

Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle



TECHNISCHER BERICHT 96-01

Geosynthese Wellenberg 1996

Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II

Textband

September 1997



Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle

TECHNISCHER BERICHT 96-01

Geosynthese Wellenberg 1996

Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II

Textband

September 1997

ZUSAMMENFASSUNG

Der vorliegende Bericht ist der Schlussbericht zu den am Wellenberg durchgeführten Oberflächenuntersuchungen. Diese umfassten im wesentlichen sieben Tiefbohrungen, mehrere reflexionsseismische und refraktionsseismische Messkampagnen, Piezometer- und flache Aufschlussbohrungen sowie eine Reihe geologischer Feldstudien.

Mit diesen Untersuchungen sollte eine ausreichende geologische Datenbasis bereitgestellt werden, um grundlegende Fragestellungen zur Standorteignung beantworten zu können. Die wichtigsten dieser Fragen beziehen sich auf die Langzeitsicherheit eines zukünftigen Endlagers. Dementsprechend waren auch die konkreten Untersuchungsziele in erster Linie auf die Bedürfnisse der Sicherheitsanalyse ausgerichtet. In zweiter Linie gefordert war der Nachweis der bautechnischen Machbarkeit und eine belastbare geologische Datengrundlage für die Planung der weiterführenden Untertageuntersuchungen.

Der Abschluss der Oberflächenuntersuchungen ist ein Meilenstein auf dem Weg zur geologischen Standortcharakterisierung. Eine signifikante Verbesserung des jetzt erreichten Kenntnisstandes wird erst dann möglich sein, wenn der geplante Sondierstollen einen direkten Zugang zur Endlagerzone öffnet. Der vorliegende Bericht hat das Ziel, die bisherigen Untersuchungen am Wellenberg und ihre Resultate zusammenfassend zu dokumentieren, die Auswertungen und Interpretationen darzustellen und zu diskutieren sowie die daraus abgeleiteten Folgerungen verständlich zu machen. Im Bericht wird Wert darauf gelegt, die dabei angewandte und gegenüber früheren Arbeiten weiterentwickelte Methodik der Synthese transparent und nachvollziehbar darzustellen.

Im Rahmen der Sicherheitsanalyse direkt verwendbare Geodaten sind Parameterwerte (üblicherweise empfohlene Werte mit zugehöriger Bandbreite) und die wichtigsten konzeptuellen Annahmen, die bei der Ableitung zugrunde gelegt wurden. Für die Gesamtheit der erdwissenschaftlichen Daten, die direkt in die Sicherheitsanalyse einfliessen, wird der Begriff *Geodatensatz (GDS)* verwendet. GDS-Parameterwerte sind in den meisten Fällen (wenn auch nicht ausschliesslich) aus Modellierungsrechnungen abgeleitet. Modelle und Modellvorstellungen bilden deshalb zentrale Angelpunkte im Datenflussschema der Geosynthese. Sie enthalten in kondensierter Form sowohl Erkenntnisse aus den Felduntersuchungen wie auch aus den konzeptuellen Annahmen. Sie schaffen so eine überblickbare Verbindung zwischen den Felddaten auf der einen und den Parameterwerten des Geodatensatzes auf der anderen Seite.

Mit dem *geologischen Standortmodell* wird die grossräumige geometrische und strukturgeologische Konfiguration des Standorts beschrieben und für alle weiterführenden Bearbeitungsschritte als Rahmenbedingung vorgegeben. Die räumliche Festlegung der Formationsgrenzen stützt sich einerseits auf Bohrungsresultate und Oberflächenaufschlüsse, andererseits auf stratigraphische und tektonische Studien, die überall dort herangezogen werden, wo Raumlagen nicht durch Feldbeobachtungen allein fixiert werden können.

1994 wurde das ursprünglich auf die Palfris-Formation und die Vitznau-Mergel der Drusberg-Decke beschränkte Wirtgestein um das interhelvetische Mélange und die tertiären Schiefer (Globigerinenmergel, Schimberg-Schiefer) der Axen-Decke erweitert,

da die sicherheitsrelevanten Eigenschaften dieser Formationen als gleichwertig beurteilt wurden. Die neueren Untersuchungen in der Bohrung SB4a/v/s haben diese Erweiterung vollumfänglich gerechtfertigt. Das Wirtgestein wird im Norden durch die Kalke der Drusberg-Decke und im Süden durch die Kalke und Sandsteine der Axen-Decke begrenzt. Seine Basis, das infrahelvetische Mélange bzw. die Oberfläche des tektonischen Äquivalents der Wissberg-Scholle, liegt etwa 1000 m unter der geplanten Lagerebene. Der Wirtgesteinskörper hat, gemäss der realistischen Interpretationsvariante, auf Endlagerniveau eine N-S Ausdehnung von über 1700 m, die E-W Ausdehung ist topographiebestimmt. Auch die pessimistische Variante geht immer noch von fast 1200 m N-S Ausdehnung des Wirtgesteins aus, was für die Plazierung des geplanten Endlagers vollständig ausreicht.

Grossräumige Störungszonen oder Fremdgesteinseinschlüsse, die aufgrund ihrer hydraulischen Eigenschaften (T > 10^{-7} m²/s bzw. K > 10^{-9} m/s) und ihrer Ausdehnung eine bevorzugte Verbindung zur Biosphäre oder zu einer höher durchlässigen Nebengesteinseinheit schaffen könnten, wurden keine angetroffen. Dies kann bedeuten, dass solche Inhomogenitäten ("auslegungsbestimmende Elemente") im Endlagergebiet nicht vorkommen (bevorzugte Hypothese) oder aber, dass die abgeteuften Sondierbohrungen als Erkundungsmittel für diesen Zweck nicht ausreichen (alternative Hypothese). Mit den Untertageuntersuchungen in der nächsten Explorationsphase wird es möglich sein, diese Frage, soweit sie die Anordnung der Endlagerbauten beeinflussen könnte, abschliessend zu klären.

Zur quantitativen Erfassung des rezenten Spannungsfelds wurden in vier Sondierbohrungen in verschiedenen Tiefenintervallen in situ Messungen durchgeführt, die insgesamt ein sehr konsistentes Bild zeigen. Für die Ausrichtung der maximalen horizontalen Hauptspannung S_H ergab sich ein tektonisch plausibles Azimut von 131° ± 10°, nahezu senkrecht zur Front der Axen-Decke. Die Verteilung der Gebirgsspannungen im gesamten Standortgebiet (und insbesondere im Bereich der Endlagerzone) wurden mit einem dreidimensionalen (Distinct Element) Modell auf der Basis der Bohrlochmessungen abgeschätzt.

Die Zentralschweiz zählt zwar zu den Regionen mit erhöhter seismischer Aktivität, trotzdem ist, wie weltweite Erfahrungen aus Untertagebauten und standortspezifische Untersuchungsbefunde zeigen, durch Erdbeben keine Gefährdung der Langzeitsicherheit des Endlagers zu erwarten. Die in mehreren Bohrungen nachgewiesene Unterdruckzone sowie die alten salinen Formationswässer im sehr geringdurchlässigen Teil des Wirtgesteins zeigen, dass die zahllosen Erdbeben der geologischen Vergangenheit bis heute keine massgeblichen Spuren (z.B. neu gebildete starkdurchlässige Wasserfliesswege) hinterlassen haben.

Bei der Erarbeitung der geologischen Langzeitszenarien waren vor allem Ergebnisse überregionaler Studien und empirische Daten über die Zusammenhänge zwischen Klima und Erosion massgebend. Es wird damit gerechnet, dass die Langzeitentwicklung des Standorts weiterhin von den Auswirkungen der alpinen Orogenese (Hebung und Erosion) dominiert wird. Auch bei der Berücksichtigung der ungünstigsten aller möglichen Klimaszenarien und der Wahl sehr konservativer Parameter ist das Endlager bei einer Betrachtungszeit von 100'000 Jahren von der Erosion nicht direkt betroffen; es ist aber in diesem Zeitbereich mit einer allmählichen Erhöhung der Wasserdurchlässigkeit im umgebenden Wirtgestein zu rechnen. Alle bisherigen Beobachtungen haben gezeigt, dass das Wirtgestein als geklüftetes Medium mit extrem geringdurchlässiger Matrix zu betrachten ist. Die Wasserführung ist praktisch ausschliesslich an Strukturen der spröden Deformation und an spröd überprägte (reaktivierte) duktile Strukturen gebunden. Rein duktile Strukturen zeigen keine bevorzugte Wasserwegsamkeit. Um den inneren Aufbau, insbesondere das Netzwerk der hydraulisch wirksamen Kleinstrukturen im Wirtgesteins quantitativ zu beschreiben, kommt wegen der benötigten Datendichte nur ein Modell in Betracht, das die statistische Variabilität berücksichtigt.

Das *Blockmodell* stellt einen typischen Wirtgesteinswürfel von 500 m Kantenlänge dar. Es beruht im wesentlichen auf einer statistischen bzw. stochastischen Analyse von geologischen und hydrogeologischen Beobachtungen. Durch die Resultate der Sondierbohrungen ist belegt, dass die geometrische Verteilung der hydraulisch relevanten Strukturen im Grössenmasstab von 500 m nicht tiefenabhängig ist. Die hydraulischen Parameter zeigen dagegen eine ausgesprägte Tiefenabhängigkeit, die durch entsprechend tiefenabhängige Mittelwerte berücksichtigt werden kann. Es wird angenommen, dass die nach oben zunehmende Entlastung zu einer Öffnung einzelner Scherflächen und Mikrorisse und damit zu einer partiellen Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit geführt hat.

In Anlehnung an frühere Arbeiten werden vier Typen wasserführender Systeme (WFS) unterschieden: kataklastische Scherzonen (Typ 1), dünne diskrete Scherzonen (Typ 2), Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb bzw. ausserhalb Kalkbankabfolgen (Typ 3a/b) und Klüfte in Tonmergeln und Mergeln (Typ 4). Ihre Verwendung im Blockmodell beruht auf einer statistischen Beschreibung der geometrischen Eigenschaften (Ausdehnung, Häufigkeit, Orientierung, interne Heterogenität) und auf einer detaillierten hydraulischen Charakterisierung. Wie die Bohrungsresultate und die anschliessenden Modellierungsarbeiten zeigten, hat der WFS-Typ 1 (kataklastische Scherzonen) die bei weitem grösste Bedeutung für die Wasserführung im Wirtgestein. Bei grossen Störungen wurde auch die Heterogenität der Transmissivitätsverteilung (Channeling) berücksichtigt. Zur Abschätzung des Channeling-Faktors wurde das Verhältnis von transmissiven zu nicht-transmissiven WFS in den Bohrungen herangezogen. Die grössten Unsicherheiten bei der Konzeptualisierung der WFS betreffen ihre Ausdehnung und Vernetzung. Sie wurden mit Parametervariationen abgedeckt, die z.T. aus Studien an Oberflächenaufschlüssen (Störungen), z.T. aus Korrelationen zwischen benachbarten Bohrungen (Kalkbankabfolgen) abgeleitet wurden.

Die Quantifizierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse erfolgte zweckabhängig in verschiedenen Betrachtungsmassstäben. Diesen Massstäben entsprechen zwei konzeptuelle Ansätze, die bei der Darstellung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins gewählt wurden. Das Blockmodell ist Grundlage für die detaillierte, auf das unmittelbare Kavernenumfeld fokussierte Betrachtung der Fliessverhältnisse (Hektometer-Skala). Das Wirtgestein wird in diesem Fall als Netzwerk diskreter wasserführender Systeme aufgefasst, die durch planare Elemente approximiert werden (Kluftnetzwerk-Ansatz). Für Fragestellungen, die eine grossräumige Beschreibung der Fliessverhältnisse verlangen (Kilometer-Skala), ist dieses Vorgehen weder sinnvoll noch möglich. In diesem Massstab werden deshalb Wirtgestein und Nebengesteine als äquivalent poröse Medien behandelt (EPM-Ansatz). Während den Nebengesteinseinheiten eine jeweils konstante hydraulische Leitfähigkeit zugeordnet wird, wurde zur differenzierten Beschreibung der Leitfähigkeitsverteilung im Wirtgestein ein neuartiges, auf einem geostatistischen Verfahren (Kriging) beruhendes 3D-Modell eingeführt. Das K-Modell liefert für jeden Punkt des Wirtgesteins einen interpolierten Leitfähigkeitswert zusammen mit der zugehörigen Schätzvarianz. Im Rahmen dieser Schätzvarianz können durch konditionale Simulation verschiedene K-Felder (Realisationen) generiert werden, welche die natürliche räumliche Variabilität der Leitfähigkeitsverteilung nachbilden. Die Eingangsgrössen für das K-Modell (und die Randbedingungen der K-Feld Realisationen) werden aus den in den Bohrungen ermittelten hydraulischen Transmissivitäten abgeleitet. Sie schwanken im oberen Teil des Wirtgesteins zwischen 10⁻⁵ m²/s und 10⁻⁸ m²/s und im unteren Teil zwischen 10⁻⁹ m²/s und 10⁻¹² m²/s. Bei der Umwandlung der gemessenen Transmissivitäten in effektive Leitfähigkeiten (T→K Konversion), wie auch bei der umgekehrten Ableitung von WFS-Transmissivitäten aus den ortsgebundenen Leitfähigkeiten des K-Modells (K→T Konversion) spielt das Blockmodell die zentrale Rolle. Die gemeinsame Datenbasis, die beiden Verfahren zugrunde liegt, sichert die innere Konsistenz der Modellierungskette.

Die Potentiale in den Nebengesteinseinheiten sind wichtige Randbedingungen für die hydrodynamischen Modellrechnungen im Regionalmassstab. Insbesondere gilt dies für die Sättigungsverhältnisse in den Kalkformationen der Drusberg- und der Axen-Decke. Quellen- und Piezometerbeobachtungen lassen darauf schliessen, dass diese Kalke, im Gegensatz zum Wirtgestein, nicht voll gesättigt sind. Die grösste Unsicherheit, die bei der hydrodynamischen Modellierung durch Parametervariationen berücksichtigt werden muss, betrifft die Lage des Karstwasserspiegels in der Axen-Decke.

Die hydraulischen Potentiale im Wirtgestein reichen von hydrostatischen bis artesischen Werten im oberen Teil bis zu sehr tiefen Werten unmittelbar unter der Kote des Engelbergertales. Die letzteren liegen deutlich unter dem lokalen bzw. regionalen Vorfluter und erreichen in den Bohrungen SB1 und SB2 beinahe Meeresniveau. Der ähnliche Verlauf der Potentialprofile lässt auf eine zusammenhängende Unterdruckzone (UDZ) im zentralen Bereich des Wirtgesteins schliessen. Wahrscheinlich ist sie, wie spezielle Modellierungsstudien gezeigt haben, durch mechanische Entlastung des sehr geringdurchlässigen Gesteinskörpers infolge des Gletscherrückzugs am Ende der letzten Eiszeit entstanden. Es handelt sich demnach um ein instationäres, seither im Abbau begriffenes Phänomen, das bei der hydrodynamischen Modellierung entsprechend berücksichtigt wird. Anfangsbedingungen sind die heutige Ausbildung und die erwarteten (konservativ angesetzten) Dissipationsraten.

Für die numerische Modellierung der Grundwasserfliessverhältnisse wurden den unterschiedlichen Fragestellungen entsprechend drei Betrachtungsmassstäbe gewählt. Sie werden durch drei untereinander kompatible Modelle abgedeckt. Das *Regionalmodell* ist das Werkzeug, mit dem vorrangig Wechselwirkungen zwischen Wirt- und Nebengestein und der Einfluss der UDZ auf die grossräumigen Fliessverhältnisse untersucht werden. Ein wichtiges Ergebnis der Modellrechnungen besagt, dass solange die Unterdruckzone existiert, d.h. während mind. 20'000 Jahren, eine Exfiltration aus dem Endlagergebiet in die Biosphäre praktisch nicht möglich ist. Nach Erreichen stationärer Fliessverhältnisse ist das Tal der Engelberger Aa das einzig mögliche Exfiltrationsgebiet. Auch unter extremen Randbedingungen kommt es zu keiner Exfiltration in die Hanglagen von Altzellen oder ins Secklis-Bach-Tal. Das *Endlagermodell* dient vor allem dazu, die Auswirkungen der geplanten Untertagebauten auf das natürliche Fliessfeld abzuklären (Ausmass und Dauer der Potentialstörung infolge Bau und Betrieb, Auswirkung der Auflockerungszone um Kavernen und Stollen, hydraulische Wirkung der Versiegelungen etc.). Die Bauten einer beispielhaften Endlageranlage werden deshalb explizit modelliert. Im Endlagermodell manifestiert sich bei fortgeschrittenem Abbau der UDZ die topographiebedingte Grundwasserscheide unter dem Eggeligrat durch einen ausgeprägten Potentialrücken, der zentral durch das Endlager verläuft. Das grossräumige Strömungsbild wird durch die Untertagebauten resp. die von ihnen verursachte temporäre Drucksenke kaum beeinträchtigt. Durch die vorgesehenen Versiegelungszonen wird eine Entwässerung der Kavernen durch die Stollen wirksam verhindert. Die hydraulischen Gradienten in den Kavernen bleiben sehr gering (< 0.1 m/m), und die berechneten Flussraten betragen auch nach 20'000 Jahren im Mittel nur ca.1 m³/a pro Kaverne.

Mit dem *Kavernenumfeldmodell*, das im Gegensatz zu den beiden anderen Modellen auf einer Kluftnetzwerkbasis aufgebaut ist, wird in erster Linie die Verteilung des Grundwasserflusses auf die verschiedenen wasserführenden Systeme im engeren Bereich um die Endlagerkavernen untersucht. Die Simulationen zeigen, dass im Vergleich mit den Ergebnissen früherer Arbeiten die Anzahl der erwarteten Strukturen pro Stollenmeter grösser ist, da nicht nur die hydraulisch wirksamen, sondern alle wasserführenden Systeme berücksichtigt wurden. Der Gesamtwasserfluss durch das Endlager ist dagegen, unter quasi stationären Fliessbedingungen, etwa eine Grössenordnung geringer als früher angenommen.

Aus den hydrochemischen und isotopenhydrologischen Eigenschaften der Grundwasserproben aus den Sondierbohrungen werden Hinweise auf Alter (Verweilzeit) und Fliesspfade des Wassers abgeleitet. Die Grundwässer und die extrahierten Porenwässer zeigen eine mit den hydrogeologischen Modellvorstellungen konsistente Tiefenzonierung mit oberflächennahen rezenten Ca-HCO3-Wässern, mindestens vierzig bis mehrere tausend Jahre alten Na-HCO3-Wässern darunter und, ab Tiefen unterhalb 400 m unter Terrain, bedeutend älteren Na-Cl-Wässern, die noch grössere Anteile eines mehrere Millionen Jahre alten, neoalpinen Formationsfluids enthalten. Im Endlagergebiet, resp. in der Endlagerzone, können Wässer mit beliebigen Mischungsverhältnissen der beiden Endglieder Na-HCO₃ und Na-Cl auftreten. Die hydrochemischen Befunde wurden u.a. dazu benutzt, die Plausibilität einiger wichtiger Modellierungsvorgaben (K-Verteilung, Porosität, Speicherkoeffizient) zu überprüfen. Dieser Vergleich hat gezeigt, dass die Annahmen und Wirtgesteinsparameter, die den hydrodynamischen Modellierungsrechnungen zugrunde gelegt wurden, mit den hydrochemischen Beobachtungen verträglich sind. Auch die Prüfung mit anderen unabhängigen Evidenzen (einschränkende Bedingungen aus der bevorzugten UDZ-Entwicklungshypothese) führten zum gleichen Ergebnis.

Nach Abschluss der Auswertung aller verfügbaren erdwissenschaftlichen Standortdaten kann festgehalten werden, dass die in früheren Berichten dargestellten Erkenntnisse zum grössten Teil bestätigt und verfeinert werden konnten. Durch die verbesserte Datenbasis und die weiterentwickelte Methodik der Modellierung und Synthese war es auf einigen Gebieten möglich, überkonservative Annahmen durch realistischere zu ersetzen, und insgesamt ein in sich geschlossenes und plausibles Bild des Standortes zu erarbeiten.

