 m/s und Dichten bis 2.649 g/cm^3 zeigt. Auffallende Merkmale des Granits 1 sind: Die generelle Auskesselung der Bohrlochwand bis zum doppelten Meisseldurchmesser; der stark erniedrigte elektrische Formationswiderstand von ca. 150 Ωm; die hohe scheinbare Neutron-Porosität von ca. 18 %; die relativ geringe Dichte mit 2.622 g/cm^3; die niedrige durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeit von 4680 m/s und eine niedrige Gamma-Aktivität von ca. 160 API, die durch die geringen Uran-, Thorium- und Kalium-Konzentrationen (U : 6 ppm, Th: 16 ppm, K : 4.5 %) erklärt werden kann. Schliesslich der ausgeprägte seismische Impedanzkontrast, der die Basis dieser Zone auf der seismischen Sektion als Reflektor abbildet.

Granit 2: 495 m - 1075 m. Dieser Abschnitt hat den Charakter einer heterogenen Uebergangszone. Kakiritische Störungszonen mit Parameterwerten wie in Zone 1 wechseln ab mit relativ kompaktem Granit, der fast die für frisches Gestein typischen Kennwerte erreicht.

Insgesamt zeigen die Logs intermediäre Durchschnittswerte: Der elektrische Formationswiderstand variiert um einen Mittelwert von ca. 1500 Ω m; die scheinbare Neutron-Porosität (nur von 340 - 820 m gemessen) ist mit 6 % deutlich niedriger als in Zone 1. Die Dichte mit 2.645 g/cm^3, die P-Wellengeschwindigkeit von 5240 m/s und die natürliche Gamma-Aktivität von ca. 200 API entsprechen bekannten Durchschnittswerten. Bemerkenswert ist der generelle Anstieg des Thoriumgehalts von 20 ppm auf 30 ppm 100 m über der Basis des Granits 2 bei 970 m. Dagegen zeigen die Uran- und Kaliumgehalte von ca 9 ppm bzw. ca. 5 % an diesem Uebergang keine merkliche Variation.

Granit 3: 1075 m - 1500 m. Im untersten Tiefenabschnitt wurde überwiegend frischer, kompakter Granit aufgeschlossen, der nur noch sporadisch von kakiritischen Störungszonen, die aber weniger markant als im oberen Kristallin ausgebildet sind, unterbrochen ist. Aufgrund der petrophysikalischen Daten ist die Klufthäufigkeit zwischen 1075 m und 1390 m am geringsten. Charakteristisch für

Granit 3 ist das Fehlen von grossen Bohrlochausbrüchen (ausgenommen Zone 1115 - 1130 m), die niedrigen elektrischen Eigenpotentiale und der generell hohe Formationswiderstand von ca. 10'000 Ω m, der erstmals Spitzenwerte von 100'000 Ω m erreicht. Auch die Dichte mit 2.667g/cm^3, die P-Wellengeschwindigkeit von 5740 m/s und die natürliche Gamma-Aktivität von ca. 250 API zeigen in diesem Abschnitt die höchsten Mittelwerte. Der weitere Anstieg der Gamma-Aktivität ist fast ausschliesslich auf den höheren Thoriumgehalt (ca. 30 ppm) zurückzuführen.

7. HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

7.1 Konzept des Untersuchungsprogramms

Ein Ziel des Arbeitsprogramms der Sondierbohrung Böttstein war: "Abklärung der hydraulischen Verhältnisse der Tiefengrundwässer als Input für das hydrogeologische Modell" (NTB 82-09).

Dem entsprechend wurde ein hydrogeologisches Untersuchungsprogramm aufgestellt, das folgende Punkte umfasst:

- Messung der Druckspiegelhöhen (hydraulische Potentiale) und Transmissivitäten (hydraulische Durchlässigkeiten) der wasserführenden Schichten im Sedimentgestein mit Hilfe von Drill-Stem-Tests.
- Durchführung von Casing-Tests nach Abschluss der Bohrphase in den durchlässigen Horizonten der Sedimente. Ziel dieser Tests war die Messung der hydraulischen Parameter, die auch bei Drill-Stem-Tests gemessen werden.
- Durchführung sogenannter Repeat-Formation-Tests in Zonen, in denen die Durchführung von Drill-Stem-Tests entweder technisch nicht möglich oder aus bohrtechnischen Gründen nicht ratsam war.
- Förderversuch (Pumpversuch) im Muschelkalk-Aquifer und eventuell im Kristallin. Damit sollten wiederum die hydraulischen Kennwerte (Druckspiegelhöhe, Transmissivität) gemessen werden.
- Fluid-Logging, d.h. Messungen in der Bohrlochflüssigkeit, während des Pumpversuchs im Muschelkalk-Aquifer und im Kristallin. Diskrete Zonen mit erhöhter Permeabilität (Wasserzutrittsstellen) sollten so bestimmt werden.
- Einfach- und Doppelpackertests im Kristallin. Ziel war die Messung einiger, repräsentativer Druckspiegelhöhen und die Erstellung eines kompletten Durchlässigkeitsprofils über die gesamte Kristallinstrecke. Da die zu messenden Durchlässigkeiten teilweise sehr klein waren, konnten die herkömmlichen Testverfahren der Erdölindustrie nicht angewandt werden. Es mussten vielmehr speziell entwickelte Testgeräte und Auswertungsmethoden eingesetzt werden.
- Durchführung eines markierten Förderversuchs (Labelled-Slug-Test) im Kristallin als Ergänzung zum Fluid-Logging. Damit sollten sehr gering durchlässige Zonen, die aber gegenüber der Matrixpermeabilität des Granits eine leicht erhöhte Permeabilität aufweisen, identifiziert werden.
- Installation eines Multipacker-Systems im Bohrloch nach Abschluss der Bohrarbeiten und der wissenschaftlichen Tests. Beobachtung der Druckschwankungen in den verschiedenen wasserführenden Horizonten über einen längeren Zeitraum.

Die einzelnen Teile des Untersuchungsprogramms sind im Arbeitsprogamm für die Sondierbohrung Böttstein (NTB 82-09) genauer beschrieben. Beilage 7.1 zeigt die durchgeführten Untersuchungen im Ueberblick.

7.2 Drill-Stem-Tests

7.2.1 Methodik

Für den klassischen Drill-Stem-Test (DST) wird eine entsprechende Testgarnitur am Bohrgestänge (Drill Stem) im Bohrloch eingebaut. Beilage 7.2 zeigt schematisch den Aufbau einer derartigen DST-Garnitur. Die wesentlichen Elemente sind:

- ein oder zwei Packerelemente
- Recorder-carrier für die automatischen Aufzeichnungsgeräte für Druck und Temperatur
- Testventil (Shut-in valve) zum Oeffnen und Schliessen der Verbindung vom Testintervall zum Gestänge.

Der DST kann entweder als Einfachpacker- oder als Doppelpackertest durchgeführt werden. Im ersten Fall wird das Bohrloch unterhalb des Packers, im zweiten Fall die Strecke zwischen den beiden Packern getestet. Während des Tests werden automatisch Druck und Temperatur in der abgepackerten Strecke und im Gestänge gemessen und aufgezeichnet.

Bei den in der Sondierbohrung Böttstein eingesetzten Testgarnituren bestand zusätzlich die Möglichkeit, mit Hilfe eines speziellen Drucksensors (Surface Pressure Read Out) den zeitlichen Verlauf des Drucks im Testintervall während eines DSTs zu messen und die Messwerte laufend über ein Kabel nach Uebertage zu übertragen, so dass eine Kontrolle der Versuche möglich war.

Ein DST besteht typischerweise aus mehreren Phasen (Beilage 7.3):

- Messung des Anfangsdrucks im Testintervall nach dem Setzen der Packer mit geschlossenem Testventil.
- Absenkung des Flüssigkeitsspiegels im Gestänge (Pumpen, Schwappen) um einige 100 m, sofern das Gestänge nicht leer eingebaut worden ist.
- Oeffnen des Testventils für einige Minuten (1. Fliessperiode). Das Wasser kann vom Testintervall in das Gestänge strömen. Dieser Vorgang bewirkt einen plötzlichen Druckabfall mit nachfolgendem, langsamen Druckaufbau im Testintervall.
- Schliessen des Testventils (1. Druckaufbau). Während dieser Zeit steigt der Druck in dem Testintervall wieder an. Der Druckaufbau ist im Vergleich zu dem in der Fliessperiode relativ schnell.
- Wiederholung der Schritte 3 und 4, eventuell mehrfach. Die resultierenden Druckkurven werden zur Berechnung der Permeabilität benötigt.
- Schliessen des Testventils (letzter Druckaufbau) und Warten, bis der Druck im Testintervall soweit angestiegen ist, dass eine Berechnung der hydraulischen Druckspiegelhöhe (z.B. durch Extrapolation) möglich ist.

Die Auswertung der Daten basiert auf dem Verfahren nach HORNER (1951), das seit seiner Publikation mehrfach kommentiert und modifiziert worden ist. Grundsätzlich ist der Ansatz ähnlich wie bei der Gleichung nach THEIS (1935). Es wird die generelle Annahme gemacht, dass die Fliessrate während der Fliessperiode konstant ist. Die Erfahrung hat gezeigt, dass der durch diese Vereinfachung verursachte Fehler in Bezug auf die Transmissivität ausreichend klein ist.

DSTs liefern brauchbare Ergebnisse in mässig durchlässigen Horizonten. Für sehr durchlässige und sehr gering durchlässige Zonen sind sie nicht geeignet, da die Kurven des registrierten Druckverlaufes entweder zu steil oder zu flach werden.

7.2.2 Durchführung und Ergebnisse

In der Sondierbohrung Böttstein wurden drei DSTs durchgeführt (Beilage 7.5): Im oberen Muschelkalk, im obersten, verwitterten Kristallin sowie im Buntsandstein zusammen mit dem obersten Kristallin. Beilage 7.4 zeigt als Beispiel die Druckkurve des DSTs im verwitterten Kristallin. Mehrere Versuche, den Buntsandstein allein zu testen, scheiterten, da kein dichter Packersitz gefunden werden konnte.

Der DST im oberen Muschelkalk war in Bezug auf die Transmissivität nicht auswertbar, da wegen der relativ hohen Transmissivität des oberen Muchselkalks (Kap. 7.5.2) der Wiederanstieg des Drucks nach dem Oeffnen des Testventils zu schnell erfolgte. Es konnte jedoch die Druckspiegelhöhe (333 m ü.M. oder 14 m unter Terrain) bestimmt werden.

Die beiden anderen Tests wurden von GLAL ausgewertet. Statt der herkömmlichen DST-Auswertung wurde das etwas flexiblere Verfahren für Slug-Withdrawal-Tests (Kap. 7.7) angewendet. Eine Analyse der Daten hat gezeigt, dass die Ergebnisse der Auswertung mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind.

Beilage 7.5 enthält eine Zusammenstellung der wichtigsten Daten der in der Sondierbohrung Böttstein durchgeführten DSTs und ihre Ergebnisse. Daraus ergeben sich folgende Aussagen:

- Die Wässer im Buntsandstein und obersten Kristallin sind in Böttstein artesisch gespannt. Die Druckspiegelhöhe liegt bei 361 m ü.M., also etwa 14 m über Terrain (vgl. Kap. 7.9.4.1). Es ist anzunehmen, dass der Buntsandstein und das oberste Kristallin in Böttstein zusammen ein hydraulisches System (Aquifer) bilden.
- Der Buntsandstein und das oberste Kristallin sind in Böttstein ein relativ durchlässiger Horizont mit einer Transmissivität in der Grössenordnung von 3.5×10^{-5} m²/s. Das entspricht einer mittleren Permeabilität von ungefähr 10^{-6} m/s. Die Permeabilität des Buntsandsteins wird wahrscheinlich zum grössten Teil durch offene Makroporosität verursacht. Dementsprechende Resultate ergaben die Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Buntsandstein (Kap.4.3.6, Beilage 4.11). Der Beitrag von offenen Klüften zur Permeabilität des Buntsandsteins ist wahrscheinlich von untergeordneter Bedeutung (Kap. 4.6.3.3).
- Die Temperatur des Grundwassers im Buntsandstein und obersten Kristallin beträgt etwa 27°C.

Zum DST als Methode lässt sich aufgrund der Erfahrungen in der Sondierbohrung Böttstein folgendes sagen:

- Das herkömmliche DST-Gerät bietet kaum Möglichkeiten, schon während des Tests auf die vorgefundene hydrogeologische Situation zu reagieren. Sofern lediglich mit eingebauten Druckaufzeichnungsgeräten gearbeitet wird, müssen die Testdauer und die zu erwartenden Drücke bereits vor dem Test zumindest grössenordnungsmässig bekannt sein.
- Wie bereits erwähnt liefert der DST die besten Ergebnisse in mässig durchlässigen Horizonten. Für gut durchlässige Zonen (z.B. oberer Muschelkalk in der Sondierbohrung Böttstein) ist er ungeeignet.
- Die Auswertung ist relativ einfach, liefert aber auch nur wenig detaillierte Information. Mehr dagegen leisten moderne, auf Computer gestützte Simulationsverfahren.
- Die DST-Garnitur hat gegenüber dem HTT (Hydrologic

Test Tool) (Kap. 7.7.1) den Vorteil, dass sie grosse Differenzdrücke zwischen der Teststrecke und dem übrigen Bohrloch aushält. Sie kann damit auch bei Filterkuchenbildung in der Bohrlochwand eingesetzt werden. Zudem ist ein schneller Ein- und Ausbau der Garnitur möglich, da kein Messkabel mitgeführt werden muss.

7.3 Casing-Tests im Sedimentgestein

Die wichtigen hydraulischen Parameter (Druckspiegelhöhe und Transmissivität) der beiden wasserführenden Horizonte im Sedimentgestein der Sondierbohrung Böttstein, d.h. vom oberen Muschelkalk und Buntsandstein, wurden mittels Pumpversuch (Kap. 7.5) beziehungsweise DST (Kap. 7.2) bestimmt. Somit war es nicht notwendig, Casing-Tests in diesen Horizonten durchzuführen.

Der Buntsandstein und das oberste, verwitterte Kristallin waren beim Setzen des letzten Casings (9 5/8" bis 340 m Tiefe, Kap. 3.6.1) verrohrt worden. Da diese Zone in die Langzeitbeobachtung (Kap. 7.9) mit einbezogen werden sollte, war eine Perforation der Verrohrung notwendig. Das Casing wurde im Januar 84 nach Abschluss der Testphase in der Tiefe von 307 - 319 m mit 13 Schüssen pro Meter perforiert. Die Strecke von 313 - 315 m wurde zur Schonung der Muffen von der Perforation ausgenommen.

Die perforierte Strecke wurde mit Scrapern geglättet und mit Doppelpackern abgepackert. Dann wurde für mehrere Tage Wasser aus dem Buntsandstein und obersten Kristallin gefördert, um das Bohrloch und die Schusskanäle von Perforationsrückständen, Zementanteilen und Resten alter Spülung hinter dem Casing zu säubern. Dabei ergab sich die Gelegenheit zur Entnahme einer weiteren Wasserprobe aus dem Buntsandstein (Kap. 8.2). Anschliessend wurde das Multipacker-System eingebaut. Damit ist eine langfristige Beobachtung der Druckverhältnisse im Buntsandstein und den obersten 4 Metern des Kristallins möglich (Beilage 7.27).

7.4 Repeat-Formation-Tests im Buntsandstein und obersten Kristallin

7.4.1 Methodik

Der Repeat-Formation-Test (RFT) wird mit der entsprechenden Testgarnitur (Repeat Formation Tester Tool) von Schlumberger durchgeführt. Mit ihr können mit begrenzter Genauigkeit die hydrostatische Druckspiegelhöhe gemessen sowie Proben von Grundwasser aus definierten Tiefen genommen werden. Ferner ergeben sich Hinweise auf die Permeabilität der Formation.

Das Gerät besteht im wesentlichen aus einem Packerelement, einem Sondenrohr, 2 Vortest-Kammern (10 cm^3), 2 Probenkammern (bis zu 45 Liter) und einem Messwandler für Druck und Temperatur (Beilage 7.6).

Das Gerät wird an einem Kabel tiefenkontrolliert in das unverrohrte Bohrloch eingefahren. An der zu testenden Stelle wird ein hydraulisch abdichtender Packer gegen die Bohrlochwand gepresst und das Sondenrohr durch den Filterkuchen in das Gebirge gedrückt. Der Testablauf beginnt mit einem doppelten Vortest oder Drucktest, der den Formationswasserdruck misst und einen Hinweis auf die Durchlässigkeit gibt. Der darauf folgende Haupttest, oder Druckaufbautest, ist mit der Probennahme, d.h. Füllung einer oder beider Probenkammern verbunden. Da die Messwerte über das Tragseil nach Uebertage übertragen werden, ist eine permanente Kontrolle des Versuchs möglich.

7.4.2 Durchführung und Ergebnisse

Die RFT-Garnitur wurde versuchsweise im Bereich des Buntsandsteins und obersten Kristallins eingesetzt. Das Gerät wurde zwischen 307.5 und 318 m Tiefe an 15 verschiedenen Punkten gesetzt (Beilage 7.7). In der Mehrzahl der Fälle wurde kein, einige Male ein sehr langsamer Druckaufbau gemessen. Die Versuche erbrachten keine auswertbaren Ergebnisse bezüglich der Druckspiegelhöhe oder der Durchlässigkeit. Es konnte eine relativ stark durch Spülung kontaminierte Wasserprobe (ca. 14 Liter) entnommen werden (Kap. 8.2).

Aufgrund der unbefriedigenden Ergebnisse mit dem RFT-Gerät wurde von weiteren Einsätzen abgesehen.

7.5 Pumpversuch im Muschelkalk-Aquifer

Gemäss Untersuchungsprogramm wurde im porösen, klüftigen, oberen Teil des Muschelkalks, dem sogenannten Muschelkalk-Aquifer, ein Förderversuch (Pumpversuch) durchgeführt. Die Zielsetzung war, folgende hydraulische

Parameter zu ermitteln: Hydraulisches Potential, Transmissivität und Speicherkoeffizient.

Da das Prinzip eines Pumpversuchs hinlänglich bekannt sein dürfte, erübrigen sich diesbezügliche Ausführungen an dieser Stelle. Für spezielle Probleme, speziell bei der Auswertung, sei auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen.

7.5.1 Durchführung

Nach Durchteufen des oberen Muschelkalks wurde vom 30.10 - 1.11.82 ein Pumpversuch im unverrohrten Teil des Bohrlochs durchgeführt (123.2 - 202.3 m). Geologisch gesehen bedeutet das, dass der Obere Muschelkalk vom Trigonodus-Dolomit bis zum Trochitenkalk und einige Meter des Dolomits des Mittleren Muschelkalks getestet wurden. Die Vorgehensweise war wie folgt:

- Ersetzen der Ton-Süsswasserspülung im Bohrloch durch Leitungswasser.
- Erster Einbau der Unterwasserpumpe (Grundfos SP25-25) und Ersetzen des Leitungswassers im Bohrloch durch nachfliessendes Grundwasser (gefördertes Volumen: 80 m^3).
- Ausbau der Unterwasserpumpe.
- Drill-Stem-Test (Kap. 7.2).
- Erstes Fluid-Logging (Kap. 7.6): Kaliber, elektrischer Widerstand, Temperatur, Nullmessung für das Spinner-Flowmeter.
- Zweiter Einbau der Unterwasserpumpe und Pumpen bis zum Erreichen eines quasistationären Zustandes (Stabilisierung des Wasserspiegels im Bohrloch).
- Eigentlicher Pumpversuch mit einer Pumpdauer von 48 Stunden, inklusive Wasserprobenentnahme und zweites Fluid-Logging (Temperatur und Spinner-Flowmeter).
- Abschalten der Pumpe und Beobachtung des Wasserspiegelanstiegs (24 h) im Bohrloch.
- Ausbau der Unterwasserpumpe.

Beilage 7.8 zeigt Absenkung, Förderleistung und Wassertemperatur (Auslauf) während des Pumpversuchs. Zusätzlich ist der zeitliche Verlauf einiger hydrochemischer Parameter angegeben (Kap. 8.4).

7.5.2 Auswertung und Ergebnisse

Die Pumpversuchs- und die Wiederanstiegsdaten sind nach verschiedenen, für gespannte Aquifere anwendbare Verfahren (in KRUSEMAN & DE RIDDER, 1973; LANGGUTH & VOIGT, 1980) und mit verschiedenen Annahmen ausgewertet worden. Beilage 7.9 ist eine Zusammenstellung der unterschiedlichen Berechnungsergebnisse. Daraus ergeben sich folgende Aussagen:

- Die Werte für die Transmissivität aus dem eigentlichen Pumpversuch liegen im Bereich von 194 - 281 x 10^{-6} m^2/s. Unter den gegebenen Umständen (Randbedingungen, Zuverlässigkeit und Präzision der verschiedenen Verfahren) kann 240 x 10^{-6} m^2/s als bester Wert für die Transmissivität gelten. Das entspricht einem mittleren Durchlässigkeitskoeffizienten von 3 x 10^{-6} m/s.
- Die Auswertung des Wiederanstiegs des Wasserspiegels nach dem Verfahren von THEIS ergibt für die Zeiten von 15 min bis 10 h und von 10 h bis 24 h nach dem Abschalten der Pumpe je eine signifikante Regressionsgerade mit unterschiedlichen Steigungen, was auf eine räumliche Inhomogenität des Aquifers hinweist. Bei einer Extrapolation mit der Regressionsgeraden der zweiten Periode verbleibt auch für sehr lange Wiederanstiegszeiten eine Restabsenkung. Das ist ein Hinweis dafür, dass der Aquifer räumlich begrenzt ist. Aus der gleichen Regressionsgeraden ergibt sich eine Transmissivität von 440 x 10^{-6} m^2/s. Das stimmt mit den Ergebnissen aus der Pumpzeit zumindest der Grössenordnung nach überein. Allerdings ist die Zuverlässigkeit des Wiederanstiegsverfahrens durch die relativ kurze Beobachtungszeit eingeschränkt.
- Für den Speicherkoeffizienten ergibt sich als wahrscheinlich zuverlässigster Wert S = 0.6 x 10^{-6} nach dem Verfahren von JACOB mit den gewogenen Zeiten nach COOPER und JACOB und für die Zeit vor den am zweiten Pumpversuchstag aufgetretenen Betriebsstörungen. Daraus lässt sich die mittlere Porosität abschätzen: n = 0.15% (LANGGUTH & VOIGT, 1980, S. 21, $\alpha = 0$, $\beta_{20°C} = 4.6 \times 10^{-10}$ m^2/N). Mit den Verfahren von THEIS und von PAPADOPULOS & COOPER erlaubt die Lage der gemessenen Wertepaare auf den Typkurven keine zuverlässige Ermittlung des Speicherkoeffizienten.

Aus der Höhe des Wasserspiegels vor dem eigentlichen Pumpversuch (Beilage 7.8) ergibt sich als bester Schätzwert für die stationäre Druckspiegelhöhe 333 m ü.M. oder 14 m unter Terrain. Das ist konsistent mit dem Ergebnis des Drill-Stem-Tests (Kap. 7.7.2).

7.5.3 Kontrollmessungen an Grundwasserpegeln

Kontrollmessungen der Spiegel des Schotter-Grundwassers im Aaretal sind vor, während und nach dem Pumpversuch in den Brunnen des Pumpwerks Kleindöttingen (rund 1.5 km

östlich der Sondierbohrung Böttstein), des ehemaligen Pumpwerks Leuggern (rund 1.5 km nördlich) und des Pumpwerks Leuggern-Herdle (rund 2.4 km nördlich bis nordwestlich) durchgeführt worden. Ein Einfluss des Pumpversuchs war nicht zu erkennen.

Die ungestörte Druckhöhe des mit der Sondierbohrung Böttstein erschlossenen, gespannten Muschelkalk-Grundwassers hatte 15 - 19 m höher gelegen als der freie Wasserspiegel des Schottergrundwassers im Gebiet Kleindöttingen-Leuggern.

7.6 Fluid-Logging im Muschelkalk-Aquifer

7.6.1 Methodik und Durchführung

Gemäss Untersuchungsprogramm sollten in Zusammenhang mit dem Förderversuch aus dem Muschelkalk-Aquifer die wichtigsten Wasserzutrittsstellen bestimmt werden. Daher wurden vor und während des eigentlichen Pumpversuches Messungen in der Bohrlochflüssigkeit (Fluid-Logging) durchgeführt. Gemessen wurden vor allem die Parameter Temperatur, elektrischer Widerstand (oder Leitfähigkeit) und die Fliessgeschwindigkeit (Kap. 7.5.1). Der Vertikalverlauf dieser Messgrössen ermöglicht qualitative und zum Teil quantitative Aussagen über die Wasserzutrittsstellen in einem Bohrloch (Kap. 7.8.1).

Die Messungen wurden in zwei Phasen durchgeführt:

1. Bohrlochmessungen ohne Pumpen (30. Okt. 1982):
   - 2 Widerstandsmessungen (Logs) von 197 bis 14 m
   - 1 Temperaturmessung (Log) von 0 bis 185 m
   - 8 Temperaturmessungen (Logs) von ca. 185 bis 40 m
   - 4 Temperatur-Standmessungen zwischen 195 und 70 m
   - 8 Spinner-Flowmeter-Nullmessungen (Logs) von ca. 185 bis 40 m
2. Bohrlochmessungen mit Pumpen (1.11.1982, ca. 64 m Absenkung):
   - 1 Temperaturmessung (Log) von 0 bis 195 m
   - 8 Temperaturmessungen (Logs) von 195 bis 125 m
   - 9 Temperatur-Standmessungen zwischen 200 und 110 m
   - 8 Spinner-Flowmeter-Messungen (Logs) zwischen 195 und 125 m

Eine detaillierte Beschreibung der Sonden und der speziellen methodischen Probleme ist einem separaten NTB (NTB 85-10) vorbehalten. Daher wird im folgenden lediglich ein Ueberblick über die wichtigsten Resultate und deren Interpretation gegeben.

7.6.2 Auswertung und Ergebnisse

7.6.2.1 Widerstandsmessung

Das Ergebnis der Widerstandsmessung ist in Beilage 7.10 dargestellt. Demzufolge ist der unverrohrte Teil des Bohrlochs (123.2 - 203.3 m) mit Wasser aus dem Muschelkalk gefüllt. Der Widerstand von 1.5 Ohmmeter entspricht einer Leitfähigkeit von etwa 6.8 mS/cm. Aehnliche Werte wurden auch während des eigentlichen Pumpversuchs gemessen (Beilage 7.8).

Im unverrohrten Teil des Bohrlochs sind keine eindeutigen Aenderungen des elektrischen Widerstandes bzw. der Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe feststellbar. Das ist ein Indiz für einen einheitlichen Grundwasserchemismus in den verschiedenen Zonen des Muschelkalk-Aquifers.

Der obere Teil des Bohrlochs (oberhalb von 70 m) ist noch mit Süsswasser und Resten der Ton-Süsswasserspülung (6 - 11 Ohmmeter oder 1.7 - 0.9 mS/cm) gefüllt. Es handelt sich dabei um die Flüssigkeitssäule, die sich während der ersten Pumpperiode über der Unterwasserpumpe befand und deshalb nicht durch Muschelkalkwasser ersetzt werden konnte.

7.6.2.2 Spinner-Flowmeter-Messung

Eine Auswertung der Spinner-Flowmeter-Logs mit dem von Schlumberger empfohlenen Verfahren (im Fahrgeschwindigkeits-Rotationsgeschwindigkeits-Diagramm) ergab keine Ergebnisse, da die zu messenden Zuflussmengen und die daraus resultierenden Geschwindigkeitsdifferenzen sehr klein bzw. an der Grenze des Auflösungsvermögens der Sonde liegen. Erschwerend kommt hinzu, dass die Ergebnisse der Messungen von unten nach oben stark streuen. Deshalb wurde aus den vier Logs, die von oben nach unten aufgenommen worden waren, und den dazugehörigen Nullmessungen ein gemitteltes Spinner-Flowmeter-Log hergestellt (Beilage 7.11). Dieses Log zeigt die relativen, d.h. die durch die Zuflüsse verursachten Rotationsgeschwindigkeiten. Um aus den Rotationsgeschwindigkeiten Durchflussmengen berechnen zu können, wurde das Spinner-Flowmeter am unteren Ende der Verrohrung, wo der Durchfluss mit der Pumprate identisch ist, geeicht.

Da das Kaliber-Log (Beilage 7.10) keine relevanten Abweichungen vom Normdurchmesser zeigt, konnte auf eine Kaliberkorrektur verzichtet werden. Die dennoch vorhandene Streuung der Messwerte ist wahrscheinlich instrumentell bedingt.

Aufgrund der so aufbereiteten Spinner-Flowmeter-Daten

lassen sich verschiedene Zonen mit erhöhter Permeabilität angeben (Beilage 7.11):

oberer Trigonodus-Dolomit (127 - 140 m)	20 % des Gesamtzuflusses
oberster Plattenkalk (150 - 155 m)	geringer Zufluss (max. 10 %)
Trochitenkalk (172 - 175 m)	20 % des Gesamtzuflusses
Trochitenkalk (180 - 185 m)	10 % des Gesamtzuflusses

Unterhalb von 185 m Tiefe liefert das Spinner-Flowmeter-Log keine Einzelinformation mehr. Es kann lediglich festgestellt werden, dass ca. 40 % des geförderten Wassers zwischen 185 m und 202.3 m Tiefe zufliessen.

Die Wasserführung im oberen Muschelkalk von Böttstein ist wahrscheinlich zum Teil an offene Klüfte gebunden. Wie in Kapitel 4.6.3.3 beschrieben, treten offene, d.h. nicht oder nur teilweise verheilte Klüfte im Trigonodus-Dolomit und Trochitenkalk auf. Nach Beilage 4.1 sind dies auch die kluftreichsten Zonen.

Zusätzlich kann eine erhöhte, offene Makroporosität eine grössere Permeabilität bedingen und so zur Wasserführung beitragen (Kap. 4.3.6). Stark poröse Partien (mit Calcit ausgekleidete Drusen, Fossil-Lösungsporen, Lösungsporen nach Gips/Anhydrit-Kristallen) wurden vor allem im oberen Trigonodus-Dolomit, im unteren Trochitenkalk und im Dolomit des Mittleren Muschelkalks beobachtet.

Das Ergebnis des Spinner-Flowmeter-Logs ist damit weitgehend konsistent mit dem Kernbefund.

7.6.2.3 Temperaturmessung

Die Temperaturmessungen wurden ähnlich wie die Spinner-Flowmeter-Logs ausgewertet. Im unteren Bohrlochabschnitt, wo mehrere Messfahrten durchgeführt worden waren, wurde aus den Einzellogs und den Standmessungen je ein gemitteltes Temperatur-Log für die beiden Messphasen (30.10.82, 1.11.82) gebildet und zusammen mit der Streuung der Einzelmessungen in Beilage 7.12 dargestellt.

Die Messungen vom 30.10.82 (ohne Pumpen) zeigen eine Temperaturverteilung im Bohrloch, die noch von den vorausgegangenen Aktivitäten (Bohren, Ersetzen der Bohrspülung, Drill-Stem-Test) beeinflusst ist (Kap. 7.5.1). Detaillierte Aussagen über die ungestörten Temperaturen im Muschelkalk sind daher aufgrund dieser Messungen nicht möglich.

Dagegen lassen sich im Temperatur-Log vom 1.11.82 (während des Pumpversuchs) die gleichen Wasserzutrittsstellen im Trigonodus-Dolomit und Trochitenkalk wie im Spinner-Flowmeter-Log erkennen (Kap. 7.6.2.2). Da die gemessenen Temperaturen Mischungstemperaturen repräsentieren, kann man zusätzlich aus ihnen und den Zuflussmengen (aus dem Spinner-Flowmeter-Log) die Temperaturen der Zuflüsse abschätzen.

Diese Zuflusstemperaturen, die ungefähr den natürlichen Grundwassertemperaturen entsprechen sollten, sind in Beilage 7.13 in Abhängigkeit von der Tiefe graphisch dargestellt. Sie liegen ungefähr auf einer Geraden, die einem Gradienten von 4.5°C/100 m entspricht. Die mittlere Temperatur (in 160 m Tiefe) beträgt 20°C.

Wird nun eine durchschnittliche oberflächennahe Temperatur von etwa 10 °C angenommen (JÄCKLI & RYF, 1978), so ergibt sich damit ein Temperaturgradient von ungefähr 6.7 °C/100 m für die obersten 120 m der Sedimentschichten in der Sondierbohrung Böttstein. Es muss allerdings betont werden, dass es sich bei diesem Wert um einen reinen Rechenwert handelt, der nicht ohne weiteres mit einem geothermischen Gradienten gleichgesetzt werden kann. So müsste beispielsweise zuerst die Möglichkeit eines Wärmetransports durch aufsteigende Wässer untersucht werden.

Aus den Temperaturen des Muschelkalkwassers und den Werten, die im Buntsandstein und obersten Kristallin während der Drill-Stem-Tests (Beilage 7.5) gemessen wurden, ergibt sich ein durchschnittlicher Temperaturgradient von etwa 4°C/100 m für das Intervall von 200 - 300 m Tiefe. Im Kristallin selbst wurde ein durchschnittlicher Gradient von 3.4 °C/100 m (Kapitel 7.8.1.1) ermittelt.

Insgesamt gesehen wurde also in der Sondierbohrung Böttstein im Sedimentgestein ein von oben nach unten abnehmender Temperaturgradient beobachtet.

7.7 Packertests im Kristallin

7.7.1 Methodik

Entsprechend dem Untersuchungsprogramm der Sondierbohrung Böttstein wurde im Kristallin eine Vielzahl von Einfach- und Doppelpackertests durchgeführt. Da die zu messenden Durchlässigkeiten teilweise sehr klein waren, war es nicht möglich, die herkömmlichen Testverfahren der Erdölindustrie (z.B. Drill-Stem-Tests) anzuwenden. Es wurden daher speziell für niedrige Durchlässigkeiten entwickelte Testgeräte und Auswertemethoden eingesetzt. Diese waren vor Beginn der Sondierbohrung Böttstein bereits in ähnlichen Untersuchungsprogrammen in den USA und Kanada verwendet worden, so dass auf den dabei gewonnenen Erfahrungen aufgebaut werden konnte.

Die generelle Versuchsanordnung eines Packertests im Kristallin ist in Beilage 7.14 dargestellt. Die wesentlichen Elemente sind:

- das HTT (Hydrologic Test Tool) der Fa. LYNES mit Druck- und Temperatursensor (Transducer)
- Uebertragungskabel (Single Conductor Cable)
- Mikrocomputer-System.

Das HTT selbst entspricht weitgehend einem konventionellen DST-Gerät (Kap. 7.2). Wie dieses kann es mit einem oder zwei Packern, d.h. als Einfach- oder Doppelpacker-Konfiguration eingesetzt werden. Von einem DST-Gerät unterscheidet es sich hauptsächlich in zwei Punkten:

- Die Packer werden hydraulisch durch die Steigleitung (Tubing String) aufgepumpt und gesetzt. Das Lösen geschieht durch Anziehen der Steigleitung. Dieses Setzen und Lösen der Packer ist beliebig oft hintereinander wiederholbar, ohne dass die Testgarnitur dazwischen ausgebaut werden muss. Es kann also eine ganze Reihe von Doppelpackertests hintereinander zeitsparend und kostengünstig durchgeführt werden. Dies wird beim sogenannten H-Log (Kap. 7.7.3) ausgenützt.
- Wichtiger Bestandteil des HTT ist ein Druck- und Temperatursensor (Transducer) der über entsprechende Kanäle (Ports) in der Testgarnitur mit dem abgepackerten Intervall sowie den Bohrlochabschnitten oberhalb des oberen Packers und unterhalb des unteren Packers hydraulisch verbunden ist. Bei der Doppelpacker-Konfiguration können also Druck und Temperatur unterhalb, innerhalb und oberhalb des zu testenden Intervalls gemessen werden. In der Einfachpacker-Konfiguration werden zweimal Druck und Temperatur in der Teststrecke sowie einmal im Bohrloch darüber gemessen. Die Temperatur- und Druckwerte aus den oben genannten drei bzw. zwei Bohrlochabschnitten werden im Uebertragungskabel (Single Conductor Cable) im Multiplexverfahren zu dem Mikrocomputer-System auf dem Bohrplatz geleitet.

Dort wird das frequenzmodulierte Signal wieder in Temperatur- und Druckwerte umgewandelt, eventuell weiter verarbeitet, ausgedruckt, geplottet und auf Magnetband gespeichert.

Der Messbereich der Quarzdruckaufnehmer reicht von 0 - 34.5 MPa. Die Genauigkeit und die Auflösung der Druckmessung liegen nach Herstellerangaben bei 0.05% beziehungsweise 0.005%, bezogen auf den maximalen Messwert ("Vollausschlag"). Damit sind die Absolutwerte für die Genauigkeit und die Auflösung 17 kPa bzw. 1.7 kPa.

Die Genauigkeit und Auflösung der Temperaturmessung betragen 1.0 °C bzw. 0.1 °C bei einem Messbereich von -5 °C bis + 105 °C.