SUMMARY

This report synthesises the results of all the investigations performed at the Wellenberg site to date. The investigation programme consisted of seven deep boreholes, several reflection and refraction seismic campaigns, piezometer and shallow exploratory boreholes and a series of geological field studies.

The aim of the investigations was to obtain a sufficiently extensive geological database to allow a thorough evaluation of the site suitability. The most important questions in this respect relate to the long-term safety of a planned repository. Consequently, the concrete investigation objectives were directed primarily at fulfilling performance assessment needs. Additional objectives included demonstrating engineering feasibility and providing a reliable geological database for planning future underground investigations.

Completion of the surface-based investigations represents an important milestone for the geological site characterisation. A significant improvement on the current level of understanding of the site is possible only through the planned exploratory drift which will provide direct access to the disposal zone. The aim of the present report is to document the investigations carried out at Wellenberg to date, to present and discuss evaluations and analyses of the resulting data and to explain the conclusions reached. Considerable importance is attached in this connection to presenting in a transparent and traceable manner the synthesis methodologies used.

Geological data used directly within the scope of performance assessment consist of parameter values (usually recommended values with associated bandwidth) and the most important conceptual assumptions used to derive these values. The term "geo-dataset" (GDS) is used to denote all the geological data which are used directly for performance assessment. In most – if not all – cases, GDS parameter values are derived from model calculations. Models and model representations are therefore pivotal points in the data flow scheme for the geosynthesis. They contain, in condensed form, both information from the field investigations as well as conceptual assumptions, and thus provide a transparent link between the field data on one hand and the parameter values of the geo-dataset on the other.

The *geological site model* is used to describe the large-scale geometric and structural configuration of the site. This is then used as a boundary condition for all further processing steps. Determination of the spatial boundaries of rock formations is based on results of borehole investigations and on studies of surface exposures, as well as on stratigraphic and tectonic studies. The latter are drawn upon wherever spatial locations cannot be fixed by field observations alone.

The host rock formation was originally restricted to the Palfris Formation and the Vitznau Marls of the Drusberg nappe. In 1994, the host rock was extended to include the interhelvetic mélange and the Tertiary shales (Globigerina Marls, Schimberg Shales) of the Axen nappe because the safety-relevant properties of these formations were judged to be equally favourable. Recent investigations in the borehole SB4a/v/s confirmed these favourable properties, thus fully justifying their inclusion. The host rock is bounded in the north by the limestones of the Drusberg nappe and in the south by the limestones of the Axen nappe. The base of the host rock – made

up of the infrahelvetic mélange and the tectonic equivalent of the "Wissberg-Scholle" – is around 1000 m below the planned repository level. Based on the most realistic interpretation variant, at repository level the host rock body has a N-S extent of more than 1700 m, while the E-W extent is determined by topographic factors. Even in the most pessimistic variant it has a N-S extent of almost 1200 m, which would still be completely sufficient for construction of a repository.

No large-scale fault zones or inclusions of different rock bodies were found in the host rock which, due to their hydraulic properties ($T > 10^{-7} \text{ m}^2$ /s or $K > 10^{-9} \text{ m/s}$) and their spatial extent, could represent preferential pathways to the biosphere or to an adjacent rock unit with a higher permeability. This could mean that such inhomogeneities (layout-determining features) are either absent in the disposal region (preferred hypothesis) or, however, that the exploratory boreholes were not successful in locating such features (alternative hypothesis). The underground investigations planned for the next phase of site exploration will allow this uncertainty to be clarified, in particular with respect to the repository layout.

Quantification of the stress field is based on in situ measurements, which were carried out in various depth intervals in four of the exploratory boreholes. The results give a very consistent picture. The direction of the maximum horizontal principal stress, S_H, was found to have a tectonically plausible azimuth of $131^{\circ} \pm 10^{\circ}$, which is almost perpendicular to the front of the Axen nappe. The rock stress distribution for the whole investigation area (particularly within the disposal zone) was estimated using a three-dimensional (distinct element) model based on the results of the borehole measurements.

Although Central Switzerland can be considered as a region with enhanced seismic activity, worldwide experience from underground construction projects and site-specific investigation results indicate that earthquake activity is not expected to represent any real risk for the long-term safety of the repository. The underpressure zone (UPZ) detected in several boreholes, and the old saline formation waters encountered in the extremely low-permeability domain of the host rock, are evidence that the numerous earthquakes from the geological past up to the present day have failed to leave behind any relevant traces (e.g. in the form of new, high-permeability water flowpaths).

Evaluation of the geological long-term scenarios relied to a large extent on the results of regional studies on a much larger scale and empirical data on the links between climate and erosion. It is expected that the long-term evolution of the site will continue to be dominated by the effects of alpine orogeny (uplift and erosion). Even taking the most unfavourable of all climatic scenarios, together with a very conservative parameter selection, the repository will not be directly affected by erosion within a period of 100'000 years. What is expected within this time period, however, is a gradual increase in the hydraulic permeability of the surrounding host rock.

All observations to date indicate that the host rock is to be considered as a fractured medium with an extremely low-permeability matrix. Water flow is associated almost exclusively with structures formed by brittle deformation and with ductile structures which have undergone brittle reactivation (overprinting). Purely ductile structures show no preferential water flow characteristics. In terms of providing a quantitative description of the internal structure of the host rock, and particularly of the network of hydrau-

lically active small-scale structures, only a non-deterministic (statistical) model comes into question due to the otherwise required high data density.

The *block model* represents a typical "cube" of host rock with a side length of 500 m. It is based essentially on a statistical and stochastic analysis of geological and hydrogeological observations. Results from the exploratory boreholes confirm that the distribution of hydraulically relevant structures on a scale of 500 m can be considered as location-independent and thus representative for the whole host rock. The hydraulic parameters, on the other hand, show a marked depth-dependence which is taken into account by a corresponding (depth-dependent) function for their mean values. It is assumed that the increasing rock decompaction as the surface is approached has led to opening of individual shear surfaces and microfissures and, consequently, to a relative increase in hydraulic permeability.

Combining results from previous analyses, four types of water-conducting features (WCF) are distinguished: cataclastic shear zones (type 1); thin, discrete shear zones (type 2); calcareous marl/limestone layers with drusy veins within and outside interbedded limestone zones (type 3a/b) and joints in (argillaceous) marls (type 4). Their representation in the block model is based on a statistical description of their geometric properties (extent, frequency, orientation, internal heterogeneity) and a detailed hydraulic characterisation. Results from boreholes and subsequent modelling studies have shown that WCF type 1 (cataclastic shear zones) is by far the most significant for water flow in the host rock and the heterogeneity of transmissivity distribution (channeling) was therefore taken into consideration for large fault zones. The ratio of transmissive to non-transmissive WCFs in the boreholes was used to estimate a channeling factor. The greatest uncertainties in conceptualising the WCFs relate to their extent and interconnectedness. These uncertainties were addressed with parameter variations derived partly from studies of surface exposures (fault zones) and partly from correlations between neighbouring boreholes (limestone bed sequences).

Depending on the particular application, quantification of groundwater circulation was carried out on different scales. These scales correspond to two conceptual approaches which were selected for representing the hydraulic properties of the host rock. The block model provides the basis for detailed investigation of flow conditions focused on the immediate vicinity of the caverns (hectometre scale). In this case, the host rock is represented as a network of discrete water-conducting features which are approximated by planar elements (fracture network approach). In cases where a large (kilometre)-scale description of flow conditions is required, the fracture network approach is no longer feasible. The host rock and adjacent rock formations are therefore treated on this scale as equivalent porous media (EPM approach).

Whereas each adjacent rock unit is assigned an appropriate, constant hydraulic conductivity, a novel approach is used to describe the conductivity distribution in the host rock. This approach uses a 3D model based on a geostatistical procedure known as kriging. For each point in the host rock, the *K-model* provides an interpolated hydraulic conductivity value, together with the associated estimated variance. Conditional simulations are used to generate K-fields (realisations) which reflect the natural spatial variability of the hydraulic conductivity distribution. The input parameters for the Kmodel (and the boundary conditions for the K-field realisations) are derived from the WCF transmissivities determined in the boreholes. In the upper section of the host rock these vary between 10^{-5} m²/s and 10^{-8} m²/s and in the lower section between 10^{-9} m²/s and 10^{-12} m²/s. The block model plays a central role in the conversion of measured transmissivities into effective conductivities (T \rightarrow K conversion) and, conversely, in the derivation of WCF transmissivities from the location-dependent hydraulic conductivities in a K-field (K \rightarrow T conversion). The fact that the database used is common to both procedures ensures internal consistency of the model chain.

The hydraulic heads in the adjacent rock units represent important boundary conditions for the regional-scale hydrodynamic model calculations. This is particularly true of the saturation conditions in the limestone formations of the Drusberg and Axen nappes. Observations in springs and in piezometer boreholes indicate that, in contrast with the host rock, these limestones are not fully saturated. The greatest element of uncertainty, which was taken into account by parameter variations in the hydrodynamic modelling, relates to the karst water level in the Axen nappe.

The hydraulic heads in the host rock range from hydrostatic to artesian in the upper section to very low values immediately below the level of the Engelberg valley. The latter clearly lie below the local and regional exfiltration areas and almost reach sealevel values in boreholes SB1 and SB2. The consistent form of head profiles indicates the presence of an underpressure zone (UPZ) in the central part of the host rock. Special modelling studies have shown that a plausible (and the most conservative) hypothesis for its generation is mechanical unloading of the very low-permeability rock body following the glacial retreat at the end of the last ice age. The UPZ is thus a non-stationary dissipating phenomenon which is taken into account in the hydrodynamic modelling by transient calculations. Initial conditions for modelling are its present form and the expected (conservatively estimated) dissipation rates.

Three different scales were selected for the numerical modelling of groundwater flow conditions, tailored to the different questions to be investigated. Correspondingly, three different but inter-compatible models were also developed. The *regional model* is used primarily to investigate interactions between the host rock and adjacent rock formations and the influence of the UPZ on the large-scale flow regime. One important result of the modelling calculations is that, as long as the underpressure zone exists (i.e. for at least 20'000 years), exfiltration from the repository zone into the biosphere is practically impossible. Once steady-state flow conditions have been reached, the valley of the Engelberger Aa is the only possible exfiltration area. Even under extreme boundary conditions there will be no exfiltration into the slopes of Altzellen or the valley of the Secklis Bach.

The *repository model* is used primarily to investigate the effects of the planned underground structures on the natural flow-field, such as extent and duration of head perturbation resulting from repository construction and operation, impact of the excavation disturbed zone surrounding the tunnels and caverns, hydraulic effect of seals, etc. The components of an example repository facility are explicitly modelled. In the repository model, with advanced dissipation of the UPZ the topographically determined groundwater divide beneath the Eggeligrat appears as a marked ridge of potential that runs through the centre of the repository. The large-scale flow pattern is hardly affected by the underground structures or by the temporary pressure sink caused by their presence. Drainage of the caverns via the tunnels is effectively prevented by a planned system of seal zones. The hydraulic gradients in the caverns remain very low (< 0.1 m/m) and, even after 20'000 years, the calculated flow rates are an average of only approx. 1 m^3/a per cavern.

Unlike the other two models, the *cavern-scale model* is based on a fracture network approach. It is used to investigate the distribution of groundwater flow among the different water-conducting features in the rock immediately surrounding the disposal caverns. Compared with the results of previous studies, the simulations show a higher number of expected structures per tunnel metre. This is because all water-conducting features are taken into consideration and not only the hydraulically active ones. Under quasi-stationary flow conditions, the total water flux through the repository, on the other hand, is around one order of magnitude lower than estimated in previous studies.

Information on groundwater age (residence time) and flowpaths is derived from the hydrochemical and isotopic characteristics of groundwater samples collected from the exploratory boreholes. The groundwaters and the extracted porewaters show a depth zonation which is consistent with hydrogeological modelling results, with recent Ca-HCO₃ waters near the surface, Na-HCO₃ waters at least forty to several thousand years old below this and, from depths of approximately 400 m below ground level, significantly older Na-Cl waters that still contain large neoalpine (several million year old) components. Waters with variable mixing ratios of the two end-members Na-HCO₃ and Na-Cl may occur in the repository region and in the disposal zone. Hydrochemical results were used inter alia to check the plausibility of some key modelling assumptions (K distribution, porosity, storage coefficient). The comparison has shown that the assumptions and host rock parameters used for the hydrodynamic modelling calculations are consistent with hydrochemical observations. A consistency check using other independent evidence (bounding conditions from the preferred UPZ evolution hypothesis) also gave positive results.

After evaluating all available geological site data, the results presented in previous reports can largely be confirmed and refined. Improvements in the database and further developments of modelling and synthesis methodologies have made it possible in some areas to replace overconservative assumptions with more realistic ones. Taken overall, the result is a complete picture of the site which is both internally consistent and plausible.

RESUME

Le présent rapport final documente l'ensemble des investigations effectuées jusqu'ici au Wellenberg. Celles-ci comprenaient pour l'essentiel sept forages profonds, plusieurs campagnes de sismique réflexion et réfraction, la réalisation de piézomètres et de forages de reconnaissance, ainsi qu'un certain nombre d'études géologiques de terrain.

Ces investigations avaient pour objectif de constituer un jeu de données géologiques suffisamment complet pour permettre une évaluation approfondie de l'aptitude du site au stockage. Les questions les plus importantes ont trait à la sécurité à long-terme du dépôt final prévu. En conséquence, les objectifs des investigations étaient principalement concentrés sur les besoins de l'analyse de sûreté. La faisabilité technique et la nécessité de constituer une base de données solide pour la planification de futures explorations souterraines constituant une deuxième priorité.

La fin des investigations à partir de la surface représente une étape importante de la caractérisation géologique du site. Une amélioration significative de l'état actuel des connaissances ne sera possible que lorsque la galerie souterraine prévue permettra d'accéder directement à la zone de dépôt. Le présent rapport a pour but de documenter de manière succincte les recherches entreprises jusqu'ici, de présenter et discuter les interprétations possibles, ainsi que de rendre compréhensibles les conclusions qui en sont tirées. Ce rapport a été conçu de manière à ce que le lecteur puisse suivre pas-à-pas le raisonnement qui a conduit à l'application et à l'amélioration de la méthode d'élaboration de la synthèse géologique.

Dans le cadre de l'analyse de sûreté, les données géologiques directement utilisables sont constituées de paramètres (en règle générale il s'agit de valeurs recommandées y compris leur marge d'incertitude) et des hypothèses de travail utilisées pour obtenir ces paramètres. Pour l'ensemble des données géologiques qui entrent directement dans l'analyse de sûreté, on utilise le terme de *jeu de données géologiques* (GDS - "Geodatensatz"). La plupart des paramètres du GDS découlent de résultats de différents modèles mathématiques. Les modèles conceptuels et numériques constituent dès lors un élément essentiel du schéma d'élaboration des données (Datenfluss-diagramm) de la synthèse géologique. Les modèles comprennent de manière condensée certaines connaissances provenant des observations de terrain et certaines hypothèses conceptuelles. Ils relient de la sorte les données de terrain aux valeurs paramétriques du jeu de données géologiques.

Le modèle géologique du site ("geologisches Standortmodell") décrit la configuration des éléments géométriques et tectoniques à large échelle et constitue la base de toutes les étapes d'élaboration ultérieures. La définition des limites entre formations géologiques se base d'une part sur les résultats des forages et des affleurements et d'autre part sur les études stratigraphiques et tectoniques, qui sont utilisées dans tous les cas où la disposition spatiale n'a pu être fixée grâce aux seules données de terrain.

La définition de roche d'accueil ("Wirtgestein"), qui se référait à l'origine à la formation de Palfris et aux marnes de Vitznau, fut élargie en 1994 au Mélange interhelvétique, ainsi qu'aux schistes tertiaires de la nappe de l'Axe (marnes à Globigérines, schistes de Schimberg), car les propriétés en matière de sûreté de ces formations peuvent être considérées comme équivalentes. Les dernières investigations effectuées dans le forage SB4a/v/s ont pleinement confirmé cette affirmation. La roche hôte est limitée au nord par les calcaires de la nappe du Drusberg et au sud par les calcaires et molasses de la nappe de l'Axe. Sa base, à savoir le Mélange infrahelvétique, resp. la surface de l'équivalent de l'écaille du Wissberg ("Wissberg-Scholle"), est située à environ 1'000 m sous la cote du dépôt. La roche d'accueil comporte, selon l'interprétation la plus réaliste, une extension nord-sud de plus de 1'700 m; l'extension dans l'axe est-ouest étant dictée par le modelé topographique. Même la variante la plus pessimiste comporte encore près de 1'200 m dans l'axe nord-sud, ce qui suffit largement au positionnement du dépôt envisagé.

Aucune zone de failles importante, ni d'inclusion ou écaille de roche étrangère n'ont pu être mises en évidence. Celles-ci auraient pu constituer – en raison de leurs propriétés hydrauliques (T > 10^{-7} m²/s resp. K > 10^{-9} m/s) et de leur extension – un cheminement préférentiel vers la biosphère ou vers une formation adjacente plus perméable. Ceci peut tout à la fois signifier que de telles inhomogénéités ("critères d'exclusion") n'existent pas dans la zone de stockage (hypothèse préférentielle) ou que les sondages effectués ont été insuffisants pour les repérer (hypothèse alternative). Les travaux souterrains prévus lors de la prochaine étape d'exploration permettront de répondre de manière définitive à cette question, du-moins en ce qui concerne la zone de stockage.

Afin de déterminer quantitativement le champ de contraintes récent, des mesures in situ ont été effectuées dans quatre forages et à différents niveaux de profondeur. L'orientation la plus plausible de la contrainte horizontale maximale S_H est de 131° ± 10°, c'est-à-dire presque à la normale du front de la nappe de l'Axe. La distribution des contraintes sur l'ensemble du site (et surtout aux alentours de la zone de dépôt) fut déterminée à l'aide d'un modèle tridimensionnel (par "Distinct Element Method"), sur la base des mesures en forage.

Bien que la Suisse centrale comporte une activité sismique non négligeable, elle ne représente – comme l'atteste l'expérience acquise sur les constructions souterraines et les études en sous-sol – aucun risque pour la sécurité à long-terme du dépôt. La zone de pressions hydrauliques anormalement basses, ainsi que les eaux de formation hautement salines dans les parties très peu perméables de la roche d'accueil montrent qu'aucun des nombreux séismes que cette région a connu tant à l'échelle géologique qu'à notre époque n'a laissé de trace (par exemple en favorisant des connexions hydrauliques hautement perméables).

Les scénarios d'évolution à long-terme se basent surtout sur les résultats d'études supra-régionales et sur des données empiriques des relations entre climat et érosion. Il est fort probable que l'évolution à long-terme du site sera pour longtemps encore dominée par les effets de l'orogenèse alpine (soulèvement et érosion). Même en considérant le scénario climatique le plus défavorable et en utilisant des paramètres extrêmement conservatifs (pessimistes), le dépôt ne sera pas directement affecté par l'érosion. Par contre, une augmentation progressive de la conductivité hydraulique de la roche encaissante est à prévoir durant cette période.

Toutes les observations faites jusqu'à présent tendent à montrer que la roche d'accueil est un milieu fracturé avec une matrice extrêmement peu perméable. La circulation hydraulique est concentrée presque exclusivement dans les discontinuités formées par déformation cassante ou dans des discontinuités ductiles réactivées par une phase postérieure de déformation cassante. Les discontinuités purement ductiles n'offrent pas de voie de cheminement. Afin de décrire quantitativement la structure interne, en particulier le système connecté de discontinuités transmissives à l'intérieur de la roche d'accueil, il n'y a guère qu'un modèle non-déterministe, à savoir statistique, qui rentre en ligne de compte.

Ce modèle, appelé *modèle bloc* ("Blockmodell") représente un cube de roche d'accueil de 500 m de côté. Il est construit pour l'essentiel sur la base du traitement statistique, ou plus précisément stochastique, des données géologiques et hydrogéologiques. Les résultats des sondages d'exploration suggèrent que la distribution des systèmes transmissifs peut être considérée comme homogène à l'échelle de 500 m et par conséquent représentative pour l'ensemble de la roche d'accueil. Les paramètres hydrauliques révèlent par contre une forte corrélation avec la profondeur, qui peut être exprimée par des moyennes et variances en fonction de la profondeur. On suppose, que la décompaction de la roche de plus en plus prononcée vers la surface a provoqué l'ouverture de zones de cisaillement et de microfractures et donc une certaine augmentation de la conductivité hydraulique.

Par analogie avec les travaux antérieurs, on distingue quatre types de systèmes transmissifs (WFS - "wasserführende Systeme"): les zones de cisaillement cataclastique (type 1), les zones de cisaillement fines (type 2), les calcaires marneux / bancs de calcaire comportant des veines à géodes tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des séquences de bancs calcaires (type 3a/b) et les failles dans les argiles marneux et les marnes (type 4). Leur implémentation dans le modèle bloc repose sur une description statistique des propriétés géométriques (extension, fréquence, orientation, hétérogénéité interne) et sur une caractérisation hydraulique détaillée. Sur la base des résultats des forages et des modélisations ultérieures, il est apparu clairement que le type WFS 1 (zones de cisaillement cataclastique) est déterminant pour la circulation hydraulique dans la roche d'accueil. Pour cette raison, la distribution hétérogène des zones plus ou moins transmissives à l'intérieur des WFS (channelling) est prise en compte dans le cas des grandes discontinuités. La détermination du facteur de channelling se base sur le rapport entre WFS transmissifs et non transmissifs tels qu'observés en forages. Les incertitudes les plus grandes lors de la conceptualisation des WFS concernent leur extension et leur connectivité. Des études paramétriques ont permis de cerner cette incertitude, en partie à l'aide d'analyses d'affleurements (mesure des discontinuités) et en partie en corrélant les grandes structures entre forages voisins (continuité des bancs calcaires).

La quantification des conditions de circulation des eaux souterraines fut effectuée en utilisant des échelles d'observation adéquates. A ces différentes échelles correspondent deux conceptualisations différentes des propriétés hydrauliques de la roche d'accueil. Le modèle bloc est la base de l'observation détaillée des conditions de circulation au niveau hectométrique. La roche hôte est considérée en ce cas comme un réseau discret de systèmes transmissifs (WFS), qui sont schématisés sous forme de surfaces planes (concept des réseaux de fractures). Pour les questions nécessitant un traitement dans un cadre plus vaste des conditions d'écoulement (échelle kilométrique), l'approche discrète n'est ni possible, ni judicieuse. A cette échelle, la roche d'accueil ainsi que les formations adjacentes sont considérées comme un milieu à porosité d'interstices équivalent (concept "EPM").

Alors qu'une conductivité hydraulique constante est attribuée aux formations au pourtour de la roche d'accueil, la distribution de la conductivité hydraulique à l'intérieur de celle-ci est régie par un nouveau type de modèle tridimensionnel, élaboré par des procédés géostatistiques (Kriging). Ce modèle de perméabilité ou *modèle K* ("K-Modell") livre à chaque point de la roche d'accueil une valeur de conductivité hydraulique interpolée, y compris la variance d'estimation correspondante. C'est dans le cadre de cette variance d'estimation que des simulations conditionnées de plusieurs champs de perméabilité (réalisations) sont générées. Ces réalisations représentent la variabilité naturelle de la distribution des conductivités hydrauliques. Les données d'entrée pour le modèle K (ainsi que les conditions aux limites des réalisations de K) sont déduites à partir des valeurs de transmissivité acquises en forage. Ces valeurs oscillent dans la partie supérieure entre 10^{-5} m²/s et 10^{-8} m²/s et dans la partie inférieure entre 10^{-9} m²/s et 10^{-12} m²/s. Le modèle bloc joue est l'instrument essentiel, tant pour transformer les transmissivités mesurées en valeurs effectives de conductivité hydraulique (conversion T \rightarrow K), que pour procéder de manière inverse, à savoir pour re-transformer en transmissivités les conductivités hydrauliques locales du modèle K (conversion K \rightarrow T). La base de données commune aux deux approches conceptuelles assure la consistence interne de la chaîne des modèles.

Les potentiels hydrauliques dans les formations adjacentes sont indispensables pour définir les conditions aux limites du modèle à l'échelle régionale. Ceci s'applique en particulier aux conditions de saturation dans les formations calcaires des nappes tectoniques de l'Axe et du Drusberg. Les observations de sources et piézomètres laissent à penser que les calcaires – au contraire de la roche d'accueil – ne sont que partiellement saturés. Le niveau approximatif de la saturation dans les joints karstiques constitue tout à la fois l'inconnue la plus grande et l'information la plus importante. C'est pourquoi des variations paramétriques du niveau de saturation dans les calcaires de la nappe de l'Axe ont été effectués.

Les potentiels hydrauliques dans la roche d'accueil se situent dans sa partie supérieure entre les niveaux hydrostatique et artésien, et deviennent très faibles immédiatement sous la cote de la vallée d'Engelberg. Ces potentiels sont clairement inférieurs aux cotes d'altitude de toutes les zones d'exutoire local ou régional envisageables. Ils atteignent même quasiment le niveau de la mer dans les forages SB1 et SB3. L'allure des profils de potentiel est très semblable dans la plupart des forages et suggère l'existence d'une zone continue de pressions subnormales (UDZ - "Unterdruckzone") dans la partie centrale de la roche hôte. Cette anomalie a été probablement formée par la décompaction mécanique du corps de roche extrêmement peu perméable. Le scénario d'évolution le plus conservatif (à savoir le plus minimaliste en termes de durée) étant celui de la fonte des glaces à la fin de la dernière glaciation – comme suggéré par certains modèles. Ce phénomène est à caractère non stationnaire et oblige à modéliser les écoulements de manière transitoire. Les conditions initiales sont dictées par la géométrie actuelle supposée de la zone de pressions anormales et par le taux de dissipation escompté (conservatif).

Les différents types de questions posées à l'hydrogéologue ont été traitées au moyen de trois modèles numériques, compatibles entre eux et couvrant chacun une échelle d'observation différente. Le *modèle régional* ("Regionalmodell") est l'outil avec lequel on étudie avant tout les interactions entre roche d'accueil et formations adjacentes, ainsi que l'effet de la zone de pressions anormales (UDZ) sur les conditions d'écoulement à grande échelle. L'un des résultats importants découlant des simulations est que – durant toute la durée d'existence de la zone de pressions anormales – des exfiltrations à partir de la zone de dépôt vers la biosphère sont pratiquement exclues. De plus, si des conditions stationnaires peuvent se rétablir, seule la vallée de l'Engelberg jouera le rôle de zone d'exfiltration. Même en utilisant des conditions aux limites extrêmes, aucune ligne d'écoulement n'aboutit sur les pentes d'Altzellen ou dans la vallée du Secklis Bach.

Le *modèle du dépôt* ("Kavernenumfeldmodell") sert avant tout à évaluer les effets des constructions souterraines sur le champ d'écoulement naturel (étendue et durée de la perturbation des potentiels suite à la construction et à l'exploitation du dépôt, effets de la zone de détente du massif rocheux au pourtour des cavernes et galeries, effet de rétention hydraulique des zones de scellement, etc.). Pour ce faire, il fut nécessaire de discrétiser explicitement les installations souterraines. Plus le stade de dissipation de la zone de pressions anormales est avancé et plus on remarque le développement d'une ligne de partage des eaux passant par le milieu du dépôt. Les constructions souterraines n'affectent pratiquement pas les conditions d'écoulement régionales et ne provoquent qu'une faible dépression confinée au pourtour des installations. Les scellements ont été prévus de manière judicieuse, puisqu'ils empêchent clairement une décharge des cavernes par le système des galeries d'accès. Les gradients hydrauliques dans les cavernes sont très faibles (< 0.1 m/m) et les débits n'atteignent qu'environ 1 m³ par an et par caverne.

Le modèle à l'échelle des cavernes ("Kavernenumfeldmoell") est constitué d'un réseau de fractures, au contraire des modèles pré-cités. Ce modèle permet d'étudier en premier lieu la distribution du flux dans les WFS au pourtour immédiat des cavernes de dépôt. Les simulations montrent que – par comparaison avec les résultats de travaux précédents – le nombre de structures par mètre de galerie a augmenté, car il a été tenu compte non seulement des systèmes transmissifs connectés, mais aussi et surtout de l'ensemble des discontinuités recensées. En revanche, le débit total à travers le dépôt (sous conditions quasi-stationnaires) s'abaisse d'environ un ordre de grandeur par rapport aux prévisions précédentes.

Les propriétés hydrochimiques et isotopiques des échantillons d'eau souterraine prélevés dans les forages profonds permettent d'obtenir des informations sur l'âge (ou temps de résidence) et sur les voies d'écoulement. Les eaux échantillonnées et les eaux extraites des pores de la roche montrent un zonage en fonction de la profondeur qui est consistant avec les modèles hydrogéologiques. Les eaux proches de la surface sont de type Ca-HCO₃, relayées à plus grande profondeur par des eaux de type Na-HCO₃, dont les âges s'échelonnent entre 40 et plusieurs milliers d'années. A des niveaux de profondeur supérieurs à 400 m sous la surface, on observe des eaux beaucoup plus anciennes, de type Na-Cl, qui conservent une forte proportion en eau de formation d'âge néoalpin, datant de plusieurs millions d'années. Dans le pourtour du dépôt, respectivement dans la zone de dépôt, il faut s'attendre à rencontrer des eaux de mélange, entre les membres extrêmes Na-HCO₃ et Na-Cl. Les analyses hydrochimigues ont servi, entre autres, à vérifier la plausibilité de certaines hypothèses de base de la modélisation (distribution des perméabilités, valeurs de porosité, coefficient d'emmagasinement). Cette comparaison a démontré que les paramètres utilisés sont compatibles avec les observations hydrochimiques. La vérification des hypothèses de travail à l'aide d'autres observations indépendantes (conditions restrictives sur la base des scénarios de développement de la zone de pressions anormales) est arrivée à la même conclusion.

L'analyse et l'interprétation définitive de l'ensemble des données géologiques recueillies sur ce site permettent de confirmer et d'affiner la plupart des résultats obtenus préalablement. Grâce à l'amélioration de la base de données et grâce aussi à une meilleure méthodologie de modélisation et de synthèse des données, des hypothèses ultra-conservatives (pessimistes) ont pu être remplacées, dans certains domaines, par des hypothèses réalistes, permettant ainsi de construire une image plus affinée et plus plausible du site.

INHALTSVERZEICHNIS

ZUS	AMME	INFASS	JNG	I		
SUM	MAR	(VII		
RES	UME			XIII		
INHA	LTSV	ERZEICI	HNIS TEXT	XIX		
INHA	LTSV	ERZEICI	HNIS ANHANG	XXVIII		
VERZEICHNIS DER FIGUREN IM TEXT XX						
VER	ZEICH	INIS DEF	R FIGUREN IM ANHANG	XL		
VER	ZEICH	INIS DEF	R TABELLEN IM TEXT	XLII		
VER	ZEIC⊦	INIS DEF	R TABELLEN IM ANHANG	XLV		
VER	ZEICH	INIS DEF	RBEILAGEN	XLVI		
1	EINL	EITUNG		1		
	1.1	Zielsetz	ung des Berichts	1		
	1.2	Ziel der	geologischen Standortcharakterisierung	1		
	1.3	Aufbau des Berichts				
	1.4	Verfass	er	3		
2	ZUS	AMMENF	FASSUNG DER REGIONALEN KENNTNISSE	5		
	2.1	Einleitur	ng	5		
	2.2	Geogra	phische Übersicht	5		
	2.3	Regiona	ale Geologie	7		
		2.3.1	Tektonischer Bau	7		
		2.3.2	Stratigraphie	11		
		2.3.3	Regionale geologische Entwicklung	14		
			2.3.3.1 Terriar 2.3.3.2 Ouartár	14		
			2.3.3.3 Neotektonik (rezente Tektonik)	18		
		2.3.4	Hydrogeologie	21		
3	UNT	ERSUCH	IUNGSPROGRAMM	25		
	3.1	Einleitung				
	3.2	Ausgangslage 25				
	3.3	Untersuchungskonzept 1986 und Sondiergesuch Wellenberg (NSG 18) 26				

3.4	Bewilligungen und Anpassungen 29			
3.5	Untersu	ichungsphase I	30	
	3.5.1	Ziele der Untersuchungsphase I	30	
	3.5.2	Untersuchungsprogramm Phase I	31	
	3.5.3	Durchgeführte Untersuchungen	33	
3.6	Untersu	ichungsphase li	36	
	3.6.1	Ziele der Untersuchungsphase II	36	
	3.6.2	Untersuchungsprogramm Phase II	36	
	3.6.3	Durchgeführte Untersuchungen	37	
3.7	Auswer	tungen und Synthese	37	
050				
UNT	ERSUCH	HUNGSGEBIETES	45	
4.1	1 Einleitung 45			
4.2	Litholoc	ische und stratigraphische Beschreibung der projektrelevanten		
	geologi	schen Formationen	47	
	4.2.1	Formationen des Wirtgesteins	47	
	4.2.2	Die wichtigsten Formationen des Nebengesteins	50	
4.3	Mineral der geo	ogische, petrographische und petrophysikalische Eigenschaften logischen Formationen	52	
	4.3.1	Gesamtgesteinseigenschaften der verschiedenen Formationen	54	
		4.3.1.1 Mineralbestand der Gesteine	54	
		4.3.1.2 Dichte, Porosität und Porenraumverteilung	57	
		4.3.1.3 Petrophysikalische Eigenschaften der Gesteine aus in situ Messungen	59	
	4.3.2	Charakterisierung und Typisierung von Adern und Kluftfüllungen	63	
		4.3.2.1 Adertypen im Wirtgestein	63	
		4.3.2.2 Adertypen in den stratigraphisch über der Palfris-	<u> </u>	
		4323 Porosität und Porenraumverteilung in Adern und Drusen	67	
	433	Aussagen zur Petrogenese	69	
	4.0.0	4.3.3.1 Sedimentation und Diagenese	69	
		4.3.3.2 Neoalpine Metamorphose	69	
		4.3.3.3 Spät- und post-neoalpine Prozesse	71	
4.4	Felsme	chanische Kennwerte und Materialgesetz des Wirtgesteins	74	
	4.4.1	Zielsetzung und Randbedingung	74	
	4.4.2	Resultate der felsmechanischen Laboruntersuchungen	74	
	4.4.3	Resultate der felsmechanischen in situ Versuche	78	

	4.4.4	Langzei gesteins	it-Deformationsverhalten und Materialgesetz des Wirt-	78
	4.4.5	Diskuss	ion der Resultate	80
4.5	Tektoni	sche Entv	vicklung	83
	4.5.1	Regiona	ale Entwicklung	84
	4.5.2	Akkumu	Ilation des Wirtgesteins	90
4.6	Struktur	elemente	und Kalkbankabfolgen	93
	4.6.1	Sedime	ntäre Strukturen	93
	4.6.2	Struktur	en der duktilen Verformung	95
	4.6.3	Kalkban	ikabfolgen	101
	4.6.4	Struktur	en der spröden Verformung	104
4.7	Das geo	ologische	Standortmodell	117
	4.7.1	Grossrä	umiger Faltenbau im Untersuchungsgebiet	118
	4.7.2	Wirtgest	teinsgrenzen	121
	4.7.3	Möglich	e Fremdgesteinsvorkommen	129
	4.7.4	Grosse	und regionale Störungen	129
	4.7.5	Projektb	pezogene Modellvarianten	134
4.8	Langzei	tentwicklu	ung des Standorts	140
	4.8.1	Neotekt	onik	140
		4.8.1.1	Alpine Hebungsrate (Geodätische Analyse des Landesnivellements)	140
		4.8.1.2	Analysen von Erdbeben	143
		4.8.1.3	Rezentes Spannungsfeld	150
		4.8.1.4	Zusätzliche Feldstudien	153
	4.8.2	Erosion	sszenarien	154
		4.8.2.1	Berücksichtigte Prozesse	155
		4.8.2.2	Szenarien	156
		4.8.2.3	Entwicklung der Erosionsbasis	157
		4.8.2.4	Lokalerosion	159
		4.8.2.5	Beeinflussung der hydrogeologischen Verhältnisse	161
		4.8.2.6	Bemerkungen zur Konservativität	162
4.9	Zusamr	nenfassu	ng und Bedeutung für den Geodatensatz	163
GEO	LOGISC	HE EIGE	NSCHAFTEN DER WASSERFÜHRENDEN SYSTEME	167
5.1	Einleitur	ng		167
5.2	Methodi	ik		167
	5.2.1	 Datenba	asis	167

	5.2.2	ldentifika	ation der Zuflusspunkte	168
	5.2.3	Von Zufl Charakte	lusspunkten zu wasserführenden Systemen: Kriterien zur erisierung	168
	5.2.4	Grösser	räumige Geometrie der Wasserfliesswege	169
	5.2.5	Verbess	erung des Kenntnisstands seit 1993	169
5.3	Wasserf	ührende	Systeme im Wirtgestein	170
	5.3.1	Тур 1: К	ataklastische Scherzonen (Störungen)	172
		5.3.1.1	Orientierung kataklastischer Scherzonen	172
		5.3.1.2	Interner Aufbau kataklastischer Scherzonen	175
		5.3.1.3	Variation der Häufigkeit und des internen Aufbaus kataklastischer Zonen mit der Tiefe	182
		5.3.1.4	Strukturelle und hydrogeologische Heterogenität	
			kataklastischer Scherzonen	183
	5.3.2	Typ 2: D	lünne diskrete Scherzonen (reaktivierte Schervenen)	183
	5.3.3	Тур 3: К	alkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern	184
		5.3.3.1	Genese und Geometrie der Adern	184
		5.3.3.2	Geometrie von Kalkbänken	184
		5.3.3.3	Verbindung zwischen Fliessporosität und Matrixporosität der Wirtgesteinsmatrix	187
		5.3.3.4	Subtypen 3a und 3b: Kalkbänke und Kalkbankabfolgen	187
	5.3.4	Тур 4: К	llüfte in Tonmergeln und Mergeln	188
5.4	Wasserf	ührende	Systeme im Nebengestein	188
	5.4.1	Тур 5: К	lüfte oder Bruchnetzwerke in Kalkformationen	189
	5.4.2	Typ ana	log 3b: Sandsteinbänke mit drusigen Adern	189
	5.4.3	Weitere	Zuflüsse	189
	5.4.4	Wasserf	führende Systeme in der Rutschmasse	190
5.5	Häufigke	eitsverteil	lung der Zuflusspunkte der wasserführenden Systeme	190
	5.5.1	Relative	Verteilung	190
	5.5.2	Tiefenat	phängigkeit	19 1
5.6	Konzept Kluftnetz	tualisierur zwerkmoo	ng der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für die dellierung (Blockmodell)	191
	5.6.1	Hydroge	eologisch relevante strukturgeologische Elemente	192
	5.6.2	Grosse	Störungen	193
	5.6.3	Kleine S	Störungen	199
	5.6.4	Verteilur Störung	ng von Ausdehnung und Mächtigkeit grosser und kleiner en	200
	5.6.5	Dünne c	tiskrete Scherzonen	200
	5.6.6	Kalk(me	ergel)bänke mit drusigen Adern ausserhalb Kalkbank-	000
		abioiger	1	202