Das HTT mit Transducer ist also ein flexibles und präzises Testgerät. In der verwendeten Versuchsanordnung (Beilage 7.14) stehen alle gemessenen Daten schon während des Versuchs zu Verfügung. Damit ist eine Anpassung und Optimierung des jeweils laufenden Versuchs an die vorgefundene hydrogeologische Situation (Druck- und Durchlässigkeitsverhältnisse) möglich. Fehlversuche, wie sie bei Verwendung eines herkömmlichen DST-Geräts vorkommen, sind damit vermeidbar.

Die Messung der Druck- und Temperaturwerte unterhalb und oberhalb des abgepackerten Intervalls erlaubt eine permanente Kontrolle der Packersitze. Undichtigkeiten zwischen Packer und Bohrlochwand sowie hydraulische Umläufigkeiten im Gebirge (z.B. entlang von Klüften) lassen sich in den meisten Fällen erkennen. Die Zuverlässigkeit der Testergebnisse wird dadurch wesentlich erhöht.

Was die Vorgehensweise der hydraulischen Tests zur Bestimmung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten anbelangt, so handelt es sich um Versuche mit nichtstationärem Strömungszustand (transient tests).

Folgende Testtypen lassen sich unterscheiden (Beilage 7.15):

- *Slug-Withdrawal-Test:* Dieser Test entspricht der 1. Fliessperiode beim herkömmlichen DST (Kap. 7.2). Das Testventil wird geöffnet und erlaubt ein Fliessen des Grundwassers von der abgepackerten Teststrecke in die vollständig oder teilweise geleerte Steigleitung. Entsprechend der Transmissivität der zu testenden Zone wird die Steigleitung mehr oder weniger schnell gefüllt. Diese Füllung wird über die Druckmessung mitverfolgt und ausgewertet. Da bei diesem Test erhebliche Mengen von Wasser in das Gestänge fliessen müssen, ist dieser Test nur für durchlässige Zonen geeignet.
- *Pulse-Withdrawal-Test:* Entspricht dem 1. Druckaufbau beim herkömmlichen DST. Das Testventil wird nur für eine kurze Zeit, d.h. einige Minuten, geöffnet und dann wieder geschlossen. Die abgepackerte Zone wird also einem zeitlich begrenzten Unterdruck (Pulse) ausgesetzt und der sich daran anschliessende Druckaufbau beobachtet. Da bei diesem Test nur das während dem "Pulse" von der Teststrecke in das Gestänge geflossene Wasser von der Formation nachgeliefert werden muss, ist dieser Test besonders für gering durchlässige Zonen geeignet.
- *Slug-Injection-Test:* Verläuft wie ein Slug-Withdrawal-Test, wobei aber die Teststrecke durch Auflegen einer Wasservorlast in der Steigleitung unter Druck gesetzt wird. Dieser Ueberdruck baut sich in dem Masse ab, wie das zugesetzte Wasser vom Gebirge aufgenommen wird. Dieser Test kann in der Praxis nur dann durchgeführt werden, wenn die hydraulische Druckspiegelhöhe der Teststrecke unterhalb der Oberkante der Steigleitung liegt, da sich nur so eine zusätzliche Wassersäule aufbauen lässt. Das Slug-Injec-

tion-Verfahren ist wie der Slug-Withdrawal-Test nur sinnvoll bei relativ gut durchlässsigen Zonen.

- *Pulse-Injection-Test:* Entspricht einem Pulse-Withdrawal-Test, wobei aber ein kurzfristiger Ueberdruck an die zu testende Formation angelegt und der anschliessende Druckabbau beobachtet wird. Dieser Test ist auch bei einem hohen Druckniveau der zu testenden Zone durchführbar, da kurzzeitig, z.B. mit Hilfe von Pumpen, ein künstlicher Ueberdruck in der Steigleitung aufgebaut werden kann. Wie der Pulse-Withdrawal-Test ist dieser Test besonders für sehr gering durchlässige Zonen geeignet.

Diese vier Testtypen können je nach hydrogeologischer Situation mehrfach und kombiniert an ein oder derselben abgepackerten Zone durchgeführt werden. Somit können die zu bestimmenden hydraulischen Parameter (Transmissivität, Speicherkoeffizient) mehrfach und mit verschiedenen Methoden bestimmt werden. Das erlaubt eine Kontrolle der Einzelergebnisse und ermöglicht Angaben über ihre Zuverlässigkeit.

Alle die genannten Testtypen bewirken also eine Störung des hydraulischen Gleichgewichts, dessen zeitlicher Ausgleich anschliessend als Druckaufbau oder Druckabbau registriert wird. Je nach Durchlässigkeit streben die Messwerte langsam oder schnell den im Gebirge herrschenden Wasserdruck an, woraus dann durch Extrapolation und rechnerische Verfahren das gesuchte hydraulische Potential ermittelt werden kann.

Wie bereits angedeutet, werden die Packertests bereits auf der Bohrstelle vorläufig ausgewertet. Dabei kommen graphische Verfahren zum Einsatz, d.h. die Daten werden normalisiert in einfach- oder doppellogarithmischer Form geplottet. Mit Hilfe von Typkurvenschablonen lassen sich daraus die Transmissivität und eventuell der Speicherkoeffizient bestimmen (LEECH et al., NTB 85-09).

Detailliertere Auswertungen und damit zuverlässigere Ergebnisse lassen sich durch Simulation der hydraulischen Prozesse während der Tests auf einem Computer durchführen. Damit lassen sich auch Störeffekte, wie zum Beispiel durch den Bohrvorgang verursachte Aenderungen der natürlichen Druckverhältnisse erkennen und teilweise sogar rechnerisch eliminieren (GRISAK et al., NTB 85-08).

7.7.2 Spezielle Probleme

Die Messung der hydraulischen Parameter in gut und mässig permeablen Zonen wird seit langem durchgeführt (zum Beispiel in der Erdölindustrie). Daher sind die Test- und Auswertungsverfahren erprobt sowie die auftretenden Probleme und Schwierigkeiten bekannt.

Sollen jedoch sehr gering durchlässige Zonen getestet und die entsprechenden Parameter bestimmt werden, so treten zum Teil völlig andere Effekte und Probleme auf. GRISAK et al. (NTB 85-08) beinhaltet eine ausführliche Diskussion der Schwierigkeiten bei Packertests in sehr gering durchlässigen Zonen sowie die vorhandenen Lösungsansätze. Im folgenden wird daher nur ein kurzer Ueberblick zu diesem Themenkreis gegeben.

7.7.2.1 Gerätedeformationen

Wie aus der Skizzierung der Testtypen im voranstehenden Kapitel hervorgeht, erfolgt die Messung der hydraulischen Parameter über die beim Versuch bewegten Volumina. Bei den Pulse-Tests sind diese, bedingt durch die niedrige Kompressibilität von Wasser, sehr klein. Eine genaue Messung der beim Versuch relevanten Volumina (z.B. des Intervalls) ist daher von entscheidender Bedeutung für die Genauigkeit der Testresultate. Je geringer die zu messende Transmissivität, desto grösser wird der durch unkontrollierte Volumenänderungen verursachte relative Fehler. Auch die Bestimmung des hydraulischen Potentials kann gestört werden. Derartige, unkontrollierte Volumenänderungen können bei einem Packertest unter anderem durch folgende Vorgänge verursacht werden: Plastische Deformationen der Packerelemente, Relativbewegungen der Elemente der Testgarnitur, Verschiebung der Packersitze und Deformation der Packerelemente durch veränderten Innendruck oder Laständerungen in der Steigleitung, Deformation der Pakkerelemente durch Aenderung der Druckverhältnisse im Bohrloch oberhalb oder unterhalb des Testintervalls.

Die Erfahrung hat gezeigt, dass diese Effekte jedoch weitgehend ausgeschaltet werden können, wenn:

- Nach dem Setzen (Aufpumpen) der Packer solange gewartet wird, bis die plastischen Deformationen abgeklungen sind. Tests unter kontrollierten Bedingungen haben ergeben, dass 90% derartiger Bewegungen innerhalb der ersten Stunde nach dem Setzen der Packer stattfinden.
- Während des Versuchs möglichst alle Faktoren, die mit dem Test zu tun haben, konstant gehalten werden. Das gilt vor allem für die Last in der Steigleitung.

Nicht zu vermeiden sind dagegen Deformationen, die aus dem Test selbst resultieren. Dazu gehört beispielsweise die elastische Deformation der Packerelemente als Reaktion auf einen Druckaufbau in dem Testintervall. Derartige Effekte lassen sich höchstens rechnerisch bei der Auswertung eliminieren.

Ein Vergleich von Mehrfachmessungen und eine Kontrolle der Ergebnisse von Packertests in sehr gering durchlässigen Zonen durch andere Methoden (Kap. 7.8. und 7.9) zeigt jedoch, dass bei sorgfältiger Durchführung die Effekte der Gerätedeformationen ausreichend klein gehalten werden

können. Eine Verfälschung der Messresultate als Gesamtheit ist daher nicht zu befürchten.

7.7.2.2 Temperaturveränderungen

Aehnlich wie Gerätedeformationen bewirken Temperaturveränderungen während eines Packertests eine scheinbare Vergrösserung oder Verkleinerung der bewegten Volumina. Daraus resultieren bei Pulse-Tests in niedrig permeablen Zonen Fehler bei der Bestimmung der Transmissivität. In solchen Zonen wird durch Temperaturveränderungen auch die Messung des hydraulischen Potentials gestört.

Derartige Temperaturveränderungen treten vor allem dann auf, wenn vor dem Test die natürlichen Temperaturverhältnisse durch Flüssigkeitsbewegungen im Bohrloch gestört worden sind. Dies ist im wesentlichen in der Bohrphase der Fall, in der das Gebirge um das Bohrloch herum durch die Zirkulation der Spülung abgekühlt wird. Die so verursachten Temperaturanomalien können weit in den Fels hineinreichen, je nach dem, wie lange das Bohrloch dem Störeinfluss ausgesetzt war. Wird nun eine abgekühlte Zone abgepackert, d.h. die Zirkulation unterbunden, so wird die Abkühlung zumindest teilweise wieder rückgängig gemacht. Dies ist in der Regel mit einer Temperaturzunahme und Expansion des Wassers im Testintervall verbunden, die den Test beeinflussen kann.

Für die Durchführung der Packertests bedeutet das, dass gering durchlässige Zonen entweder sofort nach Durchteufen getestet werden müssen, bevor sich eine nennenswerte Temperaturdepression ausgebildet hat, oder nach Abschluss der Bohrarbeiten solange gewartet werden muss, bis sich wieder stabile Temperaturverhältnisse eingestellt haben. Eine weitere Möglichkeit ist, den Einfluss der Temperaturveränderung bei der Testauswertung rechnerisch zu eliminieren. Dies ist möglich, da bei Verwendung des HTT von LYNES mit jeder Druckmessung auch eine Temperaturmessung durchgeführt wird.

7.7.2.3 Störung der natürlichen Druckverhältnisse

Analog zur Störung der Temperaturverhältnisse werden durch das An- und Durchbohren einer Zone die natürlichen Druckverhältnisse gestört. Je nach dem, ob der im Bohrloch künstlich aufrecht erhaltene Wasserspiegel bzw. Wasserdruck auf die Formation über oder unter dem natürlichen Druck liegt, bildet sich ein Druckkegel oder ein Drucktrichter um das Bohrloch herum aus. Die Reichweite dieser Störung in der Formation hängt von der Durchlässigkeit und von der Dauer des Störeinflusses ab.

Für die Packertests ist diese Störung der natürlichen Druckverhältnisse aus folgenden Gründen von Bedeutung:
- Die gängigen Auswerteverfahren für die Transmissivität setzen ungestörte bzw. isotrope Druckverhältnisse in der Formation voraus.
- Bei der Bestimmung des hydraulischen Potentials konvergiert der Druckaufbau unter Umständen nicht gegen das natürliche hydraulische Potential, sondern gegen den künstlich erzeugten Druck, der sich aus oben erwähnten Gründen in der Umgebung des Bohrloches eingestellt hat.

Die Konsequenz ist, dass Packertests am besten unmittelbar nach Durchteufen der zu testenden Zone durchgeführt werden, bevor sich die entsprechende Druckstörung hat ausbreiten können. Das gilt insbesondere für Tests zur Messung des hydraulischen Potentials.

Mit der Bestimmung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten kann auch gewartet werden, bis sich ein sehr grosser Drucktrichter (bzw. Druckkegel) ausgebildet hat (quasi-isotrope Verhältnisse). Dieser künstliche Formationsdruck wird dann anstelle des natürlichen bei der Auswertung verwendet.

Eine weitere Möglichkeit wird durch den Einsatz von Computermodellen eröffnet. Mit entsprechenden Programmen ist es möglich, die Entwicklung und Ausbreitung von derartigen Druckanomalien und ihren Einfluss auf die Packertests zu simulieren. Damit kann, wenn die Art und Dauer der Druckstörung bekannt ist, der entsprechende Einfluss bei der Datenauswertung korrigiert werden. Details hierzu werden in GRISAK et al. (NTB 85-08) diskutiert.

7.7.2.4 Reichweite der Messung

Wie aus der Beschreibung der Testverfahren zur Ermittlung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten hervorgeht, wird während des Tests eine Druckstörung erzeugt und die Reaktion der Formation (in Form von zu- oder abfliessendem Wasser) ausgewertet. In sehr gering durchlässigen Zonen ist die Eindringtiefe der erzeugten Druckstörung während eines Tests begrenzt und demzufolge auch nur ein begrenztes Volumen an der "Antwort" der Formation beteiligt. Das bedeutet, dass in sehr gering durchlässigen Zonen die gemessenen Werte nur für ein begrenztes Volumen um das Bohrloch herum repräsentativ sind (GRISAK et al., NTB 85-08).

Modellrechnungen haben folgende Reichweiten von Pulse-Tests in Abhängigkeit von der Permeabilität ergeben:

Permeabilität [m/s]	Reichweite in	
	6 Stunden	12 Stunden
1×10^{-11}	43 cm	43 cm
1×10^{-12}	41 cm	42 cm
1×10^{-13}	18 cm	25 cm

Den Berechnungen wurde zugrunde gelegt, dass nur der Anteil der Formation das Ergebnis wesentlich beeinflusst, in dem die induzierte Druckstörung noch mehr als 10% des Anfangswertes beträgt.

Zu beachten ist, dass in obiger Tabelle die maximale Reichweite eines Tests (bei vorgegebener Testzeit) angegeben ist, die jedoch nicht notwendigweise erst bei Testende erreicht wird. Gerade in höher permeablen Zonen wird das Maximum schon nach relativ kurzer Zeit erreicht.

Da die Druckstörung ("Pulse"), die während eines Tests an die Formation abgegeben werden kann, durch das endliche Volumen der Teststrecke begrenzt ist, besteht kein linearer Zusammenhang zwischen Permeabilität und Reichweite. Die Reichweite eines Pulse-Tests kann also nicht beliebig gross werden.

Unter Berücksichtigung der Modellrechnungen können die Resultate von kurzzeitigen Packertests (Pulse-Tests) in sehr gering durchlässigen Zonen nur als repräsentativ für die nächste Bohrlochumgebung gelten. Eine Kontrolle und Bestätigung durch länger dauernde und eventuell andere Tests (z.B. mit konstanter Absenkung) ist daher notwendig. Derartige Tests können beispielsweise mit dem Multipacker-System durchgeführt werden (Kap. 7.9).

Aehnliche Modellrechnungen haben für Slug-Tests folgende Reichweiten in Abhängigkeit von der Permeabilität ergeben:

Permeabilität [m/s]	Reichweite in 6 Stunden
10^{-6}	18 m
10^{-8}	20 m
10^{-10}	4 m

Wie bei den Pulse-Tests sind die angegebenen Reichweiten Maximalwerte, die nicht unbedingt erst gegen Testende erreicht werden. Generell erfassen Slug-Tests bei Permeabilitäten von 10^{-10} bis 10^{-6} m/s ein sehr viel grösseres Felsvolumen als die Pulse-Tests in sehr gering durchlässigem Fels. Dennoch ist auch bei den Slug-Tests der Zusammenhang zwischen Permeabilität und maximaler Reichweite nicht linear und letztere ebenfalls begrenzt. Die Ursache ist wiederum in dem endlichen Volumen (Teil der Steigleitung) zu suchen, das am Test beteiligt ist und die Grösse der Druckstörung bestimmt.

7.7.2.5 Weitere Aspekte

Es gibt noch eine Reihe weiterer Probleme und Faktoren, die speziell bei Packertests in sehr gering durchlässigen Zonen auftreten bzw. von Bedeutung sind. Dazu gehören beispielsweise der Bohrlochdurchmesser, die Orientierung der Klüfte oder die physikalischen Eigenschaften der Bohrlochflüssigkeit. Die daraus resultierenden Abweichungen der Messergebnisse sind jedoch unter normalen Bedingungen von untergeordneter Bedeutung, so dass an dieser Stelle auf die ausführliche Diskussion dieser Punkte in GRISAK et al. (NTB 85-08) verwiesen werden kann.

7.7.3 Durchführung

Ausgehend von der Zielsetzung des Untersuchungsprogramms und unter Berücksichtigung der im vorhergehenden Kapitel skizzierten Gesichtspunkte wurde folgendes Konzept für die Packertests im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein entwickelt:

- Messung einiger repräsentativer Druckspiegelhöhen (hydraulische Potentiale) während der Bohrphase mit Hilfe von Einfachpackertests. Bei diesen Gelegenheiten liessen sich auch die Transmissivität und der Speicherkoeffizient bestimmen.
- Abpackern der wichtigen, wasserführenden Zonen mit einer Einfach- oder Doppelpackergarnitur, um Wasserprobenentnahmen für hydrochemische Untersuchungen zu ermöglichen (Kap. 8.2.). Diese sollten sowohl in der Bohrphase (gut durchlässige Zonen) als auch in der Testphase (mässig oder niedrig durchlässige Zonen) durchgeführt werden. Bei diesen Gelegenheiten wurden auch die Transmissivität, der Speicherkoeffizient und, falls möglich, das hydraulische Potential gemessen.
- Systematische Durchführung von Doppelpackertests (12.5 oder 25 m Intervallänge) über die gesamte Kristallinstrecke (H-Log) zur Bestimmung der Transmissivitäten. Diese Doppelpackertests sollten blockweise während der Bohr- und Testphase durchgeführt werden.

In Uebereinstimmung mit diesem Konzept wurden im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein durchgeführt:

in 19 Intervallen:	kurze Einfachpackertests
in 18 Intervallen:	längere Tests im Zusammenhang mit Wasserprobenentnahmen und sonstigen, detaillierteren Untersuchungen
in 81 Intervallen:	Doppelpackertests (H-Log)

Die technischen Details und Daten zu diesen Tests sind Bestandteil von LEECH et al. (NTB 85-09).

7.7.4 Ergebnisse

Die detaillierte Darstellung der Ergebnisse der Packertests im

Kristallin der Sondierbohrung Böttstein und einige Beispiele zur Auswertungsmethodik sind ebenfalls LEECH et al. (NTB 85-09) vorbehalten. Daher enthält der vorliegende Bericht nur eine Zusammenfassung der Resultate.

7.7.4.1 Die hydraulischen Potentiale

Von den durchgeführten Packertests waren 7 hinsichtlich des hydraulischen Potentials auswertbar. Die Ergebnisse sind in Beilage 7.16 mit aufgelistet. Beilage 7.17 enthält die Druckspiegelhöhen in graphischer Darstellung. Zum Vergleich sind dort auch die Ergebnisse der Drill-Stem-Tests im oberen Muschelkalk und im Buntsandstein/obersten Kristallin mit eingezeichnet (Kap. 7.7.2).

Zusammengefasst ergeben sich folgende Aussagen:

- Die in der Bohrphase zwischen 370 und 500 m gemessenen hydraulischen Potentiale liegen zwischen 365 und 371 m ü.M., also rund 20 m über Terrain. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Messungen sind wahrscheinlich auf diverse Störeinflüsse (z.B. Störung der natürlichen Druckverhältnisse durch den Bohrbetrieb, vgl. Kap. 7.7.2) zurückzuführen und illustrieren die Genauigkeit der Ergebnisse. Insgesamt kann der obere Teil des erbohrten Kristallins (340 - 1000 m) als ein zusammenhängendes hydraulisches System angesehen werden, dessen Wasser artesisch gespannt ist.
- Die im oberen Teil des Kristallins gemessenen hydraulischen Potentiale sind etwas höher als die Ergebnisse der Drill-Stem-Tests im Buntsandstein und obersten Kristallin (Kapitel 7.2.3). Es kann angenommen werden, dass der Buntsandstein kein vom oberen Kristallin völlig unabhängiges hydraulisches System ist, sondern wegen seiner geringeren Druckspiegelhöhe als eine Art Drainage wirkt.
- Das untere Kristallin, d.h. unterhalb von etwa 1000 m, besitzt ein deutlich höheres hydraulisches Potential. Die Differenz zwischen den Druckspiegelhöhen des unteren und oberen Kristallins beträgt etwa 35 m. Daraus ergibt sich, dass entweder keine oder nur sehr gering durchlässige Fliesswege vom unteren zum oberen Kristallin bestehen.

Die Ergebnisse der Packertests können mit den Resultaten aus der Langzeitbeobachtung verglichen und kontrolliert werden (Kap. 7.9). Bei diesem Vergleich ergeben sich wohl geringere Unterschiede, doch kann auch festgehalten werden, dass es, ausgenommen in extrem gering durchlässigen Zonen, möglich ist, mit Hilfe der Packertests repräsentative und auf einige Meter genaue Druckspiegelhöhen oder hydraulische Potentiale zu messen.

7.7.4.2 Die Transmissivitäten und Permeabilitäten

Von etwa 80% der in der Sondierbohrung Böttstein getesteten Intervalle konnten die Transmissivitäten und die Permeabilitäten (Durchlässigkeitskoeffizienten) bestimmt werden. Diese Resultate sind in Beilage 7.16 aufgelistet. Die graphische Darstellung in Form eines Durchlässigkeitsprofils (k-Profil) ist als Beilage 7.18 beigelegt.

Bei der Auswertung wurde generell angenommen, dass das Kristallin in Bezug auf das jeweilige Testintervall ein homogenes und poröses Medium sei. Damit wird das relativ einfache Typkurvenverfahren als Analysenmethode anwendbar. Der durch diese Vereinfachung in Kauf genommene Fehler bewirkt, dass die so berechneten Transmissivitäten bei gering durchlässigen Zonen um den Faktor 2 - 3 zu hoch sind (BLACK, 1984). Da sich dieser Fehler im Hinblick auf eine Sicherheitsanalyse auf die sichere Seite hin auswirkt, wurde er vorläufig in Kauf genommen. Eine spätere, erneute Analyse der Daten unter Verwendung der für den Wassertransport in Klüften oder für kombinierte Transportvorgänge (in Klüften und in der Matrix) adäquaten Auswertungsmethoden ist noch möglich, da sämtliche Daten auf Magnetband gespeichert sind. Die Berechnung der Permeabilitäten erfolgte einfach über eine Division der Transmissivitäten durch die Intervallänge. Dies ist beim Vergleich von Intervallen mit unterschiedlicher Länge zu beachten.

Die Mehrzahl der Packertests wurde mit dem Typkurvenverfahren ausgewertet. In einigen Fällen wurde auch ein Computermodell eingesetzt, um Temperaturveränderungen und Störungen der natürlichen Druckverhältnisse zu erfassen und rechnerisch auszugleichen. Die so analysierten Tests sind in Beilage 7.16 speziell gekennzeichnet.

Wie aus Beilage 7.18 ersichtlich, konnte ein detailliertes Durchlässigkeitsprofil von der in der Sondierbohrung Böttstein durchteuften Kristallinstrecke erstellt werden. Einige wenige Lücken konnten nicht direkt geschlossen werden, da kein guter Packersitz um die entsprechenden Zonen wegen des zu grossen Bohrlochdurchmessers gefunden werden konnte. Mit Hilfe von zwei sehr grossen Testintervallen (337 - 868 m und 561 - 868 m) wurden jedoch die Gesamttransmissivitäten im oberen Kristallin bestimmt. Daraus lässt sich wiederum ableiten, dass die Lücken im Durchlässigkeitsprofil keine besonders erhöhten Transmissivitäten, sondern wahrscheinlich die der benachbarten Testintervalle aufweisen.

Das Durchlässigkeitsprofil als Ganzes zeigt, dass das Kristallin der Sondierbohrung Böttstein generell eine sehr geringe Durchlässigkeit von 10^{-11} m/s und weniger aufweist. Im oberen Teil, d.h. bis etwa 800 m Tiefe, gibt es einige Zonen erhöhter Durchlässigkeit (10^{-6} - 10^{-8} m/s, bezogen auf 25 m Intervallänge), entlang denen der Wassertransport in der Hauptsache stattfinden dürfte. Im unteren Kristallin hingegen sind nur vereinzelt Zonen mit leicht erhöhter Permeabilität (max. 4 x 10^{-10} m/s, bezogen auf 25 m Intervallänge) angetroffen worden. Die wichtigste dieser Zonen ist die in 1326 m

Tiefe. Insgesamt kann das Kristallin in seinem unteren Teil als sehr gering durchlässig bezeichnet werden.

Wie in Kapitel 7.7.2 ausgeführt, sind die meisten Packertests Kurzzeittests und erfassen bei geringen Permeabilitäten nur die nächste Bohrlochumgebung. Deshalb ist es notwendig, die Ergebnisse der Packertests mit den Ergebnissen von länger dauernden Tests (z.B. mit dem Multipacker-System) zu vergleichen. Wie in Kapitel 7.8 und 7.9 ausgeführt, konnte die generelle Richtigkeit des Durchlässigkeitsprofils bestätigt werden.

7.7.4.3 Die Speicherkoeffizienten

Bei der Auswertung der Packertests mit Hilfe von Typkurven werden auch die Speicherkoeffizienten bzw. die spezifischen Speicherkoeffizienten ermittelt. Da dieses Auswertungsverfahren, wie bereits erwähnt, auf idealisierten Bedingungen (z.B. homogener, poröser Aquifer) beruht, sind die so ermittelten Speicherkoeffizienten relativ ungenau. Die Fehler können durchaus im Bereich von 2 Grössenordnungen liegen.

Theoretische Ueberlegungen (GRISAK et al., NTB 85-08) ergeben, dass der Spezifische Speicherkoeffizient vom Granit im Bereich von 10^{-6} - 10^{-7} m^{-1} liegt.

Die aus den Packertests ermittelten spezifischen Speicherkoeffizienten bestätigen zu einem Grossteil diese theoretischen Ueberlegungen. Eine endgültige Auswertung der Testdaten in dieser Hinsicht ist jedoch noch ausstehend (LEECH et al., NTB 85-09).

Die Testauswertungen mit dem Computer-Modell verwendeten einen spezifischen Speicherkoeffizienten von 2×10^{-7} m^{-1}. Von Vorteil ist dabei, dass die Bestimmung der Transmissivität nur indirekt durch den Speicherkoeffizienten beeinflusst wird. So bewirkt beispielsweise ein Fehler des Speicherkoeffizienten im Bereich von mehreren Grössenordnungen bei der Transmissivität eine Veränderung von weniger als einer Grössenordnung (GRISAK et al., NTB 85-08).

7.7.4.4 Die Temperaturen

Wie in Kapitel 7.7.1 erläutert, wurden während der Packertests automatisch die Temperaturen im Bohrloch gemessen und aufgezeichnet. Die Daten wurden benötigt, um Effekte, die durch Temperaturveränderungen während des jeweiligen Tests bedingt sind, rechnerisch kompensieren zu können.

Die in der Sondierbohrung Böttstein während der Packertests (gegen Testende) gemessenen Temperaturen sind ebenfalls in Beilage 7.16 aufgelistet. Bei diesen Werten handelt es sich generell um die momentanen Temperaturen zur Zeit des jeweiligen Tests im Bohrloch und nicht notwendigerweise um die ungestörten Formationstemperaturen. Sie sind damit wohl bei der Auswertung der Packertests von Nutzen, geothermische Fragestellungen (Gradienten, Wärmefluss etc.) sollten jedoch anhand von Temperatur-Logs, die im ungestörten Bohrloch gefahren wurden, diskutiert werden (Kap. 7.8).

7.8 Ergänzende hydrogeologische Tests im Kristallin

Analog zum Muschelkalk-Aquifer wurde auch das Kristallin der Sondierbohrung Böttstein nach Erreichen der Endteufe mit einer Reihe von Tests untersucht, die hauptsächlich im November und Dezember 1983 kombiniert durchgeführt wurden (Beilage 7.19):

- Fluid-Logging, bestehend aus mehreren Temperatur-Logs, Leitfähigkeits-Log und Spinner-Flowmeter-Log, letzteres nur im oberen, durchlässigen Bereich des Kristallins.
- Labelled-Slug-Test (markierter Förderversuch) im unteren, gering durchlässigen Teil des Kristallins.
- Förderversuch aus dem gesamten, unverrohrten Kristallin.

Mit diesen Versuchen, deren Ergebnisse im wesentlichen qualitativer Natur sind, sollten vor allem diskrete Zonen mit erhöhter Permeabilität (Wasserzutrittsstellen) bestimmt werden. Ein weiteres Ziel war, die generelle Richtigkeit der Ergebnisse der Packertests im Kristallin (Kap. 7.7) zu überprüfen.

Eine detaillierte Beschreibung der eingesetzten Geräte sowie der speziellen methodischen Probleme bei den verschiedenen Tests sind dem NTB 85-10 vorbehalten. Im folgenden werden daher nur die wichtigsten Resultate und ihre Interpretation diskutiert.

7.8.1 Fluid-Logging im Kristallin

7.8.1.1 Temperaturmessung

Für die Interpretation von Temperatur-Logs gilt grundsätzlich folgendes: Eine permeable Zone (z.B. Kluft), in der Grundwasser in das Bohrloch eintritt, zeigt sich im Temperatur-Log als eine Abweichung von dem im ungestörten Zustand weitgehend linearen Temperaturverlauf im Tempe-

ratur-Tiefen-Diagramm. Je nach Fliessrichtung des Wassers im Bohrloch entstehen die Abweichungen oberhalb oder unterhalb der Zutrittsstelle. In einiger Entfernung von der Zutrittsstelle nähert sich die gemessene Kurve wieder der idealen Temperaturkurve, falls nicht weitere Zuflüsse ein solches Verhalten stören. Die so erzeugte Fläche zwischen der "idealen" und der gemessenen Kurve ist ein Mass für die zufliessende Menge in Abhängigkeit vom Temperaturverhältnis der beteiligten Wässer. Damit lassen sich grössere Zuflussraten quantitativ abschätzen. Bei kleineren Zuflüssen sind lediglich qualitative Aussagen möglich.

Wie in Kapitel 7.7.2.2 ausgeführt, wird während des Abteufens eines Bohrlochs die natürliche Temperaturverteilung durch die zirkulierende Spülung gestört. Nach Abschluss der Bohrarbeiten nähert sich, wenn dieser Störfaktor wegfällt, die Temperaturverteilung im Bohrloch wieder einem stabilen Gleichgewicht, das dem geothermischen Wärmefluss und der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins entspricht. Dieses neue Gleichgewicht ist nur dann mit dem ursprünglichen identisch, wenn keine weiteren Störeinflüsse (z.B. artesisches Ausfliessen von Grundwasser) wirken (s.o.).

Bei zwei oder mehreren, zeitlich auseinander liegenden Temperatur-Logs, die nach einer zeitlich begrenzten Störung des Wärmehaushalts gefahren werden, wird dieser Erholungsprozess durch eine Verschiebung der Temperaturkurven sichtbar. In einfachen Fällen kann diese Verschiebung auch als Rotation um den gemeinsamen Schnittpunkt (Rotationspunkt) beschrieben werden.

Wie aus Beilage 7.19 ersichtlich, sind in der Sondierbohrung Böttstein 3 verschiedene Temperatur-Logs durchgeführt worden:

- am 30.10.83 nach einer Reihe von Packertests mit Wasserprobenentnahmen
- am 2.12.83 in Zusammenhang mit dem Labelled--Slug-Test (Kap. 8.8.2)
- am 11.01.84 nachdem etwa einen Monat lang keine Tests im Bohrloch durchgeführt worden waren.

Wie die Logs in Beilage 7.20 zeigen, ist die Wiedererwärmung des Bohrlochs unterhalb von 800 m Tiefe gut zu sehen. Im oberen Teil des Bohrlochs wird die Entwicklung durch verschiedene Faktoren (artesischer Auslauf, Pumpen etc.) so stark gestört, dass kein einheitlicher Trend mehr sichtbar ist.

Da im Januar 84 das Bohrloch längere Zeit in Ruhe gewesen war, dürften die damals gemessenen Temperaturen am ehesten den natürlichen Verhältnissen entsprechen. Somit ist das Temperatur-Log vom Januar 84 für eine weitergehende Interpretation das wichtigste der drei Temperatur-Logs. Beilage 7.20 enthält daher auch die Gradientendarstellung für dieses Log.

Die Temperatur-Logs wurden sowohl qualitativ als auch quantitativ ausgewertet. In qualitativer Hinsicht sind aufgrund der Temperatur-Logs zusammengefasst folgende Aussagen möglich:

- Die Temperatur-Logs zeigen oberhalb von 825 m drei eindeutige Anomalien, die mit den permeabelsten Zonen der Packertests identisch sind (bei 401, 620 und 790 m Tiefe). Vier weitere Anomalien (389, 484, 563 und 637 m) werden erst in der Gradientendarstellung sichtbar und repräsentieren geringere Zuflüsse.

  Die Zone bei 790 m bewirkt, wie oben beschrieben, ein Abweichen der Messkurve vom weitgehend linearen Temperaturverlauf im unteren Kristallin. Die oberen beiden Zuflusspunkte dagegen sind vor allem als kleine Temperaturrückgänge sichtbar, da sie sich noch im von der untersten Zone beeinflussten Teil des Temperatur-Logs befinden und im Vergleich zu dieser weniger warm sind.

- Die Temperatur-Logs lassen weder in der Absolut- noch in der Gradientendarstellung unterhalb von 825 m eindeutige Anomalien erkennen. Etwaige Zuflüsse müssen also sehr klein sein.

- Wie oben ausgeführt, ist das Temperatur-Log vom 11.1.84 im oberen Teil des erbohrten Kristallins durch artesisch ausfliessendes Wasser gestört. Dagegen dürften die im unteren Teil des Bohrloches gemessenen Temperaturen einigermassen repräsentativ sein. So wurden in 1500 m Tiefe 68 °C gemessen. Unter Berücksichtigung der im Buntsandstein (Kap. 7.2.2) gemessenen Werte kann damit für das erbohrte Kristallin ein durchschnittlicher Gradient von 3.4°C/100 m berechnet werden. Dieser Wert ist unter den gegebenen Umständen als normal anzusehen. Eine Fortsetzung der hohen Gradienten, die im Sedimentgestein gemessen wurden (Kap. 7.6.2.3), ist also nicht feststellbar.

  Die quantitative Auswertung des Temperatur-Logs vom 11.1.84 nach der Methode von RAMEY (1962) ist in SIMOND et al. (NTB 85-03) im Detail beschrieben, so dass im vorliegenden Bericht lediglich die Ergebnisse enthalten sind. So konnten mit der oben genannten Methode die artesisch auslaufenden Volumenströme von zwei Zonen aus dem oberen Teil des Kristallins bestimmt werden:

  Zone bei 620 m: 13.1 l/min
  Zone bei 790 m: 2.1 l/min

  Das Verhältnis dieser Volumenströme beträgt etwa 6:1. Das stimmt im Rahmen der Genauigkeit der Methodik (SIMOND et al., NTB 85-03) relativ gut mit den Ergebnissen des Spinner-Flowmeter-Logs (3.5:1) überein (Kap. 7.8.1.3).

  Für eine quantitative Auswertung nach der Methode von RAMEY sind die Volumenströme aus den übrigen wasserführenden Zonen des durchteuften Kristallins in der Sondierbohrung Böttstein zu klein.

7.8.1.2 Leitfähigkeitsmessung

Die permeablen Zonen im Kristallin oberhalb von 800 m Tiefe liefern artesisch so viel Wasser, dass das Bohrloch in diesem Bereich zum Zeitpunkt der Leitfähigkeitsmessung bereits vollständig mit Grundwasser gefüllt war. Da alle aus dem oberen Kristallin zufliessenden Wässer ungefähr die gleiche elektrische Leitfähigkeit (ca. 1.7 mS/cm, Beilage 8.14) haben, sind die einzelnen Zuflusspunkte im Log nicht sichtbar (Beilage 7.20).

Unterhalb von 800 m Tiefe war zum Zeitpunkt der Messung das deionisierte Wasser noch nicht vollständig durch Grundwasser ersetzt worden. Die Zuflusspunkte sind daher als "Peaks" im Log sichtbar. Es können 5 sichere Leitfähigkeitsanomalien identifiziert werden: in 850, 971, 1160, 1245 und 1326 m Tiefe. Dies korreliert sehr gut mit den Ergebnissen der Packertests, die ebenfalls in diesen Tiefen erhöhte Permeabilitäten ergeben haben. Merkwürdigerweise wurde bei 1410 m keine Leitfähigkeitsanomalie gemessen. Allerdings deuten die Ergebnisse der Packertests in diesem Bereich die Existenz von sehr begrenzten Kluftsystemen an. Es ist daher denkbar, dass die Zone bei 1410 m zum Zeitpunkt des Fluid-Loggings kein Wasser mehr liefern konnte, weil das dazugehörige Kluftvolumen begrenzt ist.