	5.6.7	Kalkbankabfolgen	202			
	5.6.8	Klüfte in Tonmergeln und Mergeln	209			
	5.6.9	Geologische Eigenschaften des Blockmodells	210			
5.7	Konzept Transpo	tualisierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für ortmodellierung	210			
	5.7. 1	Typ 1: Kataklastische Scherzonen	210			
	5.7.2	Typ 2: Dünne diskrete Scherzonen	215			
	5.7.3	Typ 3: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adem	217			
	5.7.4	Typ 4: Klüfte in Tonmergeln und Mergeln	217			
5.8	Wasserf	fliesswege in der Auflockerungszone von Tunneln und Kavernen	219			
	5 .8 .1	Geometrie der zu erwartenden Ausbruchsmuster	219			
	5.8.2	Interne Struktur und Wasserfliesswege in der Auflockerungszone	220			
	5.8.3	Hydrogeologische Implikationen	221			
5.9	Zusamm	nenfassung und Bedeutung für den Geo-Datensatz	221			
GRU	NDWÄSS	SER UND GASE	225			
6.1	Einleitun	ng	225			
6.2	Grundlagen für die Bestimmung der Grundwassermodellalter und der Infiltrationsgebiete					
	6.2.1	Die Isotopenverhältnisse von Wasserstoff (² H/ ¹ H) und Sauerstoff (¹⁸ O/ ¹⁶ O) in Niederschlägen und Grundwässern	226			
	6.2.2	Tritium (³ H) in Niederschlägen und Grundwässern	227			
	6.2.3	lsotopenzusammensetzung der Niederschläge im Wellenberg- Gebiet	228			
6.3	Hydroch	nemie und Isotopenzusammensetzung der Grundwässer	231			
	6.3.1	Datenbasis und Methodologie	231			
		6.3.1.1 Chemische Untersuchungen an Grundwässern	234			
		6.3.1.2 Geochemische Modellierung	235			
		6.3.1.3 Bestimmung radioaktiver Isotope	236			
		6.3.1.4 Strontium-Isotope in Grundwässern, Gesteinen und Mineralien	238			
	6.3.2	Ca-HCO₃-Grundwässer	239			
		6.3.2.1 Chemische Beschaffenheit, Gleichgewichts-Bezie- hungen, Isotopenzusammensetzung und Genese	241			
		6.3.2.2 Infiltrationsgebiete und unterirdische Verweilzeiten der Ca-HCO ₃ -Grundwässer von Quellen (Referenzquellen)	245			
	6.3.3	Oberflächennahe Na-HCO3-Grundwässer	247			
	6.3.4	Na-Cl-Grundwässer	250			

		6.3.5	Tiefe Na	a-HCO ₃ -Grundwässer	253
		6.3.6	Andere	Grundwässer	256
			6.3.6.1	Grundwasser aus dem Kieselkalk (Sondierbohrung SB2)	256
			6.3.6.2	Grundwasser aus dem Sichel-Kalk und dem Äquivalent der Gemsmättli-Schicht (Sondierbohrung SB2)	258
		6.3.7	Stabile I	sotope von Porenwässern	259
		6.3.8	Kolloide		261
		6.3.9	Referen	zwasser-Zusammensetzungen	262
		6.3.10	Regiona	le Analogien	264
	6.4	Chemie	und Isoto	ppenzusammensetzung der natürlichen Gase	266
		6.4.1	Datenba	asis und Methodologie	267
			6.4.1.1	Überprüfung der Qualität von Gasproben	267
			6.4.1.2	Geochemische Kartierung von Störungszonen mit Bodengasmessungen	268
			6.4.1.3	Rückschlüsse auf Herkunft und Bildungsbedingungen der Gase	269
			6.4.1.4	Altersabschätzungen von Grundwässern mit Hilfe von Edelgasen (He und Ar)	269
		6.4.2	Zusamn	nensetzung der Gase	270
			6.4.2.1	Gasproben aus den Sondierbohrungen	270
			6.4.2.2	Edelgase (He, Ar) aus Gesteinen und Porenwässern	274
	6.5	Genese	der Grun	dwässer und natürlichen Gase	276
		6.5.1	Genese	der Grundwässer im Wirtgestein	276
		6.5.2	Genese	der Gase	281
	6.6	Hydroch Grundw	nemische asserströ	und isotopenhydrologische Evidenzen für die regionale mung	282
	67	Zusamn	nonfaesu	ng und Bedeutung für den Geodatensatz	284
	0.7	Zusamn	nemassu	ig the bedeuting for den deodatensalz	204
7	GRU	NDWAS	SERZIRK	ULATIONSVERHÄLTNISSE	287
	7.1	Einleitur	ng		287
	7.2	Datenba	asis		289
		7.2.1	Oberfläc	chennahes Grundwasser	289
			7.2.1.1	Auswertungsziele und Grundlagen	289
			7.2.1.2	Grundwasser in den Lockergesteinen	291
			7.2.1.3	Sättigungsverhältnisse in den Festgesteinen	294
			7.2.1.4	Hinweise auf tiefreichende Zirkulation	299
		7.2.2	Tiefengr	rundwässer	300
			7.2.2.1	Hydraulische Erkundungsmethoden	300

		7.2.2.2 Resultate	301
7.3	Wasser	rführende Systeme im Wirtgestein (Blockmodell)	313
	7.3.1	Hydraulische Eigenschaften des Blockmodells	314
		7.3.1.1 Konzeptuelle Annahmen	314
		7.3.1.2 Kataklastische Scherzonen (Typ 1)	317
		7.3.1.3 Dünne diskrete Scherzonen (Typ 2)	319
		7.3.1.4 Kalk(mergel)bänke und Kalkbankabfolgen (Typ 3)	319
		7.3.1.5 Klüfte in Tonmergeln und Mergeln (Typ 4)	320
		7.3.1.6 Zusammentassung der Eigenschaften des Blockmodel	s 320
	7.3.2	Die Ermittlung von K-Profilen entlang den Bohrungen	000
		$(I \rightarrow K \text{ KONVERSION})$	323
		7.3.2.1 Methodik 7.3.2.2 Fraebnisse und Sensitivitätsenelysen	324
	700	Imwondlung von offektiven K Merten in eine T Verteilung	027
	7.3.3	(K → T Konversion)	328
7.4	Verteilu	ing der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein (K-Modell)	330
	7.4.1	Einführung	330
	7.4.2	Kriging Methode und konditionale Simulationen	332
	7.4.3	Konzeptuelle Annahmen	333
	7.4.4	Methodik zur Ermittlung des K-Modells	335
	7.4.5	Ergebnisse (K-Modell)	341
	7.4.6	Realisationen der K-Verteilung im Wirtgestein	344
7.5	Potentia	alverhältnisse im Wirtgestein	345
	7.5.1	Hydraulische Unterdrücke und Unterdruckzone	347
	7.5.2	Vorgaben für die Grundwassermodellierung	347
7.6	Durchlä	assigkeiten und Potentialverhältnisse in den Nebengesteinen	350
	7.6.1	Hydrogeologische Gliederung der Nebengesteine	350
	7.6.2	Effektive hydraulische Leitfähigkeiten in den Nebengesteinen	351
	7.6.3	Hydraulische Potentiale in den Nebengesteinen	353
7.7	Grundw	vasserzirkulationsverhältnisse	355
	7.7.1	Modellierungsstrategie	355
		7.7.1.1 Modellhierarchie und Modellierungsansätze	355
		7.7.1.2 Gültigkeitsdauer der Modellaussagen	359
		7.7.1.3 Rechenfälle und Produkte	359
	7.7.2	Hydrogeologisch relevante Prozesse	364
	7.7.3	Endlager-Effekte (Auflockerungszone, Endlager-Gasfreisetzung)	366
		7.7.3.1 Abschätzung der hydraulischen Eigenschaften der	000
		Autiockerungszone	366

			7.7.3.2	Zweiphasenflussparameter für die Endlagergas- Freisetzung	367
		7.7.4	Regiona	le Grundwasserzirkulation (Regionalmodell)	369
			7.7.4.1	Fragestellungen im Regionalmassstab	369
			7.7.4.2	Modellaufbau	370
			7.7.4.3	Basisfall ohne Endlager (RT200-r _i)	374
			7.7.4.4	Basisfall mit Endlager (RT100-r _i)	381
			7.7.4.5	Sensitivitätsanalyse	387
			7.7.4.6	Schlussfolgerungen	389
		7.7.5	Grundwa	asserzirkulation im Endlagermassstab (Endlagermodell)	392
			7.7.5. 1	Fragestellungen im Endlagermassstab	392
			7.7.5.2	Modellaufbau	393
			7.7.5.3	Basisfall (ET100-r _i)	400
			7.7.5.4	Sensitivitätsanalyse	412
			7.7.5.5	Schlussfolgerungen	416
		7.7.6	Strömur	ngsverhältnisse im Blockmassstab (Kavernenumfeld-	
			modell)		417
			7.7.6.1	Problemstellung	417
			7.7.6.2	Modellaufbau	418
			7.7.6.3	Modellierungprodukte und Methodik der Ableitung	421
			7.7.6.4	Ergebnisse	425
			7.7.6.5	Sensitivitätsanalyse	430
			7.7.6.6	Schlussfolgerungen	433
		7.7.7	Bewertu aufgrund	ing der Eingangsgrössen der Grundwasserflussmodelle d unabhängiger Evidenzen	433
			7.7.7.1	Methodik für die hydrochemische Konsistenzprüfung	434
			7.7.7.2	Bewertung des Regionalmodells aufgrund hydro-	438
			7.7.7.3	Bewertung des Regionalmodells aufgrund der	
				gemessenen Unterdrücke	441
	7.8	Zusamn	nenfassu	ng und Bedeutung für den Geodatensatz	444
8	GEO ENDI	LOGISC LAGERB	HER DAT AU	TENSATZ FÜR SICHERHEITSANALYSE UND	449
	8.1	Einleitur	ng		449
	8.2	Vorgehe	en		450
	8.3	Geologi	scher Dat	tensatz für die Sicherheitsanalyse	451
		8.3.1	Inhalt	-	451
		832	Bäumlic	che Verbreitung der geologischen Einheiten (geologisches	
		0.0.2	Standor	tmodell)	451

		8.3.3	.3 Grundlagendaten für die Modellierung der Grundwasser- zirkulation			
			8.3.3.1	Hydrogeologische Einheiten (hydraulische Eigen- schaften)	452	
			8.3.3.2	Hydraulische Eigenschaften der wasserführenden Systeme im Wirtgestein und Konzeptualisierung für die Kluftnetzwerkmodellierung (Blockmodell)	453	
			8.3.3.4	Ausdehnung und hydraulische Eigenschaften der Auflockerungszone	455	
			8.3.3.5	Zweiphasenfluss-Parameter für die Endlagergas- Freisetzung	456	
		8.3.4	Grossrä 8.3.4.1	umige Grundwasserzirkulation (Regionalmodell) Potentialverteilung und Exfiltrationsorte	457 457	
			8.3.4.2	Hydrogeologischer Datensatz der Biosphäre	458	
		8.3.5	Grundw Kaverne	asserzirkulation im Wirtgestein (Endlagermodell, enumfeldmodell)	458	
		8.3.6	Konzep [:] wasserf	tuelle Modelle und transportrelevante Parameter der ührenden Systeme im Wirtgestein	460	
		8.3.7	Auslegu	ingsbestimmende Elemente	461	
		8.3.8	Geoche	mische Bedingungen (Referenzwasser und Kolloide)	461	
		8.3.9	Langzei	tentwicklung: Erosion, K-Wert Erhöhung, Freilegung	462	
		8.3.10	Einflüss	e von Erdbeben	463	
	8.4	Geologi	ischer Dai	tensatz für den Endlagerbau	463	
9	BEU	EURTEILUNG DES KENNTNISSTANDES				
	9.1	Einleitung				
	9.2	Geologisches Standortmodell				
	9.3	Felsmechanik				
	9.4	Geologische Charakterisierung der wasserführenden Systeme				
	9.5	Hydrocł	hemische	Verhältnisse	473	
	9.6	Grundwasserzirkulationsverhältnisse				
	9.7	Geologische Langzeitszenarien				
	9.8	Auswirk	kung von E	Erdbeben	478	
	9.9	Zusamr	nenfassu	ng	479	
10	LITE	RATURV	/ERZEICH	INIS	481	

XXVIII

ANHANG

A1	GEOLOGISCHE AUFNAHMEN					
	A1.1	Geologische Kartierung				
		A1.1.1	Zielsetzung und Ablauf der Arbeiten	A - 1		
		A1.1.2	Wichtigste Ergebnisse der geologischen Detailkartierung	A - 1		
		A1.1.3	Änderungen gegenüber bisherigen geologischen Unter- suchungen	A - 4		
	A1.2	Aufschlu	ussbohrungen und Piezometerbohrungen	A - 6		
		A1.2.1	Zielsetzung	A - 6		
		A1.2.2	Durchgeführte Bohrungen	A - 6		
		A1.2.3	Bohrresultate	A - 7		
		A1.2.4	Gliederung der Sedimente im Engelbergertal (PBo8)	A - 7		
		A1.2.5	Aufschlussbohrungen im Secklis-Bach-Tal	A - 9		
	A1.3	Bodeng	asmessungen	A - 10		
		A1.3.1	Zielsetzung	A - 10		
		A1.3.2	Diskussion der Resultate	A - 10		
A2	GEOPHYSIKALISCHE UND GEODÄTISCHE UNTERSUCHUNGEN					
	A2.1	Reflexic	onsseismik	A - 13		
		A2.1.1	Seismische Untersuchungen 1989 (Seismik WLB 89)	A - 13		
		A2.1.2	Seismische Untersuchungen 1994 (Seismik WLB 94)	A - 20		
		A2.1.3	Schlussfolgerung	A - 24		
	A2.2	Refrakti	onsseismik und Geoelektrik	A - 2 4		
		A2.2.1	Refraktionsseismik	A - 25		
		A2.2.2	Geoelektrische Sondierungen	A - 27		
	A2.3	Geodät	Geodätische Messungen im Standortgebiet			
		A2.3.1	Rutschmasse von Altzellen	A - 28		
		A2.3.2	Rutschgebiet Eggeli	A - 29		
A3	DATENAKQUISITION IN DEN SONDIERBOHRUNGEN					
	A3.1	An Boh	rkernen durchgeführte Analysen	A - 32		
		A3.1.1	Geologische Bohrkernbearbeitung	A - 32		
		A3.1.2	Felsmechanische Bohrkernuntersuchungen	A - 37		
	A3.2	Petroph	iysikalisches Bohrloch-Logging	A - 38		
		A3.2.1	Durchgeführte Messungen	A - 38		

		A3.2.2	Standardauswertung der Logs	A - 39
		A3.2.3	Weitergehende Auswertung der Logs	A - 40
	A3.3	Felsmec	hanische in situ Versuche	A - 41
		A3.3.1	Hydrofrac-Messungen	A - 41
		A3.3.2	In situ Bestimmung des E-Moduls	A - 43
	A3.4	Fluid Loo	gging	A - 44
	A3.5	Packerte	ests	A - 44
	A3.6	Charakte	erisierung der Zuflusspunkte	A - 45
	A3.7	Hydroch	emische und isotopenhydrologische Daten	A - 45
A4	LANC	SZEITUN	TERSUCHUNGEN	A - 47
	A4.1	Untersuc	chungen in Tiefbohrungen	A - 47
	A4.2	Untersuc	chungen im oberflächennahen Grundwasser	A - 48
		A4.2.1	Untersuchungsziele	A - 48
		A4.2.2	Vorgehen und Messeinrichtungen	A - 48
		A4.2.3	Messprogramm	A - 50
		A4.2.4	Dokumentation	A - 51
	A4.3	Meteoda	iten	A - 51
		A4.3.1	Untersuchungsziele	A - 51
		A4.3.2	Messeinrichtung	A - 51
		A4.3.3	Messprogramm	A - 52
		A4.3.4	Dokumentation	A - 52
A5	LITHO MEN	OLOGISC TE IN NA	CHE UND STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SEDI- TÜRLICHEN AUFSCHLÜSSEN UND BOHRUNGEN	A - 53
	A5.1	Quartäre	Ablagerungen	A - 55
	A5.2	Formatic	onen der Drusberg-Decke	A - 57
	A5.3	Formatic	nen der Axen-Decke und des Äquivalents der Wissberg-Scholle	A - 65
	A5.4	Formatic	onen in anderer tektonischer Stellung	A - 69
	A5.5	Paläoge	ographische Stellung der Kreide-, Malm- und Tertiär-Einheiten	A - 71
A6	GEN	ESE UND) ENTWICKLUNG DER HYDRAULISCHEN UNTERDRÜCKE	A - 73
	A6.1	Einleitun	9	A - 73
		A6.1.1	Anlass und Überblick	A - 73

		A6.1.2	Anormale hydraulische Drücke im Vergleich	A - 74		
		A6.1.3	Die Unterdrücke am Standort Oberbauenstock	A - 75		
	A6.2	Grundla	igen und Konzept der UDZ- Abklärungen	A - 76		
		A6.2.1	Grundsätzliche Überlegungen zur Entstehung der UDZ	A - 76		
		A6.2.2	Vorgehen zur Überprüfung der UDZ- Hypothesen	A - 77		
		A6.2.3	Lösungsansatz	A - 78		
		A6.2.4	Geologische Prozesse und Szenarien	A - 81		
	A6.3	Modellie	erung von Unterdrücken durch Gletscherentlastung	A - 82		
		A6.3.1	Geologische Grundlage und Modellierungsansatz	A - 82		
		A6.3.2	Modellierung Lastfall Q1	A - 84		
		A6.3.3	Modellierung Lastfall Q2	A - 89		
		A6.3.4	Folgerungen aus der Betrachtung der Eiszeit-Szenarien	A - 92		
	A6.4	Modellie	erung von Unterdrücken durch Erosion	A - 93		
		A 6.4.1	Geologische Grundlage und Modellierungsansatz	A - 93		
		A6.4.2	Modellierung des Erosionsszenariums	A - 94		
		A6.4.3	Egebnisse und Schlussfolgerungen aus der Modellierung der Lastfälle A - C	A - 95		
	A6.5	Einfluss Unterdri	von Zweiphasenfluss-Bedingungen auf die Entstehung von ücken durch mechanische Entlastung	A - 97		
		A6.5.1	Homogenes Zweiphasenfluss-Modell	A - 97		
		A6.5.2	Heterogenes Doppelporositäts-Zweiphasenfluss-Modell	A - 98		
	A6.6	Alternat	ive Hypothesen zur Entstehung von Unterdrücken	A - 99		
	A6.7	Schluss	folgerungen und Prognose der Weiterentwicklung der UDZ	A - 102		
A7	ZWE FREI	VEIPHASENFLUSSPARAMETER FÜR DIE ENDLAGERGAS- IEISETZUNG				
	A7.1	Anlass	und Zielsetzungen	A - 105		
		A7.1.1	Problemstellung	A - 105		
		A7.1.2	Zielsetzungen	A - 105		
		A7.1.3	Begriffe und Definitionen	A - 106		
	A7.2	Modella	ufbau und Vorgehen	A - 109		
		A7.2.1	Modellierung des Druckaufbaus in einer Endlagerkaverne	A - 110		
		A7.2.2	Modellaufbau	A - 11 1		
		A7.2.3	Vorgehen	A - 112		
	A7.3	Ergebni	sse und Schlussfolgerungen	A - 114		

A8	ABSCHÄTZUNG DER HYDRAULISCHEN EIGENSCHAFTEN DER AUZ		A - 119
	A8.1 Einleitung		A - 119
	A8.2 Felsmechanische Modellierung des Stollennahfelds		A - 121
	A8.2.1	Ziel	A - 121
	A8.2.2	Vorgehen	A - 121
	A8.2.3	Datenbasis	A - 122
	A8.2.4	Resultate	A - 125
	A8.3 Studie	Studie zum hydraulischen Verhalten der Auflockerungszone	
	A8.3.1	Ziele	A - 127
	A8.3.2	Vorgehen	A - 128
	A8.3.3	Ergebnisse der analytischen Berechnungen	A - 132
	A8.3.4	Ergebnisse der numerischen Berechnungen	A - 136
	A8.3.5	Abschätzung der hydraulischen Eigenschaften für den Geodatensatz	A - 139
A9	EDELGASE (HE, AR) AUS GESTEINEN UND PORENWÄSSERN		A - 141