Weitergehende Versuche einer quantitativen Korrelation zwischen dem Leitfähigkeits-Log und dem Durchlässigkeits-Profil (Ergebnisse des Packertests) ergaben keine befriedigende Ergebnisse.

7.8.1.3 Spinner-Flowmeter-Messung

Obwohl das Grundwasser aus dem durchteuften Kristallin artesisch ausfloss, wurde der Wasserspiegel im Bohrloch während der Spinner-Flowmeter-Messung mit einer Pumpe (Grundfos SP8-25) zusätzlich abgesenkt, um die verschiedenen Zuflüsse zu erhöhen. Die durchschnittliche Förderrate betrug 68 l/min bei 125 m Absenkung.

Das Ergebnis des Spinner-Flowmeter-Logs ist wie die übrigen Resultate des Fluid-Loggings in Beilage 7.20 enthalten. Dargestellt sind das Kaliber, die unkorrigierte Rotationsgeschwindigkeit des Spinners sowie der daraus abgeleitete Durchfluss.

Bei der Auswertung wurde in einem ersten Schritt mit Hilfe der Sondenkennlinie unter Abzug der Sondengeschwindigkeit die Vertikalgeschwindigkeit des Wassers im Bohrloch bestimmt. Da für Bohrlöcher mit grossem Durchmesser (mehr als 150 mm) noch keine besseren Verfahren bekannt sind, wurden die Vertikalgeschwindigkeiten mit den Querschnittsflächen aus dem Kaliber-Log multipliziert, um so die Durchflussmenge zu erhalten. Wie Beilage 7.20 zeigt, ist die Streuung der Durchflusskurve sehr gross. Möglicherweise wird diese Streuung auch dadurch verursacht, dass sich die Tiefenangaben von Kaliber-Log und Spinner-Flowmeter-Log nicht genau entsprechen. Das Spinner-Flowmeter-Log ist somit für eine detaillierte Auswertung ungeeignet. Trotzdem sind folgende Aussagen möglich:

- Der unterste messbare Zufluss lag in etwa 790 m Tiefe und lieferte unter den damaligen Versuchsbedingungen ungefähr 20 % der gesamten Fördermenge. Mit Hilfe der Formel nach THEIS (1935) lässt sich die Transmissivität abschätzen: $T = 3 \times 10^{-6}$ m²/s.
  Die Packertests haben für diese Zone Werte zwischen 18×10^{-6} und 60×10^{-6} m²/s ergeben. Selbst bei Berücksichtigung der Tatsache, dass diese Werte infolge der Auswertungsmethoden um den Faktor 3 zu gross sein können (Kap. 7.7.4.2) bleibt ein gewisser Widerspruch bestehen. Unter den gegebenen Umständen sind vermutlich die Ergebnisse von den Packertests zu gross.
- Der Hauptzufluss (ungefähr 70 %) wurde in 620 m Tiefe registriert. Auch für diese Zone wurde die Transmissivität berechnet: $T = 10 \times 10^{-6}$ m²/s. Das entspricht ziemlich genau dem Ergebnis der Packertests, die für die Zone von 609 - 630 m Tiefe eine Transmissivität von 12×10^{-6} m²/s ergeben haben.
- Oberhalb von 500 m, eventuell in 400 m Tiefe flossen noch einmal 10 % des geförderten Wassers zu. Allerdings ist die entsprechende Zone aufgrund des Spinner-Flowmeter-Logs allein nicht genauer lokalisierbar. Immerhin lässt sich die Transmissivität für diese nicht lokalisierbare Zone abschätzen: $T = 1.5 \times 10^{-6}$ m²/s. Dies entspricht sehr gut den Ergebnissen der Packertests, die für das Kristallin zwischen 370 und 400 m Tiefe eine Transmissivität von 1.8×10^{-6} m²/s ergeben haben.

Insgesamt sind also die qualitativen Ergebnisse des Fluid-Loggings konsistent mit den Ergebnissen der Packertests. Hinsichtlich der quantitativen Aussagen ist ebenfalls eine generelle Uebereinstimmung festzustellen. Eine Ausnahme ist die Zone in 790 m Tiefe, für die die Packertests wahrscheinlich eine zu hohe Transmissivität ergeben haben.

7.8.2 Labelled-Slug-Test im Kristallin

Im Kristallin wurde von 600 - 1500 m Tiefe ein Labelled-Slug-Test (LST), auch markierter Förderversuch genannt, durchgeführt. Zielsetzung war die Lokalisierung von sehr kleinen Wasserzutritten aus dem unteren, nur sehr gering durchlässigen Kristallin (unterhalb 800 m). Falls möglich, sollte die Transmissivität von den Zonen erhöhter Permeabilität quantitativ bestimmt werden, um die Ergebnisse der Packertests (Kap. 7.7.) überprüfen zu können.

Bei diesem Testverfahren wird der Wasserspiegel im offenen

Bohrloch mit einer Tauchpumpe unter das hydrostatische Niveau der wasserführenden Zonen abgesenkt, so dass aus den permeablen Zonen (Klüfte, Risse, etc.) Grundwasser in das Bohrloch fliesst. Nach Erreichen des stationären Zustandes (gleichbleibender Wasserspiegel) werden mit einer speziellen Sonde (LST-Tool) radioaktive Tracerwolken von Brom-82 (Halbwertszeit: 35.5 Stunden) in verschiedenen Tiefen plaziert. Im LST-Tool ist ein Gamma-Detektor eingebaut, der es erlaubt, die Bewegungen der Tracerwolken im Bohrloch sehr genau zu verfolgen. Ein gleichzeitig aufgenommenes Focussed Electric Log (FEL) ermöglicht eine präzise Tiefenkorrelation der einzelnen Messfahrten. Die Versuchsanordnung ist in Beilage 7.21 dargestellt.

Die Geschwindigkeiten und Formänderungen der einzelnen Tracerwolken als Funktion von Zeit und Tiefe lassen Aussagen über Wasserzutrittsstellen und -mengen in dem getesteten Bohrlochabschnitt zu. Bei sorgfältiger Durchführung des Tests lassen sich wasserführende Zonen (Klüfte) mit Transmissivitäten von 10^{-9} m²/s und mehr (entsprechend einer Permeabilität von 4×10^{-11} m/s bezogen auf ein 25 m Pakkerintervall) identifizieren oder deren Existenz ausschliessen.

Die Auswertung des in der Sondierbohrung Böttstein durchgeführten Labelled-Slug-Tests erlaubt folgende Aussagen (Beilage 7.22):

- Oberhalb von 600 m Tiefe sind die Fliessgeschwindigkeiten bereits so hoch, dass die Tracerwolken schneller wandern als sie messtechnisch verfolgt werden können.
- Zwischen 600 und 800 m Tiefe lassen sich zwei Zuflussstellen in 620 und 790 m Tiefe lokalisieren. Das ist konsistent mit den Ergebnissen des Temperatur-Logs und der Packertests (Beilage 7.20). Die Transmissivitäten dieser beiden Zonen wurden mit Hilfe der Spinner-Flowmeter-Messungen und der Packertests berechnet.
- Eine detaillierte Auswertung der Daten aus dem Tiefenbereich von 800 bis 900 m Tiefe ergibt folgende Ergebnisse:
  a) Die Zuflüsse und damit die Transmissivität des Bohrlochs in 900 bis 1500 m Tiefe sind extrem klein. Die Summe der Zuflüsse bei einer Absenkung des Wasserspiegels im Bohrloch von 180 m (bezogen auf den ungestörten Wasserspiegel) liegt in der Grössenordnung von 0.15 l/min mit abnehmender Tendenz bezüglich der Versuchsdauer. Dies kann als ein Hinweis auf eine räumliche Begrenzung der wasserliefernden Klüfte und Risse gewertet werden.
     Die diesen Zuflüssen entsprechenden Transmissivitäten (berechnet nach THEIS, 1935) liegen in der Grössenordnung von 10^{-8} m²/s mit ebenfalls abnehmender Tendenz (siehe Beilage 7.23). Dieses Ergebnis ist konsistent mit dem der Packertests, die für den Tiefenbereich unterhalb von 900 m eine Transmissivität von etwa 1.2×10^{-8} m²/s ergeben haben. Das entspricht einer duchschnittlichen Permeabilität von 2×10^{-11} m/s.
  b) Zwischen 830 und 870 m Tiefe lässt sich ein Zufluss von ungefähr 0.03 l/min bei 180 m Absenkung feststellen. Die ensprechende Transmissivität beträgt ungefähr 2×10^{-9} m²/s. Bezogen auf ein 10 m Packerintervall entspricht dies einer Permeabilität von 2×10^{-10} m/s. Auch dieses Ergebnis ist konsistent mit dem der Packertests.
- Unterhalb von 900 m Tiefe erbrachte der Labelled-Slug-Test keine quantitativen Ergebnisse mehr. Es gab lediglich Hinweise auf einen extrem kleinen Wasserzutritt in 970 m Tiefe. Die Zone bei 1326 m, die nach den Ergebnissen der Packertests die höchste Transmissivität unterhalb von 900 m aufweisen müsste, konnte während des Labelled-Slug-Tests infolge ungünstiger Plazierung der Tracerwolken nicht direkt beobachtet werden.

Insgesamt gesehen erbrachte der LST-Test gegenüber den Packertests keine zusätzliche Information, bestätigte deren Ergebnis jedoch in einigen sehr wesentlichen Punkten (z.B. die Gesamttransmissivität im unteren Teil des Kristallins).

7.8.3 Förderversuch aus dem Kristallin

Während des Fluid-Loggings und des Labelled-Slug-Tests wurde mehrfach über einen längeren Zeitraum hinweg kontrolliert Grundwasser aus dem gesamten unverrohrten Teil des Kristallins gefördert. Ausserdem wurde nach Beendigung der vorgängig genannten Tests der Wiederanstieg des Wasserspiegels im Bohrloch beobachtet.

Die so erhaltenen Daten lassen sich wie ein normaler Förderversuch auswerten. Auf einen eigens angesetzten Pumpversuch aus dem Kristallin wurde daher verzichtet. Die Auswertung der Daten erfolgte nach der Methode von THEIS (1935). Zur Verfügung standen 2 Pump- und 3 Wiederanstiegsperioden (Beispiele in Beilage 7.24).

Wegen der relativ kurzen Pumpdauer, war es nicht möglich, aus den Daten den Speicherkoeffizienten zu bestimmen. Als Basis für die Interpretation wurde daher der Wert 10^{-5} angenommen. Eine Verringerung um den Faktor 100 hätte eine Erhöhung der Transmissivität um den Faktor 1.3 zur Folge. Wie die Beilage 7.24 zeigt, passen die Typkurven nicht optimal zu den Daten. Dies ist unter anderem darauf zurückzuführen, dass das Volumen des Bohrlochs bei der vorhandenen Transmissivität relativ gross ist.

Die Auswertung der verschiedenen Kurven ergibt einigermassen konsistente Werte für $T = 7 - 17 \times 10^{-6}$ m²/s mit einem wahrscheinlichsten Wert von 10×10^{-6} m²/s.

Zum Vergleich haben die Packertests eine Gesamttransmissivität von ca. 50×10^{-6} m²/s ergeben, wobei 12×10^{-6} m²/s auf die Zone bei 620 m und ungefähr 40×10^{-6} m²/s auf die Zone von 790 m entfallen. Das bedeutet, dass zum einen die Grössenordnung der Ergebnisse übereinstimmt, die Packertests jedoch höhere Werte ergeben. Eine wesentlich bessere Uebereinstimmung besteht, wenn man annimmt, dass die Transmissivität der Zone bei 790 m nur 3×10^{-6} m²/s (Ergebnis des Spinner-Flowmeter-Logs) beträgt. In diesem Fall ist die Gesamttransmissivität des Kristallins 15×10^{-6} m²/s und liegt damit innerhalb der Variation der Auswertungsresultate als Förderversuch.

Somit ergibt sich folgende Schlussfolgerung: Die Resultate der Packertests konnten generell durch die Auswertung der Daten als Förderversuch bestätigt werden. Die Zone bei 790 m weist wahrscheinlich eine niedrigere Transmissivität auf, als bei den Packertests gemessen wurde.

7.9 Langzeitbeobachtung mit dem Multipacker-System

7.9.1 Zielsetzung

Wie in Kapitel 7.7.2 dargelegt, ist die korrekte Bestimmung von Transmissivitäten und Druckspiegelhöhen in niedrig permeablen Zonen mit einer Reihe von speziellen Problemen verbunden. Dazu gehören unter anderem:

- Störung der natürlichen Druckverhältnisse durch das Auslaufen von Grundwasser aus artesisch gespannten Grundwasserleitern nach dem Durchteufen. Die Folge ist ein Drucktrichter (Absenktrichter) in der Formation, der vor einer Messung der ungestörten Druckverhältnisse wieder weitgehend behoben werden muss. Als Faustregel mag gelten, dass ein hydraulisches System für eine Rückkehr in den ungestörten Zustand etwa die gleiche Zeit benötigt, während der das System vorher gestört worden war.
- Begrenzung der Reichweite: Die Packertests (Pulse- oder Slug-Tests) mit einer relativ kurzen Testzeit erfassen in niedrig permeablen Zonen unter Umständen nur ein sehr begrenztes Volumen der zu testenden Formation. So wird beispielsweise bei einer Permeabilität von 10^{-12} m/s in einem zwölfstündigen Pulse-Test nur eine 42 cm dicke Gesteinsschicht um das Bohrloch herum in die Messung mit einbezogen (Kap. 7.7.2.4).

Wie diese beiden Beispiele illustrieren, treten bei den zeitlich kurzen Packertests eine Reihe von Problemen auf, die nur durch sehr lange Tests umgangen werden können. Deshalb wurde nach Abschluss der Testphase in der Sondierbohrung Böttstein ein Multipacker-System installiert, mit dem sich derartige Langzeittests (Auslauftests, Beobachtung des Wiederaufbaus der Druckspiegelhöhe) zur Bestimmung von Druckspiegelhöhen und Transmissivitäten durchführen lassen.

Beim Entwurf des Multipacker-Systems wurden im einzelnen folgende Zielsetzungen oder Forderungen mit berücksichtigt:

- Alle Intervalle zwischen den Packern sollten eingeschlossen und der Druckaufbau verfolgt werden können, um die Druckspiegelhöhen der verschiedenen Grundwässer im natürlichen Zustand festzustellen.
  Ferner sollte es mit dem Multipacker-System möglich sein, die Druckschwankungen in den verschiedenen wasserführenden Horizonten über einen längeren Zeitraum hinweg zu beobachten, wie dies im Untersuchungsprogramm der Sondierbohrung Böttstein vorgesehen war.
- Durch wahlweises Oeffnen und Schliessen der Ventile am oberen Ende der Steigleitungen sollten hydraulische Versuche (Auslaufversuche) mit den verschiedenen abgepackerten Zonen möglich sein.
- Auch natürliche und künstliche Ereignisse von kurzer Dauer, wie Erdbeben, Erdgezeiten, krasse atmosphärische Schwankungen und andere Vorkommnisse sollten erfasst werden können.
- Zur Entnahme von Wasserproben für hydrochemische Untersuchungen sollte die Möglichkeit gegeben sein, die Ausflussrate der artesisch gespannten Grundwässer durch zusätzliches Pumpen zu erhöhen.

7.9.2 Technische Ausführung

Bei der Unterteilung des Bohrloches in hydraulisch isolierte Zonen wurden sämtliche, bis dahin vorhandenen Testergebnisse berücksichtigt. Neben den Resultaten der Packertests standen die artesischen Ausflussraten (während des Bohrbetriebs), die Ergebnisse des Fluid-Logging und die chemischen Daten zur Verfügung.

Das unter Berücksichtigung dieser Daten in der Sondierbohrung Böttstein installierte Multipacker-System unterteilt das Bohrloch mit insgesamt 8 hydraulisch aufpumpbaren Packern in 9 Abschnitte, von denen die obersten 8 mit Steigleitungen bis zum Bohrkeller ausgestattet sind (Beilage 7.25). Dort befinden sich die Ventile und Druckmessgeräte zur Kontrolle der Auslauf- und Druckaufbauversuche. Der unterste Bohrlochabschnitt von 1411 - 1501 m Tiefe ist ein unbeobachteter Totraum.

Als Träger des ganzen Systems dient ein Steigrohr mit 2 7/8"-Aussendurchmesser, in das die einzelnen Packer integriert sind. Jedes der 8 Elemente (Beilage 7.26) besitzt Durchführungen für die Steigleitungen zu den Intervallen, deren Anzahl aus technischen Gründen auf 7 begrenzt ist. Die 2 7/8"-Steigleitung dient als Verbindung zur Zone Z 4.

Eine separate Druckleitung (Inflation Line) verbindet die Packer mit einem Druck-Kontrollsystem im Bohrkeller. Dies besteht aus einem Wasservorratsbehälter und Pressluftflaschen und sorgt dafür, dass der nötige Packerinnendruck von 40 - 50 bar aufrecht erhalten wird.

Die Steigleitungen müssen besonderen Anforderungen hinsichtlich Beständigkeit und Korrosionsfestigkeit genügen. Deshalb bestehen sie aus Edelstahl. Der Innendurchmesser beträgt etwas mehr als 4 mm bei einem Aussendurchmesser von 1/4". Die obersten 200 m haben den doppelten Durchmesser, damit die Förderung von Grundwasser mit Hilfe der Air-Lift-Technik beschleunigt werden kann.

Die Manometer an den Steigleitungen und der Druckleitung (Inflation Line) wurden nachträglich durch fortlaufend registrierende Linienschreiber ergänzt.

Das Multipacker-System wurde vom 20. bis 26. Januar 1984 eingebaut. Als erstes wurde der unterste Packer eingefahren, dessen unteres Ende mit einem Füllventil (Beilage 7.27) versehen ist, so dass sich die 2 7/8"-Steigleitung und das Aufpumpsystem beim Einbau mit Bohrloch- oder Grundwasser auffüllen konnten. Nach Beendigung des Einbaus wurde Wasserdruck ins Aufpumpsystem gegeben, das Ventil schloss sich und die Packer wurden aufgepumpt. Danach wurden die notwendigen Funktionskontrollen durchgeführt. Zunächst blieben die Ventile aller Intervalle 4 Tage lang bis zum 30. Januar 1984 offen, so dass das artesisch gespannte Wasser frei ausfliessen konnte. Je nach Druckniveau und Transmissivität der Abschnitte traten unterschiedliche Volumenströme auf. Aus den oberen drei Intervallen flossen von Anfang an 0.2 - 1.5 l/min aus. Die unteren, weniger durchlässigen Zonen (Z4 - Z8) lieferten, zum Teil mit tagelangem Verzug, nur tropfenweise oder maximal 0.03 l/min. Bei derartig kleinen Schüttungen sind die Reibungsverluste in den Steigleitungen vernachlässigbar.

Für die abschliessende Dichtigkeitskontrolle wurden die Ventile geschlossen und jedes Intervall einzeln mit 10 bar abgepresst. Da sich in keinem der jeweils benachbarten Intervalle während des jedes Mal etwa 3 Stunden dauernden Versuchs ein Druckanstieg nachweisen liess, konnte das System dicht und funktionstüchtig dem Betrieb übergeben werden.

Allerdings ist zum Verständnis des dargestellten Druckverlaufes in den unteren Zonen (Beilage 7.25), namentlich von Z8 und Z7, eine Erläuterung notwendig: Im aufgepumpten Zustand sind die Gummipacker deformierbar (Kap. 7.7.2). Eine Erhöhung des Innendruckes bläht den Gummiteil ein wenig auf und bewirkt einen Druckanstieg im Intervall. Ist das Gebirge gering durchlässig, so kann sich der Druckstoss nur verzögert abbauen. Die Folge ist eine gerätebedingte Druckschwankung. So bewirkt beispielsweise eine äquivalente Intervallverkürzung von 1 mm in einer 10 m langen, völlig dichten Teststrecke einen Druckanstieg von etwa 2.5 bar (ca. 25 m Wassersäule).

7.9.3 Ergebnisse

Die bisherigen Messungen bis Redaktionsschluss gliedern sich in drei Phasen, die unterschiedliche Auswertungen gestatten (Beilage 7.25):

Phase 1 von Januar bis Oktober 1984 besteht aus einem 8-monatigen Druckaufbau, der neben Angaben über die Druckspiegelhöhe des Tiefengrundwassers auch Transmissivitätswerte (Durchlässigkeiten) für die dichten Zonen liefert.

Phase 2 beinhaltet das freie Ausfliessen aus den unteren Zonen unter artesischen Bedingungen, was einem Pumpversuch bei konstanter Absenkung gleichkommt. Daraus lassen sich ebenfalls die Transmissivitäten berechnen.

Phase 3 ist ein erneuter, bei Abschluss des Berichtes noch nicht vollendeter Druckaufbau in allen Intervallen, der wiederum hinsichtlich der Druckspiegelhöhe und der Permeabilität ausgewertet werden kann.

7.9.3.1 Die erste Phase von Januar bis Oktober 1984

Wie Beilage 7.25 zeigt, wurden mit dem Manometer der obersten Zone Z1 (Buntsandstein und oberstes Kristallin) Drucke bis etwa 1.65 bar gemessen. Das entspricht einer Druckspiegelhöhe von 364 m ü.M. (17 m über Terrain), also 3 - 4 m mehr als bei den Drill-Stem-Tests gemessen wurde (Kap. 7.2.3). Da es sich bei letzteren jedoch um Kurzzeittests handelt, dürften die Messungen mit dem Multipacker-System eher den natürlichen Verhältnissen entsprechen.

Die beiden Zonen Z2 und Z3 (340 - 515 bzw. 516 - 963 m Tiefe) lieferten praktisch identische Messwerte, wobei die Drücke im Verlauf von 8 Monaten um lediglich etwa 0.2 bar (ca. 2 m Wassersäule) anstiegen. Im Intervall Z4 (964 - 975 m Tiefe) wurde ein allmählicher Druckanstieg über mehrere Monate hinweg beobachtet. Der relativ langsame Druckaufbau ist Ausdruck des im Vergleich zu den übrigen Intervallen sehr grossen Steigleitungsvolumens (2 7/8"-Steigrohr) bei relativ geringer Permeabilität des entsprechenden Intervalls. Nach etwa 7 Monaten wurde der gleiche Druck (Manome-

terablesung!) wie bei den Zonen Z2 und Z3 gemessen. Es liegt daher nahe, die drei Intervalle als einem hydraulischen System zugehörig zu betrachten. Die registrierten Drucke liegen bei 1.8 bar. Das entspricht einer Druckspiegelhöhe von etwa 365 -366 m ü.M. (19 m über Terrain). Ein Vergleich zeigt, dass die mit dem Multipacker-System gemessenen Druckspiegelhöhen am unteren Ende der Streuung der Ergebnisse der Packertests (Kap. 7.7.4.1) liegen.

Allerdings zeigten die Druckkurven Ende September 1984 immer noch eine leicht steigende Tendenz, so dass die endgültigen Werte noch etwas höher liegen dürften (Kap. 7.9.4.2). Dies wird verständlich, wenn man bedenkt, dass während der Bohr- und Testphase durch das Ausfliessen des artesisch gespannten Grundwassers ein langandauernder, künstlicher Unterdruck an das hydraulische System angelegt worden ist. Der so während mehrerer Monate im Kristallin entstandene Drucktrichter wurde teilweise während des 8 Monate dauernden Druckaufbau-Tests wieder ausgeglichen.

Von Bedeutung ist, dass auch mit dem Multipacker-System im oberen Kristallin (340 - ca. 975 m Tiefe) eine höhere Druckspiegelhöhe als im Buntsandstein und obersten Kristallin beobachtet worden ist.

Bei den Ganglinien der unteren Zonen Z5, Z6, Z7, Z8 (976 - 1411 m Tiefe) erkennt man Unstetigkeiten im Druckaufbau. Diese wurden grösstenteils durch Schwankungen des Packerinnendrucks verursacht (Kap. 7.7.2.1). Davon besonders betroffen ist die Zone Z8, die in einer extrem gering durchlässigen Gesteinspartie ($k = 10^{-14}$ m/s) liegt. Weniger stark, aber doch eindeutig erkennbar, reagierte auch die Zone Z7 auf Veränderungen des Packerinnendrucks.

Die Druckkurven der Zonen Z5 und Z6 sind praktisch identisch. Der Druckanstieg in der Zone Z7 ist im Vergleich dazu etwas langsamer, doch wurde der Unterschied zwischen den Zonen Z5 und Z6 einerseits und Z7 andererseits im Laufe der Zeit immer geringer. Wahrscheinlich gehören alle drei Zonen demselben hydraulischen System an.

Durch Modellrechnungen konnte gezeigt werden, dass die Drucke während der ersten 6 Monate des Druckaufbaus (Februar bis Juli 1984) ungefähr 87% der ursprünglichen Werte (bezogen auf die Absenkung während der Bohr- und Testphase) erreicht haben (PICKENS et al., NTB 85-39). Beilage 7.30 zeigt die aus den vorhandenen Daten bestimmten Druckspiegelhöhen der Zonen Z5, Z6 und Z7. Demzufolge wurden, nur auf den Messwerten basierend, Druckspiegelhöhen von 402 - 405 m ü.M. berechnet. Die mit Hilfe von Simulationsrechnungen extrapolierten Druckspiegel liegen bei etwa 410 m ü.M. Auch wenn diese Werte noch vorläufigen Charakter haben, so sind sie doch deutlich höher als die Druckspiegelhöhen im oberen Kristallin (340 m - 975 m). Ein Vergleich mit den Packertests entfällt, da diese zwischen 800 und 1300 m Tiefe keine Druckspiegelhöhen ergaben.

Deutlich höher als bei den Zonen Z5, Z6 und Z7 scheint die Druckspiegelhöhe in der Zone Z8 (1401 - 1411 m Tiefe) zu sein. Obwohl die Druckmessungen stark durch den Packerinnendruck und möglicherweise andere Störfaktoren beeinflusst wurden, kann die Druckspiegelhöhe ungefähr abgeschätzt werden. Demzufolge mag 420 m ü.M. als vorläufiger Wert gelten. Das ist deutlich höher als die Ergebnisse der Packertests (Kap. 7.7.4.1). Da die Messung mit dem Multipacker-System jedoch einen längeren Zeitraum umfasst, dürfte sie zuverlässiger sein.

Der plötzliche Druckabfall im Juli 1984 wurde dadurch verursacht, dass für den Anschluss von fortlaufend registrierenden Papierschreibern die Steigleitungen am Bohrlochkopf kurz geöffnet werden mussten. Wie Beilage 7.25 zeigt, strebten die Drucke anschliessend relativ schnell wieder auf das vorherige Niveau, weil der Druckspiegel in der Umgebung des Bohrlochs nur kurzfristig gestört worden war.

Die Ergebnisse der quantitativen Auswertung in Bezug auf die Permeabilitäten für die Zonen Z4 - Z8 sind in Beilage 7.29 enthalten. Eine ausführliche Diskussion befindet sich in PICKENS et al. (NTB 85-39). Wie die Ergebnisse des im folgenden beschriebenen Auslaufversuchs zeigen, sind die für den ersten Druckaufbau berechneten hydraulischen Durchlässigkeiten um einiges geringer als die Ergebnisse der Packertests. Das liegt zum Grossteil daran, dass der relativ langandauernde Druckaufbauversuch ein sehr viel grösseres Gesteinvolumen erfasst hat als die Packertests. Auf diese Weise erscheinen begrenzte Kluftsysteme, die für die Packertests wegen der geringen Reichweite unbegrenzt und permeabel sind, als undurchlässig. Daraus resultieren dann geringere Permeabilitäten für die jeweiligen Intervalle.

7.9.3.2 Die zweite Phase im Oktober 1984

Vom 4. bis 22. Oktober wurde ein Auslaufversuch aus den Zonen Z4 - Z8 (964 - 1411 m Tiefe) durchgeführt. Das Ziel war, die Ergebnisse des Packertests (Transmissivitäten) zu überprüfen.

Durch das Oeffnen der Ventile am Bohrlochkopf wurde eine konstante Absenkung der Druckspiegel von der Ende September erreichten Höhe auf das Niveau des Bohrkellers bewirkt. Die aus den verschiedenen Intervallen ausfliessenden Wassermengen (Volumenströme) wurden in Abhängigkeit von der Zeit gemessen (Beilage 7.28). Dabei mussten zum Teil auch sehr kleine Ausflussraten (10^{-3} bis 10^{-6} l/min) messtechnisch erfasst werden.

Die Felddaten wurden auf zwei Arten ausgewertet: Einerseits mit der rechnerisch-analytischen Methode nach JACOB & LOHMAN, andererseits mit numerischer Simulation (PICKENS et al., NTB 85-39).

Nicht berücksichtigt wurden dabei die Werte der ersten Minuten nach dem Oeffnen der Ventile, da diese Volumenströme durch die Ausdehnung des entlasteten Wasservolumens und des Multipacker-Systems künstlich erhöht waren.

Wie Beilage 7.29 zeigt, stimmen die rechnerisch-analytisch und die durch Simulation bestimmten Werte untereinander gut überein. Die Abweichungen überschreiten den Faktor 3 nicht. Sie liegen insgesamt etwas über den Ergebnissen des 1. Druckaufbaus (Kap. 7.9.3.1), jedoch erheblich unter den Resultaten der Packertests. Dies ist auf den bereits mehrfach erwähnten Unterschied in der Reichweite der verschiedenen Tests zurückzuführen (Kap. 7.9.3.1).

7.9.3.3 Die dritte Phase ab Oktober 1984

Nach Beendigung des Auslaufversuchs wurden die Ventile an den Steigleitungen wieder geschlossen und der Druckaufbau beobachtet (Beilage 7.25). Der Verlauf der Ganglinien entspricht im wesentlichen dem während des ersten Druckaufbaus. Bei den Zonen Z1 bis Z7 wurden bis Mitte März 1985 die Druckspiegelhöhen von Ende September 84 wieder erreicht. Bei der Zone Z8 fehlten noch einige Meter, was mit der sehr geringen Permeabilität erklärt werden kann.

Die endgültige Auswertung der dritten Phase ist einem separaten NTB vorbehalten. Gemäss einer vorläufigen Auswertung sind sowohl die Druckspiegelhöhen als auch die Permeabilitäten konsistent mit den Ergebnissen der ersten und zweiten Phase. Beilage 7.29 enthält die vorläufigen Permeabilitäten, die sich auf die bis Anfang November 1984 vorliegenden Daten stützen.

7.10 Zusammenfassung

Das Ziel der hydrogeologischen Untersuchungen im Rahmen des Untersuchungsprogramms für die Sondierbohrung Böttstein war wie folgt definiert: "Abklärung der hydraulischen Verhältnisse der Tiefengrundwässer".

Um dieses Ziel zu erreichen, wurden die wasserführenden Schichten des oberen Muschelkalks mittels Pumpversuch, Drill-Stem-Test und Fluid-Logging detailliert getestet. Im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin wurden Drill-Stem-Tests und Repeat-Formation-Tests durchgeführt. Das Kristallin wurde auf der ganzen, durchteuften Strecke systematisch mit Packertests untersucht. Ergänzt wurden diese Tests durch Fluid-Logging und einen Labelled-Slug-Test, der auch als Pumpversuch ausgewertet wurde.

Abschliessend wurde ein Multipacker-System installiert, das weitere Tests und eine Langzeitbeobachtung der hydraulischen Verhältnisse im Kristallin und Buntsandstein ermöglicht.

Aufgrund der bisher vorliegenden Testergebnisse ist es möglich, ein vorläufiges Gesamtbild von den hydraulischen Verhältnissen in der Sondierbohrung Böttstein zu skizzieren:

- *Muschelkalk-Aquifer:* Der oberste Tiefengrundwasserleiter in Böttstein ist der poröse, geklüftete Teil des Muschelkalks (Trigonodus-Dolomit bis Dolomit des Mittleren Muschelkalks), auch Muschelkalk-Aquifer genannt. Die wasserführenden Zonen sind der obere Trigonodus-Dolomit, der Trochitenkalk und wahrscheinlich der Dolomit des Mittleren Muschelkalks.

  Die Transmissivität des Muschelkalk-Aquifers beträgt 240 x 10^{-6} m^2/s. Das entspricht einer durchschnittlichen Permeabilität von 3 x 10^{-6} m/s.

  Das Wasser des oberen Muschelkalks ist mit einer Druckspiegelhöhe von 333 m ü.M. (ca. 14 m unter Terrain) gespannt, aber nicht artesisch.

  Die mittlere Temperatur (in 160 m Tiefe) des Grundwassers im Muschelkalk-Aquifer beträgt 20 °C.

- *Buntsandstein:* Die nächste wasserführende Zone unter dem Muschelkalk ist der Buntsandstein. Er liegt in Böttstein direkt auf dem Kristallin, das in seinem obersten Teil (ca. 3 m) stark verwittert ist und bildet zusammen mit diesem obersten Abschnitt einen gemeinsamen Aquifer. Die Transmissivität beträgt etwa 30 x 10^{-6} m^2/s bei einer durchschnittlichen Permeabilität von 2 x 10^{-6}m/s.

  Das Grundwasser im Buntsandstein und obersten Kristallin ist artesisch gespannt. Die Druckspiegelhöhe liegt bei etwa 364 m, also ca. 17 m über Terrain.

  Die Temperatur des Grundwassers im Buntsandstein und obersten Kristallin beträgt (in 315 m Tiefe) etwa 27°C.

- *Kristallin (oberer Teil):* Das Kristallin weist in seinem oberen Teil (oberhalb 1000 m Tiefe) *generell* sehr geringe Permeabilitäten von 10^{-11} m/s und weniger auf. Es gibt jedoch auch oberhalb von 1000 m einige Zonen mit erhöhter Durchlässigkeit (10^{-8} - 10^{-6} m/s, bezogen auf 25 m Intervallänge), in denen der Wassertransport hauptsächlich stattfinden dürfte. Die Gesamttransmissivität für das obere Kristallin liegt in der Grössenordnung von 30 x 10^{-6} m^2/s.

  Das obere Kristallin ist ein zusammenhängendes, hydraulisches System. Die Druckspiegelhöhe ist etwas höher als im Buntsandstein d.h.: 365 - 370 m ü.M. oder rund 20 m über Terrain.

- *Kristallin (unterer Teil):* In seinem unteren Teil (1000 - 1500 m Tiefe) ist das erbohrte Kristallin sehr gering durchlässig. Die Permeabilitäten liegen *generell* unter 10^{-11} m/s (bezogen auf 25 m Intervallänge). Wie im oberen

Kristallin gibt es einige Zonen mit leicht erhöhten Durchlässigkeiten, die jedoch über 4×10^{-10} m/s (im Kurzzeittest, 25 m Testintervall) nicht hinauskommen.

Die Gesamttransmissivität für das erbohrte, untere Kristallin beträgt, gestützt auf die Daten der Kurzzeittests, etwa 10^{-8} m²/s. Das entspricht einer mittleren Permeabilität von 2×10^{-11} m/s. Die entsprechenden Werte aus den Langzeittests mit dem Multipacker-System liegen um ein bis zwei Grössenordnungen tiefer ($T = 4 \times 10^{-10}$ m²/s oder $k = 8 \times 10^{-13}$ m/s).

Diese Unterschiede können dahingehend interpretiert werden, dass die in den Packertests (Kurzzeittests) als relativ durchlässig identifizierten Zonen in hydraulischer Hinsicht begrenzte Kluftsysteme darstellen, deren Begrenzung erst in längeren Tests mit grösserer Reichweite erfasst wird.

Wegen den sehr geringen Durchlässigkeiten sind die Druckspiegelhöhen im unteren Kristallin nur schwer zu bestimmen. Immerhin sind folgende Aussagen möglich: Die Zone zwischen 964 und 975 m Tiefe hat eine Druckspiegelhöhe von 366 m ü.M., also wie das obere Kristallin. Die darunter liegenden Zonen haben mit mehr als 400 m ü.M. (mehr als 35 m über Terrain) einen deutlich höheren Wert. Das bedeutet, dass die Druckspiegelhöhe im Kristallin von unten nach oben abnimmt.

Im Kristallin wurde in 1500 m Tiefe eine Temperatur von 68 °C gemessen. Unter Berücksichtigung der Messwerte aus dem Buntsandstein ergibt sich für das erbohrte Kristallin ein durchschnittlicher Gradient von 3.4°C/100 m.

8. HYDROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

8.1 Konzept des Untersuchungsprogramms

Eines der Ziele des Untersuchungsprogramms der Sondierbohrung Böttstein war: *"Abklärung des Chemismus und Alters der Tiefengrundwässer* als Input für das hydrogeologische Modell und als Input für Sorptionsuntersuchungen und Korrosionstudien" (NTB 82-09). Dem entsprechend wurde ein Untersuchungsprogramm aufgestellt, das folgende Punkte umfasst:

- *Entnahme von Wasserproben* aus den wasserführenden Zonen und Horizonten für eine Reihe von Untersuchungen (siehe weiter unten). Wegen der hohen Anforderungen an die Qualität der Wasserproben kamen verschiedene und zum Teil speziell für das Untersuchungsprogramm entwickelte Entnahmemethoden zum Einsatz.
- *Markierung der Bohrspülung* (deionisiertes Wasser, Grundwasser) beim Durchteufen des Kristallins mit Hilfe von sogenannten Tracern. Das Ziel war, den Einfluss der Bohrspülung auf die Untersuchungen an Grundwasserproben zu bestimmen und eventuell bei der Auswertung rechnerisch zu eliminieren. Die Tracerung der Bohrspülung sollte also quantitative Aussagen über die Qualität von Wasserproben beziehungsweise über die Zuverlässigkeit der Untersuchungsergebnisse ermöglichen.
- *Messung von aussagekräftigen hydrochemischen Parametern* (z.B. elektrische Leitfähigkeit) auf der Bohrstelle während des Bohrbetriebs und der Wasserprobenentnahmen als Ergänzung zu den Traceranalysen. Beim Durchteufen der Sedimente sollten die hydrochemischen Parameter die Funktion von Tracern übernehmen.
- *Messung empfindlicher oder veränderlicher hydrochemischer Parameter* direkt im Anschluss an die Probenentnahme auf der Bohrstelle selbst.
- *Bestimmung aller gelösten Stoffe* in den Wasserproben (Vollanalyse) durch entsprechend spezialisierte Labors.
- *Umfangreiche Isotopenuntersuchungen an Wasserproben.* Neben dem Alter der Wässer (Verweilzeiten) sollten diese Analysen wichtige Hinweise auf deren Herkunft und Entwicklung (Evolution) liefern.
- *Ergänzende Untersuchungen an Bohrkernen.* Im wesentlichen sollten Kluft- und Porenwässer analysiert sowie einige physikalisch-chemische Eigenschaften des Kernmaterials (Durchlässigkeit, Nuklid-Retention) bestimmt werden.

Die einzelnen Teile des Untersuchungsprogramms sind im Arbeitsprogramm für die Sondierbohrung Böttstein (NTB 82-09) genauer beschrieben. Beilage 8.1 zeigt die durchgeführten Untersuchungen im Ueberblick.

8.2 Wasserprobenentnahmen

8.2.1 Allgemeine Problematik

Für die hydrochemischen Untersuchungen wurden Proben von Grundwasser aus den wasserführenden Zonen und Horizonten genommen. Um möglichst einwandfreie Analysenergebnisse zu gewährleisten, dürfen derartige Proben möglichst wenig durch Bohrung und Probenentnahme beeinflusst werden. Im Idealfall müssten dem entsprechenden Labor absolut saubere Proben unter Formationsdruck und mit der Formationstemperatur zur Untersuchung vorliegen. Im Realfall ist das jedoch nicht realisierbar. In der Praxis wird eine Probe durch folgende Vorgänge gestört:

- Abkühlung (Erwärmung) mit Ausfällungsvorgängen (Lösungsvorgängen), Gleichgewichtsverschiebungen oder Phasenumwandlungen als Folge.
- Druckentlastung mit nachfolgender Entgasung.
- Verunreinigung durch Bohrspülung und Bohrklein (Cuttings).
- Verunreinigung durch Schmierfette, Dichtungsmaterial, Casing-Zement etc.
- Kontakt und Kontamination mit atmosphärischen Gasen.
- Kontakt mit Steigleitung, Casing, Packer etc.

Durch welche dieser Vorgänge eine Probe in welchem Ausmass gestört wird, hängt unter anderem von der Probenahmetechnik ab. Erfahrungsgemäss gibt es kein ideales Verfahren, das alle Störeinflüsse vermeidet.

Naturgemäss sind für die verschiedenen Untersuchungen unterschiedliche Störeinflüsse kritisch. So dürfen beispiels-

weise Proben, die für Gasanalysen vorgesehen sind, nicht mit der Atmosphäre in Kontakt gekommen oder entgast sein. Proben für eine chemische Vollanalyse dürfen hingegen nicht durch Spülung kontaminiert sein. Im Rahmen der Untersuchungen in der Sondierbohrung Böttstein wurde versucht, durch den parallelen Einsatz verschiedener Probenahmetechniken die jeweils optimale Probe für jede Untersuchung zu bekommen.

Die technische Realisierung von Wasserprobenentnahmen wird in Tiefbohrungen durch folgende Umstände erschwert: Grosse Tiefen, hohe Drücke und Temperaturen, geringe Permeabilitäten, aggressive Wässer und Gasführung. Vielfach sind die bisher üblichen Entnahmetechniken den Anforderungen nicht gewachsen. Daher war es unumgänglich, für die Sondierbohrung Böttstein auch neue Methoden und Geräte (Kap. 8.2.3) zu entwickeln bzw. einzusetzen.

8.2.2 Vorgehensweise

In den meisten Fällen soll das Wasser für die Untersuchungen aus einer klar definierten Zone gefördert werden. Je nach hydrogeologischer Situation sind jedoch unterschiedliche Vorgehensweisen sinnvoll.

Für die Sondierbohrung Böttstein kann die Beprobung von Zonen mittlerer Permeabilität ($k = 10^{-6}$ bis 10^{-9} m/s bezogen auf ein 10 m-Intervall) als Normalfall gelten. In solchen Fällen wird die jeweilige Zone mit Einfach- oder Doppelpackergarnituren abgepackert und hydraulisch getestet (Kap. 7.2, 7.7). Die Steigleitung der Packergarnituren (2 7/8" - oder 4 1/2"-Tubing-String) ist über entsprechende Kanäle in der Packergarnitur mit der abgepackerten Zone hydraulisch verbunden. Die Förderung des Wassers erfolgt daher durch die Steigleitung.

Nach dem Setzen der Packer muss zuerst die Spülung aus dem zu beprobenden Bohrlochabschnitt (Packerintervall) und der Steigleitung gefördert und durch nachfliessendes Grundwasser ersetzt werden (Bohrlochreinigung). Dann erst kann die eigentliche Probenentnahme erfolgen.

Bei der Beprobung von sehr gering durchlässigen Zonen würde es sehr lange dauern, bis die Spülung aus der gesamten Steigleitung durch nachfliessendes Grundwasser ersetzt worden ist. In solchen Fällen ist es sinnvoll, die Wasserprobe mit geeigneten Probenehmern unten in der Steigleitung direkt über der Packergarnitur zu entnehmen. In der Sondierbohrung Böttstein wurde diese Methode beispielsweise bei der Beprobung einer sehr gering durchlässigen Zone in 1326 m Tiefe angewandt.

Ist eine Zone stark durchlässig und sind die darüberliegenden Schichten undurchlässig oder verrohrt, kann unter Umständen das Wasser direkt aus dem offenen Bohrloch gefördert werden. Auch in diesem Fall muss vor der eigentlichen Probennahme die Spülung aus dem Bohrloch entfernt werden. In der Sondierbohrung Böttstein wurde auf diese Art und Weise der Muschelkalk-Aquifer beprobt.

Grundsätzlich lässt sich also eine Wasserprobenentnahme in folgende Schritte unterteilen:

- Isolation der zu beprobenden Zone (Packer setzen).
- Elimination der Spülung, Reinigung des Systems (Bohrlochreinigung).
- Eigentliche Probenentnahme.

Die zur Förderung des Wassers oder der Spülung eingesetzten Methoden und Geräte werden im folgenden Kapitel kurz skizziert.

8.2.3 Fördermethoden und Probenahmetechniken

In der Sondierbohrung Böttstein als der ersten des Tiefbohrprogramms wurden versuchsweise eine ganze Reihe von verschiedenen Probenahmetechniken und Geräten eingesetzt:

- *Artesischer Auslauf:* Da in Böttstein das Wasser des Kristallins artesisch gespannt ist, war es bei einigen Probenentnahmen möglich, das Grundwasser einfach auslaufen zu lassen.

- *Schwappen:* Diese Methode wurde hauptsächlich angewendet, um Dickspülung aus dem Bohrloch zu fördern (Bohrlochreinigung).

- *Pumpen:* Wenn das Grundwasser nicht artesisch gespannt oder der artesische Auslauf nicht ausreichend ergiebig war, wurden für die kontinuierliche Förderung von grösseren Wassermengen Tauchpumpen eingesetzt. Im einzelnen waren dies verschiedene Unterwasserpumpen der Firma Grundfos (4" und 6" Durchmesser) sowie eine druckluftbetriebene Tauchkolbenpumpe der Firma Bennett (36 mm Durchmesser).

- *Schöpfbüchse:* Wie bereits in Kapitel 8.2.2 ausgeführt, muss die Beprobung von sehr schwach durchlässigen Zonen direkt über der Packergarnitur in der Steigleitung erfolgen. Das einfachste Gerät hierfür ist eine herkömmliche Schöpfbüchse (Beilage 8.2). Das Prinzip der Fördermethode ist einfach: Beim Hinunterlassen öffnen sich die Tellerventile durch den Staudruck und ein Teil des Wassers in der Steigleitung strömt durch die Schöpfbüchse. Beim Hochziehen sind die Ventile geschlossen. Auf diese Weise ist es möglich, aus dem unteren Teil der Steigleitung Wasserproben hochzuholen.

  Das grösste Problem bei einer derartigen Schöpfbüchse

liegt darin, dass die Herkunft der Probe nicht genau definiert ist. Deshalb wird diese Methode vorwiegend während der Reinigungsphase (Kap. 8.2.2) eingesetzt.

- *Probenehmer von PREUSSAG* liefert wesentlich bessere Proben als eine einfache Schöpfbüchse. Der eigentliche Probenehmer (Beilage 8.3) besteht aus einer Probenkammer und einem elektrisch betriebenen Ventil. Das Prinzip der Probenentnahme ist folgendes:

  Die Probenkammer wird an der Oberfläche evakuiert und das Ventil geschlossen. Dann wird der Probenehmer in das Bohrloch hinuntergelassen. In der gewünschten Tiefe wird das Ventil elektrisch geöffnet und die Wasserprobe strömt in die evakuierte Kammer. Das Ventil wird wieder geschlossen und der Probenehmer hochgezogen. Die Wasserprobe ist gasdicht eingeschlossen und kann so in ein Labor geschickt werden.

  Mit einem Aussendurchmesser von 35 mm passt der Probenehmer gut in ein 2 $^{7}/_{8}$"-Steigrohr. Er kann also eingesetzt werden, wenn das Wasser in einem solchen Steigrohr direkt über der Packergarnitur entnommen werden soll.
  In der Sondierbohrung Böttstein wurde der Probenehmer von PREUSSAG bei der Beprobung einer sehr gering durchlässigen Zone in 1326 m Tiefe eingesetzt.

- *GTC-Probenehmer:* Wurde von der GTC speziell für das Nagra-Tiefbohrprogramm entwickelt. Der Anwendungsbereich ist prinzipiell der gleiche wie der des PREUSSAG-Probenehmers.

  Aufgrund der praktischen Erfahrung wurde das Gerät mehrfach modifiziert. Die heutige Version sieht wie folgt aus (Beilage 8.4): In einem Schutzrohr (57 mm Aussendurchmesser) befindet sich eine Reihe von Druckbehältern und Kupferröhrchen sowie ein Rückschlagventil am unteren Ende. Die Orientierung des Rückschlagventils ist so gewählt, dass das Wasser in die Druckbehälter fliessen kann, wenn in ihnen ein Unterdruck herrscht. Bei Ueberdruck ist das Rückschlagventil geschlossen. Der Probenehmer hängt an einem zugfesten Druckschlauch, durch den die Druckbehälter unter einen künstlichen Ueberdruck (z.B. mit sehr reinem Stickstoff) gesetzt werden können.

  Vor einer Probenentnahme wird das Gerät an der Oberfläche zusammengesetzt und unter Druck (20 bar) gesetzt. Damit ist das Rückschlagventil geschlossen. Dann wird der Probenehmer im offenen Bohrloch oder in der Steigleitung der Packergarnitur hinuntergelassen. Ab 200 m Wassertiefe ist der Innendruck kompensiert und das Rückschlagventil öffnet sich. Wasser strömt in die Druckbehälter und den Druckschlauch. Sobald der Probenehmer in der Entnahmetiefe angelangt ist, wird der künstliche Ueberdruck (20 bar) abgelassen. Die Menge Wasser, die dem Volumen von 200 m Druckschlauch (ca. 8 Liter) entspricht, fliesst zusätzlich in und durch die Druckbehälter. Dann wird wieder Druck (10 bar) auf das System gegeben. Das Rückschlagventil schliesst sich, das Wasser der Entnahmetiefe ist in den Druckbehältern gefangen und der Probenehmer kann herausgezogen werden.

  Wegen seines Durchmessers passt der GTC-Probenehmer nicht oder nur mit Mühe in ein 2 $^{7}/_{8}$"-Steigrohr. Das bedeutet, dass nur im 4 $^{1}/_{2}$"-Steigrohr oder im offenen Bohrloch Proben genommen werden können.

  Der grosse Vorteil des Systems ist, dass die Druckbehälter mit Absperrhähnen und Schnellkupplungen versehen sind. Sie können daher nach der Probenentnahme einzeln verschlossen und getrennt werden. Es können also bei einer Einfahrt Proben für verschiedene Labors genommen werden.

  Das Besondere im Vergleich zu anderen Probenehmern ist, dass die Probe nicht schockartig in die Druckbehälter hineingesaugt wird, sondern sehr langsam hineinfliesst. Damit werden irreversible Prozesse, die durch eine plötzliche Druckentlastung verursacht werden können, vermieden. Auch die Druckreduzierung auf 10 bar beim Hochziehen ist ein allmählicher Vorgang.

  In der Sondierbohrung Böttstein wurde der GTC-Probenehmer mehrfach zur Entnahme von Wasserproben für Gasanalysen eingesetzt.

- *DST-Druckbehälter:* Ist Bestandteil der herkömmlichen Drill-Stem-Test-Garnitur (Kap. 7.2). Er sitzt direkt oberhalb des oberen Packers. Wurde also ein wasserführender Horizont mit der DST-Garnitur getestet und ausreichend Wasser durch die Steigleitung gefördert, so ist der Druckbehälter mit Grundwasser gefüllt.

  Beim Lösen der Packergarnitur wird die Probenkammer automatisch gasdicht verschlossen. Nach dem Ausbau der Packergarnitur kann das Wasser aus der Probenkammer in geeignete Flaschen überführt und für Analysen verwendet werden.

  In der Sondierbohrung Böttstein wurde die DST-Garnitur nur im oberen Muschelkalk und Buntsandstein (und verwittertes Kristallin) eingesetzt. Bei diesen Gelegenheiten wurden auch Wasserproben mit dem DST-Druckbehälter entnommen.

- *Probenkammer des RFT-Geräts:* Wird eine Formation mit dem RFT-Gerät getestet, ist gleichzeitig eine Probenentnahme (bis zu 2 x 45 l) möglich. Die Funktionsweise des Geräts ist in Kapitel 7.4 beschrieben. Im Normalfall ist die Probenqualität schlecht, da bei dieser Methode die Reinigungsphase fehlt.
  In der Sondierbohrung Böttstein wurde das RFT-Gerät versuchsweise im Buntsandstein und obersten Kristallin eingesetzt. Da die erzielte Probenqualität nicht den Anforderungen entsprach, wurde von weiteren Einsätzen abgesehen.

Es wurden also sehr unterschiedliche Methoden zur Gewinnung von Wasserproben aus den verschiedenen Horizonten

angewandt. Beilage 8.5 enthält einen Ueberblick über die verschiedenen Probenahmetechniken mit den entsprechenden Vor- und Nachteilen, Förderraten und bei welchen Untersuchungen ihr Einsatz angezeigt ist.

8.2.4 Wasserprobenentnahmen in der Sondierbohrung Böttstein

Gemäss Untersuchungsprogramm wurden in der Sondierbohrung Böttstein die wasserführenden Zonen und Horizonte beprobt. In den Sedimentgesteinen waren dies der Muschelkalk-Aquifer (Kap. 7.5) und der Buntsandstein. Im Kristallin konnten im wesentlichen Wasserproben aus 399 m, 619 m, 621 m, 792 m und 1326 m (mittlere Tiefen) entnommen werden.

Die meisten der erwähnten Zonen wurden mehrfach und mit verschiedenen Methoden beprobt. Dies geschah zum einen, um die Vor- und Nachteile der verschiedenen Entnahmetechniken zu prüfen; zum anderen sollte nach Möglichkeit die für die verschiedenen Untersuchungen jeweils beste Methode eingesetzt werden. Die entsprechenden Erfahrungen sind in die bereits erwähnte Beilage 8.5 mit eingearbeitet worden.

Weitere interessante Vergleichsmöglichkeiten ergeben sich aus der Tatsache, dass einige Zonen sowohl in der Bohrphase (NTB 82-09, S.15) als auch in der Testphase beprobt wurden. Dies betrifft vor allem die Isotopenuntersuchungen (Kap. 8.6.5).

Beilage 8.6 enthält eine Zusammenstellung sämtlicher Wasserprobenentnahmen mit Angabe der Tiefe und der eingesetzten Fördermethode. Beilage 8.7 enthält dieselbe Information noch einmal in graphischer Darstellung. Die Frage, welche der entnommenen Wasserproben für eine weiterführende hydrochemische Auswertung geeignet sind, wird in Kapitel 8.3.6 und 8.5.3 diskutiert.

8.3 Markierung der Bohrspülung und Tracer-Analysen

8.3.1 Allgemeines

Wie in Kapitel 8.2.2 dargelegt, muss vor einer Wasserprobenentnahme für Laboruntersuchungen die Spülflüssigkeit aus dem Bohrloch oder aus der abgepackerten Teststrecke entfernt und durch Grundwasser ersetzt werden. Sind der Bohrspülung vorher sogenannte Tracer (Markierungsstoffe) zugegeben worden, ist es relativ einfach möglich, diesen Reinigungsprozess und die verbleibende Kontamination zu kontrollieren bzw. zu bestimmen. Mit Hilfe von Tracern kann also zum einen die optimale Dauer der Bohrlochreinigung festgelegt werden. Zum anderen ist es möglich, bei Wasserproben, die noch einen gewissen Spülungsanteil enthalten, diesen zu bestimmen und eventuell rechnerisch aus den Analysenergebnissen zu eliminieren.

Grundsätzlich werden an einen Tracer eine Reihe von Anforderungen gestellt: Ein Tracer sollte stabil und inert sein. Er darf nicht adsorbiert werden (z.B. an Tonmineralen) und sollte nicht in vergleichbarer Konzentration natürlich im Grundwasser vorkommen. Ausserdem sollte er nicht toxisch sowie schnell und auch noch in geringen Konzentrationen nachweisbar sein. Und nicht zuletzt, er darf die geplanten Untersuchungen nicht beeinträchtigen (Beilage 8.8).

Bedauerlicherweise gibt es keinen Stoff, der alle diese Eigenschaften besitzt. Immerhin existieren eine Vielzahl von Stoffen, die die Eigenschaften eines idealen Tracers in unterschiedlichen Punkten erfüllen. Im konkreten Anwendungsfall muss daher geprüft werden, welcher jeweils der am geeignetste ist.

In der Sondierbohrung Böttstein wurden versuchsweise Natrium-Fluoreszein (Uranin) und m-TFMBA (meta-Trifluoromethylbenzoic Acid) als Tracer eingesetzt. Ihre wichtigsten Eigenschaften sind zum Vergleich ebenfalls in Beilage 8.8 aufgelistet. Durch den kombinierten Einsatz von zwei verschiedenen Tracern sollte versucht werden, die Eigenschaften eines idealen Tracers annähernd zu erreichen.

8.3.2 Natrium-Fluoreszein (Uranin)

Natrium-Fluoreszein wird in der Hydrogeologie seit langem für Markierungsversuche verwendet. Seine Eigenschaften (Vor- und Nachteile) sind daher hinlänglich bekannt (Beilage 8.8).

Bei der Bestimmung der Konzentration von Natrium-Fluoreszein in einer Wasserprobe wird das Fluoreszenzverhalten ausgenützt. Die Probe wird mit UV-Licht zum Fluoreszieren im sichtbaren Bereich angeregt. Die emittierte Strahlung wird aufgefangen und gemessen. Bei geringen Konzentrationen (im ppm-Bereich) ist die Intensität der emittierten Strahlung annähernd proportional zur Tracerkonzentration. Der Proportionalitätsfaktor wird mit Hilfe von Standards (Eichlösungen) bestimmt.

Zur Messung (vor Ort) der Natrium-Fluoreszein-Konzentrationen wurden im Rahmen der Sondierbohrung Böttstein Fluoro-Colorimeter von AMINCO verwendet. Damit konnten während der Bohrlochreinigung vor einer Wasserprobenentnahme laufend die Tracer-Konzentrationen bestimmt werden und standen der Versuchsleitung als Entscheidungshilfe zu Verfügung.

8.3.3 Meta-Trifluoromethylbenzoic Acid (m-TFMBA)

M-TFMBA wurde speziell für den Einsatz in Bohrspülung (Ton-Suspensionen) entwickelt. Im Gegensatz zu Natrium-Fluoreszein ist es stabil und wird auch nicht an Tonmineralen adsorbiert (Beilage 8.8). M-TFMBA ist als Tracer einsetzbar, weil es eine sehr charakteristische Extinktion im UV-Bereich aufweist.

Der Nachweis von m-TFMBA erfolgt mit einem HPLC (High Pressure Liquid Chromatograph). Das Messprinzip ist etwa folgendes: In einer Trennsäule wird die Probe in ihre Komponenten (Ionen) zerlegt und anschliessend in einem UV-Detektor analysiert. Die Trennung in der HPLC-Säule beruht darauf, dass die verschiedenen Ionen der Probe in der Säule verschieden schnell adsorbiert und wieder desorbiert werden. Das heisst, die Verweilzeit in der Trennsäule ist ionenspezifisch. Die so separierten Komponenten passieren anschliessend nacheinander den UV-Detektor. Dort wird die Extinktion bei einer einzustellenden Wellenlänge gemessen. Die Extinktion ist eine Funktion der Konzentration des betroffenen Ions. Durch Vergleichsmessungen mit Standards kann festgestellt werden, wann welche Ionen den UV-Detektor passieren und welche Konzentration einer gemessenen Extinktion entspricht.

Prinzipiell können so alle Ionen einer Wasserprobe bestimmt werden. Durch die Wahl der Füllung für die Trennsäule, die Wellenlänge, die Filter und die Trägerflüssigkeit wird der HPLC so eingestellt, dass die Messempfindlichkeit für m-TFMBA maximal wird.

Normalerweise ist die Trennung in der HPLC-Säule ausreichend, so dass keine Interferenzen von m-TFMBA mit anderen Ionen vorkommen.

Sollen niedrigere Konzentrationen als ca. 1 ppm gemessen werden, muss ein Anreicherungsprozess der eigentlichen Messung vorgeschaltet werden (HPLC Preconcentration Procedure). Bei diesem Verfahren wird ausgenützt, dass die Verweilzeiten von m-TFMBA in geeigneten HPLC-Säulen bei niedrigen pH-Werten sehr lang sind. Es wird daher in einer ersten Säule das m-TFMBA von einer grossen Probe bei einem niedrigen pH (pH = 2.5) angereichert, dann bei einem normalen pH (pH = 7) wieder in Lösung gebracht und mit einer zweiten Säule regulär analysiert. Bei dieser Methodik ergibt sich ein Messbereich von 10 ppm (10^{-5}) bis 0.1 ppb (10^{-10}).

Im Rahmen der Sondierbohrung Böttstein wurde ein HPLC von Spectra Physics verwendet. Die Anlage war in einem klimatisierten Container auf der Bohrstelle untergebracht.

Da die Analysenmethodik zeitaufwendig und technisch anspruchsvoll ist, standen die Resultate nicht sofort, d.h. schon während der jeweiligen Wasserprobenentnahme, sondern manchmal erst nach einigen Tagen zur Verfügung. Dafür ergaben die Messungen indeutige und sicher interpretierbare Resultate.

8.3.4 Markierung der Bohrspülung

In der Sondierbohrung Böttstein wurde ab einer Teufe von 340 m die Bohrspülung mit den beiden Tracern (Natrium-Fluoreszein und m-TFMBA) markiert. Um den Einfluss der Spülung auf die verschiedenen Untersuchungen so gering wie möglich zu halten, wurde das Kristallin anfangs mit deionisiertem Wasser und später mit Grundwasser als Spülung gebohrt (Kap. 3.7.5).

In der Mehrzahl der Fälle wurden die Tracer direkt in den Spülkreislauf eingegeben. Das heisst, die benötigten Mengen wurden entsprechend der gewünschten Konzentration und dem Spülungsvolumen als gelöste Konzentrate dem Spülkreislauf zugegeben. Durch den normalen Bohrbetrieb und die Rührwerke verteilten sich die Tracer gleichmässig in der Spülung. Gemäss den bisherigen Erfahrungen benötigte diese Homogenisierung etwa einen Tag. Da nach dem Durchbohren einiger, artesisch gespannter Zonen die Spülung durch zufliessendes Grundwasser laufend verdünnt wurde, war ein periodisches "Nachtracern" nötig, um die Konzentration innerhalb der gewünschten Grenzen zu halten.

Zusätzlich bestand die Möglichkeit, in separaten Vorratstanks mit Hilfe einer Mischanlage grössere Mengen von deionisiertem Wasser homogen zu tracern. So konnte, wenn nötig, gleichmässig getracertes Wasser in das Bohrloch einzirkuliert werden.

Die Tracer wurden in der Sondierbohrung Böttstein versuchsweise in verschiedenen Konzentrationen eingesetzt. Für deionisiertes Wasser oder Grundwasser (als Spülung) haben sich in ausgedehnten Versuchen folgende Tracer-Konzentrationen als geeignet erwiesen:

Natrium-Fluoreszein:	1 - 5 ppm [mg/l]
m-TFMBA:	5 - 15 ppm [mg/l]

Damit ist sichergestellt, dass die Konzentrationen 3 - 4 Grössenordnungen über den Nachweisgrenzen und 2 - 3 Grössenordnungen über dem Hintergrund (Beilage 8.8) liegen. Nach den bisherigen Erfahrungen ist das als ausreichend anzusehen.

Um sicherzustellen, dass die Tracer in der Spülung die gewünschten Konzentrationen haben, wurden periodisch Spülungsproben genommen und diese analysiert.

Wurde der Bohrbetrieb wegen einer Wasserprobenentnahme für einige Tage unterbrochen, wurde jeweils die letzte, gemessene Tracerkonzentration als Referenzwert (100%) genommen. Dies ist zulässig, solange die zu testende Zone so artesisch gespannt ist, dass keine Spülung während des Bohrens in sie infiltrieren kann.

8.3.5 Tracer-Analysen während Wasserprobenentnahmen

Bei Wasserprobenentnahmen wurden sowohl die Bohrlochreinigung (Ersetzen der Spülung durch Grundwasser) durch periodische Tracer-Analysen überwacht als auch die Tracerkonzentrationen in den Wasserproben für die Laboruntersuchungen bestimmt. Ueber die Referenzwerte konnte jeweils die verbleibende Kontamination berechnet werden. Damit ist es möglich, bei den Wasserproben, die dem Kristallin entnommen worden sind, die Qualität quantitativ anzugeben.

Als Beispiel sei hier die Wasserprobenentnahme bei 621 m im Januar 1983 angeführt (Beilage 8.9). Die Abnahme der Tracer-Konzentrationen nach Förderung des ersten Systemvolumens (Steigrohrvolumen und Inhalt des Testintervalls) ist sehr typisch für die Bohrlochreinigung. Die Uebereinstimmung der beiden Tracerkurven in der relativen Darstellung ist nahezu perfekt. Die verbleibende Kontaminationsrate zum Zeitpunkt der Probennahme für die hydrochemischen Untersuchungen nach 13 - 15 m^3 lag bei etwa 2.5%. Das kontaminierende Medium, d.h. die Bohrspülung, war in diesem Fall eine Mischung aus deionisiertem Wasser und Grundwasser. Letzteres war wiederum eine Mischung der Wässer aus allen permeablen und artesisch ausfliessenden Zonen des Kristallins zwischen 339.9 und 624.1 m Tiefe (Unterkante Verrohrung bis zur aktuellen Tiefe).

8.3.6 Ergebnisse der Tracer-Analysen

Analog zu dem Beispiel im vorherigen Kapitel wurde bei jeder Wasserprobenentnahme im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein die Bohrlochreinigung kontrolliert und die verbleibende Kontamination bestimmt. Wegen der normalerweise sehr guten Uebereinstimmung der Natrium-Fluoreszein- und m-TFMBA-Kurven wurde auf den Einsatz von m-TFMBA während der Testphase verzichtet.

Beilage 8.10 zeigt die Ergebnisse der Tracer-Analysen an den verschiedenen Wasserproben im Ueberblick. Bei den nicht dargestellten Proben war entweder die Spülung nicht getracert (Sedimentstrecke) oder die Kontamination der Probe wegen hydraulischer Umläufigkeit im Gestein nicht auf diese Weise bestimmbar (640.8 - 657.5 m). Die Uebereinstimmung der beiden Tracer ist generell sehr gut.

Für eine wissenschaftliche Auswertung geeignete Proben sollten einer klar definierten Zone entstammen und eine Kontamination von weniger als 3% (bei Klarwasser-Spülung) aufweisen. Diese Bedingungen erfüllen die Proben aus 399, 619, 621 und 792 m (mittlere Tiefen). Zusätzlich sind die Proben von 1326 m (mittlere Tiefe) von Wert, da die grosse Probenzahl mit unterschiedlicher Kontamination Regressions- und Korrekturrechnungen erlaubt (Kap. 8.5.5.4.).

Ausgehend von den Erfahrungen mit der Sondierbohrung Böttstein soll versucht werden, bei den nachfolgenden Bohrungen die Tracer auch während dem Durchteufen der Sedimentstrecken einzusetzen.

8.4 Hydrochemische Messungen auf der Bohrstelle

8.4.1 Allgemeines

Im Rahmen des Untersuchungsprogramms der Sondierbohrung Böttstein wurden auch auf der Bohrstelle hydrochemische Messungen durchgeführt. Diese lassen sich in drei Bereiche unterteilen:

- Ueberwachung der Bohrspülung im Kristallin (deionisiertes Wasser, Grundwasser). Plötzliche Aenderungen in der chemischen Zusammensetzung der Spülung während des Bohrbetriebs können Hinweise auf das Anbohren einer wasserführenden Zone mit einem unterschiedlichen Wassertyp sein.
- Messung aussagekräftiger Parameter vor und während der Wasserprobenentnahmen, besonders bei Zonen, die nicht mit getracerter Spülung gebohrt worden waren. Die zeitliche Entwicklung der hydrochemischen Messwerte während der Bohrlochreinigung kann anzeigen, ab wann ausreichend reines Grundwasser gefördert wird und ob die Proben für die Laboruntersuchungen genommen werden können.

- Messung derjenigen Parameter (pH-Wert, Redoxpotential), die sich schnell nach einer Probenahme verändern und daher vor Ort und sofort gemessen werden müssen.

Ausgehend von diesen Ueberlegungen wurde das Programm für die hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle zusammengestellt.

8.4.2 Methodik

Die im Rahmen der Sondierbohrung Böttstein gemessenen hydrochemischen Parameter sind in Beilage 8.11 aufgelistet. Ebenso sind die Methodik oder die verwendeten Messgeräte angegeben. Ein Teil der Messungen ist relativ unproblematisch (spezifische Dichte, Temperatur, Säurekapazität). Bei anderen ist es trotz grösster Sorgfalt fast unmöglich, wirklich genaue Ergebnisse zu erhalten. Dies gilt vor allem für die Bestimmung des pH-Wertes und des Redoxpotentials. Die dabei auftretenden Schwierigkeiten sind teilweise sogar prinzipieller Natur: Da nicht unter in-situ-Bedingungen (Formationsdruck, Formationstemperatur) gemessen werden kann, verändern Prozesse wie Druckentlastung, Entgasung und Abkühlung die Wasserprobe bis zum Zeitpunkt der Messung.

Trotz dieser Schwierigkeiten wurde versucht, wenigstens möglichst gute Messwerte zu erhalten. Um Verfälschungen infolge von Wechselwirkungen mit der Atmosphäre zu vermeiden, müssen pH-Wert, Redoxpotential und Sauerstoffgehalt während Wasserprobenentnahmen in einer geschlossenen Messzelle (Durchflussmesszelle) gemessen werden. Es wurden verschiedene Typen von Messzellen getestet. Die besten Ergebnisse wurden erzielt, wenn

- die Messzelle direkt auf der Steigleitung (der Pumpe oder der Packergarnitur) montiert war,
- die Messzelle relativ klein war (hohe Austauschgeschwindigkeit),
- die Strömungsgeschwindigkeit in der Zelle niedrig war,
- und kein Ueber- oder Unterdruck in der Zelle herrschte.

Beilage 8.12 zeigt in schematischer Darstellung eine derartige Messzelle, wie sie während der Testphase verwendet wurde.

8.4.3 Ueberwachung der Bohrspülung

Während des Durchteufens des Kristallins (unterhalb von 340 m Teufe) wurden folgende Parameter regelmässig gemessen: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Säurekapazität (m-Wert). Analog zu den Traceranalysen wurden diese Daten als Referenzwerte zu den hydrochemischen Messungen während der Wasserprobenentnahmen verwendet (siehe folgendes Kapitel). Ausserdem hätten plötzliche Aenderungen der Werte während des Bohrbetriebs auf das Anbohren einer wasserführenden Zone mit unterschiedlichem Grundwassertyp hinweisen können.

8.4.4 Hydrochemische Messungen während Wasserprobenentnahmen

Bei Wasserprobenentnahmen wurden sowohl die Bohrlochreinigung (Ersetzen der Spülung durch Grundwasser) durch periodische Messung von hydrochemischen Parametern überwacht als auch die Werte in den Wasserproben für Laboruntersuchungen bestimmt. Der Umfang der Messungen richtete sich nach den jeweiligen Umständen. So konnten Redoxpotential und Sauerstoffgehalt nur gemessen werden, wenn es möglich war, eine Durchflusszelle zu installieren.

Die ursprüngliche Idee bei der Konzeption des hydrochemischen Messprogramms war gewesen, die hydrochemischen Parameter während der Bohrlochreinigung wie Tracer einzusetzen.

Beilage 8.13 zeigt als Beispiel den Verlauf der Messwerte einer Wasserprobenentnahme im Januar 1983. Die dazugehörigen Tracerdiagramme sind in Beilage 8.9 zu finden. Ein Vergleich der beiden Beilagen zeigt, dass aufgrund der hydrochemischen Messungen im Gegensatz zu den Traceranalysen keine quantitativen Aussagen bezüglich der Verunreinigung durch Spülung möglich sind.

Die hydrochemischen Messungen während der Bohrlochreinigung sind daher nicht als Ersatz sondern als Ergänzung zu den Tracern zu betrachten. Bei den Wasserprobenentnahmen aus den Sedimentgesteinen, die ohne Tracer gebohrt worden waren, musste während der Bohrlochreinigung von der Versuchsleitung zwangsläufig auf die hydrochemischen Parameter als Entscheidungshilfe zurückgegriffen werden. Für die Beurteilung der Probenqualität sind in diesen Fällen die Tritiumwerte (Kap. 8.6.5) heranzuziehen.

Wichtig sind die Messungen an den eigentlichen Proben, die für die Laboruntersuchungen bestimmt sind. Hier war unter den gegebenen Bedingungen die sofortige Messung der empfindlichen Parameter wie pH-Wert oder Redoxpotential Voraussetzung für befriedigende Messwerte. Bei der Interpretation derselben sind jedoch immer die in Kapitel 8.4.2 kurz angeschnittenen Probleme mitzuberücksichtigen (vgl. auch Kap. 8.5.4 und 8.5.5).

8.4.5 Ergebnisse der hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle

Die Ergebnisse der hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle an Wasserproben (für Laboruntersuchungen) sind in Beilage 8.14 zu finden. Ausgewertet wurden alle Proben aus dem Sedimentgestein. Von den Proben aus dem Kristallin wurden nur diejenigen berücksichtigt, bei denen die Traceranalysen eine ausreichende Probenqualität annehmen lassen. Bei Vorhandensein mehrerer Messungen bei einer Probenentnahme wurde der Mittelwert berechnet. Die Beilage 8.14 ist somit als Zusammenfassung sämtlicher Messungen zu interpretieren.

Die Ergebnisse werden zusammen mit den übrigen hydrochemischen Untersuchungsergebnissen in Kapitel 8.5.4 und 8.5.5 diskutiert.

8.4.6 Gasmessungen auf der Bohrstelle

Zu den hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle gehört im weiteren Sinne auch die Kontrolle der Gase in der Bohrspülung. Diese strömen, sofern in den Klüften und Poren des Gebirges vorhanden, beim Bohrvorgang in das Bohrloch und gelangen mit der Spülung an die Oberfläche.

In der Spülungsauslaufrinne ist ein Entgaser in den Spülungskreislauf eingehängt. Von dort wird das Gasgemisch durch eine Schlauchleitung den Messapparaturen zugeführt.

Gemessen werden:

- Kohlenwasserstoffe, C_1H_4 bis C_5H_{12} (fraktioniert), die gaschromatographisch bestimmt werden.
- Kohlendioxid, nach dem Prinzip der Infrarotbestrahlung.
- Schwefelwasserstoff, mit H_2S-empfindlichen Halbleitern.

Die Gasführung wird im 1-, 3- oder 6-Minutenabstand periodisch gemessen und im Sampler-Log (1:200) graphisch dargestellt.

Die Analysenergebnisse sind nur halbquantitativ zu werten, da u.a. keine totale Entgasung der Spülung erfolgt, sondern lediglich 5 Liter/Stunde abgesaugt und ausgewertet werden.

In der Sondierbohrung Böttstein waren die gemessenen Konzentrationen an Kohlendioxid und Schwefelwasserstoff unbedeutend. Dagegen wurden teilweise beachtliche Mengen von gasförmigen Kohlenwasserstoffen registriert. Diese Ergebnisse sind in Beilage 8.28 als "Gaslog" dargestellt. Die Tiefenangaben sind unter Berücksichtigung der Aufstiegs- und Ansaugzeit (vom Entgaser zum Messgerät) korrigiert.

Die "Tripgasspitzen", d.h. die Spitzenwerte beim ersten Spülungsumlauf nach Roundtrips, wurden eliminiert, soweit sie eindeutig identifizierbar waren.

Zum Vergleich wurde beim Gaslog auch angegeben, ob mit Kernrohr oder Rollenmeissel gebohrt worden ist. Eine eindeutige Abhängigkeit der Gaskonzentrationen von der Bohrmethode ist jedoch nicht feststellbar.

Das Gaslog ist insofern von besonderer Bedeutung, als in Uebereinstimmung mit den Ergebnissen der übrigen hydrochemischen Untersuchungen das Kristallin aufgrund des Gaslogs in zwei Bereiche unterteilt werden kann: Einen oberen mit relativ geringen und einen unteren mit relativ hohen Gaskonzentrationen. Im oberen Bereich kommen lediglich Methan, im unteren auch schwerere Kohlenwasserstoffe vor. Die Grenze zwischen den beiden Bereichen liegt in 1050 m Tiefe.

Ist schon das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen im oberen Kristallin als ungewöhnlich zu bezeichnen, so erreichen die Konzentrationen im unteren Kristallin Werte, die sonst in den übrigen Bohrungen des Nagra-Tiefbohrprogramms nur beim Durchteufen der Schichten des Permokarbon-Trogs gemessen wurden. Dies kann als Hinweis auf eine Migration der Gase aus dem Permokarbon-Trog in das Kristallin der Sondierbohrung Böttstein gewertet werden (Kap. 8.5.5.4).

8.5 Hydrochemische Laboruntersuchungen

8.5.1 Vorbemerkung

Entsprechend dem Untersuchungsprogramm wurden umfangreiche hydrochemische Laboruntersuchungen an den aus verschiedenen Horizonten stammenden Wasserproben durchgeführt. Das Analysenprogramm wurde im wesentlichen vom Regionalprogramm Nordschweiz der Nagra übernommen (SCHMASSMANN et al., NTB 84-21). Hinzu kamen versuchsweise einige Spezialuntersuchungen.

Im Laufe der Zeit wurde der Umfang der Analysen mehrfach geändert. Einerseits musste er den aktuellen Erfordernissen angepasst werden. Andererseits wurde laufend versucht, mit Hilfe der gewonnenen Erfahrungen das Untersuchungsprogramm zu optimieren. Das Resultat dieser Bemühungen ist ein ausgewogenes Untersuchungsprogramm, das alle unter den jeweils gegebenen Umständen sinnvoll messbaren Parameter umfasst.

8.5.2 Umfang der Analysen

Da Umfang und Qualität der genommenen Wasserproben beträchtlich variierten (Kap. 8.2.4 und 8.3.6), musste auch der Umfang der Analysen entsprechend gewählt werden. Um den verschiedenen Situationen gerecht zu werden, wurden vier verschiedene Analysenprogramme definiert:

Analysenprogramm Typ D

Das Analysenprogramm Typ D ist das umfassendste der vier Programme. Seine Durchführbarkeit ist mit folgenden Voraussetzungen verknüpft:

- der betreffende Horizont muss ausreichend Wasser führen (genügende Probenquantität).
- das geförderte Wasser darf nur eine geringe Kontamination mit Spülung aufweisen (gute Probenqualität).

Das ursprüngliche Analysenprogramm Typ D gemäss Arbeitsprogramm (NTB 82-09, S. 72) wurde im Laufe der Zeit im Umfang etwas reduziert. Im wesentlichen wurde die Bestimmung der organischen Verbindungen und einiger Nebenelemente herausgenommen. Es hatte sich gezeigt, dass diese Messungen entweder zu stark durch den Bohrbetrieb beeinflusst wurden (z.B. organische Verbindungen), oder überhaupt generell unter der Nachweisgrenze (z.B. Zr, V, Ti, Co) lagen. Ferner wurde die Bestimmung der freien Gase eingestellt, da die Ergebnisse nicht auf ein Volumen beziehbar sind. Beilage 8.15 zeigt das reduzierte Analysenprogramm Typ D. Eine ausführliche Darstellung der angewendeten Analysenmethoden inklusive Nachweisgrenzen und Reproduzierbarkeit ist einem separaten NTB vorbehalten (KUSSMAUL & ANTONESEN, NTB 85-04).

Ein Teil der Parameter wird doppelt mit unterschiedlichen Methoden bestimmt: Die natürliche Radioaktivität, Uran und die gelösten Gase. Die Doppelbestimmung hat den Vorteil, dass methodenspezifische Messfehler eliminiert werden können.

Analysenprogramm Typ B

Im Vergleich zum Typ D ist das Analysenprogramm Typ B wesentlich weniger umfangreich (Beilage 8.16). Ursprünglich ist der Typ B im Rahmen des Regionalprogramms Nordschweiz als Kontrollanalyse konzipiert worden. An Wasserproben aus der Sondierbohrung Böttstein sollten Analysen vom Typ B durchgeführt werden, wenn der betreffende Horizont nicht ausreichend Wasser lieferte, um das volle Analysenprogramm durchführen zu können, oder die Qualität der Probe nicht gut genug war, um den Aufwand für eine Analyse vom Typ D zu rechtfertigen.

Analysenprogramm Typ PS

Das Analysenprogramm vom Typ PS wurde für Proben definiert, die mit dem GTC-Probenehmer oder ähnlichen Methoden (Kap. 8.2.3) entnommen worden sind (Pressure samples). Kennzeichen derartiger Proben ist, dass meist nur einige Liter Grundwasser zur Verfügung stehen. Es war daher nötig, ein Analysenprogramm zusammenzustellen, dass ein Maximum an Ergebnissen aus einer sehr begrenzten Wassermenge liefert (Beilage 8.17).

Da die benötigte Probenmenge für bestimmte Analysen von der jeweiligen Ionenkonzentration abhängt und damit von Probe zu Probe variiert, wurden Analysen 1. Priorität definiert, die zuerst durchzuführen waren. War anschliessend noch Wasser von der Probe übrig, wurden die Analysen 2. Priorität so weit wie möglich ausgeführt.

Analysenprogramm Typ GEMAG

Während langdauernder Förderversuche, speziell in sehr schwach durchlässigen Zonen, ist es unter Umständen von Interesse, während der Bohrlochreinigung die Entwicklung einiger wichtiger Parameter zu verfolgen. Da das hydrochemische Messprogramm, das auf der Bohrstelle selbst (Kap. 8.4) durchgeführt werden kann, nicht alle Ansprüche zu befriedigen vermag, wurde die Analyse vom Typ GEMAG definiert (Beilage 8.18). Die Analysen wurden im Normalfall von der Firma GEMAG binnen 24 Stunden durchgeführt. Die Ergebnisse waren also so frühzeitig verfügbar, dass sie der Versuchsleitung als Grundlage für Entscheidungen dienen konnten.

8.5.3 Durchgeführte hydrochemische Laboruntersuchungen

Beilage 8.19 gibt einen Ueberblick über die durchgeführten Untersuchungen. Vollständige Analysen, also vom Typ D, wurden durchgeführt an Proben aus dem Muschelkalk, dem Buntsandstein (nach Perforation der Verrohrung), Buntsandstein/oberstes Kristallin und dem Kristallin (399 m, 619/621 m und 792 m, mittlere Tiefen). An den Proben aus 1326 m (mittlere Tiefe) konnten lediglich Analysen vom Typ PS durchgeführt werden, da diese Zone nur sehr wenig Wasser lieferte (Kap. 8.2.4) und nur mit Probenehmern beprobt werden konnte.

Beilage 8.20 enthält die Ergebnisse der Laboranalysen, die die Grundlage für die weitere Diskussion sein sollen. Es sind dies die Analysen vom Typ D sowie diejenigen vom Typ PS, bei denen die Traceranalysen (oder die hydrochemischen Feldmessungen und Tritiumanalysen) eine ausreichende Probenqualität annehmen lassen (Kap. 8.3.6). Zusätzlich wurden die Analysen der Probe aus 1326 m (mittlere Tiefe) aufge-

nommen, da diese Zone wegen ihres salinen Grundwassers von besonderem Interesse ist. Zudem liegen vom tieferen Teil des Bohrlochs (800 - 1500 m) keine anderen Wasserproben vor.

Die Proben, an denen Analysen von Typ B durchgeführt worden sind, entstammen entweder keiner definierten Zone (sehr langes Intervall) oder die Probenqualität ist schlecht. Die Ergebnisse wurden daher nicht in Beilage 8.20 aufgenommen.

8.5.4 Spezielle Aspekte bei der Interpretation der Ergebnisse

Die hydrochemischen Daten in Beilage 8.20 sind die unkorrigierten Ergebnisse der Laboranalysen, also Rohdaten. Um zu einer sinnvollen Vorstellung von der hydrochemischen Situation in der Sondierbohrung Böttstein zu kommen, müssen diese Daten analysiert und interpretiert werden. Dabei verdienen einige Aspekte, zum Beispiel das Karbonatsystem oder das Redoxpotential, besondere Aufmerksamkeit. In den folgenden Kapiteln sollen die wichtigsten Probleme und Methoden bei der Interpretation der hydrochemischen Daten von der Sondierbohrung Böttstein kurz diskutiert werden. Die ausführliche Darstellung bleibt PEARSON (NTB 85-05) vorbehalten.

8.5.4.1 Vergleich von Mehrfachanalysen

Wie aus Beilage 8.20 ersichtlich, sind von den meisten beprobten Zonen mehrere Analysen durchgeführt worden. Der Grund dafür ist, dass verschiedene Probenahmetechniken zum Einsatz kamen. Zum Teil sind auch einzelne Bestandteile von verschiedenen Labors mehrfach mit verschiedenen Methoden bestimmt worden.

Durch den Vergleich der Ergebnisse ist es möglich, eine Vorstellung von der Zuverlässigkeit zu bekommen. Ferner ist es möglich, aus mehreren Werten einen für das Grundwasser repräsentativen Wert auszuwählen oder zu berechnen. Wie Beilage 8.20 zeigt, ist die Uebereinstimmung von Mehrfachanalysen im allgemeinen gut. Die Laboranalysen liefern also reproduzierbare Ergebnisse.

8.5.4.2 Ionenbilanz

Ein weiterer, wichtiger Hinweis auf die Qualität der Analysen ist die Ionenbilanz. Entsprechend dem Prinzip der Elektro-Neutralität muss die Summe der Anionen-Ladungen gleich der der Kationen-Ladungen sein. Grössere Differenzen lassen vermuten, dass entweder Analysenfehler vorliegen oder mindestens ein wichtiger Bestandteil nicht analysiert worden ist.

Ferner muss die Summe der analysierten Bestandteile ungefähr dem gemessenen Trockenrückstand (bei 105 oder 110 °C) entsprechen (vgl. SCHMASSMANN et al., NTB 84-21).

Die Ionenbilanzen wurden für die Analysenergebnisse der verschiedenen Zonen aufgestellt. Wie Beilage 8.21 zeigt, ist die Ionenbilanz im allgemeinen ausgeglichen und auch die Uebereinstimmung zwischen der Summe der Massenkonzentrationen und dem Trockenrückstand sehr gut. Daraus kann gefolgert werden, dass die Ergebnisse der hydrochemischen Laboranalysen insgesamt zuverlässig sind.

8.5.4.3 Geochemische Modellierung

Es gibt weitere Möglichkeiten, die Konsistenz von Laboranalysen zu testen als nur durch eine Kontrolle der Ionenbilanzen. So können sowohl die innere Widerspruchsfreiheit einer Analyse als auch die Uebereinstimmung und das Gleichgewicht der beobachteten Wasserchemie mit den Mineralen der dazugehörigen Formation überprüft werden. Dazu werden ein hydrochemisches Modell und eine konsistente thermodynamische Datenbank benötigt.

Für die Konsistenzprüfungen an den Daten der Sondierbohrung Böttstein wurde ein Computerprogramm namens PHREEQE verwendet. Dieses Programm ist ursprünglich vom U.S. Geological Survey für allgemeine Gleichgewichtsberechnungen an Wässern entwickelt worden (PARKHURST et al., 1980). Später wurde es von der INTERA für Anwendungen im Zusammenhang mit der Lagerung von nuklearen Abfällen modifiziert. In dieser Form wurde es auch für die Ueberprüfung der Böttstein-Daten eingesetzt (PEARSON, NTB 85-05).

Der Kern des Programms ist ein System von Gleichungen, das die verschiedenen Ionenaktivitäten und Gleichgewichtszustände in der entsprechenden Lösung beschreibt.

Zum Lösen des Gleichungssystems werden zum einen die Ergebnisse der Laboranalysen und zum anderen eine Reihe von thermodynamischen Konstanten und Faktoren benötigt. Letztere stehen in der schon erwähnten thermodynamischen Datenbank und umfassen:

- Gleichgewichtskonstanten für jedes Ion bzw. jeden Komplex in der zu modellierenden Lösung.
- Gleichgewichtskonstanten für jedes Mineral oder Gas, für das die Lösungsgleichgewichte berechnet werden sollen.
- Gleichgewichtskonstanten für jede mit berücksichtigte Redox-Reaktion.
- Parameter für die Gleichungen der Aktivitätskoeffizienten für jedes Ion in der Lösung.
- Reaktionsenthalpien und andere Koeffizienten für die

Temperaturabhängigkeiten jeder der erwähnten Gleichgewichtskonstanten.

Das Modell berücksichtigt also die Temperaturabhängigkeit der thermodynamischen Konstanten. Nicht berücksichtigt hingegen wird die Abhängigkeit vom Druck, da die resultierenden Effekte relativ klein sind.

Die Daten der thermodynamischen Datenbank wurden im wesentlichen vom U.S. Geological Survey übernommen und durch die INTERA erweitert (Einzelheiten siehe PEARSON NTB 85-05).

Mit dem geochemischen Modell kann die Widerspruchsfreiheit der Karbonatgehalte, des gemessenen pH-Wertes und der Menge an gelöstem Kohlendioxid überprüft werden. Ferner kann die Uebereinstimmung der verschiedenen Indikatoren für das Redoxpotential untersucht werden. Ausserdem ist das Programm in der Lage, die Sättigungsindizes für verschiedene Minerale und die Partialdrucke der vorkommenden Gase zu berechnen. Zusätzlich können Mischungsvorgänge und Lösungsreaktionen simuliert werden.

Die folgenden Kapitel demonstrieren die Anwendungsmöglichkeiten des Computermodells.

8.5.4.4 Karbonat-System und pH-Wert

Das Karbonat-System ist eines der wichtigsten Systeme im Grundwasser. Es regiert den pH-Wert und ist Indikator für weitere Eigenschaften wie zum Beispiel die Aggressivität.

Generell ist die korrekte analytische Bestimmung des Karbonat-Kohlensäure-Gleichgewichts schwierig, da das System sehr empfindlich auf Druck- und Temperaturänderungen reagiert, die während der Probenentnahme praktisch nicht zu vermeiden sind. Trotz aller Vorsichtsmassnahmen und speziellen Probenahmetechniken wird immer eine gewisse CO_2-Entgasung stattfinden. Dies hat einen Anstieg des pH-Wertes und eine Aenderung des CO_2^{2-}/HCO_3^--Verhältnisses zur Folge (Kap. 8.4). Der aufgrund dieser Werte berechnete Sättigungsindex für Calcit ist dann grösser als Null; das heisst, dass die Proben in Bezug auf Calcit übersättigt sind.

Um dennoch zu realistischen Aussagen über das Karbonat-System im ungestörten Zustand zu kommen, wurde folgender Weg eingeschlagen:

- Die Analysenergebnisse der verschiedenen Wasserproben wurden in den Computer eingegeben, so dass sie mit dem Modell PHREEQE bearbeitet werden konnten.
- Die Bohrkernuntersuchungen haben ergeben, dass Calcit im Kristallin generell als Kluftfüllung vorkommt. Es kann daher angenommen werden, dass die Wässer mit Calcit gesättigt sind.

  Für den Tiefenbereich zwischen 600 und 800 m gilt dies wahrscheinlich nur eingeschränkt. Genauere Untersuchungen der Klüfte lassen vermuten, dass die Wässer nur in den mässig bis gering durchlässigen Zonen gesättigt, in den am stärksten durchlässigen Klüften (Fliesskanäle) jedoch leicht untersättigt sind.

  Im Muschelkalk, in dem Calcit gesteinsbildend ist, ist das Wasser mit Sicherheit in Bezug auf Calcit gesättigt.

  Für die weitere Auswertung wurde etwas vereinfachend angenommen, dass die Wässer in der Sondierbohrung Böttstein generell im ungestörten Zustand in Bezug auf Calcit gesättigt sind.
- Ausgehend von dieser Annahme wurde im Computer den einzelnen Wässern solange CO_2 zugegeben, bis ein Sättigungsindex von Null für Calcit erreicht war.

Das Ergebnis dieser Berechnungen zeigt Beilage 8.22. Dort sind die gemessenen und berechneten Werte für pH, den Karbonatgehalt und das gelöste Kohlendioxid nebeneinander aufgelistet. Es zeigt sich, dass die gemessenen pH-Werte tatsächlich um 0.1 bis 0.3 zu hoch sind. Bei den Karbonatgehalten differieren die gemessenen und berechneten Werte naturgemäss nicht erheblich. Bei den Werten für gelöstes Kohlendioxid sind die titrimetrisch gemessenen Werte um den Faktor 2 zu klein, da sich eine Entgasung während der Messung kaum vermeiden lässt. Die gasanalytischen Werte dagegen sind eher zu hoch. Dies ist wahrscheinlich methodisch bedingt und deutet darauf hin, dass die Extraktion für die Messung neben dem gelösten Kohlendioxid auch einen Teil der dissoziierten Kohlensäure erfasst.

8.5.4.5 Redoxpotential

Neben dem pH-Wert ist das Redoxpotential ein wichtiger hydrochemischer Parameter. Er zeigt an, in welcher Wertigkeit oder mit welcher Oxidationszahl die verschiedenen Elemente in einer Lösung vorliegen. Bei Elementen, die in mehr als einer Wertigkeit gleichzeitig vorkommen, lassen sich über das Redoxpotential die einzelnen Konzentrationen der verschiedenwertigen Ionen bestimmen.

Normalerweise wird das Redoxpotential als Redoxspannung mit einer sogenannten Redoxmesskette, z.B. einer Platin- und einer Referenzelektrode gemessen. Die sich an der Platinelektrode aufbauende elektrische Spannung ist bei Lösungen, die nur ein Redoxpaar (z.B. Fe^{2+}, Fe^{3+}) enthalten, direkt abhängig vom Konzentrationsverhältnis der verschiedenwertigen Ionen.

Obwohl diese Messung in der Praxis nicht ohne Probleme ist, wurde an den meisten Wasserproben das Redoxpotential mit

derartigen Platinelektroden gemessen. Die Aussagekraft dieser Messwerte ist jedoch begrenzt, da in den gemessenen Lösungen mehr als ein Redoxpaar vorliegt. Es ist nicht genau bekannt, wie eine Platinelektrode durch mehrere, gleichzeitig vorhandene Redoxpaare beeinflusst wird. Erschwerend kommt hinzu, dass alle gemessenen Proben eine geringe Kontamination durch Spülung und damit freien Sauerstoff aufweisen. Dieser freie Sauerstoff, der nicht zum zu analysierenden hydrochemischen System gehört, beeinflusst offensichtlich die Messung mit der Platinelektrode.

Um dennoch zu Aussagen über das Redoxpotential der entnommenen Wasserproben zu kommen, wurden verschiedene Ionenpaare, bei denen die Konzentrationen der unterschiedlichen Wertigkeiten analytisch bestimmt worden waren, benutzt, um das jeweilige, theoretisch dazugehörige Redoxpotential zu bestimmen (PEARSON, NTB 85-05). Damit ergeben sich für jede Wasserprobe mehrere Redoxpotentiale oder ein Bereich für das Redoxpotential (Beilage 8.23).

Zu den einzelnen Werten ist folgendes zu sagen:

- Die über den Sauerstoff berechneten Werte sind wahrscheinlich zu hoch. Dies ist auf die oben erwähnte Kontamination durch Spülung und das damit verbundene Auftreten von freiem Sauerstoff zurückzuführen.
- Die in der Sondierbohrung Böttstein gemessenen H_2S-Konzentrationen sind im allgemeinen an der Nachweisgrenze gewesen. Daher können die über das H_2S/SO_4^{2-}-Paar berechneten Redoxwerte nur als untere Grenzwerte angegeben werden.
- Die Werte, die aufgrund von H_2S/SO_4^{2-}, NH_4/N_2, Fe_2O_3/Fe_3O_4 und CH_4/CO_2 berechnet wurden, stimmen erstaunlich gut überein. Sie können als untere Grenzwerte interpretiert werden, während die Urangehalte ein höheres Redoxpotential andeuten.
- Das Redoxpaar H^+/H_2 liefert die niedrigsten Werte. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass der gelöste Wasserstoff in den Wasserproben nicht zum Grundwasser gehört, sondern ein Nebenprodukt der Korrosion der Steigleitung und der Testgarnitur ist. Die Werte sind daher als unrealistisch zu bewerten.

Insgesamt gesehen weisen alle Tiefengrundwässer negative Werte mit von oben nach unten abnehmender Tendenz auf.

8.5.4.6 Eisen

Da während der Wasserprobenentnahmen Steigleitung und Testgarnitur im Bohrloch installiert waren, ist anzunehmen, dass dadurch der Eisengehalt der Proben erhöht wurde. Chemisch vergleichbar mit dem Grundwasser aus dem oberen Muschelkalk der Sondierbohrung Böttstein sind Wasserproben aus den Bohrungen Beznau-NOK und Lostorf 1 sowie den Thermalquellen in Baden, die im Rahmen des Regionalprogramms analysiert worden sind. Diese weisen einen Eisengehalt von 0.05 mg/l auf. Es kann angenommen werden, dass das Muschelkalkwasser aus der Sondierbohrung Böttstein ungestört ebenfalls etwa 0.05 mg/l Fe^{2+} enthält.

Das Wasser aus dem oberen Kristallin (340 - 1000 m Tiefe) der Sondierbohrung Böttstein ist chemisch eng verwandt mit dem Wasser aus den Thermalbohrungen von Zurzach, das im Rahmen des Regionalprogramms ebenfalls analysiert worden ist. Dieses weist Eisengehalte von 0.01 - 0.03 mg/l Fe^{2+} bzw. Fe_{tot} auf.

Der Mittelwert, d.h. 0.02 mg/l, kann somit als vorläufiger Schätzwert für die ungestörten Wässer aus dem oberen Kristallin der Sondierbohrung Böttstein gelten. Im Vergleich dazu liegen die beeinflussten Messwerte von der Sondierbohrung Böttstein bei 1 mg/l.

Für das ungestörte Wasser (1326 m mittlere Tiefe) aus dem unteren Kristallin wurde in Ermangelung vergleichbarer Wässer ein vorläufiger Schätzwert von 0.01 mg/l Fe^{2+} angenommen.

8.5.4.7 Uran

Uran liegt in kristallinen Grundwässern wie zum Beispiel aus der Sondierbohrung Böttstein als vierwertiges U^{4+} und in sechswertiger Form als $(U^{+6}O_2)^{2+}$ vor. Die sechswertige Form ist die bei weitem überwiegende. Eine mögliche feste Phase dazu ist Uraninit (UO_2), der auch im Kristallin von Böttstein vorkommt. Die Lösung von Uraninit in Wasser ist mit einer Oxidation verbunden, die in vereinfachter Form wie folgt geschrieben werden kann:

$$UO_2 = UO_2^{2+} + 2e^-$$

Dies bedeutet, dass dieser Lösungsvorgang durch das Redoxpotential kontrolliert wird. Wenn man nun annimmt, dass sich das gelöste Uran im Gleichgewicht mit Uraninit befindet, kann man das Redoxpotential der Lösung berechnen (PEARSON, NTB 85-05). In den Wasserproben aus der Sondierbohrung Böttstein wurden Urangehalte zwischen 0.2 und 1.0 μg/l gemessen (Beilage 8.20). Aufgrund der voranstehenden Annahmen wurden daraus die Redoxpotentiale berechnet (Beilage 8.23). Diese Werte sind niedriger als die vermutlich durch Sauerstoff gestörten, jedoch höher als die auf andere Redoxpaare gestützten Potentiale. Bis zum Vorliegen weiterer Daten können sie als obere Grenze des möglichen Redoxpotentials angesehen werden.

Eine andere mögliche Redoxreaktion von Uran erfolgt mit Magnetit, Uraninit und Hämatit. Entsprechende Berechnungen sind allerdings noch ausstehend.

8.5.5 Ergebnisse der hydrochemischen Untersuchungen

Ausgehend von den Rohdaten (Beilage 8.20) und den im voranstehenden Kapitel diskutierten Ueberlegungen ist es möglich, die verschiedenen Grundwässer, die in der Sondierbohrung Böttstein angetroffen wurden, zu beschreiben. Da eine detaillierte Darstellung einem separaten NTB (PEARSON, NTB 85-05) vorbehalten ist, soll im folgenden nur ein zusammenfassender Ueberblick gegeben werden.

Für den regionalen Ueberblick der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen sei auf SCHMASSMANN et al. (NTB 84-21) verwiesen.

8.5.5.1 Das Wasser im Muschelkalk-Aquifer

In Böttstein ist der Muschelkalk in seinem oberen Teil (Trigonodus-Dolomit bis Dolomit des Mittleren Muschelkalks) porös und geklüftet. Er bildet den obersten Aquifer der Tiefengrundwässer.

Dieser Aquifer wurde mit einem Pumpversuch hydraulisch getestet und gleichzeitig beprobt. Die Rohdaten dieser Probennahme sind in Beilage 8.20 enthalten. Die Hauptbestandteile sind unter Berücksichtigung der Ausführungen im voranstehenden Kapitel in Beilage 8.24 noch einmal aufgelistet. Beilage 8.25 zeigt die Charakteristik des Wassers in der Darstellung nach SCHÖLLER.

Die hydrochemischen Feldmessungen während der Probennahme und die Ergebnisse der Tritiumanalysen ergeben für diese Probe eine Kontamination von weniger als 1%. Die Analysenergebnisse können daher als repräsentativ für das Wasser aus dem Muschelkalk-Aquifer gelten.

Hydrochemisch gesehen handelt es sich um ein Wasser, das typisch für Gips und Dolomit führende Schichten ist. Berechnungen mit dem Modell PHREEQE ergeben nach Korrektur des CO_2-Gehaltes, dass das Wasser in Bezug auf Calcit, Dolomit, Gips, Fluorit und wahrscheinlich auch bezüglich Chalcedon gesättigt ist. Es ist also im Gleichgewicht mit dem Gestein des Aquifers.

8.5.5.2 Das Wasser im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin

Die nächste wasserführende Zone unter dem Muschelkalk ist der Buntsandstein. Er liegt in Böttstein direkt auf dem Kristallin, das in seinem obersten Teil (ca. 3 m) stark verwittert ist.

Der Buntsandstein bildet zusammen mit dem obersten, verwitterten Kristallin in Böttstein einen Aquifer. Es wurden mehrere Wasserprobenentnahmen durchgeführt. Die Analysen der Proben, die aufgrund der hydrochemischen Messungen auf der Bohrstelle und der Tritiumanalysen eine Kontamination von weniger als 1% aufweisen, sind in Beilage 8.20 (Rohdaten) enthalten. Die Hauptbestandteile der Probe vom November 1982 sind zu Vergleichszwecken in Beilage 8.24 mit aufgeführt. Die generelle Charakteristik ist aus dem SCHÖLLER-Diagramm (Beilage 8.25) ersichtlich.

Der Chemismus des Buntsandsteinwassers ist gegenüber dem Wasser aus dem oberen Muschelkalk völlig verschieden. Er entspricht etwa dem der Wässer aus dem oberen Kristallin, wobei die Ionenkonzentrationen erhöht sind. Diese Erhöhung ist möglicherweise auf eine geringe Kontamination der Proben durch die beim Bohren verwendete Ton-Salzwasserspülung zurückzuführen. Einfache Mischungsrechnungen ergeben, dass beispielsweise bei einer Spülung mit einem Salzgehalt von 200 g/l bereits eine Kontamination von 0.5% ausreicht, um die Natrium- und Chlorid-Konzentrationen eines Wasser aus dem oberen Kristallin (z.B. Probe bei 399 m) auf die in den Buntsandsteinproben gemessenen Werte zu erhöhen. Analoge Berechnungen wurden auch für weitere Hauptbestandteile (z.B.: K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, SO_4^{2-}) durchgeführt und ergaben erforderliche Kontaminationsraten in der gleichen Grössenordnung. Es ist also möglich, dass der ungestörte Chemismus des Grundwassers aus dem Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin weitgehend dem des Wassers aus dem übrigen oberen Kristallin entspricht. Auf jeden Fall muss bei einem so geringmächtigen Aquifer wie dem Buntsandstein mit einer chemischen Beeinflusssung aus benachbarten Gesteinen gerechnet werden.

Eine weitergehende, hydrochemische Interpretation sollte daher, wenn überhaupt, nur mit Vorsicht durchgeführt werden.

8.5.5.3 Das Wasser im oberen Kristallin

Das Kristallin in der Sondierbohrung Böttstein weist in seinem oberen Teil (340 - 1000 m Tiefe) mehrere Zonen erhöhter Durchlässigkeit ($k = 10^{-5}$ bis 10^{-7} m/s) auf. Aus diesen Zonen wurden Wasserproben entnommen und analysiert. Beilage 8.20 enthält die Analysenergebnisse der Proben, die aufgrund der Traceranalysen eine hinreichend geringe Kontamination aufweisen. Da das Kristallin mit deionisiertem Wasser oder Grundwasser gebohrt worden ist, können die Proben mit einer Kontamination von weniger als 3% für eine weitergehende Auswertung herangezogen werden. Zu Vergleichzwecken wurden die Hauptbestandteile von 3 Proben in die Beilage 8.24 aufgenommen sowie in Beilage 8.25 graphisch dargestellt, wobei die Ergebnisse der Modellrechnungen (Kap. 8.5.4) mit berücksichtigt worden sind. Wie diese beiden Beilagen zeigen, weisen die Wässer des oberen Kristallins den gleichen Chemismus auf. Es ist lediglich bei einigen Ionen eine leichte Zunahme der Konzentrationen von oben nach unten feststellbar. Deshalb werden

diese Wässer unter dem Begriff "Wasser im oberen Kristallin" zusammengefasst. Wie im voranstehenden Kapitel diskutiert, gehört möglicherweise das Wasser im Buntsandstein und verwitterten Kristallin auch dazu.

Bei dem Wasser des oberen Kristallin handelt es sich um ein Tiefengrundwasser, das typisch für kristalline Gesteine der zentralen Nordschweiz ist (SCHMASSMANN et al., NTB 84-21). Berechnungen mit dem Modell PHREEQE ergeben nach Korrektur des CO_2-Gehaltes, dass das Wasser in Bezug auf Calcit, Fluorit und wahrscheinlich auch bezüglich Chalcedon gesättigt ist (PEARSON, NTB 85-05). Die Schlussfolgerung ist, dass sich das Wasser weitgehend im Gleichgewichtszustand mit dem Granit befindet.

Weitergehende Untersuchungen mit Hilfe der Kalium-Wasserstoff-Aktivitätsverhältnisse und der Siliziumdioxid-Aktivitäten weisen darauf hin, dass das Wasser im oberen Kristallin über lange Zeiträume hinweg zusätzlich in Kontakt mit den Tonmineralen der Kluftfüllungen war (PEARSON, NTB 85-05).

8.5.5.4 Das Wasser im unteren Kristallin

In seinem unteren Teil ist das Kristallin zwischen 1000 und 1500 m Tiefe mit Permeabilitäten von 4 x 10^{-10} m/s und weniger sehr gering durchlässig. Eine Zone bei 1326 m (mittlere Tiefe) wurde im Herbst 1983 für 6 Wochen mit einer Doppelpackergarnitur abgepackert und mehrfach durch die Steigleitung mit Probenehmern beprobt.

Da die Zone nur sehr wenig Wasser (ca. 5 ml/min) lieferte, war es nicht möglich, eine reine Probe zu erhalten. Die entnommenen Proben bestehen vielmehr aus deionisiertem, getracertem Wasser (Natrium-Fluoreszein) und Grundwasser mit unterschiedlichem Mischungsverhältnis. Der Grundwasseranteil beträgt bei den ersten Proben 14% und steigt bei den folgenden bis auf 61% (letzte Probe) an.

Die Proben wurden gemäss Analysenprogramm vom Typ GEMAG oder Typ PS analysiert. Die Ergebnisse der Analysen vom Typ PS sind in Beilage 8.20 aufgelistet; die Tracerkonzentrationen, elektrischen Leitfähigkeiten und Hauptionenkonzentrationen sind in Beilage 8.26 zusammengestellt.

Naturgemäss besteht bei einer derartigen Mischungsreihe (deionisiertes, getracertes Wasser - Grundwasser) ein linearer Zusammenhang zwischen der Tracerkonzentration und der Ionenkonzentration. Beilage 8.26 illustriert dies für Natrium und Chlorid. Damit ist es zumindest möglich, über lineare Regression die Konzentrationen der Hauptelemente für reines Grundwasser zu bestimmen. Genauso gut ist es in diesem Spezialfall möglich, den Zusammenhang zwischen der elektrischen Leitfähigkeit und den Ionenkonzentrationen auszunutzen, also die Leitfähigkeit als "Tracer" zu interpretieren.

Gestützt auf die Tracerkonzentrationen und die elektrischen Leitfähigkeiten wurden die Konzentrationen der Hauptelemente für das Wasser aus 1326 m (mittlere Tiefe) berechnet (Beilage 8.27). Die einzelnen Rechenschritte sind in PEARSON (NTB 85-05) im Detail dargelegt.

Ein Vergleich (Beilagen 8.24, 8.25) zeigt, dass das Wasser aus 1326 m (mittlere Tiefe) von dem des oberen Kristallin völlig verschieden ist: Die Gesamtmineralisation ist mit 13.3 g/l etwa 10 mal so hoch. Vorherrschend sind Natrium und Chlorid. Gegenüber dem Wasser aus dem oberen Kristallin ist Calcium überproportional erhöht.

Es handelt sich also um ein salines Tiefengrundwasser, das von seinem Charakter her eher aus einem Sedimentgestein (eventuell mit Evaporiten) als aus einem Granit stammen sollte (Kap. 8.7.1). Es kann daher angenommen werden, dass der Chemismus dieses Wassers nicht vom Granit bestimmt, sondern wahrscheinlich in einem früheren Stadium der Grundwasserevolution in einer anderen Formation geprägt worden ist. Eine Möglichkeit ist, dass es aus dem unmittelbar südlich gelegenen Permokarbon-Trog stammt. Diese Hypothese wird gestützt durch das Vorkommen von gasförmigen Kohlenwassserstoffen (Gaslog, Kap. 8.4.6) und die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen (Kap. 8.6.5).

In Ermangelung weiterer Wasserproben wird angenommen, dass das Wasser in 1326 m (mittlere Tiefe) repräsentativ für das untere Kristallin in der Sondierbohrung Böttstein ist. Die genaue Grenze zwischen den Wässern des oberen und des unteren Kristallins ist wegen der sehr geringen Permeabilität in mehr als 800 m Tiefe schwer zu fassen. Mögliche Grenzen sind (Beilage 8.28):

950 - 1050 m	Abnahme des Hämatitgehalts
1050 m	Zunahme der Gasführung im Gas-Log

Bis zum Vorliegen weiterer Daten kann vereinfachend angenommen werden, dass das Wasser von 1326 m (mittlere Tiefe) das Grundwasser im unteren Kristallin von 1000 bis 1500 m Tiefe ist.