XXXI

VERZEICHNIS DER FIGUREN IM TEXT

Figur 2.2-1:	Geographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes Wellen- berg	6
Figur 2.3-1:	Idealisierte Querprofile im Raum Engelbergertal	8
Figur 2.3-2:	Tektonische Übersicht; mit Profilspuren und Grenzen des Unter- suchungsgebietes	9
Figur 2.3-3:	Stratigraphische Profile der Drusberg-Decke und der Randkette sowie der Oberjura- und Kreideformationen der Axen-Decke	12
Figur 2.3-4:	Palinspastische Karte des helvetischen Ablagerungsraums in der Zentralschweiz	13
Figur 2.3-5:	Geologische und tektonische Entwicklung der helvetischen Decken seit dem Beginn des Tertiärs	15
Figur 2.3-6:	Chronostratigraphische Darstellung der Eiszeiten in der Schweiz	17
Figur 2.3-7:	Epizentrenkarte aller Erdbeben im Zeitraum zwischen 1975 und 1995 mit einer Magnitude von ≥ 2 in der Schweiz	20
Figur 3.3-1:	Lage der Sondierbohrungen und der geophysikalischen Messlinien	34
Figur 3.7-1a:	Datenflussdiagramm Geologie	40
Figur 3.7-1b:	Datenflussdiagramm Hydrochemie	41
Figur 3.7-1c:	Datenflussdiagramm Hydrogeologie	42
Figur 4.2-1:	Zusammenstellung der lithostratigraphischen Profile der Sondier- bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4 SB4a/v, SB4a/s und SB6	49
Figur 4.3-1:	Schematische Beziehung zwischen den Adertypen in der Palfris- Formation und denjenigen in den Kalk-Formationen der Drusberg- Decke in Bohrung SB2	64
Figur 4.3-2:	C- und O-Isotopenzusammensetzung der jüngsten Ader-Calcite in der Palfris-Formation und Golbigerinenmergel und den Kalk-Formationen der Drusberg-Decke in Bohrung SB2	72
Figur 4.4-1:	Darstellung der Spitzenfestigkeiten (σ_1) als Funktion des Manteldrucks aus Triaxialversuchen an Kernproben	75
Figur 4.4-2:	Vergleich der für die Tonmergel bestimmten E-Module aus Labor und in situ Messungen	81
Figur 4.4-3:	Vergleich von P-Wellengeschwindigkeiten aus dem Labor (Bohrkernuntersuchungen) und in situ (Logging), sowie der abgeleiteten dynamischen E-Module	82
Figur 4.5-1:	Stark schematisierte Entwicklungssequenz der wichtigsten tektonischen Elemente im zentralschweizer Querschnitt	87
Figur 4.5-2:	Erweitertes Konzept der Sinsgäu-Einheiten	92
Figur 4.6-1:	Orientierung von Strukturelementen in den Bohrungen	98
Figur 4.6-2:	Bohrkernfotos von duktilen Strukturelementen.	102
Figur 4.6-3:	Bohrkernfotos von spröden Strukturelementen.	106
XXXIII

Figur 4.6-4:	Ausschnitt der Karte von Aufschluss HB5 am Haldibach zur Illustration der Heterogenität von Störungen	108
Figur 4.7-1:	Schema des Faltenbaus der Drusberg-Decke	120
Figur 4.7-2:	Schema des Faltenbaus der Axen-Decke	121
Figur 4.7-3:	Profil D-D'	123
Figur 4.7-4:	Geologisches Profil Q-Q'	126
Figur 4.7-5:	Orientierung und Lage der im Regionalmodell implementierten Störungen	131
Figur 4.7-6:	Variantenprofil der lateralen Wirtgesteinsgrenzen	135
Figur 4.7-7:	Schematische Skizze einer direkten Verbindung der in SB1 zusammen mit interhelvetischen Mélanges erbohrten Schimberg-Schiefer mit dem Tertiär der frontalen Axen-Decke	138
Figur 4.8-1:	Netz des schweizerischen Präzisionsnivellements mit rezenten Höhenänderungen	141
Figur 4.8-2:	Zeitliche Verteilung der Erdbebenintensität in der Zentralschweiz	144
Figur 4.8-3:	Epizentren historischer Erdbeben in der Zentralschweiz während verschiedener Zeitabschnitte	145
Figur 4.8-4:	Epizentren der zwischen 1975 und 1995 registrierten Mikrobeben mit ihrer ungefähren Tiefenlage und NNW-SSE gerichteter Tiefenschnitt	146
Figur 4.8-5:	Epizentrenkarte mit den Herdmechanismen	147
Figur 4.8-6:	Beziehung zwischen Tunnelschäden und verschiedenen charak- teristischen Grössen eines Erdbebens	149
Figur 4.8-7:	Vergleich der numerischen Resultate der minimalen Hauptspannung mit den shut-in Drücken des Hydraulic Fracturings aus den Bohrungen SB1, SB2, SB3 und SB4a/v	152
Figur 4.8-8:	Magnitude und Ausrichtung der maximalen Hauptspannungs- komponente (σ_1) auf Endlagerebene.	153
Figur 5.3-1:	Geometrie kataklastischer Scherzonen.	173
Figur 5.3-2:	Kataklastische Scherzone, Aufschluss Haldibachtobel	174
Figur 5.3-3:	Orientierungen verschiedener Strukturelemente in der Bohrung SB4a/v innerhalb kataklastischer Scherzonen mit Zuflusspunkten im Vergleich zum Datensatz ausserhalb von Zuflusspunkten.	176
Figur 5.3-4:	Geometrische Parameter wasserführender kataklastischer Scherzonen der Bohrungen SB4a/v und SB4a/s.	178
Figur 5.3-5:	Imprägnierte Kernprobe SB4a/v 421.58 m, Palfris-Formation	180
Figur 5.3-6:	Wasserführendes System 3 im Kern und im Aufschluss	185
Figur 5.3-7:	Boudinage und <i>Pinch and Swell</i> -Strukturen in einer Kalkbankabfolge (Vitznau-Mergel), Aufschluss Haldibachtobel	186
Figur 5.6-1:	Konzeptskizze zur Heterogenität von Störungen	198

Figur 5.6-2:	Verteilung von Ausdehnung und Mächtigkeit grosser und kleiner Störungen	201
Figur 5.6-3:	Korrelationsversuch im Raume der Bohrungen SB4 - SB4a/v - SB4a/s mit Kalkbankabfolgen sowie duktilen und spröden Grossstrukturen	204
Figur 5.6-4:	Konzeptskizze zur lateralen Ausdehnung von Kalkbankabfolgen.	206
Figur 5.6-5:	Geometrie der Wasserfliesswege in Kalkbankabfolgen.	207
Figur 5.6-6:	Modellhafte Konzeptualisierung der Heterogenität von Kalkbank- abfolgen	208
Figur 5.7-1:	Geometrisches konzeptuelles Modell von kataklastischen Scherzonen (Typ 1) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität	213
Figur 5.7-2:	Geometrisches konzeptuelles Modell von dünnen diskreten Scherzonen (Typ 2) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität.	216
Figur 5.7-3:	Geometrisches konzeptuelles Modell von Kalkmergel-/Kalkbänken mit drusigen Adern (Typ 3a und 3b) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität	218
Figur 5.7-4:	Geometrisches konzeptuelles Modell von Klüften in Tonmergel/Mergel (Typ 4) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität.	219
Figur 6.2-1:	Beziehung zwischen δ^2 H und δ^{18} O in den Niederschlägen	229
Figur 6.2-2:	Beziehung zwischen den $\delta^{18}\mbox{O-Mittelwerten}$ in den Niederschlägen, dem Abflusswasser des Bannalpsees und der Höhe der Messstationen	230
Figur 6.2-3:	Tritium-Zeitreihen in den Niederschlägen und dem Abflusswasser des Bannalpsees	230
Figur 6.3-1:	Hydrochemische Charakterisierung der Grundwässer mit Angabe ihrer Alterszusammensetzung und ihre räumliche Verteilung im NNW-SSE Profil	232
Figur 6.3-2:	Schematische Verteilung der Grundwässer im WSW-ENE-Profil	233
Figur 6.3-3:	Lage der Niederschlagsstationen, der Referenzquellen und Piezometer- und Sondierbohrungen und hydrochemische Gliederung der Rutschmasse Altzellen	240
Figur 6.3-4:	lonen-Konzentrationen der Ca-HCO3-Grundwässer von Quellen in der Rutschmasse Altzellen und den zwei Modell-Quellwässern Ca-HCO3- RM1 und Ca-HCO3-RM2	241
Figur 6.3-5:	Ionen-Konzentrationen der Ca-HCO ₃ -Grundwässer von Quellen im Kieselkalk der Drusberg-Decke und den zwei Modell-Quellwässern Ca-HCO ₃ -KK1 und Ca-HCO ₃ -KK2. Ebenfalls dargestellt sind die höher mineralisierten Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Typ Grundwässer aus der Bohrung SB4a/v und SB4a/s	242
Figur 6.3-6:	Gemessene Tritium-Zeitreihen der Ca-HCO ₃ -Grundwässer der Quellen W134 und W325, verglichen mit den nach dem Exponential-Modell berechneten Alterskurven	246

XXXV

Figur 6.3-7:	lonen-Konzentrationsbereiche der oberflächennahen Na-HCO3- Grundwässer aus den Sondierbohrungen und des modellierten Na-HCO3-Referenzwassers	248
Figur 6.3-8:	Darstellung der δ^2 H- und δ^{18} O-Werte der Niederschläge und der Wasserproben aus den Sondierbohrungen am Wellenberg	249
Figur 6.3-9:	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr-Verhältnisse der Grundwässer aus den Sondierbohrungen am Wellenberg im Vergleich mit den ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr-Verhältnissen im Ader-Calcit der geologischen Formationen, wo die Grundwässer beprobt wurden	250
Figur 6.3-10:	Ionen-Konzentrationsbereiche der Na-CI-Grundwässer aus der Son- dierbohrung SB1, des Na-HCO3-CI-Grundwassers aus der Sondier- bohrung SB4a/s und des modellierten Na-CI-Referenzwassers	252
Figur 6.3-11:	Ionen-Konzentration der tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus dem Äquivalent der Wissberg-Scholle bzw. der Mélange-Zone in den Sondierbohrungen SB1 und SB3	254
Figur 6.3-12:	lonen-Konzentrationen der verschiedenen Grundwässer aus der Sondierbohrung SB2	256
Figur 6.3-13:	Beziehung zwischen δ^2 H- und δ^{18} O in den extrahierten Porenwässern aus den Gesteinen der Sondierbohrung SB4a/s im Vergleich mit den beprobten Na-CI-Grundwässern und dem extrapolierten Formationswasser	260
Figur 6.3-14:	Geographische Verbreitung bekannter Na-HCO3- und Na-Cl-Grund- wässer in den helvetischen Decken	265
Figur 6.3-15:	Beziehung zwischen $\delta^2 H$ und $\delta^{18} O$ in Tiefengrundwässern der helvetischen Decken ausserhalb des Standortgebietes Wellenberg	265
Figur 6.4-1:	Tiefenverteilung der relativen Gasgehalte von CH_4 und N_2 von Wasser und Gasproben aus den Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s	272
Figur 6.4-2:	 a) Beziehung zwischen der Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung von Methan und dem Verhältnis Methan / (Ethan + Propan) für die verschiedenen beprobten Gastypen. b) Beziehung zwischen der Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung von Methan und dem Deuterium von Methan für die verschiedenen bepropten Gastypen 	273
Figur 6.5-1:	lonen-Konzentrationen der für die Modellierung der Grundwasserent- wicklung verwendeten Ca-HCO3-, Na-HCO3- und Na-Cl-Referenz- wässer	280
Figur 7.2-1:	Verteilung der mittleren el. Leitfähigkeit der Grundwässer in der Rutschmasse von Altzellen	293
Figur 7.2-2:	Modellannahme der Sättigungsverhältnisse (Bergwasserspiegel) im Kieselkalk der Drusberg-Decke und den Kalken der Axen-Decke	297
Figur 7.2-3:	Frontbereich der Kalke der Axen-Decke: Varianten für die Lage des Wasserpiegels	299
Figur 7.2-4:	Transmissivitäten der WFS in den Sondierbohrungen SB1 - SB6	305
Figur 7.2-5:	Hydraulische Potentiale in den Sondierbohrungen SB1 - SB6	307

Figur 7.2-6:	Kategorien der Gasführung, ermittelt für alle Packertests im Wirtgestein	310
Figur 7.2-7:	Gasschwellendruck als Funktion der absoluten Permeabilität	312
Figur 7. 3-1 :	Schematische Darstellung des Zusammenhangs zwischen geome- trischen und hydraulischen Kennwerten des Blockmodells	316
Figur 7.3-2:	Typische Realisation eines Blockmodells mit dem Kluftnetzwerk- Modellcode NAPSAC	322
Figur 7.3-3:	T→K Konversion: Schematische Darstellung der Methodik.	326
Figur 7.4-1:	Grundbegriffe des Kriging: reale K-Verteilung, gekrigte K-Verteilung, Realisation und Bandbreite	332
Figur 7.4-2:	K-Profile der Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s aus Kluftnetzwerkmodellierungen	336
Figur 7.4-3:	Globaler Trend im Wirtgestein, hergeleitet aus den K-Profilen der Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s	338
Figur 7.4-4:	Horizontalschnitt zur Darstellung der Tiefenlage der S_v = 9.9 MPa Isofläche im Bereich des Wirtgesteins	339
Figur 7.4-5:	Verlauf der S _v = 9.9 MPa-Isofläche im Schnitt Q-Q' und K-Profile der Bohrungen SB1, SB3 sowie SB4a/v und SB4a/s	340
Figur 7.4-6:	Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein: Horizontal- schnitt auf Kote 540 m, Schnitt Q-Q', Schnitt D-D' und Schnitt E-E'	342
Figur 7.4-7:	12 Realisationen (r ₁ -r ₁₂) der K-Verteilung auf Endlagerebene entlang der Verbindungslinie SB1 - SB3.	344
Figur 7.4 -8 :	Realisation (r1) des K-Modells: Horizontalschnitt auf Endlagerebene, Schnitt Q-Q'	346
Figur 7.5 -1 :	Räumliche Ausdehnung der UDZ, Schnitt Q-Q' und Schnitt D-D'	349
Figur 7.7-1:	Modellhierarchie	357
Figur 7.7-2:	Modellmassstäbe	358
Figur 7.7-3:	Simulierter Zeitrahmen im Regionalmodell mit den definierten Momentanzuständen	361
Figur 7.7-4:	Regionalmodell – Perspektivische Ansicht mit vereinfacht modellierten Bauwerken und exemplarischer K-Verteilung (Realisation r ₉) im Schnitt D-D'. Bauwerke und Endlagerbereich mit Kontrollpunkten zur Erfassung der Variabilität von Modellierungsprodukten	371
Figur 7.7-5:	RT200-r ₀ – Zeitlicher Verlauf des UDZ-Abbaus ab heute	375
Figur 7.7-6:	RT200- r_0 – Potentialverteilung im Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M. zum Zeitpunkt t ₀ und t _{val}	376
Figur 7.7-7:	RT200- r_0 – Potentialverteilung im Schnitt Q-Q' zum Zeitpunkt t ₀ und t _{val}	377
Figur 7.7-8a:	RT200-r_0 – Potentialverteilung im Schnitt D-D' zum Zeitpunkt t_0 und t_{val}	378
Figur 7.7-8b:	RT200-r_0 Potentialverteilung im stationären Zustand (Zeitpunkt t_s) im Schnitt D-D' und Q-Q'	379

XXXVII

Figur 7.7-9:	RT200-r ₀₋₁₂ – Dissipationsdauer der UDZ als Funktion der K-Realisationen	380
Figur 7.7-10:	RT100-r ₀ – Zeitpunkt t ₂ und t _{val} : Potentialverteilung im Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M.	382
Figur 7.7-11:	RT100- r_0 – Zeitpunkt t ₂ und t _{val} : Potentialverteilung im Schnitt Q-Q'.	383
Figur 7.7-12:	RT100- r_0 – Zeitpunkt t ₂ und t _{val} : Potentialverteilung im Schnitt D-D'.	384
Figur 7.7-13:	RT100- r_1 – Zeitpunkt t_2 : Potentialverteilung im Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M.	386
Figur 7.7-14:	Dissipationsdauer der durch die Untertagebauten verursachte Potentialsenke als Funktion der K-Realisationen	386
Figur 7.7-15:	RT100, Zeitpunkt t_2 und t_{val} – Berechnete Flussraten durch den Endlagerbereich als Funktion der K-Realisation.	387
Figur 7.7-16:	RT211-r ₀ – Rolle von grossräumigen Störungen zum Zeitpunkt t ₀ : Vertikalschnitte Q-Q' (oben) und F-F' (unten)	390
Figur 7.7-17:	RT221-r ₀ - Simuliertes Potentialfeld im Wirtgestein zum Zeitpunkt t_{val} bei sehr tiefem Karstwasserspiegel in den Kalken der Axen-Decke: Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M. und Vertikalschnitt D-D'	391
Figur 7.7-18:	Endlagermodell – Ausschnitt aus dem modellierten Gebiet mit den geplanten Untertagebauwerken und exemplarischer K-Verteilung (r_9) im Schnitt C-C'	394
Figur 7.7-19a:	Endlagermodell – K-Verteilung im Schnitt Q-Q' (Realisation r_9)	396
Figur 7.7-19b:	Endlagermodell – K-Verteilung im Kavernenbereich mit Auflockerungszone (Realisation r_9)	396
Figur 7.7-20a:	Endlagermodell (ET100- r_0 bzw. ET200- r_0) – Potentialverteilung des heutigen Zustands t_0 im Schnitt Q-Q' (gekrigte K-Verteilung r_0)	398
Figur 7.7-20b:	Endlagermodell (ET100- r_0 bzw. ET200- r_0) – Potentialverteilung des heutigen Zustands t_0 im Schnitt D-D' (gekrigte K-Verteilung r_0)	398
Figur 7.7-21:	Vergleich der Modellierungsresultate Regionalmodell – Endlagermodell: Potentialentwicklung in den Bohrungen SB1 und SB3 für die Rechenfälle ET200- r_1 und RT200- r_1	399
Figur 7.7-22:	Vergleich der Modellierungsresultate Regionalmodell – Endlagermodell: Verteilung der Differenzen zwischen Endlager- und Regionalmodell nach 20'000 a (t_{val}) im Schnitt D-D' (Rechenfälle RT/ET200-r ₁)	399
Figur 7.7-23a:	Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100- r_0 zum Zeitpunkt t_2 im Schnitt Q-Q'	401
Figur 7.7-23b:	Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100- r_0 zum Zeitpunkt t ₂ im Horizontalschnitt auf Endlagerebene	401
Figur 7.7-24:	Endlagermodell ET100- r_0 – Zeitliche Entwicklung der Potentialhöhe im zentralen Endlagerbereich zwischen den Kavernen 2 und 3 und innerhalb der mittleren Kaverne 3 im Vergleich mit ET200- r_0 .	402
Figur 7.7-25:	Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100-r ₀ zum Zeitpunkt t_3 im Schnitt Q-Q'	403

Figur 7.7-26a:	Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100-r_0 nach 20'000 a (t_{val}) im Schnitt Q-Q'	403
Figur 7.7-26b:	Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100-r ₀ nach 20'000 a (t_{val}) im Endlagerbereich (Horizontalschnitt)	404
Figur 7.7-27:	Endlagermodell (ET100-r ₀) – Potentialverteilung des stationären Zustands (t _s) im Endlagerbereich (Horizontalschnitt) (entspricht der Situation im stationären Sensitivitätsrechenfall RS140)	404
Figur 7.7-28:	Endlagermodell (ET100-r_0) – Partikelbahnen aus den Kavernen zum Zeitpunkt t_3 (oben) und t_s (unten)	406
Figur 7.7-29:	Endlagermodell (ET100-r₀) - Verweilzeiten für Partikel aus den Kavernen	407
Figur 7.7-30:	Endlagermodell (ET100 r_{0-12}) – Hydraulische Potentiale in der mittleren Kaverne 3 zu den Zeitpunkten t_3 , t_{val}	408
Figur 7.7-31:	Endlagermodell (ET100 r_{0-12}) – Absolute Gradienten in der mittleren Kaverne 3 zu den Zeitpunkten t ₃ , t _{vai}	408
Figur 7.7-32:	Endlagermodell (ET100) – Mittlere axiale und radiale Flussraten für die K-Realisationen zu den Zeitpunkten $t_{\rm 3}$ und $t_{\rm val}$	409
Figur 7.7-33:	Endlagermodell (ET100 $r_{0\mathar{-}12}$) – Häufigkeitsverteilung der berechneten axialen Flussraten zu den Zeitpunkten t_3 und t_{val}	410
Figur 7.7-34:	Endlagermodell (ET100) – Häufigkeitsverteilung der berechneten Verweilzeiten der Partikel, die zum Zeitpunk t ₃ starten	410
Figur 7.7-35:	Endlagermodell – Gesamtmengen des Endlagerdurchflusses für die Rechenfälle der Sensitivitätsanalyse im Vergleich mit dem Basisfall ET100-ro zum Zeitpunkt t _{val}	413
Figur 7.7-36:	Endlagermodell – Potentialverteilung und Trajektorien für den stationären Rechenfall ES133	414
Figur 7.7-37:	Endlagermodell – Potentialverteilung und Trajektorien für den stationären Rechenfall ES112	415
Figur 7.7-38:	Form und Dimensionen des Kavernenumfeldmodells	419
Figur 7.7-39:	WFS-Spuren an den Kavernenwänden; als Beispiel dargestellt ist eine Realisation anhand der K-Verteilung r7	420
Figur 7.7-40:	Ableitung der Verteilung des Grundwasserflusses	423
Figur 7.7-41:	Häufigkeitsverteilung der Gradienten im Wirtgestein in der Endlager- zone, basierend auf dem Endlagermodell und den konditionalen Realisationen r ₁ , r ₄ , r ₇ , r ₁₀ ; Zeitpunkte t ₃ , t _{val}	424
Figur 7.7-42:	Verteilung der Eigenschaften von WFS: Spurlänge, mittlere Trans- missivität der WFS bei der Intersektion mit der Tunnelwand, hydrau- lisches Leitvermögen	428
Figur 7.7-43:	Darstellung der Häufigkeitsverteilung von: normiertem Grundwasser- fluss in den WFS und mittlerem Grundwasserfluss pro WFS für die Zeitpunkte t ₃ und t _{val}	429