8.6 Isotopenhydrologische Untersuchungen

8.6.1 Die Aussagemöglichkeiten der Isotopenmethoden

Der zweite, grosse Komplex der Laboruntersuchungen über

die Wasserbeschaffenheit im Untersuchungsprogramm der Sondierbohrung Böttstein sind die isotopenhydrologischen Methoden. Ihre spezifischen Aussagemöglichkeiten lassen sich wie folgt gliedern:

- *Die mittlere Verweilzeit der Grund- oder Formationswässer*
  Aussagen zur mittleren Verweilzeit eines bestimmten Grundwassers können mit Hilfe der natürlichen, radioaktiven Isotope gewonnen werden. Beilage 8.29 zeigt, welche Verweilzeitbereiche von den verschiedenen Datierungsmethoden, die im Rahmen des Untersuchungsprogramms angewendet werden oder vorgesehen sind, abgedeckt werden.
- *Die bei der Infiltration herrschenden Umgebungsbedingungen*
  Die stabilen Isotope im Wassermolekül (Deuterium und Sauerstoff-18) sowie die im Wasser gelösten Edelgase geben Aufschluss über die Infiltrationstemperatur. Unter bestimmten Umständen ergeben sich aus den Sauerstoff- und Wasserstoff-Isotopenverhältnissen Hinweise auf die klimatischen Verhältnisse.
- *Die Herkunft und die Mischungsanteile des Grundwassers*
  Informationen über die Herkunft und damit auch indirekte Hinweise auf mögliche Fliesswege (flow paths) ergeben die sogenannten formationsspezifischen Tracer. Dazu zählen
  - die stabilen Isotope Schwefel-34 und Sauerstoff-18 im Sulfat
  - die Strontium-Isotope
  - Kohlenstoff-13
  - Nuklide der Uran- und Thorium-Zerfallsreihen
  - Helium-4 zusammen mit dem $^3He/^4He$-Verhältnis

  Die Ergebnisse dieser Isotopenbestimmungen ergänzen dabei die Aussagen der geochemischen Bestimmungen von formationsspezifischen Spurenstoffen (vgl. SCHMASSMANN et al., NTB 84-21).
- *Die Evolution des Grundwassers*
  Informationen über die geochemische und thermodynamische Evolution der Grundwässer können durch Bestimmung der stabilen Isotope Kohlenstoff-13 sowie Sauerstoff-18 im Sulfat und im Wassermolekül gewonnen werden. Damit können verschiedene Prozesse wie Auflösung, Ausfällung, Ionenaustausch und Redox-Reaktionen erkannt werden. In Verbindung mit den spezifisch temperaturabhängigen Löslichkeiten spezieller Mineralphasen (sog. Geothermometer) sind weitere Rückschlüsse auf die Fliesswege möglich.

Die Isotopenmethoden liefern also Informationen über hydrogeologische und hydrochemische Vorgänge, die nicht durch geochemische Untersuchungen oder durch Modellsimulation zu erhalten sind. Allerdings ist eine Kombination mit diesen Methoden sinnvoll.

Eine ausführliche Darstellung der Isotopenmethoden und ihrer Bedeutung bei hydrogeologischen Fragestellungen ist in BALDERER (NTB 83-04) zu finden.

8.6.2 Spezielle Probleme

Bei der Anwendung der Isotopenmethoden für hydrogeologische Fragestellungen ergeben sich eine Reihe von methodischen und praktischen Schwierigkeiten. Eine ausführliche Diskussion dazu wurde von BALDERER (NTB 83-04) veröffentlicht. Der vorliegende Bericht enthält daher nur einen kurzen Ueberblick über die wichtigsten Problemkreise:

- *Die Inputfunktion*:
  Für die bei der Altersbestimmung verwendeten Isotope muss die Konzentration in der Atmospäre oder im Niederschlag als Funktion der Zeit (Inputfunktion) bekannt sein.

  Für Argon-39, Krypton-81 und Kohlenstoff-14 kann für die Zeit vor den Kernwaffentests eine konstante Inputfunktion angenommen werden. Für Krypton-85 und Tritium, die erst seit der Zeit der Kernwaffentests als "natürliche" Tracer verwendbar sind, ist das nicht möglich. Für diese müssen der genaue zeitliche Verlauf der Inputfunktion, die sogar saisonale Schwankungen aufweist, und die lokal-geographische Variation bekannt sein.
- *Die Inputwerte*:
  Die $\delta^{18}O$- und δ^2H-Werte eines Grundwassers können zur Charakterisierung der Infiltrationsbedingungen sowie zur Abklärung weiterer Prozesse, die während des Infiltrationsvorgangs und des weiteren Transports in den Aquiferen auftreten, benützt werden.

  Eine Abschätzung der mittleren Höhe der Infiltrationszone mit Hilfe der gemessenen δ^2H- und $\delta^{18}O$-Werte ist nur möglich, wenn deren lokal gültige Beziehung für die Bezugshöhe respektive die Einzugsgebietshöhe bekannt ist. Dafür werden Referenzmessungen für die Zeit benötigt (sogenannte Inputwerte), während der die Infiltration des zu untersuchenden Grundwassers vermutlich stattgefunden hat. Dies ist vor allem problematisch, wenn aufgrund der mittleren Verweilzeit ein vom heutigen verschiedenes Klima für die Infiltrationszeit angenommen werden muss.

  Für die untersuchte Region (Nordschweiz und angrenzende Gebiete) ist die rezente, lokale Beziehung zur Bezugshöhe meist nur lückenhaft durch einzelne Messungen an oberflächennahen Grundwässern, Quellen und einigen Gewässern belegt. Für die Zeiträume, in denen andere klimatische Bedingungen herrschten, konnte die entsprechende Beziehung für die Region des Untersuchungsgebietes und der potentiellen Einzugsgebiete der einzelnen Aquifere noch nicht rekonstruiert werden.

Die Interpretation der Ergebnisse der δ^2H- und $\delta^{18}O$-Bestimmungen an Proben aus der Sondierbohrung Böttstein (Kap. 8.6.5) beruht deshalb vorwiegend auf einem qualitativen Vergleich mit anderen Tiefengrundwässern der Region. Von besonderer Bedeutung sind dabei die Abweichungen von den heute gültigen Verhältnissen.

- *Die unterirdische Produktion natürlicher Radioisotope*:
  Die unterirdische Produktion natürlicher Radioisotope im Gestein des Aquifers mit nachfolgender Aufnahme durch zirkulierendes Grundwasser ist von Bedeutung bei Argon-39 und Chlorid-36, in geringerem Masse bei Tritium, eventuell auch für Kohlenstoff-14 (bei hohem Neutronenfluss). Der Einfluss auf Krypton-81 ist noch nicht ausreichend untersucht.
- *Die Veränderung der initialen Konzentrationen durch geochemisch-physikalische Prozesse*:
  Die initialen Isotopenkonzentrationen im Grundwasser der Infiltrationszone befinden sich im Gleichgewicht mit der Atmosphäre. Sie können jedoch durch geochemisch-physikalische Prozesse verändert werden. Dies betrifft die Isotopen, die im Wasser chemisch gelöst vorkommen, besonders Kohlenstoff-14 und Kohlenstoff-13 sowie Chlor-36. Die veränderten Initialkonzentrationen, und damit die Verweilzeit, können nur mit chemisch-physikalischen Modellen bestimmt werden.
- *Die Retardation der natürlichen Nuklide*:
  Aus der Retardation der natürlichen Nuklide durch Sorptions- und (Matrix-) Diffusionsprozesse können zu hohe Verweilzeiten resultieren.
- *Die Diffusion von Edelgasisotopen*:
  Durch die Diffusion von Edelgasisotopen von oder zu den Aquiferen werden die Konzentrationen der gelösten Gase verändert und die Verweilzeit verfälscht. Dieser Effekt ist wichtig für Helium-3, Helium-4, Krypton-85 und Argon-39. Für Krypton-81 ist er noch nicht genauer abschätzbar.

8.6.3 Entwicklungsstand der verschiedenen Isotopenmethoden

Unter Berücksichtigung der im voranstehenden Kapitel angeführten Schwierigkeiten kann ein Teil der Isotopenmethoden als ausgereift bezeichnet werden. Dementsprechend werden sie seit langem für hydrogeologische Untersuchungen eingesetzt. Andere Verfahren sind dagegen noch in der Entwicklung begriffen und Gegenstand der Grundlagenforschung in der Abteilung LLC des Physikalischen Instituts der Universität Bern.

Beilage 8.30 gibt einen Ueberblick über den gegenwärtigen Entwicklungsstand der Isotopenmethoden. Eine ausführliche Darstellung ist in BALDERER (NTB 83-04) veröffentlicht worden. Seitdem sind bedeutende Fortschritte bei der ^{81}Kr-Methode zu verzeichnen: Am 17.10.84 ist der erste Nachweis von Krypton-81 mit Hilfe der RIS-Methode (Resonance Ionisation Spectroscopy) in Krypton-Gas gelungen, das aus einer Grundwasserprobe (Tiefbohrung Aqui, Zürich) extrahiert worden war. Es ist geplant, in die nächsten RIS-Messungen in Oak-Ridge (1985) auch ein oder zwei Proben aus der Sondierbohrung Böttstein mit einzubeziehen. Es wird erwartet, dass diese neue Methode Aussagen über extrem langsame Wasserbewegungen (Verweilzeitbereich: 50 000 bis 80 000 Jahre) ermöglicht.

8.6.4 Umfang der durchgeführten isotopenhydrologischen Untersuchungen

Ausgehend von den spezifischen Aussagemöglichkeiten der verschiedenen Isotopenuntersuchungen wurde der Untersuchungsumfang für die Sondierbohrung Böttstein festgelegt. Dabei wurde auch der momentane Stand der Forschung bei der Interpretierbarkeit der Isotopenbestimmungen berücksichtigt. Zusätzlich musste, da die benötigten Probenvolumina für die verschiedenen Untersuchungen über mehrere Grössenordnungen (0.1 - 10000 l) variieren und die in vernünftiger Zeit förderbaren Wassermengen mitunter durch die Transmissivität der zu beprobenden Zone begrenzt sind, entsprechend den verfügbaren Probenvolumina differenziert werden. Das führte ähnlich wie bei den hydrochemischen Laboruntersuchungen zu vier verschiedenen Kategorien, wie sie in Beilage 8.31 definiert sind.

Als zusätzliche Bedingung gilt für einige Bestimmungen, dass die Wasserproben gasdicht entnommen werden müssen. Dies bedeutet, dass die Durchführung der Untersuchungen davon abhing, ob die entsprechenden Fördermethoden (z.B. Pumpen, GTC-Probenehmer) eingesetzt werden konnten (Kap. 8.2).

Als Ergänzung zu den Isotopenanalysen an Grundwasserproben wurden Isotopenuntersuchungen an Bohrkernen der entsprechenden Aquifere und wasserführenden Zonen des Kristallins vorgesehen:

- Kohlenstoff-14 und Kohlenstoff-13
- Sauerstoff-18, Schwefel-34
- Uran-234/Uran-238-Verhältnis und weitere Isotope der Uran- und Thorium-Zerfallsreihen.

Da diese Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, konnten die Ergebnisse nur teilweise in den vorliegenden Bericht mit einbezogen werden. Das bedeutet: Die Aussagen der verwendeten Korrekturmodelle (besonders für Kohlenstoff-14) sind noch provisorisch.

8.6.5 Ergebnisse der isotopenhydrologischen Untersuchungen

Die Ergebnisse der verschiedenen, bereits vorliegenden Isotopenbestimmungen sind in Beilage 8.32 aufgelistet. Eine ausführliche Darstellung der Interpretation der Isotopenresultate ist in BALDERER (NTB 85-06) veröffentlicht worden. Ergänzende, damit zusammenhängende, geochemische Gesichtspunkte sind in PEARSON (NTB 85-05) und SCHMASSMANN et al. (NTB 84-21) enthalten.

Im folgenden werden daher nur die wichtigsten Ergebnisse und die daraus resultierenden Interpretationsansätze diskutiert.

8.6.5.1 Das Wasser im Muschelkalk-Aquifer

Das Grundwasser des oberen Muschelkalks (Muschelkalk-Aquifer, Kap. 8.5.5.1) der Sondierbohrung Böttstein ist aufgrund der $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte am ehesten mit dem in der Bohrung Beznau-NOK angetroffenen Wasser des oberen Muschelkalks vergleichbar. Mit Ausnahme des Wassers im Muschelkalk der Sondierbohrung Weiach, weisen alle übrigen Muschelkalk-Tiefenwässer im westlichen und südlichen Teil der Region durchwegs positivere Werte auf.

Die $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte des Muschelkalk-Wassers sind auch deutlich negativer als die Werte der Wässer im Kristallin und Buntsandstein (Beilage 8.33). Im Gegensatz dazu liegt die durch die Edelgaskonzentrationen bestimmte mittlere Infiltrationstemperatur des Wassers im oberen Muschelkalk (6.5 $\pm$ 1.0°C) praktisch innerhalb desselben Bereichs, der für die Wässer des oberen Kristallins und des Buntsandsteins berechnet wurde (Beilage 8.34). Deshalb kann die Frage, ob die tieferen $\delta^{18}0$- und $\delta^{2}H$-Werte des Wassers aus dem Muschelkalk-Aquifer auf Infiltration während einer kälteren Klimaperiode (z.B. Kaltzeit) oder auf eine Beimischung eines Anteils einer in der Region des Mittellandes stattfindenden Infiltration aus einem Oberflächengewässer mit hochgelegenem Einzugsgebiet oder auf eine Mischung von Grundwässern verschiedener Herkunft zurückzuführen ist, im Moment noch nicht eindeutig geklärt werden.

Hinsichtlich der chemischen Beschaffenheit (Kap. 8.5.5) ist das Muschelkalkwasser in Bezug auf Calcit, Dolomit und Gips gesättigt. Es ist das Endprodukt eines kombinierten Auflösungs- und Ausfällungsprozesses. Bei diesem werden Dolomit und Gips gelöst und gleichzeitig Calcit ausgefällt (Incongruent Dissolution). Dieser Prozess, muss bei der Interpretation der Resultate der ^{14}C- und ^{13}C-Bestimmungen durch Anwendung von speziell entwickelten Korrekturmodellen berücksichtigt werden (WIGLEY et al., 1978; REARDON & FRITZ, 1978; etc.). Wenn man annimmt, dass nur derartige Modelle repräsentative Resultate liefern, ergeben sich für das Muschelkalk-Wasser ^{14}C-Modellalter im Bereich von rund 13 000 - 20 000 Jahren (BALDERER, NTB 85-06).

Dabei steht die in den einzelnen Modellen angenommene resp. resultierende ^{13}C-Entwicklung in Uebereinstimmung mit den durchgeführten Bestimmungen an 3 Gesteinsproben aus der Entnahmezone, welche für die neugebildeten Calcite (in Drusen), die im Gleichgewicht zum aktuellen Grundwasser stehen, $\delta^{13}C$-Werte von rund -1.2 ‰ und für den eher die in Lösung gehende Phase darstellenden dolomitischen Kalk (aus dem Trochitenkalk) einen $\delta^{13}C$-Wert von +0.5 ‰ ergeben haben. Werden im Sinne einer Gesamtabschätzung die Resultate sämtlicher Korrekturmodelle (bei Annahme eines vollständig geschlossenen Systems) miteinbezogen, so ergibt sich ein Bereich der Modellalter von 13 000 bis rund 30 000 Jahren. Ebenfalls auf den obengenannten Annahmen beruht eine Abschätzung von PEARSON (NTB 85-05), derzufolge ein Modellalter von 17 000 $\pm$ 6 000 Jahren resultiert.

Insofern weitere Isotopenaustauschprozesse (wie z.B. Sorption, Matrix-Diffusion, Retardation durch sog. Dead-End-Poren usw.), welche durch die angewendeten ^{14}C-Korrekturmodelle nicht berücksichtigt sind, vernachlässigt werden können, sind die angegebenen ^{14}C-Modellalter direkt in Grundwasser-Verweilzeiten (im Sinne des Piston-Flow-Modells) umsetzbar (BALDERER, NTB 83-04).

Die Resultate der Tritium, ^{85}Kr- und ^{39}Ar-Bestimmungen erlauben die Schlussfolgerung, dass junge Fliesskomponenten oberhalb des Schwellenwertes der Kontamination durch die Bohrspülung, resp. der Nachweisgrenze der betreffenden Methoden, nicht anwesend sind. Für die Verweilzeit des gesamten Wassers sind nach der Tritium-Methode mehr als 30 Jahre, nach Argon-30 mehr als 1200 Jahre anzunehmen.

Die Resultate der Bestimmung von Helium-4 und dem $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnis sind ebenfalls Indizien für eine relativ hohe Verweilzeit des Grundwassers im oberen Muschelkalk, wobei nicht auszuschliessen ist, dass ein Teil dieser Edelgase in anderen, umliegenden Schichten produziert wurde und in den Muschelkalk-Aquifer hineindiffundiert ist.

Insgesamt deuten die Ergebnisse der Isotopenbestimmungen (einschliesslich der Resultate der Bestimmungen von $\delta^{34}S$ und $\delta^{18}0$ im Sulfat, der Urankonzentration und des $^{234}U/^{238}U$-Verhältnisses sowie des $\delta^{13}C$-Wertes) darauf hin, dass sich das Muschelkalkwasser von den Grundwässern der übrigen Formationen getrennt entwickelt hat (Beilagen 8.35 und 8.36). Allfällige Mischungsprozesse lassen sich im lokalen Bereich der Sondierbohrung ausschliessen und sind höchstens im regionalen Bereich denkbar.

8.6.5.2 Das Wasser im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin

Das Wasser im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin ist verwandt mit den Wässern im Kristallin oberhalb von 1000 m Tiefe. Das zeigt sich besonders bei $\delta^{2}H$, $\delta^{18}O$,

$^3He/^4He$, den Edelgasgehalten und der Infiltrationstemperatur. Andere Isotopendaten hingegen, so zum Beispiel die $\delta^{13}C$- und $\delta^{14}C$-Werte oder die Ergebnisse der Uran- und Radium-Bestimmungen (Beilage 8.35) deuten auf eine differenzierte, teilweise eigenständige Entwicklung hin. Ebenfalls für eine separate Grundwasserevolution sprechen die $\delta^{34}S$- und $\delta^{18}O$-Werte im Sulfat (Beilage 8.36). Die Abweichung von den Werten der Wässer aus dem oberen Kristallin ist so gross, dass sie nicht allein durch Kontamination mit Ton-Salzwasserspülung erklärt werden kann (Kap. 8.5.5).

Die ^{14}C- und ^{13}C-Bestimmungen an der Probe, die während der Bohrphase entnommen worden ist, ergeben unter Verwendung der vorhandenen Korrekturmodelle verschiedene Modellalter, je nachdem welche Entwicklungsgeschichte für das Wasser angenommen wird. Wird eine vorwiegend in Kontakt mit Karbonatgesteinen ablaufende Entwicklung (in einem geschlossenen System) vorausgesetzt, so ergeben sich Modellalter zwischen 6000 und 12000 Jahren. Wird eine ausschliesslich innerhalb der kristallinen Gesteine stattfindende Entwicklung angenommen, so ergeben sich relativ kleine Modellalter von etwa 100 bis zu 2000 Jahren (Balderer, NTB 85-06). Diese Ergebnisse sind als vorläufige Resultate zu bewerten.

Die ^{39}Ar-Bestimmung ergibt eine Konzentration, die über dem aktuellen, atmosphärischen Inputwert liegt (ca. 150% modern). Dies bedeutet, dass dieses Grundwasser (wie auch die übrigen Proben aus dem oberen Kristallin) unterirdisch produziertes Argon-39 enthalten, wie dies auch aus anderen Aquiferen mit U-, Th- und K-reichen Gesteinen (Reaktion ^{39}K (n,p) ^{39}Ar) bekannt ist (Loosli, 1983). Die in Funktion der Tiefe innerhalb der Wässer im oberen Teil des Kristallins und im Buntsandstein praktisch uniforme ^4He-Konzentration bei ähnlichen Werten des $^3He/^4He$-Verhältnisses ist wahrscheinlich auf die durch die Gesteinsumwandlung bedingte Freisetzung des ursprünglich im Gestein enthaltenen Heliums zurückzuführen. Da jedoch diese Alterationsprozesse nicht von der radiogenen Heliumproduktionsrate abhängig sind, kann aus der Heliumkonzentration auch keine Verweilzeit für diese beprobten Wässer des Buntsandsteins und Kristallins bestimmt werden.

Gleichermassen ist das erhöhte $^{40}Ar/^{36}Ar$-Verhältnis auf die durch Umwandlungsprozesse bedingte Freisetzung aus dem Gestein zurückzuführen. Es kann daher nicht als Hinweis auf eine lange Verweilzeit interpretiert werden.

Unter Berücksichtigung der Untersuchungsergebnisse aus dem Regionalprogramm (Schmassmann et al., NTB 84-21) ergibt sich das folgende hydrogeologische Bild vom Buntsandstein als Aquifer:

Der Buntsandstein besitzt eine grossräumige, regionale Verbreitung. Er liegt an verschiedenen Stellen (Böttstein, Leuggern, Schafisheim, Zurzach) direkt auf dem Kristallin, andernorts jedoch auf mächtigen Perm-Ablagerungen (Weiach, Riniken). Bei der relativ grossen und konstanten Porosität und Durchlässigkeit ist es wahrscheinlich, dass eine hydraulische Beziehung zu den direkt darunterliegenden Formationen besteht und der Buntsandstein keinen individuellen Aquifer darstellt, der ein Grundwasser mit eigener formationsspezifischer Prägung enthält, sondern dass der Buntsandstein eher eine Drainagefunktion ausübt.

Dies würde bedeuten, dass der hydrochemische Charakter des Buntsandsteinwassers in Gebieten mit nach oben gerichteter Grundwasserbewegung sowohl von dem jeweils darunter liegenden Aquifer als auch von den innerhalb des Buntsandsteins auftretenden Mischungsprozessen abhängig ist. Diese Folgerungen werden durch die beobachteten, hydrochemisch stark unterschiedlichen Grundwässer des Buntsandsteins in den verschiedenen, schon existierenden Bohrungen bestätigt.

8.6.5.3 Das Wasser im oberen Kristallin

Die Wasserproben aus dem Kristallin oberhalb von 1000 m Tiefe besitzen unabhängig von der Tiefe eine ähnliche geochemische Zusammensetzung und praktisch identische Isotopenwerte.

Von dieser Regel ausgenommen sind die ^{14}C-Werte. Diese zeigen bei den Proben, die während der Bohrphase entnommen worden waren, eine Abnahme der ^{14}C-Aktivität von oben nach unten bei praktisch konstanten $\delta^{13}C$-Werten. Aehnlich wie beim Buntsandsteinwasser ist auch für die Auswertung dieser Proben von entscheidender Bedeutung, was für eine Entwicklungsgeschichte angenommen wird. Die Ergebnisse der $\delta^{13}C$- und $\delta^{18}0$-Messungen an Calciten (Karbonaten) innerhalb des Kristallins lassen annehmen, dass das Wasser im oberen Kristallin von Böttstein sich ausschliesslich innerhalb des Schwarzwald-Kristallins entwickelt hat. Die auf dieser Annahme beruhenden Korrekturmodelle ergeben folgende vorläufige Modellalter:

Probe von 399 m (mittlere Tiefe):	4 000 - 5 000 Jahre
Probe von 621 m (mittlere Tiefe):	$>$ 18 000 Jahre

Einzelheiten siehe Balderer (NTB 85-06) und Pearson (NTB 85-05).

Die Ergebnisse der ^{14}C-Bestimmung an den Proben, die während der Bohrphase entnommen worden sind, können also als Indiz für eine mit zunehmender Tiefe differenzierte Grundwasserentwicklung, bedingt durch unterschiedliche Fliesswege und Verweilzeiten, gedeutet werden.

Die Auswertung der ^{39}Ar-Bestimmungen an den Proben von 621 m, 649 m und 792 m (mittlere Tiefen) ergeben eine mit der Tiefe relativ konstante, gegenüber der Probe des Buntsandsteins rund dreimal höhere Konzentration (mit Werten zwischen 457 ± 10 bis 523 ± 11 % modern). Dabei lässt die

Tatsache, dass sämtliche drei Proben aus dem oberen Teil des Kristallins, unabhängig von der Tiefe und dem Entnahmedatum (sowohl während der Bohr- und Testphase) praktisch gleich grosse ^{39}Ar-Konzentrationen aufweisen, ebenfalls darauf schliessen, dass alle diese beprobten Wässer in den letzten einigen hundert Jahren durch eine Umgebung mit ähnlich grosser unterirdischer Produktion, d.h. durch kristalline Gesteine mit wahrscheinlich ähnlich grossen U-, Th- und K-Konzentrationen zirkuliert sind.

Die $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte sind mit den in Zurzach gemessenen Werten vergleichbar und weisen auf ähnliche Bedingungen bei der Infiltration hin. Die in den Grundwässern des oberen Kristallins praktisch identischen $\delta^{18}0$-Werte der gelösten Sulfate, welche vermutlich durch Oxidation von Sulfiden entstanden sind, haben noch kein Isotopengleichgewicht mit dem Sauerstoff im Wassermolekül erreicht. Dies deutet entweder, in Uebereinstimmung mit der Interpretation der ^{14}C-Bestimmungen bei Annahme einer ausschliesslich innerhalb des Schwarzwaldkristallins erfolgten Entwicklung, auf kürzere Verweilzeiten des zirkulierenden Grundwassers hin, oder ist als Hinweis auf zyklisch ablaufende Oxidations- und Reduktionsvorgänge zu werten.

Von Bedeutung ist, dass Unterschiede zwischen den Resultaten der Proben aus der Bohr- und der Testphase festzustellen sind. Sie repräsentieren einerseits die Störung des geochemischen Systems durch den Bohrvorgang, andererseits die Aenderung der hydraulischen Potentiale und damit der Zirkulationsverhältnisse im Kristallin. Die ursprüngliche Situation wurde so stark gestört, dass in der Testphase eine praktisch einheitliche, von der Tiefe unabhängige Verweilzeitverteilung innerhalb des oberen Kristallins und dem damit wahrscheinlich in hydraulischer Beziehung stehenden Buntsandstein gemessen wurde.

8.6.5.4 Das Wasser im unteren Kristallin

Wie im Kapitel 8.5.5 ausgeführt, ist das Wasser im unteren Kristallin ein salines Tiefengrundwasser, das von dem im oberen Kristallin verschieden ist. Es wird repräsentiert durch die Proben aus 1326 m (mittlere Tiefe). Da diese Proben einen hohen Anteil an deionisiertem Wasser enthalten, müssen die Werte für das reine Grundwasser durch Extrapolation berechnet werden (PEARSON NTB 85-05). Daraus ergeben sich folgende Aussagen:

- Die $\delta^{2}H$- und $\delta^{18}O$-Werte des Grundwassers von 1326 m liegen ausserhalb des Wertebereichs der im regionalen Untersuchungsprogramm untersuchten rezenten Wässer. Sie sind allenfalls mit Werten der Wässer aus den Nagra-Sondierbohrungen Weiach (Buntsandstein) und Riniken (Perm und Schilfsandstein) vergleichbar.
- Die $\delta^{34}S$- und $\delta^{18}O$-Werte des Sulfats liegen knapp an der Grenze des Wertebereichs der Perm-Sulfate (Beilage 8.36). Es ist allerdings auch eine Evolution durch ^{18}O-Austausch zwischen Wasser und Sulfaten, ausgehend von den Sulfaten im oberen Teil des Granits, denkbar.
- Die niedrige Urankonzentration deutet, soweit die Probe als repräsentativ betrachtet werden kann, auf dauernd reduzierende Verhältnisse hin. Zudem kann das geringe $^{234}U/^{238}U$-Verhältnis als mögliches Indiz für längere, mit zunehmender Tiefe grösser werdende Verweilzeiten betrachtet werden.

Das Wasser von 1326 m (mittlere Tiefe) ist also auch hinsichtlich der Isotopenwerte verschieden von dem Wasser aus dem oberen Kristallin, wobei zu beachten ist, dass die Isotopenuntersuchungen an Proben durchgeführt worden sind, die 40 - 50 % deionisiertes, getracertes Wasser aus dem Bohrloch enthielten. Das Wasser von 1326 m hat sich vermutlich unabhängig von dem Grundwasser im oberen Kristallin entwickelt. Dafür sprechen die Werte der stabilen Isotope sowohl im Wasser selbst als auch im Sulfat, die am ehesten mit den Werten des Perms vergleichbar sind. Es besteht daher die Möglichkeit, dass zumindest die Sulfate aus dem unmittelbar südlich gelegenen Permokarbon-Trog stammen.

8.7 Ergänzende Untersuchungen an Bohrkernen

Neben den verschiedenen Analysen an Grundwasserproben wurden versuchsweise auch an Bohrkernen einige hydrochemische Untersuchungen durchgeführt. Diese lassen sich in drei Gruppen gliedern:

- Untersuchungen an Porenwässern.
- Extraktion und Untersuchung von Grundwässern aus feinen Haarrissen (Fissures).
- Untersuchung der Durchlässigkeit, Porosität und Nuklidretention an Bohrkernen.

Mit diesen Messungen sollte das hydrochemische Untersuchungsprogramm für die Sondierbohrung Böttstein ergänzt werden.

8.7.1 Untersuchungen an Porenwässern

Die Ziele dieser Untersuchungen waren folgendermassen definiert:

- Extraktion der löslichen Bestandteile aus Gesteinen mit sehr geringem Wassergehalt mit verschiedenen Extrak-

tionsmethoden, um eine Aussage über die chemische Beschaffenheit des intergranularen Wassers zu ermöglichen.

- Die Untersuchungsmethoden sollten hinsichtlich Anwendbarkeit, Intensität und Wirkungsweise überprüft werden.
- Die Selektivität gegenüber den Ionen sollte bestimmt werden, um in den Wässern mit verschiedenem Abstand zu den Mineraloberflächen die einzelnen Ionenkonzentrationen extrapolieren zu können.
- Es sollten die Ionenverteilung und Ionenkonzentration in Abhängigkeit vom Wassergehalt berechnet werden. Das Ziel war, die Zusammensetzung der nicht extrahierbaren Wassermengen durch Extrapolation rechnerisch zu ermitteln.

Die Vorgehensweise für diese Untersuchungen ist schematisch in Beilage 8.37 dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung der Methodik ist einem separaten NTB vorbehalten, der sich in Vorbereitung befindet. Das gleiche gilt für die Ergebnisse dieser Untersuchungen.

Im Rahmen des vorliegenden Berichts sind lediglich die Ergebnisse der Verdünnungsreihen von Bedeutung. Bei diesen Versuchen werden mit zerkleinertem Kernmaterial und deionisiertem Wasser eine Reihe von Gleichgewichtslösungen mit unterschiedlichen Gestein-Wasser-Verhältnissen angesetzt. Die Ionenkonzentrationen in den sich einstellenden Gleichgewichtslösungen werden mit den in Beilage 8.37 angegebenen Methoden analysiert. Bei der Auswertung wird die Korrelation zwischen Verdünnung (Gesteins-Wasser-Verhältnis) und Ionenkonzentration berechnet. Damit können die ursprünglichen Ionenkonzentrationen bei dem natürlichen Wassergehalt des Gesteins (z.B. 1%) abgeschätzt werden. Es kann also zumindest theoretisch die Zusammensetzung des Porenwassers bestimmt werden. Die Voraussetzungen dazu sind, dass sich das Porenwasser im Gleichgewicht mit dem Fels befindet und der Wassergehalt der Probe bekannt ist.

Für die Untersuchungen an Porenwässern standen fünf Kernproben aus dem Kristallin der Sondierbohrung Böttstein zu Verfügung. Beilage 8.38 enthält eine geologische Kurzbeschreibung dieser Proben. Gleichgewichtslösungen (Verdünnungsreihen) wurden mit 2 Kernproben (696.9 und 1437.5 m Tiefe) angesetzt. Bei der Auswertung wurde ein natürlicher Wassergehalt von 1% angenommen. Die daraus resultierenden Ionenkonzentrationen der "Granitwässer" sind in Beilage 8.39 aufgelistet. Zum Vergleich sind zusätzlich die Analysenergebnisse der Grundwasserproben von 619 m und 1326 m (berechnete Werte) angegeben. Aus der Gegenüberstellung ergeben sich folgende Aussagen:

- Das Ergebnis der Verdünnungsreihe von 696.9 m stimmt relativ gut mit den Analysenergebnissen der Wasserprobe von 619 m überein. Bei einer Reduktion des Porenwassergehalts auf etwa 0.7% wird die Uebereinstimmung maximal. Eine Ausnahme ist der Sulfatgehalt, der in der Wasserprobe um eine Grössenordnung höher liegt.
  Darauf gestützt ist folgende Interpretation möglich: Das Grundwasser bei 619 m ist generell im Gleichgewicht mit dem Granit. Das heisst, der Chemismus wird vom Granit bestimmt. Der erhöhte Sulfatgehalt stammt möglicherweise aus den überlagernden Sedimentschichten (Muschelkalk).
- Die Ergebnisse der Verdünnungsreihen von 696.9 und 1437.5 m differieren nicht erheblich. Die Unterschiede sind durch Variationen in der mineralogischen Zusammensetzung des Granits und des Verwitterungsgrades erklärbar.
- Dagegen differieren die Ergebnisse der Verdünnungsreihe von 1437.5 m und der Wasserprobenanalyse von 1326 m beträchtlich. Das Grundwasser ist wesentlich höher konzentriert. Der Chemismus des Grundwassers wird also nicht nur vom Granit bestimmt. Es ist anzunehmen, dass die hydrochemische Ausprägung des Wassers von 1326 m in einem früheren Stadium der Grundwasserevolution in einer anderen Formation erfolgte. (Kap. 8.5.5 und 8.6.5).

In Bezug auf die Methodik ergeben sich folgende Schlussfolgerungen:

- Bei den Verdünnungsreihen mit Granitproben wird nur zum kleinen Teil das Porenwasser verdünnt und gemessen. Hauptsächlich werden vom deionisiertem Wasser Stoffe aus dem Granit gelöst. Das sich dabei einstellende Lösungsgleichgewicht wird gemessen.
- Die Methode der Verdünnungsreihen ist daher kein Ersatz für eine Wasserprobenentnahme mit Vollanalyse. Zuverlässige Aussagen über den Chemismus des Grundwassers sind so nicht möglich.
- Die Methode der Verdünnungsreihen ist jedoch als ergänzende Methode wertvoll, da sie Rückschlüsse auf die Grundwasserevolution zulässt.

8.7.2 Extraktion von Wasser aus Haarrissen

Für die Untersuchung der Wässer aus Haarrissen waren folgende Methoden vorgesehen:

- Bestimmung der Menge des vorhandenen Wassers mit Hilfe der "Schwerwasser-Methode": Das vorhandene Wasser (H_2O) wird in schwerem Wasser (D_2O) gelöst. Anschliessend wird die Konzentration von letzterem über Infrarot-Spektrometrie bestimmt. Daraus lässt sich der Wassergehalt der Kernprobe bestimmen.
- Analyse der Hauptelemente (Na, K, Ca, Mg, Si) des

Wassers aus den Rissen mit Hilfe der Atom-Absorptions-Spektrometrie.

Die Versuche, mit Hilfe der oben beschriebenen Methode Wasser aus den Bohrkernen zu extrahieren, waren erfolglos. Wahrscheinlich waren die entsprechenden Proben nicht ausreichend konserviert worden, so dass sie austrocknen konnten.

8.7.3 Untersuchung der Durchlässigkeit, Porosität und Nuklid-Retention an Bohrkernen

8.7.3.1 Methodik

Mit Hilfe eines modifizierten HPLC (High Pressure Liquid Chromatograph) sollten folgende Parameter an natürlichen Haarriss-Systemen bestimmt werden

- die Porosität
- die Permeabilität und die Dispersion
- die Retention bei ausgewählten Radionukliden
- die chemische Zusammensetzung des Porenwassers

Für die Untersuchungen wurden Probenzylinder (2.5 cm Durchmesser und 10 cm Länge) aus den Kernproben herausgeschnitten, in einem speziellen Druckgefäss in den HPLC-Kreislauf zwischen Pumpen und Detektor eingesetzt und getestet. Dabei wurden die Proben im Druckgefäss hydraulisch annähernd der ursprünglichen Gesteinsüberlast ausgesetzt (CARLSEN & PLATZ, NTB 84-24).

8.7.3.2 Durchführung und Ergebnisse

Für die Untersuchungen standen 3 Kernproben aus dem Kristallin zur Verfügung. Aus ihnen wurden sechs Probenzylinder herauspräpariert und getestet. Da unter den oben beschriebenen Versuchsbedingungen selbst bei Druckdifferenzen bis zu 90 bar kein messbarer Durchfluss festgestellt werden konnte, wurden einige Proben längs aufgespalten und die Versuche an diesen künstlichen Rissen durchgeführt. Beilage 8.40 enthält eine Zusammenstellung der untersuchten Probenzylinder und der Untersuchungsergebnisse (CARLSEN & PLATZ, NTB 84-24).

Die Versuche wurden mit Wasser von Bad Säckingen (Badquelle) durchgeführt. Im Bereich von 490 - 670 m Tiefe in der Sondierbohrung Böttstein, aus dem die untersuchten Gesteine stammen, zirkuliert allerdings weniger mineralisiertes Wasser. Dies ist bei der Beurteilung der Ergebnisse zu berücksichtigen.

Die Resultate hinsichtlich der Permeabilität lassen sich folgendermassen zusammenfassen (Beilage 8.40):

- Die Proben ohne Klüfte oder mit verheilten Rissen sind als dicht zu bezeichnen. Selbst bei Differenzdrücken von 110 bar über mehrere Stunden konnte kein Durchfluss gemessen werden. Das heisst, die Durchlässigkeiten liegen durchwegs unter 4×10^{-14} m/s.
- Die künstlich erzeugten Risse besitzen anfangs eine noch messbare Durchlässigkeit in der Grössenordnung von 10^{-10} bis 10^{-9} m/s bei hydrostatischen Drücken von 50 bis 200 bar. Im Verlauf von einigen Stunden verringern sich die Durchlässigkeiten markant, und nach 1-2 Tagen ist kein Durchfluss mehr messbar. Es tritt also eine "Selbstheilung" der Klüfte auf.

  Die Ursache dieser "Selbstheilung" ist noch unklar. Ein Verstopfen der Fliesswege durch kleinste Partikel (Gesteinsumwandlung, Fällungserscheinungen) kann nicht ausgeschlossen werden.

Weitere Versuche zur Bestimmung der Durchlässigkeit an Bohrkernen sind in Kapitel 5.7.2 beschrieben. Die dort aufgelisteten Ergebnisse sind unter Berücksichtigung der Genauigkeit der Messmethode weitgehend mit obigen Messwerten konsistent.

Die Fliessporositäten wurden nur an zwei Proben mit künstlich erzeugten Rissen gemessen. Die Aussagekraft dieser Werte ist sicher beschränkt (Beilage 8.40).

Die Retention von Radionukliden in den Rissen konnte nur an einer Probe untersucht werden. Die Ergebnisse sind ebenfalls in Beilage 8.40 aufgeführt. Es ist ungeklärt, ob die Retention durch Reaktion mit der frischen Bruchfläche oder mit der sich bildenden Kluftfüllung zustande kommt. Bei einer weiteren Verwendung dieser Daten ist zu berücksichtigen, dass sie bei unrealistisch hohen Drücken und damit zu hohen Durchflussgeschwindigkeiten gemessen wurden.

Die Versuche, die chemische Zusammensetzung des Poren- oder Kluftwassers in den Proben zu bestimmen, waren erfolglos. Unzureichende Konservierung der Bohrkerne ist eine der möglichen Ursachen.

8.8 Zusammenfassung

Eine der Zielsetzungen des Untersuchungsprogramms der Sondierbohrung Böttstein war: "Abklärung des Chemismus

und Alters der Tiefengrundwässer". Um dieses Ziel zu erreichen, wurden aus den wasserführenden Zonen und Horizonten zahlreiche Wasserproben für die verschiedenen hydrochemischen Untersuchungen entnommen. Dabei kamen unterschiedliche, zum Teil neu entwickelte Verfahren und Methoden zum Einsatz.

Um die Qualität der entnommenen Wasserproben quantitativ angeben und die Wasserprobenentnahmen verfahrenstechnisch optimieren zu können, wurde als Bohrspülung während dem Durchteufen des Kristallins deionisiertes Wasser oder Grundwasser verwendet, das mit Markierungsstoffen versetzt, d.h. getracert wurde. Durch den kombinierten Einsatz von Natrium-Fluoreszein und Meta-Trifluormethylbenzoe-Säure (m-TFMBA) war es möglich, die Vorteile beider Tracer (rasche Verfügbarkeit der Ergebnisse und Zuverlässigkeit) optimal auszunützen.

Des weiteren wurden verschiedene hydrochemische Messungen auf der Bohrstelle selbst durchgeführt. Zum einen wurde die Bohrspülung während dem Durchteufen des Kristallins periodisch kontrolliert, zum anderen wurde bei Wasserprobenentnahmen die Reinigungsphase messtechnisch verfolgt und zum dritten wurden während der eigentlichen Probenahme einige wichtige, aber leicht veränderliche Parameter gemessen.

Ferner wurde der Gasgehalt der Bohrspülung während dem Bohrbetrieb kontinuierlich gemessen und aufgezeichnet.

Es hat sich gezeigt, dass einige messtechnische Probleme bei der Messung von pH und Eh noch ungelöst sind. Ferner kann festgestellt werden, dass die hydrochemischen Parameter kein Ersatz für die Tracer sondern höchstens eine Ergänzung zu diesen sind.

Die chemische Zusammensetzung der Wasserproben und die in ihnen gelösten Gase wurden von spezialisierten Labors bestimmt. Des weiteren wurden umfangreiche Isotopenuntersuchungen durchgeführt. An den meisten Proben wurden 9 Hauptbestandteile, 27 Nebenbestandteile und Spurenstoffe, 14 physikalisch-chemische Parameter und 13 verschiedene Gase sowie bis zu 20 Isotope bestimmt. Zusätzlich wurden bakteriologische und spektrometrische Untersuchungen durchgeführt. Ergänzende Versuche an Bohrkernen erbrachten konsistente Ergebnisse zu den hydrochemischen Laboruntersuchungen.

Obwohl die Auswertung und teilweise sogar die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, ist es doch möglich, ein vorläufiges Gesamtbild von der Hydrochemie der Grundwässer in der Sondierbohrung Böttstein zu skizzieren:

- Der oberste Tiefengrundwasserleiter in Böttstein ist der poröse, geklüftete Teil des Muschelkalks (Trigonodus-Dolomit bis Dolomit des Mittleren Muschelkalks), auch Muschelkalk-Aquifer genannt.

  Das Grundwasser des Muschelkalk-Aquifers ist hydrochemisch gesehen typisch für Gips und Dolomit führende Schichten. Es ist in Bezug auf Calcit, Dolomit, Gips, Fluorit und wahrscheinlich Chalcedon gesättigt. Das Muschelkalk-Wasser ist somit im Gleichgewicht mit dem Gestein des Aquifers. Die Mineralisierung beträgt etwa 6.4 g/l.

  Die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen ergeben in Uebereinstimmung mit den hydrochemischen Analysen, dass das Wasser im oberen Muschelkalk gegenüber den übrigen Wässern einen eigenständigen Charakter aufweist. Das vorläufige ^{14}C-Modellalter liegt zwischen 13 000 und 20 000 Jahren.

- Die nächste wasserführende Zone unter dem Muschelkalk ist der Buntsandstein. Er liegt in der Sondierbohrung Böttstein direkt auf dem Kristallin, das in seinem obersten Teil (ca. 3 m) stark verwittert ist.

  In Böttstein bildet der Buntsandstein zusammen mit dem obersten, verwitterten Kristallin einen Aquifer. Die hydrochemischen Analysen haben ergeben, dass der Chemismus von dem des Wassers aus dem oberen Muschelkalk völlig verschieden ist. Gegenüber dem Wasser aus den übrigen, wasserführenden Zonen im oberen Kristallin (340 - 1000 m Tiefe) sind die Ionenkonzentrationen erhöht. Dies ist möglicherweise auf eine geringe Kontamination der Proben durch die beim Bohren verwendete Ton-Salzwasserspülung zurückzuführen. Das Wasser im Buntsandstein und obersten, verwitterten Kristallin weist aber einen zumindest ähnlichen Chemismus wie die Wässer aus dem oberen Kristallin auf.

  Die Isotopenuntersuchungen haben ebenfalls grosse Aehnlichkeiten zwischen dem Wasser aus dem Buntsandstein (inkl. oberstem, verwittertem Kristallin) und dem Wasser aus dem oberen Kristallin ergeben. Allerdings gibt es auch Hinweise, die für einen eigenständigen Charakter sprechen. Dieses Ergebnis führt zu der Modellvorstellung, dass der Buntsandstein in Böttstein keinen individuellen Aquifer darstellt, der ein Grundwasser mit eigener, formationsspezifischer Prägung enthält. Es ist vorstellbar, dass der Buntsandstein als eine Art Drainage wirkt, in dem das Grundwasser aus dem Kristallin hinsichtlich einiger Bestandteile (bestimmte Ionen und Isotopen) eine spezielle Entwicklung durchläuft.

  Das ^{14}C-Modellalter des Wassers aus dem Buntsandstein liegt je nach angenommener Entwicklungsgeschichte zwischen 6000 und 12 000 Jahren (Entwicklung im Karbonatgestein) oder zwischen 100 und 2000 Jahren (Entwicklung im Kristallin).

- Das Kristallin in der Sondierbohrung Böttstein weist in seinem oberen Teil (340 - 1000 m) mehrere Zonen erhöhter Durchlässigkeit auf. Der Chemismus der Wässer aus diesen Zonen ist weitgehend unabhängig von der Tiefe. Die Mineralisierung beträgt etwa 1.2 g/l. Versuche und

Berechnungen haben ergeben, dass sich das Wasser mit dem Gestein beziehungsweise mit den Mineralien der Kluftfüllung im Gleichgewicht befindet.

Die Isotopenuntersuchungen haben für die Wässer des oberen Kristallins ebenfalls praktisch identische Werte ergeben. Von dieser Regel ausgenommen sind die ^{14}C-Werte. Sie zeigen, gestützt auf die Proben, die während der Bohrphase entnommen wurden, ein von oben nach unten zunehmendes ^{14}C-Modellalter an. Wenn man annimmt, dass die Entwicklungsgeschiche ausschliesslich in kristallinem Gestein stattgefunden hat, betragen die ^{14}C-Modellalter für das Wasser in 399 m (mittlere Tiefe) 4000 - 5000 Jahre, für das in 621 m hingegen mehr als 18 000 Jahre. Die Werte können als Indiz für eine mit zunehmender Tiefe differenzierte Grundwasserentwicklung, bedingt durch unterschiedliche Fliesswege und Verweilzeiten, gedeutet wurden.

- In seinem unteren Teil (1000 m - 1500 m) ist das Kristallin nur sehr gering durchlässig. Immerhin konnte der Chemismus einer Zone in 1326 m (mittlere Tiefe) bestimmt werden. Demzufolge ist das Wasser in dieser Tiefe völlig verschieden von dem im oberen Kristallin. Es handelt sich um ein salines Tiefengrundwasser mit einer Mineralisierung von 13 g/l, das am ehesten einem Wasser aus einem Sedimentgestein entspricht. Es stammt möglicherweise aus dem unmittelbar südlich gelegenen Permokarbon-Trog.

Die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen bestätigen einerseits die Unterschiede zum Wasser im oberen Kristallin, anderseits zeigen sie ebenfalls Aehnlichkeiten mit Wässern aus Sedimentgesteinen. Das Modellalter dieses Wassers konnte bisher nicht bestimmt werden.

In Ermangelung weiterer Wasserproben wird angenommen, dass das Wasser von 1326 m (mittlere Tiefe) repräsentativ für das untere Kristallin in Böttstein ist. Die genaue Grenze ist wegen der sehr geringen Permeabilität in mehr als 900 m Tiefe schwer zu fassen, muss jedoch aufgrund verschiedener Indikatoren (Gaslog und Hämatitgehalte) in etwa 1000 m Tiefe liegen.

9. DIE WASSERFLIESSSYSTEME IM KRISTALLIN DER SONDIERBOHRUNG BÖTTSTEIN

Im Hinblick auf die Sicherheitsanalyse für ein Endlager hochaktiver Abfälle sind die wasserführenden Zonen respektive die Wasserfliesswege im potentiellen Wirtgestein von vorrangiger Bedeutung. Daher war es ein implizites Ziel des Untersuchungsprogrammes der Sondierbohrung Böttstein (NTB 82-09) die notwendigen Grundlagen und Daten für die Charakterisierung der Wasserfliesssysteme im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein bereitzustellen.

Naturgemäss werden für eine derartige Beschreibung die Ergebnisse sowohl der geologischen als auch der hydrogeologischen und geophysikalischen Untersuchungen benötigt. Die Charakterisierung der Wasserfliesssysteme im vorliegenden Kapitel ist daher eine interdisziplinäre Synthese aus den Untersuchungsergebnissen der verschiedenen, am Untersuchungsprogramm der Sondierbohrung Böttstein beteiligten Erdwissenschaften.

9.1 Grundlagen

In der von der Sondierbohrung Böttstein durchteuften Kristallinstrecke wurden zahlreiche hydraulische Packertests durchgeführt (Kap. 7.7). Die Resultate sind in einem detaillierten *hydraulischen Durchlässigkeitsprofil (k-Profil)* in Beilage 9.1 zusammengestellt. Das k-Profil bildet die Basis für die Charakterisierung der Wasserfliesssysteme im Böttstein-Granit.

Für die Beschreibung der Fliesssysteme ist es zweckmässig, zwischen *gering bis relativ gut durchlässigen* und *sehr gering durchlässigen* Bereichen (resp. Packertestintervalle) zu unterscheiden, wobei Bereiche mit einer Durchlässigkeit $k < 10^{-11}$ m/s (bezogen auf 25 m Intervallänge) als sehr gering durchlässig definiert werden.

9.2 Gering bis relativ gut durchlässige Bereiche

9.2.1 Bestimmung von Zuflussbereichen und Zuflusspunkten

Im k-Profil (Beilage 9.1) lassen sich aufgrund oben genannter Definition etwa zehn, mehrere Meter bis mehrere Dekameter mächtige, gering bis relativ gut durchlässige Bereiche, d.h. *Zuflussbereiche*, ausscheiden.

Innerhalb eines Zuflussbereiches konnten mit verschiedenen direkten und indirekten Methoden einzelne meist sehr eng begrenzte Hauptzuflüsse, also *Zuflusspunkte*, identifiziert werden, die für die erhöhte Durchlässigkeit des entsprechenden Bereiches verantwortlich sind.

Direkte Nachweise von Zuflüssen sind Anomalien (abrupte Gradientenvariationen) in bohrlochgeophysikalischen Logs, welche die physikalisch-chemische Beschaffenheit der Bohrlochflüssigkeit erfassen (Fluid-Logging, Kap. 7.8):

- Temperatur-Log (HRT)
- Messung der elektrischen Leitfähigkeit (Salinity-Log)
- Spinner-Flowmeter-Messungen
- Labelled-Slug-Test

Für die Auswertung dieser Messungen wurden die grossmassstäblichen Originalaufnahmen der Logs verwendet. Ein Grossteil der Zuflusspunkte lässt sich aber auch in der verkleinerten Darstellung in Beilage 7.20 identifizieren.

Eine weitere Möglichkeit zur genaueren Lokalisierung von Zuflusspunkten wäre theoretisch durch den Vergleich verschiedener, sich überlagernder Einfach- und Doppelpacker-Tests gegeben (z.B. Zone bei 401 m). Aufgrund der grossen Unterschiede in Testdauer, -methodik und -anzahl ist aber im allgemeinen auf diese Weise keine wesentlich präzisere Festlegung der Zuflusspunkte möglich.

Auch die Spülungswellenmethode (Tube wave survey) (Kap. 6.4) ist unter den in der Sondierbohrung Böttstein gegebenen, geologischen und bohrlochgeometrischen Verhältnissen kein taugliches Mittel zur zuverlässigen Lokalisierung von Zuflusspunkten. Spülungswellen können einerseits durch bestimmte Formen von Bohrlochausbrüchen angeregt werden, unabhängig von der Wasserführung der betreffenden Zone; andererseits werden bekannte, an Ganggesteine und Quarzadern gebundene Wasseraustrittstellen nicht erfasst.

In Zuflussbereichen, wo direkte Indikationen von Zuflusspunkten fehlen oder wo Anomalien starker Zuflüsse diejenigen von kleineren Zuflüssen überdecken, wurden *potentielle*

Zuflusspunkte *indirekt*, d.h. aufgrund von Beobachtungen am Bohrkern, bestimmt. Massgebend war dabei das Auftreten von geologischen Elementen (Kakirite, Quarzadern, Ganggesteine etc.), die bereits im Zusammenhang mit direkt nachgewiesenen Zuflusspunkten beobachtet worden waren (Kap. 9.2.2). In Zonen mit grossen Kernverlusten und in der Meisselstrecke (Beilage 5.1) konnten diese geologischen Elemente zum Teil auch mit bohrlochpetrophysikalischen Messungen nachgewiesen werden.

Die direkt und indirekt bestimmten Zuflusspunkte (total 18) sind im k-Profil (Beilage 9.1) markiert. Ein Sonderfall ist der Zuflusspunkt in 1245 m Tiefe, da der Durchlässigkeitsbeiwert des dazugehörigen Packerintervalls knapp unter dem weiter oben definierten Grenzwert von 10^{-11} m/s liegt (Beilage 9.1).

9.2.2 Geologische Verhältnisse im Bereich der Zuflusspunkte (Definition der Fliesssysteme)

Im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein oberhalb von 800 m Tiefe konnten aufgrund der guten Kernqualität einzelne Wasserzutrittstellen petrographisch detailliert beschrieben (Beilagen 5.11 und 5.35) und daraus verschiedene geologische Typen von Zuflusspunkten abgeleitet werden. Diese werden nachfolgend *Fliesssysteme* genannt. Man unterscheidet zwischen den folgenden drei Systemen (Beilage 9.2):

System I: Kakiritische Störungszonen mit Quarzadern

Typisches Beispiel: 790 m (Beilage 5.11, Abb. b)

Erscheinung:
Drusige oder poröse, unregelmässig verlaufende, meist mehrere mm bis cm dicke Quarzklüfte oder -adern hydrothermaler Entstehung, eingebettet in oder in der näheren Umgebung von mehr oder weniger mächtigen kakiritischen Störungszonen.

Wasserführung:
Nur entlang den Quarzadern, im netzartigen, röhrenförmigen Porenraum. Kakirite ohne poröse Quarzadern sind sehr gering durchlässig.

System II: Ganggesteine in Verbindung mit kakiritischen Störungszonen

Typisches Beispiel: 620 m (Beilagen 9.3 und 5.11, Abb. a)

Erscheinung:
Mächtige ($\geqq$0.3 m), spröd deformierte, aplitische und pegmatitische Gänge in oder in unmittelbarer Nähe kakiritischer Zonen.

Wasserführung:
In nicht oder unvollständig verheilten Klüften bzw. Scherzonen im Ganggestein. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung der Ganggesteine ist die hydrothermale Verheilung der Klüfte mit Tonmineralien und Calcit weniger stark ausgeprägt als im Granit (Kap. 5.4.5.2).

System III: Stark geklüftete Ganggesteine

Typisches Beispiel: 637 m

Erscheinung:
Mächtigere ($\geqq$ 0.3 m) aplitische und pegmatitische Ganggesteine mit stärkerer, engständiger Klüftung.

Wasserführung:
In nicht oder unvollständig verheilten Klüften (vgl. System II).

Bei Zuflusspunkten in Bohrlochabschnitten mit Kernverlusten und schlechter Kernqualität waren offene Klüfte generell nicht nachweisbar, da solche Schwachstellen bevorzugt zerbohrt werden. Allerdings lagen im betreffenden Abschnitt gelegentlich reliktische Kernbruchstücke von Kakiriten, Quarzadern oder Ganggesteinen vor, die eine Zuordnung des Zuflusspunktes zu einem der drei Fliesssysteme erlaubten.

Ergänzt wurde die Klassifizierung von Zuflusspunkten in Strecken mit Kernverlusten durch die Ergebnisse der bohrlochgeophysikalischen Messungen (Kap. 6). So liessen sich die Kakirite generell und mächtigere Ganggesteine in den meisten Fällen nachweisen. Quarzadern (ab 1 cm) waren mit dem SABIS-Televiewer und mit dem Multiple Scanner Tool nur unter optimalen Bohrlochbedingungen (regelmässiges Kaliber) und speziellen geologischen Verhältnissen (starke hydrothermale Umwandlungen im Randbereich der Quarzklüfte) erkennbar. Im relativ frischen Granit erlaubte der geringe gesteinsphysikalische Kontrast zwischen Quarzkluft und Granit keine Diskriminierung.

9.2.3 Verteilung der einzelnen Fliesssysteme in der Sondierbohrung Böttstein

Die Zuordnung der Zuflusspunkte zu den drei beschriebenen Fliesssystemen ist in Beilage 9.1 angegeben. 4 von 18 Zuflusspunkten waren aufgrund fehlenden Kernmaterials sowie mangels indikativer bohrlochgeophysikalischer Anomalien (s.o.) nicht klassifizierbar. Bei einigen weiteren Zuflussstellen ist eine *eindeutige* Zuordnung nicht möglich. Die relative Häufigkeit der verschiedenen Fliesssysteme beträgt je nach Zuordnung von nicht eindeutig klassifizierbaren Zuflusspunkten:

50 - 70 % für System I,
15 - 35 % für System II und
10 - 20 % für System III.

Unter Einbeziehung aller kakiritischer Störungszonen im Bohrprofil (total 37, Beilage 5.9) stehen ca. 25 - 30 % in Zusammenhang mit wasserführenden Zonen, sei es in Verbindung mit System I (18 - 21 %) oder System II (7 - 9 %). Aus geologischen Gründen (Entstehung der kakiritischen Störungszonen und ihre hydrothermale Umwandlung) ist es wenig wahrscheinlich, dass nur jede vierte Störungszone auf ihrer ganzen Fläche poröse Quarzadern enthält und damit wasserführend ist, die übrigen dagegen keine oder ausschliesslich dichte Quarzadern enthalten und sehr gering durchlässig sind. Es kann daher angenommen werden, dass durchschnittlich 25 - 30 % der Fläche jeder kakiritischen Störungszone bedingt durch das Auftreten von offenen Quarzklüften oder durch Intersektion mit Ganggesteinen wasserführend sind.

Von den mächtigeren Ganggesteinen (total 32, Beilage 5.5) stehen im Bohrloch 15 - 25 % im Zusammenhang mit wasserführenden Zonen, sei es in Verbindung mit System II (9 - 15 %) oder System III (6 - 10 %).

Im unteren Teil der Sondierbohrung Böttstein war keine eindeutige Zuordnung der Zuflusspunkte zu den oben genannten Wasserfliesssystemen möglich. Die drei Wasserfliesssysteme dürften aber ebenfalls im tieferen Bereich des Kristallins vorkommen, da die mit ihnen in Zusammenhang stehenden geologischen Elemente (kakiritische Störungszonen, Quarzadern, Ganggesteine) auch im unteren Teil der Sondierbohrung angetroffen wurden.

9.2.4 Räumlicher und hydraulischer Zusammenhang der Fliesssysteme

Die in der Sondierbohrung Böttstein festgestellte, relativ einheitliche räumliche Lage der kakiritischen Störungszonen (vorwiegend steil nach SW fallend, Beilage 5.9) und die davon deutlich verschiedene, aber stärker variierende Lage der Ganggesteine (vorwiegend nach NE fallend, Beilage 5.5) ergeben ein komplexes Netzwerk dieser Elemente, und damit auch eine komplizierte räumliche Anordnung der Fliesssysteme (Beilage 9.2). Daraus resultiert eine grosse Zahl von verschiedenen möglichen Wasserfliesswegen. So könnte das Wasser beispielsweise entlang einem stark geklüfteten Intersektionsbereich Gang/kakiritische Störungszone bis dorthin fliessen, wo die kakiritische Störungszone offene Quarzklüfte enthält. Von dort würde es in porösen Quarzadern innerhalb des durchlässigen Teils der kakiritischen Störungszone fliessen, bis es wieder auf eine Intersektion Gang/Störungszone trifft. Ein Indiz für einen derartigen hydraulischen Zusammenhang der verschiedenen Fliesssysteme ergibt sich, zumindest für den oberen Teil des Kristallins, aus der sehr ähnlichen hydrochemischen Zusammensetzung (Beilagen 8.24 und 8.25) der Wässer verschiedener Fliesssysteme.

Naturgemäss sind die räumlichen und hydraulischen Zusammenhänge der Fliesssysteme aus den Daten einer einzigen Bohrung nur schwer abzuleiten. Fundiertere Aussagen werden erst mit Hilfe von weiteren Bohrungen möglich sein.

9.2.5 Porosität und Möglichkeiten der Matrixdiffusion im Bereich von wasserführenden Klüften und Adern

Beim Nuklidtransport spielen die Diffusionsmöglichkeiten gelöster Stoffe von den durchströmten Hohlräumen in die Poren der umhüllenden Gesteinsmatrix eine wichtige Rolle (Matrixdiffusion). Deshalb sind Informationen über die Porosität der Matrix und über die Verbindung der Poren mit den wasserführenden Hohlräumen von grosser Bedeutung.

Im Fliesssystem I, beschränkt auch im System II, wird die Gesteinsmatrix durch kakiritisierte, hydrothermal stark umgewandelte, vertonte Granite gebildet. Diese können absolute Porositäten bis zu 4 % aufweisen (Kap. 5.7.1, Beilage 5.34). Die gegenüber frischen Graniten (Porosität 0.2 - 0.4 %) stark erhöhten Werte in den Kakiriten sind vorwiegend durch die hohe Mikroporosität der hydrothermal gebildeten Tonmineralpseudomorphosen nach Plagioklas bedingt. Die Mächtigkeit der hoch porösen Umgebung der wasserführenden Quarzklüfte variiert im dm- bis m-Bereich (vgl. Faciolog, Beilage 6.14). Die Uebergänge in den frischeren Granit sind mehr oder weniger kontinuierlich.

Die in den Fliesssystemen II und III als Gesteinsmatrix wirksamen aplitischen pegmatitischen Ganggesteine dürften aufgrund des geringeren Anteils an vertonten Plagioklasen eine geringere Porosität als die Kakirite aufweisen. Die Mächtigkeit der porösen Randzonen der offenen Klüfte ist ebenfalls geringer und liegt im mm- bis cm-Bereich (Beilage 9.3).

In allen Systemen konnten mit Hilfe von fluoreszenzmikroskopischen Untersuchungen mögliche Diffusionswege zwischen dem offenen Hohlraum der Klüfte und dem Porenraum der Gesteinsmatrix nachgewiesen werden (Kap. 5.7.1.3, Beilage 5.35). Innerhalb der Gesteinsmatrix sind die Porenräume stellenweise entlang Sprödrissen und kommunizierenden Porenabfolgen miteinander verbunden. Die Quarzbeläge der Klüfte in den untersuchten Proben enthalten neben makroskopisch erkennbaren Löchern und Unterbrechungen auch feine offene Sprödrisse und offene Korngrenzen.

Diese qualitative Beurteilung der Durchlässigkeit von Kluftbelägen an Dünnschliffen wurde mit Hilfe von quantitativen Messungen bestätigt. Aus Kernproben kakiritisierter Zonen mit Quarzadern (401 m, 790 m) wurden kleine Zylinder ausgebohrt und mit einer Salzlösung gesättigt. Anschliessend

wurde die elektrische Leitfähigkeit der Probe vor und nach Abtrennung des Quarzbelags bestimmt. Der Vergleich der Werte erlaubt es, den Einfluss der Quarzbeläge zu bestimmen. Die Resultate (NGB 85-04, Tabelle 4-7) stützen die Hypothese, dass Quarzbeläge für den Nuklidtransport ins Nebengestein (Kakirit) keinen zusätzlichen Diffusionswiderstand darstellen. Das gleiche Resultat ergab auch der Versuch mit der Probe von einer offenen Kluft aus einem Aplit (619 m Tiefe).

9.3 Sehr gering durchlässige Bereiche

Im Granit der Sondierbohrung Böttstein liessen sich innerhalb der sehr gering durchlässigen Bereiche ($k < 10^{-11}$ m/s, bezogen auf 25 m Testintervall), keine diskreten Wasserzuflüsse (Zuflusspunkte) nachweisen. Ein Grenzfall ist die Anomalie im Leitfähigkeits-Log bei 1245 m (Beilage 7.20), wo die Durchlässigkeit knapp unter 10^{-11} m/s liegt.

Um abzuschätzen, ob die zahlreich vorgefundenen, mit Tonmineralien und Calcit gefüllten Klüfte einen massgeblichen Beitrag für die Durchlässigkeit des Granits liefern, wurde versucht, eine Korrelation zwischen der Klufthäufigkeit und den Durchlässigkeitsbeiwerten des k-Profils zu finden, insbesondere für die Durchlässigkeiten im Bereich von 10^{-13} bis 10^{-11} m/s. Die Klufthäufigkeiten im unteren Teil der Bohrung wurden dabei mit bohrlochgeophysikalischen Methoden (SABIS, HDT; Beilage 6.17) bestimmt. Es konnte keine Korrelation gefunden werden. Dies stimmt mit Ergebnissen von Durchlässigkeitsbestimmungen an Bohrkernen überein (Kap. 5.7.2 und 8.7.3), bei denen innerhalb der Messgenauigkeit keine Unterschiede zwischen frischen, ungeklüfteten Graniten und hydrothermal umgewandelten Graniten mit verheilten Klüften und Rissen festgestellt werden konnten.

Hinweise auf mögliche Diffusions- und Fliesswege im sehr gering durchlässigen Bereich geben erste fluoreszenzmikroskopische Untersuchungen an Bohrkernen des Böttstein-Granits (Kap. 5.7.1.3, Beilage 5.35). Feinste offene Sprödrisse und teilweise kommunizierende Poren wurden dort sowohl in frischen wie auch in umgewandelten Graniten beobachtet.

9.4 Zusammenfassung

Generell können im Kristallin der Sondierbohrung Böttstein gering bis relativ gut durchlässige Bereiche, auch Zuflussbereiche genannt, mit Durchlässigkeiten von mehr als 10^{-11} m/s (bezogen auf 25 m Intervallänge) und sehr gering durchlässige Bereiche mit Durchlässigkeiten von weniger als 10^{-11} m/s unterschieden werden.

Innerhalb der Zuflussbereiche lassen sich mit Hilfe verschiedener Methoden (Fluid-Logging, bohrlochgeophysikalische Messungen, Bohrkernaufnahmen) diskrete Wasserfliesssysteme (Zuflusspunkte) erkennen. Diese können in drei Kategorien eingeteilt werden:

- System I: Kakiritische Störungszonen mit Quarzadern
- System II: Ganggesteine in Verbindung mit kakiritischen Störungszonen
- System III: Stark geklüftete Ganggesteine

Bedingt durch die räumliche Anordnung, d.h. die relativ einheitliche Lage der kakiritischen Störungszonen (vorwiegend steil nach SW fallend) und die davon deutlich verschiedene, stärker variierende Lage der Ganggesteine (vorwiegend nach NE fallend), ergibt sich ein kompliziertes, dreidimensionales Netzwerk von möglichen Wasserfliesspfaden.

Innerhalb der sehr gering durchlässigen Bereiche konnten bisher keine diskreten Wasserfliesssysteme festgestellt werden. Die hydraulische Durchlässigkeit ist nicht mit der Klufthäufigkeit korrelierbar. Es gibt lediglich erste Hinweise auf feinste, offene Sprödrisse und teilweise kommunizierende Poren.

Mit Hilfe von fluoreszenzmikroskopischen Untersuchungen konnten mögliche Verbindungswege zwischen dem offenen Hohlraum der Klüfte und den umgebenden porösen, hydrothermal umgewandelten Graniten und Ganggesteinen nachgewiesen werden. Im Hinblick auf die Probleme im Zusammenhang mit der Lagerung radioaktiver Abfälle in geologischen Formationen bedeutet dies, dass die beim Nuklidtransport eine wichtige Rolle spielende Diffusion von den durchströmten Hohlräumen in die umhüllende Gesteinsmatrix möglich ist.

Die in Kapitel 10 diskutierte Parameterwahl für die Sicherheitsanalyse im Projekt Gewähr der Nagra stützt sich, wo es möglich war, auf die aus der Sondierbohrung Böttstein hergeleitete Modellvorstellung der Wasserfliesssysteme.

10. PARAMETERWAHL FÜR DIE SICHERHEITSANALYSE ZUM PROJEKT GEWÄHR 1985 DER NAGRA

Die Sicherheitsanalyse für ein Endlager hochaktiver Abfälle wird mit Hilfe einer Kette von Modellen durchgeführt (NGB 85-05), die das Verhalten der einzelnen Barrieren beschreiben (NGB 85-04). Dabei kommt der geologischen Barriere eine grosse Bedeutung zu. Die Parameter für die geologischen Sicherheitsbarrieren beruhen zum Teil auf den Untersuchungsergebnissen der Sondierbohrung Böttstein. Dies betrifft vor allem die geometrische und hydraulische Charakterisierung der Fliesssysteme.

Das vorliegende Kapitel begründet die für das Projekt Gewähr 1985 getroffenen Annahmen und die daraus resultierenden Parameterwerte, soweit dies aufgrund der Untersuchungsergebnisse der Sondierbohrung Böttstein möglich ist. Die hier evaluierten Parameter gehen in die Modellblöcke des lokalen hydrodynamischen Modells und des Nuklidtransports im Nah- und Fernfeld des Endlagers ein.

Soweit beurteilbar sind die so festgelegten Parameter als realistisch, aber auf der konservativen Seite des Wertespektrums liegend zu betrachten und entsprechen dem Basisfall der Sicherheitsanalyse. Für einen Grossteil der Parameter wurden in der Sicherheitsanalyse weitere Parametervariationen berücksichtigt.

Die Parameter für die Sicherheitsanalyse sind im Sommer 1984 entsprechend dem damaligen Auswertungsstand der Untersuchungen in der Sondierbohrung Böttstein festgelegt worden. In der Zwischenzeit ist die Auswertung dieser Untersuchungen im wesentlichen abgeschlossen.

Nachfolgend werden die im Sommer 1984 getroffenen Annahmen aus heutiger Sicht (März 1985) kommentiert. Dabei zeigt sich, dass die damals festgelegten Parameter auch heute noch als realistisch gelten können.

10.1 Parameter für das lokale hydrodynamische Modell

Im lokalen hydrodynamischen Modell (KIMMEIER et al., NTB 84-50) wird das Kristallin in drei Bereiche (oberes, mittleres und unteres Kristallin) unterteilt, denen durchschnittliche hydraulische Durchlässigkeiten zugeordnet werden. Es wird angenommen, dass sich der Standort des Endlagers für die hochaktiven Abfälle im mittleren Kristallin befindet.

Die Grenze zwischen dem oberen und mittleren Kristallin wird im lokalen hydrodynamischen Modell aufgrund der Ergebnisse der Packertests in der Sondierbohrung Böttstein (Beilage 9.1) 500 m unterhalb der Obergrenze des Kristallins gezogen. Damit entspricht das obere Kristallin des Modells dem Kristallin der Sondierbohrung Böttstein zwischen 315 und 800 m Tiefe, das mittlere Kristallin des Modells hingegen dem Kristallin der Sondierbohrung Böttstein zwischen 800 und 1500 m Tiefe. Die Mächtigkeit des mittleren Kristallins beträgt im lokalen hydrodynamischen Modell 1000 m.

Für das obere Kristallin des lokalen hydrodynamischen Modells wurde eine durchschnittliche Durchlässigkeit $k = 2 \times 10^{-7}$ m/s angenommen.

Im oberen Kristallin der Sondierbohrung Böttstein (340 - 800 m Tiefe) beträgt aufgrund der Packertests die durchschnittliche Durchlässigkeit $k = 1.1 \times 10^{-7}$ m/s. Unter Einbeziehung des Drill-Stem-Tests im obersten Kristallin ergibt sich etwa $k = 0.2 \times 10^{-7}$ m/s, bezogen auf das Intervall von 315 bis 800 m Tiefe. Die Auswertung des Labelled-Slug-Tests als Pumpversuch hat für das Kristallin zwischen 340 und 800 m eine mittlere Durchlässigkeit $k = 0.2 \times 10^{-7}$ m/s ergeben. Die Differenz zwischen den Testergebnissen ist zum Teil durch die unterschiedliche Testdauer bzw. unterschiedliche Reichweite bedingt (Kap. 7.7 und 7.8).

Für das mittlere Kristallin des lokalen hydrodynamischen Modells ist eine durchschnittliche Durchlässigkeit $k = 10^{-11}$ m/s angenommen worden.

Die relativ kurz dauernden Packertests in der Sondierbohrung Böttstein haben für das Kristallin zwischen 800 und 1500 m Tiefe eine durchschnittliche Durchlässigkeit $k = 2 \times 10^{-11}$ m/s ergeben. Die lang dauernden Versuche mit dem Multipacker-System lieferten Durchlässigkeiten von weniger als 0.1×10^{-11} m/s (Kap. 7.7 und 7.9).

Die Annahmen für die Parameter des lokalen hydrodynamischen Modells liegen somit im Vergleich zu den Untersuchungsergebnissen aus der Sondierbohrung Böttstein im Hinblick auf die berechneten Wasserflüsse auf der sicheren Seite.

10.2 Charakterisierung der möglichen Transportwege für Radionuklide im Nah- und Fernfeld

Eine genaue Charakterisierung der möglichen Transportwege für Radionuklide erfordert die Detailkenntnis des Gesteinskörpers in der Endlagerregion.

Aufgrund der Resultate des lokalen hydrodynamischen Modells liegt ein grosser Teil des Transportweges der Radionuklide im oberen Teil des Kristallins, wo in der Sicherheitsanalyse nur Verdünnung, aber keine Retardierung angenommen wird.