XXXIX

Figur 7.7-44:	Kluftnetzwerk für eine dynamische Modellierung; Realisationsbeispiel für die Kavernen 1, 3 und 5.	431
Figur 7.7-45:	Schematische Darstellung von Kaverne, Auflockerungszone (AUZ) und Wirtgestein für die dynamischen Modellierungen	432
Figur 7.7-46:	Definition der Grundwasser-Verweilzeit und der Verzögerungszeit für den Fall eines kontinuierlichen Stoffeintrags mit der Konzentration C_0 zum Zeitpunkt t ₀ an der Stelle X stromauf des Entnahmeorts	438
Figur 7.7-47:	Entwicklung der hydraulischen Potential-Minima in SB1 und SB3 für verschiedene K-Werte und Speicherkoeffizienten und heute gemessene Daten	443
Figur 7.7-48:	Berechnete Profile des hydraulischen Potentials in SB1 und SB3 für verschiedene K-Werte und Speicherkoeffizienten im Vergleich mit den heute gemessenen Daten	444

VERZEICHNIS DER FIGUREN IM ANHANG

Figur A2.1-1:	Interpretation der Linie 89-WS-20	A - 1 5
Figur A2.1-2:	Vergleich der reflexionsseismischen Daten der Linie 89-WF-10 mit der Interpretation der petrophysikalischen Daten und des geophysi- kalischen Befunds der Bohrung SB2	A - 17
Figur A2.1-3:	Modellierung der "pessimistischen" Variante des Wirtgesteinvolumens der Linie 89-WF-50	A - 19
Figur A2.2-1:	Interpretation der flachseismischen und geoelektrischen Messungen ir Tal der Engelberger Aa	n A - 26
Figur A3.7-1:	Probennahme und daraus folgende Unterscheidung zwischen Gesamtgasgehalt, im Wasser gelösten Gasen und frei aus dem Wasser austretenden Gasen.	A - 46
Figur A4.2-1:	Untersuchungsgebiet	A - 49
Figur A5-1:	Benennungsdreieck Sand - Ton - Karbonat	A - 55
Figur A5-2:	Schematisches Fazies/Zeit-Profil des zentralschweizerischen oberen Malms und der Unterkreide	A - 70
Figur A5-3:	Schematisches Fazies/Zeit Profil des zentralschweizerischen Eozäns	A - 71
Figur A6-1:	Schema der verschiedenen Hypothesen, die zur Erklärung der gemessenen Unterdrücke geprüft wurden	A - 77
Figur A6-2:	Entwicklung der Topographie im Lastfall Q1 (Schnitt Q-Q')	A - 85
Figur A6-3a:	Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung zu Beginn der vorletzte Vergletscherung	en A - 87
Figur A6-3b:	Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung unmittelbar nach Ende der vorletzten Vergletscherung	A - 87
Figur A6-3c:	Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung unmittelbar nach Ende der letzten Vergletscherung II	A - 88
Figur A6-3d:	Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung heute, d.h. 10'000 a nach Ende der letzten Vergletscherung II	A - 88
Figur A6-4:	Lastfall Q1: Simulierte Potentialentwicklung an verschiedenen Referenzpunkten	A - 89
Figur A6-5:	Lastfall Q2: Simulierte Potentialentwicklung während den letzten Vergletscherungen an verschiedenen Referenzpunkten	A - 91
Figur A6-6a:	Modellierung Q2: Simulierte Potentialverteilung im Schnitt Q-Q' zum heutigen Zeitpunkt	A - 91
Figur A6-6b:	Lastfall Q2: Simulierte Potentialverteilung im Schnitt D-D' zum heutige Zeitpunkt	n A - 92
Figur A6-7:	Entwicklung der Geländeoberfläche im Lastfall A des Erosionsszenariums	A - 95
Figur A6-8:	Profile mit Drücken und Gassättigung im Wirtgestein nach 2'500 a und 5'000 a	1 A - 100

Figur A7-1:	Parametermodelle gemäss für die relative Permeabilitäts-Sättigungs- beziehung nach Brooks-Corey, Grant und van Genuchten und die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung nach Brooks-Corey und van	
F : A7 0		A - 109
Figur A7-2:	Saulenmodell zur Ermittlung effektiver Zweiphasenflussparameter	A - 113
Figur A7-3:	Empirisch ermittelte Beziehung zwischen der relativen Permeabilität und der mittleren Wassersättigung im Säulenmodell	A - 115
Figur A7-4:	Druckaufbau in der Kaverne, simuliert im Rahmen der Konsistenzprüfung mit dem Säulenmodell und dem äquivalenten Ersatzmodell	- A - 117
Figur A8-1:	Modellierungsschema der AUZ	A - 120
Figur A8-2:	Die Verteilung der berechneten Verhältnisse der Hauptspannungen $\sigma_{\text{1}}/\sigma_{\text{3}}$ auf Endlagerniveau	A - 123
Figur A8-3:	Ergebnisse der Einaxialversuche und der Triaxialversuche bei Mante drücken bis zu 30 MPa und die daraus abgeleitete Parametrisierung die Festigkeit der Trennflächen	l- für A - 124
Figur A8-4:	Plastischer Bereich der Auflockerungszone für Anschluss- und Sondierstollen	A - 126
Figur A8-5:	Gekoppelte hydro-mechanische Modelle: Spannungs-/ Kluftöffnungs- änderungs-Modelle und Auswirkungen auf Kluftöffnungs- bzw. Transmissivitätsänderungen	A - 130
Figur A8-6:	Veränderung der Transmissivitäten als Funktion der mechanischen Öffnungsweite für das Barton-Bandis Modell bei verschiedenen Rauhigkeiten	A - 131
Figur A8-7:	Analytische Berechnung: Spannungs-, Kluftöffnungsweiten- und Transmissivitäts-Änderung im Fall des Anschlussstollens und Sondierstollens	A - 134
Figur A8-8:	Analytische Berechnung: Hydraulische Leitfähigkeit der AUZ als Funktion des Abstands von der Stollenwand	A - 135
Figur A8-9:	Numerische Bestimmung der AUZ: Geometrische Konzeptualisierung der fiktiven Mikroklüfte und Haarrisse im Wirtgestein	g A - 137
Figur A9-1:	⁴ He-Konzentration des extrahierten Porenwassers aus Gesteinsprob der Sondierbohrung SB4a/s als Funktion der Tiefe	en A - 144
Figur A9-2:	Mit einem Diffusionsmodell berechnete ⁴ He-Konzentrationsverläufe a Funktion der Tiefe für verschiedene Diffusionskonstanten D und Zeiten T im Vergleich mit den gemessenen Werten (Punkte) in der Sondierbohrung SB4a/s	lls A - 145
Figur A9-3:	Schematischer Verlauf der ⁴ He-Konzentration in einem diffusiv- advektiven Blockmodell	A - 146
Figur A9-4:	⁴ He-Konzentrationsdifferenzen zwischen den Porenwässern in den Blöcken und den Grundwässern in den wasserführenden Systemen und Aufbauzeiten als Funktion der Blockgrösse	A - 148
Figur A9-5:	Mögliche zeitliche Verläufe der ⁴ He-Konzentrationen im Porenwasser (Erläuterung im Text)	A - 149

VERZEICHNIS DER TABELLEN IM TEXT

Tabelle 2.3-1:	Bedeutende, starke Erdbeben in der Schweiz	21
Tabelle 3.3-1:	Chronologie der Felduntersuchungen am Wellenberg	35
Tabelle 4.3-1:	Mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen geologischen Formationen und der Wirtgesteinseinheiten	56
Tabelle 4.3-2:	Porosität (Hg-Druckporosimetrie) und Dichte der Gesteine vom Wellenberg als Funktion der Lithologie und des Deformationsgrades	59
Tabelle 4.3-3:	Zusammenstellung der Mittelwerte petrophysikalischer Parameter der einzelnen Formationen.	62
Tabelle 4.4-1:	Auswertungen der felsmechanischen Versuchsresultate für Tonmergel unter Berücksichtigung der Anisotropie	76
Tabelle 4.4-2:	Auswertungen der felsmechanischen Versuchsresultate für Sand- und Kalkmergel ohne Berücksichtigung der Anisotropie	77
Tabelle 4.4-3:	Auswertungen der felsmechanischen Versuchsresultate für die Nebengesteine	77
Tabelle 4.4-4:	Grenzen für Normierungsfaktor A und Spannungsexponenten n	80
Tabelle 4.6-1:	Beziehung der in Bohrungen und am Aufschluss beobachteten Struk- turelemente zum neoalpinen tektonischen Fahrplan des Helvetikums	94
Tabelle 4.6-2:	Lage, Orientierung und Mächtigkeit der im Kern beobachteten Kalkbankabfolgen in allen Bohrungen	104
Tabelle 4.6-3:	Lage, Orientierung und Mächtigkeit kleiner Störungen in den Bohrungen SB4a/v/s	110
Tabelle 4.6-4:	Lage, Orientierung und Mächtigkeit grosser Störungen in allen Bohrungen	112
Tabelle 4.6-5:	Grosse Störungen: Zusammenfassung der Daten.	115
Tabelle 4.8-1:	Untersuchte Langzeitszenarien	156
Tabelle 4.8-2:	Erosionsszenarien 1 bis 5: Entwicklung der Talsohle Engelbergertal	158
Tabelle 4.8-3:	Erosionsbestimmende Faktoren über dem Endlager	159
Tabelle 4.8-4:	Minimale Überdeckung der Endlagerzone heute und nach 100'000 Jahren	160
Tabelle 5.3-1:	Übersicht der mit Fluid Logs identifizierten Zuflusspunkte in den Wellenberg-Bohrungen	17 1
Tabelle 5.6-1:	Geologischer Datensatz für das Blockmodell	211
Tabelle 6.3-1:	Grundwasser-Typen und deren Beprobungstiefe	234
Tabelle 6.3-2:	Für die Datierung der Grundwässer verwendete und im Wasser selbst vorhandene bzw. im Wasser gelöste radioaktive Isotope	237
Tabelle 6.3-3:	Bekannte Vorkommen von Na-HCO3- und Na-Cl-Grundwässern in den helvetischen Decken	264
Tabelle 6.4-1:	Zusammenstellung der verschiedenen untersuchten Gasarten	268

XLIII	
-------	--

Tabelle 7.2-1:	Mittelwerte der physikalischen Parameter für verschiedene geologische Einheiten	290
Tabelle 7.2-2:	Zuflussfrequenzen aus Fluid Log Messungen und Reichweiten von Packertests im Wirtgestein	303
Tabelle 7.2-3:	Einteilung der Packertests in Kategorien der Gasführung	309
Tabelle 7.2-4:	Ergebnisse der Zweiphasenflussmodellierungen von Hydrotests und Gas Threshold Pressure Tests in den Sondierungen am Wellenberg	313
Tabelle 7.3-1:	Zusammenfassung der notwendigen Eingabeparameter zur Spezifikation eines hydraulischen Kluftnetzwerks	317
Tabelle 7.3-2:	Blockmodell: Eingabedaten für die Kluftnetzwerk-Modellierung	321
Tabelle 7.3-3:	Effektive hydraulische Leitfähigkeiten in SB4a/v: Varianten für die Ausdehnung der kataklastischen Zonen	327
Tabelle 7.3-4:	Ableitung der K→T Konversion: Effektive hydraulische Leitfähigkeiten für Würfel unterschiedlicher Kantenlänge	329
Tabelle 7.4-1:	Methodik zur Ermittlung des K-Modells	336
Tabelle 7.4-2:	Parametrisierung des globalen Tiefentrends im Wirtgestein	337
Tabelle 7.6-1:	Hydrogeologische Einheiten der Nebengesteine	350
Tabelle 7.6-2:	Effektive hydraulische Leitfähigkeiten der einzelnen hydrogeologischen Nebengesteinseinheiten	352
Tabelle 7.6-3:	Hydraulisches Potential in den Nebengesteinen	354
Tabelle 7.7-1:	Anwendungszweck, konzeptioneller Ansatz und Massstab der hydrodynamischen Modelle	356
Tabelle 7.7-2:	Nomenklatur der Rechenfälle	360
Tabelle 7.7-3:	Relevante Momentanzustände bzw. Zeitpunkte	362
Tabelle 7.7-4:	Nomenklatur der Produkte	363
Tabelle 7.7-5:	Zusammenfassung der Rechenfälle und Produkte des Regionalmodells	363
Tabelle 7.7-6:	Zusammenfassung der Rechenfälle und Produkte des Endlagermodells	364
Tabelle 7.7-7:	Zusammenfassung der Rechenfälle und Produkte des Kavernenum- feldmodells	364
Tabelle 7.7-8:	Ausdehnung des plastischen Bereichs der AUZ bei einen Stollen am WLB auf Endlagerniveau	367
Tabelle 7.7-9:	Relevante hydraulische Parameter für die AUZ	367
Tabelle 7.7-10:	Übersicht über die ermittelten effektiven Zweiphasenflussparameter im zentralen Endlagerbereich	369
Tabelle 7.7-10:	Übersicht über die ermittelten effektiven Zweiphasenflussparameter im zentralen Endlagerbereich für einen Wirtgesteinsblock mit einer Mächtigkeit von 100 m.	369
Tabelle 7.7-11:	Regionalmodell: Hydraulische Parameter für die vereinfachte Modellierung der Endlagerbauwerke	374

Tabelle 7.7-12a	: Flussraten durch Kavernen für Rechenfall ET100-r ₀₋₁₂ , t_3 und t_{val}	411
Tabelle 7.7-12b	: mittlere Flussraten durch Kavernen für Rechenfall ES140- r_{0-12} , t_s	416
Tabelle 7.7-13:	Wichtige Resultate der Kluftnetzwerk-Modellierung	427
Tabelle 7.7-14:	Vergleich der Ergebnisse aus hydrochemischer Interpretation und Grundwasserflussmodellierung	440
Tabelle 8.3-1:	Räumliche Verbreitung der geologischen Einheiten (geologisches Standortmodell)	451
Tabelle 8.3-2:	Hydraulische Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten	452
Tabelle 8.3-3:	Häufigkeit, räumliche Lage, Mächtigkeit, Ausdehnung und Transmissivität der wasserführenden Systeme	454
Tabelle 8.3-4:	Ausdehung (Äquivalenter Radius) und hydraulische Eigenschaften der Auflockerungszone (R = Hohlraumradius)	456
Tabelle 8.3-5:	Zweiphasenfluss-Parameter für die Modellierung der Endlagergas- Freisetzung	457
Tabelle 8.3-6:	Gradienten und Wasserflüsse im Endlagerbereich, Verteilung, Transmissivitäten und Wasserflüsse von wasserführenden Systemen in den Kavernen	459
Tabelle 8.3-7:	Geochemische Bedingungen im Wirtgestein (Referenzwässer und Kolloide)	462
Tabelle 8.4-1:	Geotechnische Eigenschaften der wichtigsten vom Bau betroffenen Gesteinsformationen:	465
Tabelle 8.4-2:	Richtung und Grösse der Hauptkomponenten des rezenten Spannungsfeldes in der Endlagerzone	468

VERZEICHNIS DER TABELLEN IM ANHANG

Tabelle A1.1-1:	Achsenwerte der wichtigsten tektonischen Elemente	A - 2
Tabelle A3-1:	Lage der Sondierbohrungen	A - 31
Tabelle A3-2:	Kernbohrübersicht	A - 32
Tabelle A.3.1-1:	Bohrkernbearbeitung	A - 33
Tabelle A3.1-2:	Halbautomatisch abgewickelte Kernstrecken	A - 35
Tabelle A3.1-3:	Automatisch abgewickelte Kernstrecken	A - 36
Tabelle A3.1-4:	Strukturgeologisch ausgewertete Bohrkernstrecken	A - 36
Tabelle A3.3-1:	Ergebnisse der Hydraulic Fracturing Spannungsmessungen	A - 41
Tabelle A3.3-2:	Messtiefen der Hydraulic Fracturing Tests und der charakteristischen Druckwerte	A - 42
Tabelle A5-1:	Übersicht über die kartierten und erbohrten Formationen und Einheiten	A - 54
Tabelle A6-1:	Dauer und Definition der für die Lastfälle Q1 und Q2 relevanten Eiszeiten	A - 83
Tabelle A6-2:	Eingabeparameter für die Modellierung der Lastfälle Q1 und Q2	A - 84
Tabelle A6-3:	Geologische Entwicklung seit der vorletzten Vergletscherung	A - 84
Tabelle A6-4:	Lastfall Q2: Chronologischer Ablauf	A - 90
Tabelle A6-5:	Schematischer Ablauf des Erosionsszenariums	A - 94
Tabelle A7-1:	Parametermodelle für die Beziehung zwischen relativer Permeabilit und Wassersättigung in einem Zweiphasenflusssystem	ät A - 107
Tabelle A7-2:	Übersicht über die verwendeten lokalen Kennwerte im Rahmen der Methodik zur Ermittlung effektiver Zweiphasenflussparameter	A - 112
Tabelle A7-3:	Übersicht über die ermittelten effektiven Zweiphasenflussparameter im zentralen Endlagerbereich für einen Wirtgesteinsblock	A - 117
Tabelle A8-1:	Grundspannungszustände für die felsmechanische Modellierung	A - 124
Tabelle A8-2:	Eingabegrössen für die felsmechanische Modellierung	A - 125
Tabelle A8-3:	Parameterkombinationen bei der felsmechanische Modellierung	A - 125
Tabelle A8-4:	In die analytischen Berechnungen eingesetzte Klufteigenschaften	A - 133
Tabelle A8-5:	Verwendete Klufteigenschaften bei der numerischen Modellierung	A - 138
Tabelle A8-6:	Berechnete K_{AUZ}/K_{WG} für 10 Realisationen, WFS-Typ 1 gemäss Blockmodell und Mikroklüfte und Haarrisse in der Wirtgesteinsmatri	xA - 139
Tabelle A8-7:	Relevante hydraulische Parameter der AUZ für die hydrodynamisch Modellierung	ne A - 140
Tabelle A9-1:	Gesteinsdaten und Produktionsraten von He und Ar aus der SB4a/s	sA - 142
Tabelle A9-2:	Edelgasgehalte von extrahierten Porenwässern aus der Sondier- bohrung SB4a/s	A - 143

VERZEICHNIS DER BEILAGEN

Beilage 4.3-1	Porenraumverteilung in Gesteinsmatrix und Calcit-Adem
Beilage 4.3-2	Die verschiedenen Ader-Typen in der Palfris-Formation
Beilage 4.3-3	Ader-Mineralogie der Kalk-Formationen der Drusberg-Decke
Beilage 4.5-1	Regionaltektonisches Profil Horw - Wellenberg - Wichelplankstock
Beilage 4.5-2	Querschnitt durch die helvetischen Decken auf der Profilspur Bürgenstock - Wellenberg - Titlis
Beilage 4.7-1a	Geologische Profile A - C
Beilage 4.7-1b	Geologische Profile D - F
Beilage 4.7-1c	Geologische Profile G - J
Beilage 4.7-1d	Geologisches Profil Q und Übersichtskarte mit Profilspuren
Beilage 4.7-1e	Geologische Horizontalschnitte
Beilage 4.8-1	Erosionszenarien
Beilage 7.2-1	Unterteilung des Grundwasserstroms in der Talsohle des Engelbergertals
Beilage 7.2-2	Grundwasserstrom in der Talsohle des Engelbergertals
Beilage 7.2-3	Grundwasserbeobachtungsstellen in den Lockergesteinen des Secklis- Bach-Tals
Beilage 7.2-4	Kalke der Drusberg-Decke: Quell- und Grundwasserbeobachtungs- stellen
Beilage 7.2-5	Kalke der Axen-Decke: Relevante Quell- und Grundwasserbeob- achtungsstellen
Beilage 7.7-1	Grundwassermodellierungsprodukte
Beilage A1.1-1	Geologische Kartierung 1:25'000
Beilage A1.2-1	Stratigraphische Bohrprofile der Aufschlussbohrungen und Pegelbohrungen
Beilage A1.2-2	Lockergesteinsfüllung im Engelberger-Aa-Tal im Gebiet Mittlist Ey
Beilage A2.1-1	Migrationen der Linien 94-WS-05, 94-WS-25, 94-WS-45 mit den inter- pretierten Strukturen aus den Bohrungen
Beilage A2.3-1	Rutschmasse von Altzellen, Situation der Teilrutschmassen
Beilage A2.3-2	Rutschmasse von Altzellen, Geologisches Profil 1:10'000
Beilage A3-1	Stratigraphische Bohrprofile SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s, SB6
Beilage A3-2.1	SB1, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchun- gen
Beilage A3-2.2	SB2, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchungen

XLVII

SB3, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle

Beilage A3-2.3

Untersuchungen

Beilage A3-2.4	SB4, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchungen
Beilage A3-2.4a/v	SB4a/v, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchungen
Beilage A3-2.4a/s	SB4a/s, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchungen
Beilage A3-2.6	SB6, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchungen
Beilage A3-3.1	SB1, Composite-Log
Beilage A3-3.2	SB2, Composite-Log
Beilage A3-3.3	SB3, Composite-Log
Beilage A3-3.4	SB4, Composite-Log
Beilage A3-3.4a/v	SB4a/v, Composite-Log
Beilage A3-3.4a/s	SB4a/s, Composite-Log
Beilage A3-3.6	SB6, Composite-Log
Beilage A3.6-1	Charakterisierung der Zuflusspunkte in der Bohrung SB1
Beilage A3.6-2	Charakterisierung der Zuflusspunkte in der Bohrung SB2
Beilage A3.6-3	Charakterisierung der Zuflusspunkte in der Bohrung SB3
Beilage A3.6-4	Charakterisierung der Zuflusspunkte in den Bohrungen SB4, SB6 und SB4a/s
Beilage A3.6-5	Charakterisierung der Zuflusspunkte in der Bohrung SB4a/v
Beilage A3.7-1	Zusammenfassung der Quellwasser-Typen mit den CI-Gehalten und wahrscheinlichsten mittleren Verweilzeiten der Quellwässer und den mittleren Höhen der Infiltrationsgebiete
Beilage A3.7-2a	Analysenergebnisse und modellierte Werte repräsentativer Ca-HCO ₃ - Quellen aus der Rutschmasse Altzellen und dem Kieselkalk
Beilage A3.7-2b	Analysenergebnisse und modellierte Werte der Mg-Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ - Grundwässer aus der Rutschmasse
Beilage A3.7-3a	lsotopendaten zur Datierung von Grundwässern aus Quellen und Sondierbohrungen
Beilage A3.7-3b	Tritium-Zeitreihen der Referenzquellen
Beilage A3.7-4a	Analysenergebnisse und modellierte Werte der Na-HCO₃-Grundwässer aus den Sondierbohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6
Beilage A3.7-4b	Chemische Beschaffenheit des modellierten Na-HCO3-Referenzwassers
Beilage A3.7-5a	Analysenergebnisse und modellierte Werte der Na-Cl-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1
Beilage A3.7-5b	Chemische Beschaffenheit des modellierten Na-Cl-Referenzwassers

Beilage A3.7-5c	Analysenergebnisse und modellierte Werte des Na-HCO ₃ -CI- Grund- wassers aus der Sondierbohrung SB4a/s
Beilage A3.7-6	Analysenergebnisse und modellierte Werte der tiefen Na-HCO ₃ -Grund- wässer aus den Sondierbohrungen SB1 und SB3
Beilage A3.7-7	Analysenergebnisse und modellierte Werte der Grundwässer aus der Sondierbohrung SB2
Beilage A3.7-8	Werte der stabilen Isotope von extrahierten Porenwässern aus Bohrkernen der Sondierbohrung SB4a/s und deren Wassergehalte
Beilage A3.7-9	Mittelwerte der Gasgehaltsbestimmungen an Luft, Bodenluft, Grund- wässern und Fluideinschlüssen
Beilage A3.7-10	δ^{13} C- und δ^{2} H-Mittelwerte
Beilage A3.7-11	Zusammensetzung und Isotope der Gasproben
Beilage A3.7-12	lsotopengehalte und Isotopenverhältnisse von frei auströmenden Gasen der Sondierbohrung SB1
Beilage A4.1-1	Langzeitbeobachtung SB1, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.1-2	Langzeitbeobachtung SB2, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.1-3	Langzeitbeobachtung SB3, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.1-4	Langzeitbeobachtung SB4, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.1-4a/v	Langzeitbeobachtung SB4a/v, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.1-4a/s	Langzeitbeobachtung SB4a/s, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.1-6	Langzeitbeobachtung SB6, Entwicklung der hydraulischen Potentiale
Beilage A4.2-1	Ganglinien für PBo1 - 12
Beilage A4.3-1	Ganglinien verschiedener Meteoparameter der Bellerüti, Lage der Meteomessstation und der Niederschlagsmessstationen

1 EINLEITUNG

1.1 Zielsetzung des Berichts

Im November 1995 sind am Wellenberg in Wolfenschiessen/NW die Feldarbeiten der Untersuchungsphase II zu Ende gegangen. Die Auswertung und Interpretation der dabei und in der früheren Phase I erhobenen Daten konnte im Herbst 1996 beendet werden. Damit wurde am Wellenberg die Etappe der Oberflächenuntersuchungen abgeschlossen und ein Meilenstein auf dem Wege zur geologischen Standortcharakterisierung erreicht. Der nächste Explorationsschritt braucht den Zugang zum Standort mit einem Sondierstollen.

Die mit den Untersuchungen erhobenen Felddaten wurden in zahlreichen Internen Berichten (NIB) und Technischen Berichten (NTB) dokumentiert. Ebenso wurden die Resultate der Auswertungen, die darauf aufbauenden konzeptuellen und numerischen Modelle sowie ihre Interpretationen in entsprechenden Referenzberichten festgehalten. Zweimal wurde der jeweilige Kenntnisstand resumiert: in NAGRA (1993b), um die Wahl des Wellenbergs als Standort für ein Endlager für schwach- und mittelaktive Abfälle (SMA) zu begründen und um den für das Rahmenbewilligungsgesuch (RBG) verwendeten erdwissenschaftlichen Datensatz darzulegen; in NAGRA (1996b), um auf Wunsch des Bundesamtes für Energiewirtschaft den RBG-Datensatz im Lichte der neuen Untersuchungsresultate der Phase II einer kritischen Bewertung zu unterziehen.

Der vorliegende Bericht nun hat das Ziel, die bisherigen Untersuchungen am Wellenberg und ihre Resultate zusammenfassend zu dokumentieren, die Auswertungen und Interpretationen nachvollziehbar darzustellen und zu diskutieren sowie die daraus abgeleiteten Folgerungen verständlich zu machen. Der Bericht soll dem interessierten Fachmann ermöglichen, sich über die erreichten geologischen Kenntnisse kompetent zu informieren und sie zu bewerten, ohne auf die zahlreichen fachspezifischen Berichte zurückgreifen zu müssen. Diese stehen dem Detailinformationen benötigenden Spezialisten zur Verfügung.

Darüber hinaus soll der vorliegende Bericht beim weiteren Bewilligungsverfahren für das Endlager SMA am Wellenberg als Referenzbericht für die Oberflächenuntersuchungen und das damit erreichte Standortverständnis dienen.

1.2 Ziel der geologischen Standortcharakterisierung

Das Ziel der geologischen Standortcharakterisierung ist die Bereitstellung der Daten, die einerseits für die Abklärung der baulichen Machbarkeit, andererseits für den Nachweis der Langzeitsicherheit des Endlagers benötigt werden.

Bei den baulichen Aspekten steht vorerst der Nachweis eines für das geplante Lager genügenden Volumens der als Wirtgestein ausgewählten geologischen Formationen im Vordergrund. Das nächste Ziel ist die Erhebung jener geotechnischen Parameter und ingenieurgeologischen Informationen, die für die Projektierung und den sicheren und kostenoptimierten Bau und Betrieb aller Anlageteile notwendig sind.

Unter dem Gesichtspunkt der Langzeitsicherheit interessieren vor allem Umfang und zeitlicher Ablauf der Radionuklidfreisetzung mit dem Tiefengrundwasser sowie der Zeitpunkt der erosiven Freilegung des Endlagers. Die Migration und schliessliche Freisetzung der Radionuklide ergibt sich einerseits aus den hydraulischen Eigenschaften der Geosphäre und aus dem Grundwasserfliessfeld im Standortgebiet, andererseits aus der Geometrie und Länge der Fliesspfade sowie aus den Gesteinseigenschaften entlang des Fliesspfads. Das Ausmass der Erosion und damit der Zeitpunkt der Endlagerfreilegung wird im wesentlichen bestimmt durch neotektonische Bewegungen, z.B. Hebungen oder Senkungen, und durch die zukünftige klimatische Entwicklung, bei der ganz unterschiedliche Szenarien denkbar sind.

Neben der direkt projektbezogenen Datenerhebung gehören auch solche Fragestellungen zur geologischen Charakterisierung eines Endlagerstandorts, die sich mit dem generellen geologischen Bau der betreffenden Region und ihrer künftigen Veränderung befassen. Das dadurch verbesserte geologische Verständnis des Standortgebietes kommt in den Fällen zum Tragen, wo für den geologischen Datensatz nicht nur messbare Daten, sondern auch konzeptuelle Überlegungen benötigt werden.

1.3 Aufbau des Berichts

Der vorliegende Bericht ist der Abschlussbericht zu den geologischen Oberflächenuntersuchungen am Standort Wellenberg. Er beinhaltet alle durchgeführten erdwissenschaftlichen Untersuchungen, die Interpretation der Felddaten, die Erstellung der konzeptuellen Modelle, die numerischen Modellierungen und die Geosphären-Datensätze für die Sicherheitsanalyse und den Bau. Der Bericht besteht aus zwei Teilen, dem eigentlichen Synthesebericht und dem Anhang, in dem u.a. die wichtigsten Felddaten zusammengestellt sind. Dank des Einbezuges der Felddaten in den Schlussbericht erhält der Leser alle notwendigen Informationen, um die Aussagen des Syntheseberichts unabhängig nachvollziehen zu können.

Das Kapitel 1 befasst sich mit der Zielsetzung und dem Stellenwert des Berichts innerhalb der gesamten Berichterstattung zum Standort Wellenberg sowie dem Ziel der geologischen Standortcharakterisierung, dem Nachweis der baulichen Machbarkeit und der Langzeitsicherheit eines Endlagers. Das Kapitel 2 fasst den Kenntnisstand vor Durchführung des Untersuchungsprogramms zusammen, der die Grundlage für die Planung und die Durchführung des Untersuchungsprogramms gebildet hat. Das Kapitel 3 hat das Untersuchungsprogramm und seine Zielsetzungen zum Thema sowie die Anpassungen an die neuen Randbedingungen, die sich aus den erteilten Bewilligungen ergeben haben. Diskutiert wird ebenfalls der Datenfluss bei Auswertung und Synthese.

Im Kapitel 4 werden die am Standort Wellenberg erarbeiteten geologischen Kenntnisse und die mögliche zukünftige geologische Entwicklung des Standorts dargelegt. Sie bilden die Basis für die hydrodynamischen Modellrechnungen und die Geosphären-Datensätze Bau bzw. Sicherheitsanalyse. Das Kapitel 5 ist der geologischen Beschreibung der wasserführenden Systeme gewidmet. Die Zusammensetzung und Genese der Grundwässer und Gase werden im Kapitel 6 dargelegt. Im Kapitel 7 werden die Grundwasserzirkulationsverhältnisse beschrieben. Das Kapitel 8 beinhaltet die Zusammenstellung der geologischen Daten für die Beurteilung der Langzeitsicherheit und den Endlagerbau. Im Kapitel 9 werden der diesem Bericht zugrunde liegende Kenntnisstand diskutiert und die verbleibenden offenen Fragen dargelegt.

Der Anhang besteht aus neun separaten Teilen. Darin werden einerseits die für den Nachvollzug der Aussagen im Synthesebericht benötigten Rohdaten dargelegt, andererseits werden einzelne Themen, die im Bericht aus Gründen der Lesbarkeit nur kurz besprochen werden können, eingehender und ausführlicher behandelt.

1.4 Verfasser

Der vorliegende Bericht wurde im Auftrag der Genossenschaft für nukleare Entsorgung Wellenberg (GNW) als Gemeinschaftsarbeit in der Abteilung für Standorterkundung der Nagra (Leitung Ch. Sprecher) erarbeitet:

Projektleitung/ Koordination:	W.H. Müller, Nagra, Wettingen
Redaktion:	Ch. Sprecher, Nagra, Wettingen
	M. Fritschi, GNW, Wettingen
	S. Kappeler, GNW, Wettingen
	H. Karsch, Nagra, Wettingen
	W.H. Müller, Nagra, Wettingen
Autoren:	W. Albert, Nagra, Wettingen
	A. Baumann, Matousek, Baumann & Niggli AG, Baden
	P. Blaser, Petraconsult, Arni
	HR. Bläsi, Geologisches Institut, Universität Bern
	P. Blümling, Nagra, Wettingen
	C. Degueldre, PSI, Würenlingen
	L. Eichinger, Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen, BRD
	A. Gautschi, Nagra, Wettingen
	A. Gübeli, Büro Dr. Gübeli, Jona
	M. Huber, Büro Dres. Huber & Huber, Zürich
	S. Kappeler, GNW, Wettingen
	W. Klemenz, Colenco Power Engineering AG, Baden
	U. Kuhlmann, TK Consult AG, Zürich
	JM. Lavanchy, Colenco Power Engineering AG, Baden
	B.E. Lehmann, Physikalisches Institut, Universität Bern
	J. Lippmann, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg

H.H. Loosli, Physikalisches Institut, Universität Bern

P. Marschall, Nagra, Wettingen

M. Mazurek, Mineralog.-petrograph. Institut, Universität Bern

W.H. Müller, Nagra, Wettingen

K. Osenbrück, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg

F.J. Pearson, PSI, Würenlingen

R. Purtschert, Physikalisches Institut, Universität Bern

S. Schlanke, Nagra, Wettingen

H.J. Schmassmann, Holinger AG, Liestal

K. Schneemann, Holinger AG, Liestal

A. Scholtis, Nagra, Wettingen

C. Sonntag, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg

P. Vinard, Nagra, Wettingen

O. Voborny, Colenco Power Engineering AG, Baden

S. Vomvoris, Nagra, Wettingen

H.N. Waber, Mineralog.-petrograph. Institut, Universität Bern

H.P. Weber, Nagra, Wettingen

S. Zink, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg

2 ZUSAMMENFASSUNG DER REGIONALEN KENNTNISSE

2.1 Einleitung

Im vorliegenden Kapitel wird der Kenntnisstand über die geologische und tektonische Situation in der Region des Standortgebietes Wellenberg vor Beginn der Nagra-Untersuchungen dargelegt. Diese geologischen Kenntnisse bildeten die Grundlage für die Erstellung des Untersuchungskonzeptes. Nach einer geographischen Beschreibung der Standortregion folgen Ausführungen über die am Gebirgsbau beteiligten tektonischen Elemente und ihren stratigraphischen bzw. lithologischen Aufbau. Informationen über den zeitlichen Ablauf der Deckenbewegungen, über die Neotektonik sowie über die Quartärgeologie beinhaltet das nächste Teilkapitel. Abschliessend werden noch die hydrogeologischen Erkenntnisse verschiedener Untersuchungen zusammenfassend besprochen.

2.2 Geographische Übersicht

Das Engelbergertal im Süden des Vierwaldstättersees (434 m ü.M.) ist das mittlere der drei grossen Quertäler des zentralschweizerischen Alpenraums. Es führt unmittelbar südöstlich von Stans, ab Oberdorf (465 m ü.M.) in südlicher Richtung über eine Distanz von ca. 11 km ohne nennenswerte Steigungen via Wolfenschiessen und Grafenort bis in die Gegend von Mettlen (602 m ü.M.). Ab Mettlen steigt es als steile Rampe in südöstlicher Richtung auf den ca. 1000 m ü.M. liegenden Talboden von Engelberg. Am SE-Ende dieses ca. 7 km langen Talbodens beschreibt das Engelbergertal einen weiten Bogen nach Nordosten, wo es am Surenenpass (2291 m ü.M.) endet.

Das Gebiet des Standorts Wellenberg liegt auf der E-Seite des Engelbergertals zwischen Wolfenschiessen, Grafenort und Oberrickenbach. Seine Lage ist aus der geographischen Übersichtskarte (Fig. 2.2-1) ersichtlich. Die in dieser Karte und im vorliegenden Bericht verwendeten Flurnamen wurden aus der Landeskarte der Schweiz 1:25'000 (Blätter: 1170 Alpnach, 1171 Beckenried, 1190 Melchtal und 1191 Engelberg) entnommen.

Die Grenzen des Untersuchungsgebietes (Fig. 2.2-1) ergeben sich weitgehend aus der topographischen Situation und entsprechen den Grenzen der geologischen Detailkartierung (Anh. A1.1).

Das Untersuchungsgebiet des Standorts Wellenberg weist eine Gesamtfläche von ca. 50 km² auf. Im Zentrum des Untersuchungsgebietes befindet sich der 1341 m hohe Wellenberg, nach dem das potentielle Standortgebiet benannt wurde. Seine Gipfelhöhe liegt deutlich tiefer als die ihn umgebenden Grate und Gipfel, die gleichzeitig die Grenzlinie des Standortgebietes Wellenberg markieren.

Durch das Engelbergertal mit seinen in der W-Flanke mündenden Schluchten des Rotihaltengrabens, des Geissmattli Grabens, des Fallen Baches und des Kernalpbaches sowie durch das südlich Wolfenschiessen nach SE weisende Tal von Oberrickenbach wird ein Relief gebildet, das einen guten Einblick in den regionalen tektonischen und geologischen Aufbau ermöglicht. NAGRA NTB 96-01



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 16. 05. 1997

Figur 2.2-1: Geographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes Wellenberg

6

2.3 Regionale Geologie

2.3.1 Tektonischer Bau

Das Engelbergertal durchschneidet als Quertal die bedeutendsten Grossstrukturen des helvetischen Deckenkomplexes und gibt dabei einen guten Überblick über dessen Faltenbau (Fig. 2.3-1). Ausgehend vom Kristallin des Aar-Massivs (Fig. 2.3-2) quert es von S nach N die autochthone Sedimenthülle des Aar-Massivs, den parautochthonen Nordhelvetischen Flysch und die angrenzende Zone aus Mélange ("komplexe Flyschzone" nach SCHUMACHER 1949). Darüber folgen Schuppen und Schollen in subhelvetischer Stellung, d.h. tektonische Äquivalente der Gitschen- und der Wissberg-Scholle, darauf die Axen-Decke und die Drusberg-Decke. Nördlich Dallenwil quert das Engelbergertal das höchste tektonische Element der zentralschweizerischen Region, die penninische Klippen-Decke mit ihrer komplexen Flyschunterlage. Nördlich davon folgt die Randkette, deren Unterlage aus "subalpinem Flysch" auf der subalpinen Molasse ruht, die ihrerseits auf die mittelländische Molasse überschoben ist.

Das Standortgebiet Wellenberg liegt grösstenteils innerhalb der Drusberg-Decke und reicht lediglich mit seinem S-Rand in den nördlichsten Abschnitt der unmittelbar südlich anschliessenden Axen-Decke.