Die detaillierte Behandlung des Nuklidtransports und insbesondere die Beschreibung der Retardierung im mittleren Kristallin, wie es im lokalen hydrodynamischen Modell definiert wurde, bedingt jedoch eine genauere Charakterisierung der Transportwege (HADERMANN & RÖSEL, NTB 85-40).

Im unteren Kristallin der Sondierbohrung Böttstein (800 - 1500 m Tiefe), das dem mittleren Kristallin des lokalen hydrodynamischen Modells entspricht, sind nur wenige Zuflusspunkte (Kap. 9.2.1), die den wasserführenden Zonen im Gebirge entsprechen, nachgewiesen (ca. 5 - 6, Beilage 9.1). Bei vorgegebener Gesamttransmissivität (bzw. durchschnittlicher Durchlässigkeit) ist die Verteilung auf eine kleinere Anzahl von wasserführenden Zonen eine konservative Annahme im Hinblick auf die Modellierung des Transports. Für die Modellrechnungen wurde daher für das mittlere Kristallin angenommen:

Anzahl der wasserführenden Zonen:	2 - 3 auf 700 m Gestein
Einfallen der wasserführenden Zonen:	entsprechend den kakiritischen Störungszonen: steil (70°)
Vertikaler Abstand zwischen den einzelnen wasserführenden Zonen:	220 m
Normaler Abstand zwischen den einzelnen wasserführenden Zonen:	75 m
Mächtigkeit der wasserführenden Zonen:	1 m (Begründung siehe unten)
Durchlässigkeiten der wasserführenden Zonen, alternierend:	$k = 10^{-10}$ m/s und $k = 1.25 \times 10^{-9}$ m/s
Durchlässigkeit der sehr gering durchlässigen Bereiche im Granit:	$k = 10^{-12}$ m/s

Die Matrixdurchlässigkeit (sehr gering durchlässige Bereiche) wurde auf 10^{-12} m/s festgelegt. Das ist konservativ bei Berücksichtigung der Ergebnisse der Packertests und speziell der Ergebnisse mit dem Multipacker-System. Ebenfalls in Uebereinstimmung mit den Ergebnissen der hydraulischen Tests wurden verschieden durchlässige wasserführende Zonen angenommen. So wurden nach Festlegung der Matrixdurchlässigkeit die oben angegebenen Werte alternierend für die wasserführenden Zonen gewählt.

Diese Durchlässigkeiten ergeben einen mittleren Durchlässigkeitsbeiwert $k = 10^{-11}$ m/s wie er im lokalen hydrodynamischen Modell für das mittlere Kristallin angenommen wurde und sind verträglich mit den Ergebnissen der hydraulischen Tests in der Sondierbohrung Böttstein unterhalb von 800 m Tiefe (Kap. 7).

Die Zuordnung der einzelnen wasserführenden Zonen zu den in Kapitel 9 beschriebenen Wasserfliesssystemen I bis III ist im unteren Teil der Sondierbohrung Böttstein wegen der grossen Kernverluste sowie mangels charakteristischer gesteinsphysikalischer Anomalien nicht immer möglich (Beilage 9.1, Kap. 9.2.3). Das Modell der Fliesswege in diesem Bereich stützt sich deshalb auch auf Beobachtungen aus dem oberen Kristallin der Sondierbohrung Böttstein.

Das lokale hydrodynamische Modell ergibt eine grosse Bandbreite für die vertikale Komponente der möglichen Fliessvektoren aus dem Endlagerbereich. Aufgrund der räumlichen Anordnung der an den Fliesssystemen beteiligten geologischen Elemente (kakiritische Störungszonen, vorwiegend steil nach SW fallend, Beilage 5.9; Gänge, vorwiegend NE fallend, Beilage 5.5.), können die Transportwege wie folgt beschrieben werden (Beilage 9.2):

Wenn die Fliessvektoren steil sind, findet der Transport in den steilen kakiritischen Störungszonen (System I) statt. Wenn die Fliessvektoren flach liegen, findet der Transport sowohl in kakiritischen Störungszonen (System I) als auch entlang den relativ flach liegenden Intersektionen von Ganggesteinen mit kakiritischen Störungszonen (System II) statt.

Im ersten Fall beträgt die Transportdistanz in kakiritischen Störungszonen im mittleren Kristallin ca. 500 m.

Im zweiten Fall sind die Transportdistanzen im mittleren Kristallin wesentlich grösser (bis 2 km). Dabei kann aufgrund der räumlichen Anordnung der kakiritischen Störungszonen und der Gänge angenommen werden, dass das Wasser mindestens 500 m in kakiritischen Störungszonen fliesst.

Aus diesen Gründen wurde der Transport aus dem Endlager durch steile kakiritische Störungszonen als Basisfall für die Sicherheitsanalyse angenommen. Bei flachen Fliesswegen findet eine zusätzliche Rückhaltung in den Ganggesteinen statt. Dieser Fall wurde zusätzlich modelliert (HADERMANN & RÖSEL, NTB 85-40).

10.3 Transportparameter für die kakiritischen Störungszonen und die Gänge

Für die Modellierung des Transports in den kakiritischen Störungszonen müssen Werte für die folgenden Parameter gewählt werden:

- *Porosität der kakiritischen Störungszonen*

  Entsprechend einem mittleren Wert aus Messungen an Bohrkernen wurde eine Porosität von 3.3% angenommen. Im oberen Teil des Kristallins der Sondierbohrung Böttstein wurden in kakiritischen Störungszonen absolute Porositäten an Bohrkernen von bis zu 4% gemessen (Kap. 5.7.1). Im unteren Teil des Kristallins der Sondierbohrung Böttstein fehlen entsprechende Messungen an Bohrkernen (Kernverluste).

  Bohrlochgeophysikalische Messungen weisen darauf hin, dass die Störungszonen im unteren Teil der Sondierbohrung Böttstein schwächer ausgebildet sind. Aufgrund eines Vergleichs einzelner Porositätsmessungen an Gesteinsproben (z.B. Proben 650.81 m und 1032.25 m, Beilage 5.34) mit geophysikalischen Logs (elektrische Widerstandslogs), dürften die Porositäten in den unteren Störungszonen um 2% liegen. Dies entspricht den Porositäten von mittel bis stark umgewandelten Graniten im oberen Teil der Sondierbohrung Böttstein. In die Transportrechnungen geht hauptsächlich das Produkt aus Porosität und Diffusionskonstante (effektive Diffusionskonstante) ein. Die effektive Diffusionskonstante wurde in den Rechnungen um eine Grössenordnung variiert. Somit sind die obigen Variationen der Porosität in ihren Auswirkungen abgedeckt.

- *Mächtigkeit der kakiritischen Störungszonen*

  Die aus dem Faciolog (Beilage 6.14) bestimmten Mächtigkeiten der mittel bis stark umgewandelten Granite (respektive kakiritischen Störungszonen) im unteren Teil der Sondierbohrung Böttstein schwanken zwischen 0.5 und 10 m mit einem Schwerpunkt bei 1 m. Dieser Wert wurde für den Basisfall der Sicherheitsanalyse verwendet.

  Die Mächtigkeit der umgewandelten Zone ist ein wichtiger Parameter für die Transportrechnungen. Sie wurde aus diesem Grunde zwischen 0.2 und 1 m variiert.

- *Frequenz der wasserführenden Quarzadern in den kakiritischen Störungszonen*

  Die Frequenz der wasserführenden Adern in den kakiritischen Störungszonen wurde abgeschätzt aus dem Verhältnis der Anzahl der im Bohrloch beobachteten Adern und der Anzahl der durchbohrten kakiritischen Störungszonen und unter Berücksichtigung des Bohrlochdurchmessers. Direkt beobachtet wurden lediglich zwei wasserführende Quarzadern, was eine Frequenz von etwa $1/m^2$ ergibt. Dieser konservative Wert wurde für den Basisfall angenommen. In den Transportrechnungen wurde auch ein Wert von $9/m^2$ verwendet.

- *Querschnittsfläche der wasserführenden Quarzadern in den kakiritischen Störungszonen*

  Die Quarzadern wurden als äquivalente Röhren modelliert. Die Annahme eines Durchmessers von 1 cm wird durch eine direkte Beobachtung im oberen Kristallin der Sondierbohrung Böttstein gestützt (Beilage 5.11, Abb. b). In den Transportrechnungen wurde auch ein Wert von 0.1 cm verwendet.

Für die Modellierung des Transports in den Gängen müssen Werte für die folgenden Parameter gewählt werden:

- *Mächtigkeit der Umwandlungszone*

  Der angenommene Wert von 1 mm basiert auf makroskopischen und mikroskopischen Beobachtungen an Bohrkernen.(z.B. Aplit bei 1160 m). Im oberen Teil des Kristallins der Sondierbohrung Böttstein dürfte die Mächtigkeit derartiger Umwandlungszonen im Zentimeter-Bereich liegen. Diese Umwandlungszonen zeigen sich auch als Bereiche erhöhter elektrischer Leitfähigkeit im Multiple Scanner Log (z.B. in einem Aplit in 618.5 - 621 m Tiefe, Beilage 9.3). Die Annahme einer Mächtigkeit von 1 mm ist sehr konservativ. In Transportrechnungen wurde die Mächtigkeit im Bereich von 1 mm bis 10 cm variiert.

- *Porosität der Umwandlungszone*

  Wie in den kakiritischen Störungszonen wurde ein Wert von 3.3% angenommen.

- *Frequenz der offenen Klüfte in den Gängen*

  Die Frequenz der offenen Klüfte in den Gängen kann an den Zuflusspunkten (z.B. bei 620 m und 637 m Tiefe) in der Sondierbohrung Böttstein aus dem stark gestörten Kernmaterial abgeschätzt werden. Dabei ergibt sich ein Wert für den Basisfall von mindesten 10/m (vgl. auch Beilage 9.3, 618.5 - 621 m). In den Transportrechnungen wurde auch eine Kluftfrequenz von 1/m angenommen.

Die hier angeführten Parameterwerte für den Basisfall der Sicherheitsanalyse beruhen auf der Auswertung einer einzigen Bohrung. Naturgemäss sind sie teilweise mit grossen Unsicherheiten behaftet. Aus diesem Grunde wurde in der Sicherheitsanalyse die erwähnte breite Parametervariation durchgeführt (z.B. HADERMANN & RÖSEL, NTB 85-40).

LITERATURVERZEICHNIS

AIGNER, T. (1982): Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones. In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Eds.): Cyclic and event stratification (p. 180 - 198). - Springer,Berlin/Heidelberg/New York.

ATTINGER, R.O. & KÖPPEL, J. (1983): A New Method to Measure Lateral Strain in Uniaxial and Triaxial Compression Tests.- Rock Mech. Rock Engng. 16, 73 - 78.

BADER, F. (1925): Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. - Diss. Univ. Zürich

BARTHOLET, H.U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen BL. - Tätber. natf. Ges. Basell. 23.

BELL, J.S. & GOUGH, D.I. (1979): Northeast-Southwest compressive stress in Alberta: evidence from oil wells. - Earth and planet. Sci. Lett., 45, 475 - 482.

BIANCHI, L. & SNOW, D.T. (1969): Permeability of crystalline rock interpreted from measured orientations and apertures of fractures. - Ann. arid. Zone 8, 231 - 245.

BLACK, J.H. (1984): The Interpretation of Slug Tests in Fissured Rocks. - Quart. J. eng. Geol., in press.

BLINDE, A., HÖZLE, H., KÖNZEN, J.P. &METZLER, F. (1981): Quantifizierung von Durchlässigkeitseigenschaften aufgelockerter Granite. - Ber. 3. natl. Tag. Ing.-Geol., 109 - 118.

BOCK, H. (1980): Das Fundamentale Kluftsystem. - Z. dt.geol. Ges. 131, 627 - 650.

BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördlichen AargauerTafeljura zwischen Aare und Fricktal. - Verh. natf. Ges. Basel 12.

BREWER, M.S. & LIPPOLT, H.J. (1974): Rb-Sr age determinations of pre-tectonic granites from the Southern Schwarzwald, SW-Germany. - N. Jb. Mineral.Mh. 1, 28 - 41.

BRIDGES, M.C. (1975): Presentation of fracture data for rock mechanics. - 2nd Australian New Zealand Conf. Geomech., Brisbane, 144 - 148.

BRUNNAUER, S., EMMET, P.H. & TELLER, E. (1938): Adsorption of gases in multimolecular layers. - J. amer. chem. Soc. 60/1 - 6, 309 - 319.

BÜSCH, W. & EMMERMANN, R. (1972): Einführung zur Exkursion in den Schwarzwald. - Fortschr. Mineral. 50, Bh 2.

BUXTORF, A. (1916): Prognose und Befunde bei Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. - Verh. natf. Ges. Basel, 27.

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. - Wiss. Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

DEICHA, G. (1955): Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. - Masson, Paris.

DOW, W. (1977): Kerogen studies and geological interpretation. - J. geochem. Explor. 7/2, 79 - 99.

DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - In: HAM, W.E.(Ed.): Classification of carbonate rocks. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1, 108 - 121.

DURINGER, Ph. (1982): Sedimentologie et paléontologie du Muschelkalk superieur et de la Lettenkohle (Trias germanique) de l'Est de la France. Diachronie des facies et reconstructions des paléoenvironnements. - Thèse, Inst. Geol. Strasbourg.

EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. - Chem. Geol. 16, 207 - 219.

EMMERMANN, R. (1977): A Petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian granite series of the Schwarzwald. - N. Jb. Mineral. Abh. 128, 219 - 253.

ERB, L. (1948): Zur Frage der jungquartären Hebung des Schwarzwaldes. - Mittbl. bad. geol. Landesanst. 1948, 49 - 51.

FETTEL, M. (1978): Ueber die Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Formation im Kristallinen Odenwald. Aufschluss 29, 307 - 320.

- (1982): Silver and Associated Minerals in the Northeastern Odenwald, Germany. In: AMSTUTZ, G.C. (Ed.): Ore Genesis, The state of the Art. - Springer, Berlin.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonaten. - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.

FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. - In: HAM, W.E.(Ed.): Classification of carbonate rocks. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1, 62 - 84.

FONTES, J. Ch. & GARNIER, J.M. (1979): Determination of the initial 14C Activity of the Total Dissolved Carbon: A Review of the Existing Models and a New Approach. - Water Resour. Res. 15/2.

FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl u. Kohle 12, 605 - 613.

GARNIER, J.M. & FONTES, J.Ch. (1980): Hydrochimie, géochimie des isotopes du milieu et conditions de circulation dans la nappe captive des sables astiens (Hérault). - Bull. Bur. Rech. géol. min., Hydrol.

GEBELEIN, C.D. & HOFFMAN, P. (1973): Algal origin of dolomite laminations in stromatolithic limestone. - J. sedi-ment. Petrol. 43/3, 603 - 613.

GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1968): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. - Schweizerbart, Stuttgart.

GOAD, B.E. & CERNY, P. (1981): Peraluminous pegmatitic granites and pegmatite aureoles in the Winnipeg River District, Southeastern Manitoba. - Canad. Mineralogist 19, 177 - 194.

GOLDSCHMID, H. (1965): Die Geologie des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein. - Tätber. natf. Ges. Basell. 24.

GRUBBE, K., HÄNEL, R.R. & ZOTH, T. (1978): Determination of the vertical component of thermal conductivity by line source methods. - Zbl. Geol. Palaeont. Teil I, 1/2.

GRUBENMANN, U. & NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose. - Bornträger, Berlin.

GSELL, F. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. - Mitt. geol. Inst. ETH-Z 91.

HAGEMANN, H.W. (1974): Petrographische und palynologische Untersuchungen der organischen Substanz (Kerogen) in den liasischen Sedimenten Luxemburgs. - Adv. org. Geochem. 1973, 29 - 37.

HAHN-WEINHEIMER, P. & JOHANNING, H. (1968): Geochemical investigation of differentiated granite plutons in the Black Forest. In: AHRENS, L.H.: Origin and Distribution of Elements (p. 777 - 793). - Oxford Univ. Press.

HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G. & DAVIES, G.R. (1982): Depositional and diagenetic spectra of evaporites - a core workshop. - SEPM core workshop No. 3, Calgary, Canada.

HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, 91 - 122.

HARDIE, L.A. (1977): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas. - John Hopkins Univ. Press.

HASLAM, H.W. (1983): An isotropic alteration product of Cordierite. - Mineral. Mag. 47, 238 - 240.

HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen. - Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 112.

- (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle - Zinggibrunn (Kt. Baselland). - Eclogae geol. Helv. 64/1, 163 - 183.

- (1980): Geology of the salt field Rheinfelden-Riburg, Switzerland. 5th Symposium on Salt. - North. Ohio Geol. Soc. (Cleveland), Proc. 1, 83 - 90.

HELING, D. (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., (N.F.) 61, 153 - 156.

HERZIG, B. (1983): Beiträge zur Petrophysik von Sedimentgesteinen. - Diplomarbeit Inst. Geophys. ETH Zürich.

HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel. - Eclogae geol. Helv. 49/2, 317 - 362.

HOBBS, B.E., WINTHROP, D.M. & WILLIAMS, P.F. (1976): An outline of structural geology. - John Wiley & Sons, New York/London/Sydney/Toronto.

HÖGL, O. (Hrsg.) (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. - Paul Haupt, Bern/Stuttgart.

HOEK, E. & FRANKLIN, J.A. (1968): Simple Triaxial Cell for Field or Laboratory Testing of Rock. - Trans. Inst. Min. Met., Series A 77, A22 - A26.

HOFMANN, A. (1979): Geochronology of the crystalline rocks of the Schwarzwald. In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (Eds.): Lectures in Isotope Geology (p. 215 - 221). - Springer, Berlin.

HOFMANN, B. (1979): Blei-, Zink-, Kupfer- und Arsenvererzungen im Wellengebirge (Unterer Muschelkalk, Trias) am südlichen und östlichen Schwarzwald. - Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 31 (1978/80), 1 - 40.

HOFMANN, F. (1981): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000, Blatt 1031 Neunkirch, Erläuterungen. - Schweiz. Geol. Komm.

HORNER, D.R. (1951): Pressure build-up in wells. - Proc. 3rd World Pet. Cong. The Hague, Sec. II, 503 - 523.

HUANG, C.F. & HUNTER, J.A. (1981): Correlation of "tube wave" events with open fractures in fluid-filled boreholes: Current Research, Part A. - Geol. Surv. Canada, Paper 81-1A, 361 - 376.

INTERA Environmental Consultants Inc. (1983): PHREEQE: A geochemical Code Suitable for Nuclear Waste Performance Assessment. - ONWI-435, prepared for Battelle Memorial Inst., Office of Nuclear Waste Isolation, Columbus, OH.

ISRM: International Society for Rock Mechanics, Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests (1972): Suggested Methods for Determining the Uniaxial Compressive Strength for Rock Materials. - Int. J. Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr. 16, 135 - 140.

- (1978): Suggested Methods for Determining the Tensile Strength of Rock Materials. - Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 15, 99 - 103.

JACKSON, M.L. (1964): Spezific surface measurements by glycerol sorption. - Soil Clay Min., 263 - 269.

JACOB, C.E. & LOHMAN, S.W. (1952): Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. - Trans. amer. geophys. Union 33, 559 - 569.

JÄCKLI, H. & RYF, W. (1978): Die Grundwasserverhältnisse im unteren aargauischen Aaretal. - Wasser, Energie, Luft 3/4, 53 - 61.

JOHNSON DIVISION (1974): Groundwater and wells. A Reference Book for the water well industry. - Saint Paul, Minnesota.

JONES, R.W. & EDISON, T.A. (1978): Microscopic observation of Kerogen related to geochemical parameters with emphasis of thermal maturation. In: OLTZ, D.F. (Ed.): Symposium in Geochemistry: Low Temperature Metamorphism of Kerogen and clay minerals. - SEPM Pacific section, 1 - 12.

KARL, R. (1965): Gesteinsphysikalische Parameter. - Freiberger Forschh. C 197.

KIRCHHEIMER, F. (1957): Bericht über das Vorkommen von Uran in Baden-Württemberg. - Abh. Geol. Landesamt Bad.-Württemberg H.2.

KOVARI, K., TISA, A. & ATTINGER, R.O. (1983): The Concept of "Continuous Failure State" Triaxial Tests. - Rock Mech. Rock Engng. 16, 117 - 131.

KRUSEMAN, G.P. & DE RIDDER, N.A. (1973): Untersuchung und Anwendung von Pumpversuchsdaten. - Müller, Köln-Braunsfeld.

KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. - Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 9, 202 - 227.

KÜBLER, B. (1964): Les argilles, indicateurs de metamorphisme. - Rev. Inst. franc. Petrole 19, 1093 - 1112.

- (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait superieures du metamorphisme. In: Colloque sur les Etages Tectoniques (p. 105 - 127). - Univ. Neuchâtel. 105 - 127.

- (1968): Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés.- Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA 2, 385 - 397.

- (1973): La corrensite, indicateur possible du milieu de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. - Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA 7, 543 - 556.

LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogologische Methoden. - Springer, Berlin/Heidelberg/New York

LAUBSCHER, H. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. - Eclogae geol. Helv. 54, 221 - 282.

- (1975): Viscous componentes in Jura folding. - Tectonophysics 27, 239 - 254.

- (1979): Elements of Jura kinematics and dynamics. - Eclogae geol. Helv. 72/2, 467 - 483.

- (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras - Daten und Vorstellungen. - N.Jb. Geol. Paläont. Abh. 160/3, 289 - 320.

LOOSLI, H.H. (1983): A dating method with 39 Ar. - Earth and planet. Sci. Lett. 63, 51 - 62.

LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. - Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. 23.

MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. - Naturwissenschaften 69, 311 - 325.

MÄLZER, H.:Untersuchungen von Präzisionsnivellements im Oberrheingraben von Rastatt bis Basel im Hinblick auf relative Erdkrustenbewegungen. - Dt. Geodät. Komm. Bayer, Akad. Wiss. B, Angew. Geodäsie 138.

MAIKLEM, W.R., BEBOUT, B.G. & GLAISTER, R.P. (1969): Classification of Anhydrite - A practical approach. - Bull. canad. Petroleum Geol. 17, 194 - 233.

MATTHESS, G. (1973): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2. - Bornträger, Berlin/Stuttgart.

MC EWEN, T.J. & LINTERN, B.C. (1980): Fracture analysis of rocks of the Altnabreac area. - Environmental Protection Unit, Inst. geol. Sci. Harwell, ENPU 80-8.

MC KINNEY, C.R., MC CREA, J.M., EPSTEIN, S., ALLEN, H.A. & UREY, H.C. (1950): Improvements in mass-spectrometers for the measurement of small differences in isotope adundance ratios. - Rev. sci. Instrum. 21, 724 - 730.

MEIER, D. (1984): Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura (regionale und lokale Strukturen, Kluftgenese, Bruch- und Faltentektonik, Drucklösung). - Clausthaler Geowiss. Diss. H.14.

MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. - Eclogae geol. Helv. 54/1, 137 - 220.

METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes. - Moritz Schauenburg, Lahr/Schwarzwald.

MÜHLBERG, F. (1906): Einige Ergebnisse der staatlichen Kontrollbohrung bei Koblenz im Jahre 1903. - Eclogae geol. Helv. 9, 58.

MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. Sediment Petrologie 1. - Schweizerbart, Stuttgart.

MUKHOPADHYAY, P.K. (1981): Maturation of organic matter in Keupersediments of well Beznau, Switzerland. - Inst. Erdöl u. org. Geochem., Kernforschungsanlage Jülich, Int. Ber.

MUKHOPADHYAY, P.K. & LEYTHAEUSER, D. (1984): Art und Reife des organischen Materials in Mesozoischen Sedimenten der Kernbohrung Beznau. - Inst. Erdöl u. org. Geochem. Kernforschungsanlage Jülich, Ber.

MULLIS, J. (1976): Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Illiez. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 219 - 268.

- (1983): Einschlüsse in Quarzkristallen der Schweizeralpen und ihre mineralogisch-petrographische Bedeutung. - Bull. Soc. fribourg Sci. nat. 72, 5 - 19.

NÄSER, C.W. (1979): Fission-Track Dating and Geologic Annealing of Fission Tracks. In: JAEGER, E. & HUNZIKER, J.C. (Eds.): Lectures in Isotope Geology (p. 154-169). - Springer, Berlin

NEFF (1980): Geothermische Prospektion im Raume Koblenz - Wildegg - Dielsdorf. Schlussbericht. - Nationaler Energie-Forschungs-Fonds (NEFF), Basel.

ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. - Geol. Rdsch. 63/3, 850 - 884.

OTTO, J. & WIMMENAUER, W. (1973): Les enclaves dans les granites de la Foret-Noire. - Bull. Soc. geol. France 15, 199 - 208.

PARKHURST, D.L., THORSTENSON, D.C. & PLUMMER, L.N. (1980): PHREEQE - A Computer Program for Geochemical Calculations: Water Resour. Invest. U.S. geol. Surv. 80 - 96.

PAUL, W. (1971): Die Trias. In: SAUER, K. & SCHNETTER, M. (Hrsg.): Die Wutach (p. 37 - 116). - Selbstverl. bad. Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V., Freiburg i.Br.

PEARSON, F.J. & SWARZENKI (1974): 14C evidence for the origin of arid groundwater, Northeastern Province, Kenya. In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology. - International Atomic Energy Agency, Vienna.

PERKINS, E.H. (1980): A reinvestigation of the theoretical basis for the calculation of isothermal-isobaric mass transfer in geochemical systems involving an aqueous phase. - Thesis, Univ. British Columbia.

PLUMER, L.N., JONES, B.F. & TUESDALL, A.H. (1976): WATEQF - A fortran V Version of WATEQ, a computer programm for calculating chemical equilibrium of natural waters. - Water Resour. Invest. U.S. geol. Surv. 76 - 13.

RAMEY, H.J. Jr. (1962): Wellbore Heat Transmission. - J. Petroleum Technol., 427 - 435.

REARDON, E.J. & FRITZ, P. (1978): Computer Modelling of groundwater 13C and 14C Isotope compositions. - J. Hydrol. 36, 201 - 224.

RETIEF, E. (1970): Petrology of the Schluchsee and Baerhalde Granite Plutons, Southern Schwarzwald. - Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 60, 139 - 172.

RIEKE, H.H. & CHILINGARIAN, G.V. (1974): Compaction of argillaceous sediments. - Dev. Sedimentol. 16.

ROSHOLT, J.H. (1983): Isotopic composition of Uranium and Thorium in crystalline rocks. - J. geophys. Res. 88 B, 7315 - 7330.

RYBACH, L. (1971): Radiometric Techniques. In: WAINERDI, R.E. & UKEN, E.A. (Eds.): Modern Methods of geochemical Analysis (p. 271 - 518). - Plenum Press, New York.

SAARI, K. & YLINEN, A. (1979): Mapping of joints in pre-cambrian rock masses. - Bull. int. Assoc. eng. Geol., 19, 190 - 195.

SATO, M. (1960): Oxidation of sulfide ore bodies. 1. Geochemical environments in terms of Eh and pH. - Econ. Geol. 55, 928 - 961.

SCHLEICHER, B. (1978): Petrologie der Granitporphyre des Schwarzwaldes. - N. Jb. Mineral. Abh. 132/2, 153 - 181.

SCHMASSMANN, H.J. (1953): Das Keuperprofil von Neue Welt. - Tätber. natf. Ges. Basell. 19.

SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O. (1946): Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Permformation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. - Tätber. natf. Ges. Basell. 15, 18 - 117.

SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500 000. - Schweiz. Geotechn. Komm.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): Erzlagerstätten. - Gustav Fischer, Stuttgart.

SCHWARZ, H.U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany). - Contr. Sedimentol. 3.

SEEBURGER, D.A. & ZOBACK, M.D. (1982): The distribution of natural fractures an joints at depth in crystalline rock. - J. geophys. Res., 87/B7, 5517 - 5534.

SEGALL, P. & POLLARD, D. (1983a): Joint formation in granite rock of the Sierra Nevada. - Bull. geol. Soc. Amer., 94, 563 - 575.

- (1983b): Nucleation and strike slip faults in granite. - J. geophys. Res. 88/B1, 555 - 568.

SHEARMAN, D.J. (1966): Origin of marin evaporites by diagenesis. - Trans. Instn. Min. Metall(B) 75, 208 - 215.

- (1982): Changes accompanying exhumation of gypsum/anhydrite rocks. II. International Congress on Sedimentology. - McMaster Univ., Hamilton, Ontario, Canada.

SPOSITO, G. & MATTIGOD, S.V. (1980): A computer program for the calculation of chemical equilibria in soil solutions an other natural water systems. - Dept. Soil Environ. Sci., Riverside, California.

SPRINGER, G. (1969): Electronprobe Analyses of Tetrahedrite. - N. Jb. Mineral. Mh. 1, 24 - 32.

STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R. (1982): STACH's Textbook of Coal Petrology. -Bornträger, Berlin/Stuttgart.

STAPLIN, F.L. (1969): Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurence. - Bull. canad. Petroleum Geol. 17, 47 - 66.

STARKEY, J. (1970): A Computer Programm to construct spherial projections. In PAULITSCH, P. (Ed.): Experimental and natural Rock Deformation (p. 51 - 74). Springer, New York.

STONE, D. (1984): Sub-surface fracture maps predicted from borehole data: an example from the eye-dashwa pluton, Atikokan, Canada. - Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 21/4, 183 - 194.

STRECKEISEN, A.L. (1976): To each plutonic rock its proper name. - Earth Sci. Rev. 12, 1 - 33.

STRUNZ, H. (1977): Mineralogische Tabellen. - Geest & Portig, Leipzig.

SUTER, H. & HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. - Leemann, Zürich.

SUZUOKI, T. & EPSTEIN, S. (1976): Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and waters. - Geochim. Cosmochim. Acta 40, 1229 - 1240.

TAYLOR, H.P. jr. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. - Econ. Geol. 69, 843-883.

TAYLOR, S.R., EMELEUS, C.H. & EXLEY, C.S. (1956): Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. - Geochim. Cosmochim. Acta 10, 224 - 229.

TERZAGHI, R.D. (1965): Sources of error in joint surveys. - Géotechnique, 5, 287 - 305.

THEIS, C.V. (1935): Relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. - Trans. amer. geophys. Union 2, 519 - 524.

TREFZGER, E.F. (1965): Quartäre Hebung des Hotzenwaldes. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 47, 45 - 60.

TRÜMPY, R., BERNOULLI, D., GRÜNENFELDER, M., KÖPPEL, V., MÜLLER, ST. & TROMMSDORFF, V. (1980): Geology of Switzerland, Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Edited by Schweiz. Geol. Komm. - Wepf, Basel.

VELDE, B. (1977): Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems. - Elsevier, Amsterdam.

VUATAZ, F. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales des Suisse et des régions alpines limitropes: Matér. Géol. Suisse - Hydrol. 29.

WAPLES, D. (1981): Organic Geochemistry for exploration geologists. - Burgess Publishing Company, CEPCO Division.

WIEDERHOLD, W. (1965): Theorie und Praxis des hydrologischen Pumpversuchs. - ZfGW-Verlag, Frankfurt a.M. 106, 933 - 938 und 1170 - 1176.

WIGLEY, T.M.L., PLUMMER, L.N. & PEARSON, F.J. (1978): Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems. -Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1117 - 1139.

WILDI, W. (1975): Die Mettauer Ueberschiebung im aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). - Eclogae geol. Helv. 68/3, 483 - 489.

WITHERSPOON, P.A. & GALE, J.E. (1983): Hydrogeological testing to characterize a fractured Granite. - Bull. int. Assoc. eng. Geol. 26/27, 515 - 526.

WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamb., 33.

Geologische und hydrogeologische Karten

Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000, mit angrenzenden Gebieten von Baden-Württemberg. Bearbeitet von A. Isler, F. Pasquier, M. Huber, mit Erläuterungen von W.H. Müller, A. Isler, M. Huber, P. Kleboth. - NTB 84-25, Nagra, Baden, und Geologische Spezialkarte Nr. 121, Schweiz. Geol. Komm., (1984).

Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000, R. Hantke und Mitarbeiter. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, (1967).

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg-Beromünster, mit Erläuterungen. Bearbeitet von H. Jäckli, Th. Kempf, mit Beiträgen von H. Fröhlicher, A. Von Moos, H. Schmassmann, L. Wyssling. - Schweiz. Geotech. Komm. und Schweiz. Geol. Komm., (1972).

Grundwasserkarte des Kantons Aargau 1:25 000, Blatt Zurzach (und andere Blätter). Bearbeitet von Th. Kempf. - Baudepartement des Kantons Aargau, Abteilung Gewässer, (1982).

Zitierte technische Berichte der Nagra (NTB)

NTB 81-07 Sondierbohrungen Juchlistock-Grimsel; Geotest AG, Zollikofen, Ingenieurunternehmung AG, Bern

NTB 82-09 Sondierbohrung Böttstein - Arbeitsprogramm; Nagra

NTB 83-04 Bedeutung der Isotopenmethode bei der hydrogeologischen Charakterisierung potentieller Endlagerstandorte für hochradioaktive Abfälle; W. Balderer

NTB 83-21 Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz - Regionale refraktionsseismische Messungen 81/82; N. Sierro, A. Bindschädler, J. Ansorge, St. Müller

NTB 84-02 NAGRADATA - Code Schlüssel - Geologie; W.H. Müller, B. Schneider, J. Stäuble

NTB 84-03 NAGRADATA - Benützerhandbuch, Band 1; W.H. Müller, B. Schneider, J. Stäuble

NTB 84-15 Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz - Reflexionsseismische Messungen 82; C. Sprecher, M. Hemmerich

NTB 84-16 Fluviatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten; P. Haldimann, H. Naef, H. Schmassmann

NTB 84-17 Bestimmungen von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden; E. Gubler, D. Schneider, P. Kellerhals, Eidg. Landestopographie

NTB 84-21 Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten; H. Schmassmann, W. Balderer, W. Kanz, A. Pekdeger

NTB 84-22 Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Gravimetrische Messungen 81/82; E. Klingelé, H. Schwendener

NTB 84-24 Permeability, Porosity and Retardation Characteristics of Granite Samples from the Böttstein Borehole. A Laboratory Study; L. Carlsen, D. Platz

NTB 84-25 Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100'000; W.H. Müller, M. Huber, A. Isler, P. Kleboth

NTB 84-26 Szenarien der geologischen Langzeit-Sicherheit; P. Diebold, W.H. Müller

NTB 84-29 Literaturzusammenstellung zur Neotektonik; A. Isler

NTB 84-30 Das Kristallin des Südschwarzwaldes; M. Huber, A. Huber

NTB 84-34 Die Kernbohrung Beznau; Nagra

NTB 84-37 Rezente Spannungsverhältnisse in der zentralen Nordschweiz; A. Becker, T.Blümling. W.H. Müller

NTB 84-50 Simulation par modèle mathématique des écoulements souterrains entre les Alpes et la Forêt Noire; F. Kimmeier, P. Perrochet, L. Kiraly

NTB 85-02 Sondierbohrung Böttstein - Geologie; Tj. Peters, A. Matter, H.R. Bläsi, A. Gautschi; in Vorbereitung

NTB 85-03 Sondierbohrung Böttstein - Borehole Geophysics; Methoden und Resultate; R. Simond, G. Sattel, C. Sprecher

NTB 85-04 Hydrochemische Labormethoden für das Nagra-Untersuchungsprogramm; H. Kussmaul, O. Antonsen

NTB 85-05 Sondierbohrung Böttstein - Results of Hydrochemical Investigations: Analysis and Interpretation; F.J. Pearson

NTB 85-06 Sondierbohrung Böttstein - Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen; W. Balderer

NTB 85-07 Hydrochemische Feldmethoden im Rahmen des Nagra-Tiefbohrprogramms; in Vorbereitung

NTB 85-08 Hydrogeological Testing of Crystalline Rocks during the Nagra Deep Drilling Program; G.E. Grisak, J.F. Pickens, D.W. Belanger, J.D. Avis

NTB 85-09 Sondierbohrung Böttstein - Hydrogeological Testing of Crystalline Rocks; R.E.J. Leech, K.G. Kennedy, D. Gevaert

NTB 85-10 Fluid Logging im Rahmen des Nagra-Tiefbohrprogramms; in Vorbereitung

NTB 85-12 Sondierbohrung Böttstein - Bohrtechnik; Nagra

NTB 85-39 Analysis of Pressure and Flow Date from the Long-Term Monitoring Tool in Böttstein Borehole; J.F. Pickens, D.W. Belanger, G.J. Saulnier

NTB 85-40 Radionuclide Chain Transport in Inhomogeneous Crystalline Rocks - Limited Matrix Diffusion and Effective Surface Sorption; J. Hadermann, F. Rösel

NTB 85-42 Permeabilität, Porosität und Uranrückhaltung in Bohrkernproben von Böttstein und Grimsel: Bohrkerninfiltrationsversuche; K. Bischoff, K. Wolf, C. Bajo, B. Wernli, in Vorbereitung

Zitierte Berichte zum Projekt Gewähr der Nagra (NGB)

NGB 85-04 Projekt Gewähr 1985 - Endlager für hochaktive Abfälle: Das System der Sicherheitsbarrieren; Nagra

NGB 85-05 Projekt Gewähr 1985 - Endlager für hochaktive Abfälle: Sicherheitsbericht; Nagra