Das Gebiet zwischen Urnersee und Engelbergertal gilt seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts als eine bevorzugte Region für geologische Forschungen. Im Mittelpunkt des Interesses standen die helvetische Randkette am S-Rand des Vierwaldstättersees, die Drusberg-Decke mit ihrer Gebirgskette zwischen Haldigrat und Oberbauenstock und die penninischen Klippen. Die Drusberg- und die Axen-Decke im Bereich des Engelbergertals fanden hingegen nur wenige Detailbearbeiter.

Im Bereich des Standortgebietes Wellenberg wurde die Geologie der Drusberg- und der Axen-Decke von BUXTORF et al. (1916) kartiert und in einer geologischen Karte (Vierwaldstättersee-Karte 1:50'000) zusammen mit tektonischen Profilen dargestellt. ARBENZ publizierte 1918 eine geologische Karte der Urirotstock-Gruppe mit ergänzenden tektonischen Profilen, wobei sich der nördliche Randbereich seiner Karte zwischen den Koordinaten 191'200 und 194'250 mit dem südlichsten Abschnitt der Vierwaldstättersee-Karte von BUXTORF et al. (1916) überlappt. Für das Verständnis der grossräumigen tektonischen Situation im zentralschweizerischen Alpenraum bilden die beiden zitierten Arbeiten eine erste massgebende Übersicht.

Zwischen dem Urnersee und der W-Flanke des Engelbergertals folgten detaillierte Untersuchungen von FICHTER (1934), MAZURCZAK (1945), ANDEREGG (1940), HANTKE (1961), SPÖRLI (1966) und WYSS (1973, unpubl.). Für das Standortgebiet Wellenberg liefern diese Arbeiten in geologischer und in tektonischer Hinsicht massgebliche Informationen (Fig. 2.3-1).

Der Grossfaltenbau innerhalb der Drusberg-Decke ist zwischen dem Urnersee und dem Engelbergertal besonders gut einzusehen. Er lässt sich gemäss der tektonischen Profilserie von FICHTER (1934) in drei grosse, liegende Falten gliedern: Die Seelisberg-Antiklinale (Falte I), die Niederbauen-Antiklinale (Falte II) und die Oberbauen-Antiklinale (Falte III). Diese Falten bilden zusammen mit ihren dazwischenliegenden Synklinalen bzw. Mulden ein relativ einfaches geometrisches System (Fig. 2.3-1).



α



LEGENDE



Figur 2.3-2: Tektonische Übersicht; mit Profilspuren (HANTKE 1961) und Grenzen des Untersuchungsgebietes

Das nach SW gerichtete Achsengefälle hat zur Folge, dass im Engelbergertal von den am Urnersee aufgeschlossenen Falten I - III (FICHTER 1934) nur noch die Falten II und III mit ihrer dazwischenliegenden Mulde II / III sichtbar sind. Entsprechend bleibt die Falte I mit ihrer nach oben anschliessenden Mulde I / II unter dem Talboden des Engelbergertals verborgen. Der am Urnersee quasi-zylindrische Faltenbau wird mit seiner Annäherung an das Engelbergertal zunehmend tektonisch überprägt. Die Ursache für diese innerhalb der Drusberg-Decke nach W zunehmende Tektonisierung scheint im Richtungswechsel der Grossfaltenachsen zu liegen. So ändert ihr Streichen westlich der Sinsgäuer Schonegg von ENE-WSW nach NE-SW (Kap. 4.7.1).

Für das Standortgebiet Wellenberg ist neben der Drusberg-Decke auch die unmittelbar südlich angrenzende Axen-Decke von Bedeutung. Die Axen-Decke (Fig. 2.3-1 und 2.3-2) liegt tektonisch unter der Drusberg-Decke und weist einen komplizierten, in SW-NE-Richtung streichenden Faltenbau auf. Die Stirnregion der Axen-Decke wird im Gebiet des Urnersees ungefähr längs ihrer Streichrichtung durch die Tertiär-Zone der Axenmättli-Mulde (ANDEREGG 1940) in einen Nordlappen und in einen Südlappen getrennt. Während der Axen-Südlappen zwischen dem Urnersee und dem Engelbergertal durchzuziehen scheint, nimmt der Axen-Nordlappen westlich des Urnersees in seiner N-S-Ausdehnung sukzessive ab und fehlt westlich des Schonegg-Passes vollständig. Da sich die am Urnersee vorliegende Situation der Deckenelemente nicht direkt nach W verfolgen lässt, stellt sich die Frage, ob der frontale Abschnitt der Axen-Decke im Standortgebiet Wellenberg noch dem Axen-Südlappen entspricht. Immerhin weist der frontale Teil der Axen-Decke in der E-Flanke des Engelbergertals einen anderen Baustil als der am Urnersee abtauchende Südlappen auf. Westlich des Engelbergertals vereinigen sich die Axen- und die Drusberg-Decke zur Wildhorn-Decke (TRÜMPY 1969).

Innerhalb der Axen-Decke sind im Gebiet der Walenstöcke (Fig. 2.3-1) mehrere übereinanderliegende Falten aufgeschlossen, die eine vertikale tektonische Gliederung erlauben. SPÖRLI (1966) unterteilt die Axen-Decke in diesem Gebiet in einen oberen Teil, die Walenstock-Digitation, und in einen unteren Teil, die Rimistock-Digitation. Die Grenze zwischen diesen beiden Deckenelementen liegt ungefähr im Gebiet der Walegg (Fig. 2.3-1).

Unmittelbar unterhalb der Rimistock-Digitation folgt die basale helvetische Hauptüberschiebung.

Zwischen dem Urnersee und dem Engelbergertal liegen unmittelbar unter der basalen helvetischen Hauptüberschiebung, d.h. in subhelvetischer Stellung, die Wissberg-Scholle (SPÖRLI 1966) und in ihrem Liegenden die Firrenband-Linse (ANDEREGG 1940). Die Wissberg-Scholle entspricht der Weissberg-Linse von ARBENZ (1934). Unterhalb der Wissberg-Scholle und der Firrenband-Linse liegt Wildflysch (ARBENZ 1934), der sich im oberen Engelbergertal zur "komplexen Flyschzone" (SCHUMA-CHER 1949) erweitert. Diese Zone kann auch als Mélange aufgefasst werden, das den parautochthonen Nordhelvetischen Flysch (Dachschiefer-Altdorfer Sandstein) überlagert, der beiderseits des Surenenpasses zutage tritt.

2.3.2 Stratigraphie

Eine Übersicht über die Schichtreihen der Drusberg- und der Axen-Decke sowie der Randkette im zentralschweizerischen Raum geben die stratigraphischen Sammelprofile in Figur 2.3-3.

Die Schichtfolgen in den drei stratigraphischen Profilen sind einander grundsätzlich sehr ähnlich. Die gleichnamigen Formationen der verschiedenen Decken weisen jedoch als Folge des jeweiligen Sedimentationsraums massgebliche Unterschiede in ihrer Mächtigkeit und in ihrer faziellen Ausbildung auf. Die Sedimente der Drusberg-Decke stammen aus dem südlichsten Abschnitt des helvetischen Ablagerungsraums. Nördlich davon und in zunehmend proximaler Fazies wurden die Sedimente der Randkette und der Axen-Decke abgelagert (Fig. 2.3-4). Diese Situation hat in den oberkretazischen Schichtreihen der Randkette (mittlerer Ablagerungsraum) und der Axen-Decke (nördlicher Ablagerungsraum) ein zunehmendes Auftreten von Schichtlücken zur Folge (Fig. 2.3-3).

Die stratigraphischen Profile in Figur 2.3-3 zeigen, dass die Abscherung der Randkette und meist auch der Drusberg-Decke im Niveau der mergeligen Unterkreide-Formationen erfolgte. Bei der Drusberg-Decke wechselt jedoch der Abscherunghorizont teilweise ins Niveau des ebenfalls mergeligen unteren Malm, sodass Teile des ehemaligen Deckensubstrats mittransportiert wurden und nun als Malmschollen (Langweidliflue, Maisander) in den tektonisch angehäuften Unterkreidemergeln ruhen. Im Gegensatz dazu reicht die Schichtfolge der Axen-Decke stratigraphisch bis in den unteren Jura (Lias); diese tieferen Formationen liegen jedoch ausserhalb des Untersuchungsgebietes und sind hier nicht von Interesse.

Im Untersuchungsgebiet dominiert die Schichtfolge der Drusberg-Decke. Deren älteste Kreide-Einheit ist die Palfris-Formation¹. Diese von BURGER (1985) zwischen Rhein und Reuss sowie von ISCHI (1978) im zentralschweizerischen Raum detailliert untersuchte Formation setzt sich aus hemipelagischen Ablagerungen zusammen, bestehend aus Mergeln und Tonmergeln mit zwischengelagerten geringmächtigen Kalkbänken. Gleichzeitig erfolgte im Sedimentationsraum der Axen-Decke (Fig. 2.3-4) die Ablagerung der aus typischen Flachwasserkalken bestehenden Öhrli-Formation (Fig. 2.3-3). Der in dieser Stufe von der Drusberg-Decke über die Randkette bis zur Axen-Decke sich manifestierende Wechsel von hemipelagischer zu neritischer Sedimentation wird von einer massiven Mächtigkeitsreduktion begleitet.

Normalstratigraphisch über der Palfris-Formation folgen die Vitznau-Mergel. Diese ebenfalls distalen Ablagerungen weisen gegenüber der Palfris-Formation einen erhöhten Anteil an geringmächtigen Kalkbänken auf. Auch in diesem Fall ist eine von S nach N abnehmende Mächtigkeit zu beobachten (Fig. 2.3-3).

Im Rahmen einer Neubearbeitung der Formationen der untersten Kreide (Berriasian und Valanginian) wurden die lithostratigraphischen Begriffe Palfris-Formation und Vitznau-Mergel für den veralteten chronostratigraphischen Begriff Valanginien-Mergel eingeführt (BURGER & STRASSER 1981). Die informelle Bezeichnung Valanginien-Mergel wurde in den früheren Nagra-Berichten aus Usanzgründen neben den lithostratigraphischen Begriffen Vitznau-Mergel und Palfris-Formation weiterverwendet. Ihr Gebrauch wird nun in allen geologischen Nagra-Publikationen eingestellt.



Figur 2.3-3: Stratigraphische Profile der Drusberg-Decke und der Randkette sowie der Oberjura- und Kreideformationen der Axen-Decke; aus TRÜMPY (1980), leicht modifiziert

Morphologisch bilden die verwitterungsanfälligen Mergel der Palfris-Formation zusammen mit den Vitznau-Mergeln zwischen den Kalken der Drusberg-Decke im N und der Axen-Decke im S eine Senke, die im Untersuchungsgebiet durch die Storegg im W, den Eggeligrat im Zentrum und der Sinsgäuer Schonegg im E markiert wird.

Innerhalb der Drusberg-Decke folgt über den Vitznau-Mergeln der vorwiegend mikritische Diphyoides-Kalk; sein altersmässiges Äquivalent ist in der Randkette und in der Axen-Decke der Betlis-Kalk (Beide Formationen in NAGRA 1987 als "Valanginienkalk"



Figur 2.3-4: Palinspastische Karte des helvetischen Ablagerungsraums in der Zentralschweiz (nach HERB 1988)

bezeichnet). Der im Ablagerungsraum von S nach N einsetzende Fazieswechsel zeichnet sich in der Randkette durch zunehmendes Auftreten von Silexknollen und in der Axen-Decke durch täuschende lithologische Ähnlichkeit mit dem Helvetischen Kieselkalk aus.

Die über dem Diphyoides-Kalk bzw. über dem Betlis-Kalk folgende Schichtreihe mit dem Helvetischen Kieselkalk, den Drusberg-Schichten und der Schrattenkalk-Formation (Fig. 2.3-3) lässt zwischen der Drusberg-Decke und der Axen-Decke eine markante Mächtigkeitsabnahme erkennen. Über der Schrattenkalk-Formation der Axen-Decke folgen direkt die tertiären Formationen. Dies im Gegensatz zur Randkette, deren Kreide-Profil noch die Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) und den Seewer-Kalk umfasst, oder zur Drusberg-Decke, wo die Abfolge noch zusätzlich durch die Choltalschichten bzw. "Seewerschiefer" (OBERHÄNSLI 1978), die Amdener Formation und die transgressive Wangformation komplettiert wird.

Das Tertiär setzt in den Schichtfolgen aller drei Decken (Fig. 2.3-3) transgressiv ein mit eozänen Nummulitenkalken und Assilinengrünsanden, der Bürgen-Formation in der Drusberg-Decke und in der Randkette, der Klimsenhorn-Formation in der Axen-Decke. Darüber folgen eozäne Schiefer mit nach oben abnehmendem Sand- und zunehmendem Tongehalt (Hogant-Formation, Schimberg-Schiefer, Globigerinenmergel bzw. Stadschiefer).

Im Untergrund des Untersuchungsgebietes, unter der Drusberg- und der Axen-Decke und somit unterhalb der helvetischen Hauptschubmasse, können ebenfalls Elemente in subhelvetischer Stellung vermutet werden, wie sie im Raume von Engelberg aufgeschlossen sind (Kap. 2.3.1). Die vom Oberjura bis ins Tertiär reichenden Schichtfolgen der bekannten Elemente dieser Art, z.B. der Gitschen- und der Wissberg-Scholle, zeigen noch markantere Lücken als die Axen-Decke, z.B. eine bis in die Drusbergschichten hinuntergreifende Tertiärtransgression, und andere Merkmale, etwa die mächtige Entwicklung des koralligenen Troskalks, die auf eine Herkunft aus dem nördlichsten helvetischen Ablagerungsraum hinweisen (Fig. 2.3-4).

Ebenfalls unter der Hauptüberschiebung im Untergrund des Untersuchungsgebietes ist die lithologische Einheit zu erwarten, die früher Wildflysch (ARBENZ 1934) oder komplexe Flyschzone (SCHUMACHER 1949) genannt wurde. Sie wird heute als Mélange bezeichnet und umfasst intensiv tektonisierte Tonschiefer mit Komponenten angrenzender tektonischer Einheiten und fremder Herkunft. Unter dem Mélange ist der Nordhelvetische Flysch (Dachschiefer-Altdorfer Sandstein) zu erwarten, Sandsteine und Pelite tertiären Alters (ob. Eozän bis unt. Oligozän).

2.3.3 Regionale geologische Entwicklung

2.3.3.1 Tertiär

Vor ca. 40 Millionen Jahren wurden die helvetischen Decken von ihrem Untergrund abgeschert und bis zu 50 km nach NW über das Aar-Massiv verfrachtet. Dabei wurde der Sedimentstapel intern verfaltet und überschoben. Nach dem Modell der Plattentektonik ist die alpine Deformation ein kontinuierlicher Prozess. Aufgrund der Rekonstruktion der Paläogeographie und der im Gestein hinterlassenen Spuren, hervorgerufen durch die verschiedenen Umgebungsbedingungen wie Druck, Temperatur und Verformungsgeschwindigkeit, lässt sich dieser Vorgang jedoch in einzelne Sequenzen unterteilen.



Figur 2. dem Beginn des Geologische und tektonische Tertiärs Entwicklung der helvetischen Decken seit

15

NAGRA NTB 96-01

Erste entsprechende Erkenntnisse über die Bewegungsabläufe der helvetischen Dekken wurden von ARBENZ (1934) publiziert und durch Arbeiten von SCHINDLER (1969), PFIFFNER (1977, 1978), MILNES & PFIFFNER (1977, 1980) sowie durch TRÜMPY (1969, 1980) massgeblich verfeinert. In Figur 2.3-5 werden die wichtigsten Aussagen der betreffenden Autoren einander gegenübergestellt, wobei auch die wesentlichen geologischen Ereignisse im Mittelland und im Jura dargelegt werden.

Aus der Zusammenstellung geht hervor, dass die Entwicklung der helvetischen Decken während der neoalpinen Sequenz erfolgte. Sie wird charakterisiert durch die Bildung einer krustalen Subduktionszone entlang der Rhone-Rhein-Linie, der Entwicklung der helvetischen Decken, der subalpinen Molasse und des Juras.

In den (östlichen) helvetischen Decken können drei Phasen unterschieden werden:

- Die Pizol-Phase als prämetamorphe Faltungs- und Überschiebungsphase (Anlage von Deckfalten, "ramping")
- Die (Cavistrau-) Calanda-Phase als synmetamorphe Faltungsphase
- Die Ruchi-Phase als retrograde bis postmetamorphe Überschiebungsphase

Auf den Ablauf der tektonischen Entwicklung in der Region und im Untersuchungsgebiet wird in Kapitel 4.5 detailliert eingegangen.

2.3.3.2 Quartär

Das Quartär ist die jüngste und zugleich kürzeste Periode der Erdgeschichte und umfasst je nach Definition ungefähr die letzten 2.4 - 1.65 Mio. Jahre (SCHREINER 1992). Während im Tertiär über lange Zeit ein warm-gemässigtes Klima dominierte, setzten mit dem Beginn des Quartärs zunehmend Klimaschwankungen ein. Die mittlere Jahrestemperatur änderte dabei mehrmals um Beträge von ca. 15 °C. Die Folge dieser Klimawechsel war das mehrmalige Vorstossen der Alpengletscher ins Mittelland, was markante morphologische Änderungen und entsprechende Auswirkungen auf Flora und Fauna zur Folge hatte.

Das Quartär wird unterteilt in die durch die genannten Vergletscherungen (Eiszeiten oder Kaltzeiten) und dazwischenliegende Warmzeiten gekennzeichnete ältere Epoche des Pleistozäns und in die jüngere, erst vor ca. 14'600 Jahren (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996) beginnende Epoche des Holozäns.

Nach klassischen Erkenntnissen sind aus dem Pleistozän vier Vereisungsphasen bekannt (PENCK & BRÜCKNER 1909). Gemäss der mitteleuropäischen Nomenklatur sind dies die Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm (Nordeuropäische Nomenklatur: Menap, Elster, Saale und Weichsel). Spuren dieser Eiszeiten sind im gesamten alpinen Raum nachweisbar. Im Ostalpin liegen jedoch noch Relikte von zwei zusätzlichen älteren Vereisungsphasen vor, der Biber- und der Donau-Vereisung.

Die Quartärforschung der letzten Jahre hat zu einer radikalen Neugliederung des Pleistozäns geführt. Eine Übersicht der wichtigsten Ergebnisse laufender Untersuchungen zur chronostratigraphischen Gliederung von Vereisungsspuren im schweizerischen



Figur 2.3-6: Chronostratigraphische Darstellung der Eiszeiten in der Schweiz (nach SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996)

Mittelland zeigt Figur 2.3-6 (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996) unter Verzeichnung der entsprechenden Schlüsselprofile. Der Vergleich mit der früheren Unterteilung des Pleistozäns zeigt, dass die "Letzte Vergletscherung", "Würm" nach PENCK & BRÜCKNER (1909), vor ca. 115'000 Jahren einsetzte und – unterbrochen durch ein Interstadial – vor 14'600 Jahren endete. Der Vergleich zeigt weiter, dass zwischen der letzten Vergletscherung "Würm" und den früheren Vergletscherungen, welche die Deckenschotter abgelagert haben, nach klassischer Lehre "Günz" und "Mindel", nicht nur eine grosse Vergletscherung, "Riss", ins Alpenvorland vorstiess, sondern vier grosse und langandauernde Vorstösse gezählt werden, wovon die erste als die grösste Vergletscherung angenommen wird und ca. 780'000 Jahre zurückliegt.

Durch die Vergletscherungen erfolgte im alpinen Raum eine markante Akzentuierung des Reliefs. Im zentralschweizerischen Raum sind morphologisch besonders die Vereisungsspuren der "Grössten Vergletscherung" sowie der "Letzten Vergletscherung" (Fig. 2.3-6) massgebend. Beim Einsetzen der "Grössten Vergletscherung" war die Situation der heutigen Täler schon so weit vorgegeben, dass die entsprechenden Eisvorstösse bereits kanalisiert wurden. Das führte zur weitgehenden Ausräumung und erosiven Übertiefung der Täler in den Alpen und im Vorland (WILDI 1984).

Eine Rekonstruktion über die Vergletscherungsgeschichte im Alpenvorland während der letzten 115'000 Jahre kann wie folgt zusammengefasst werden (SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER 1995):

- Das Alpenvorland der Schweiz war während der letzten Kaltzeit lange Zeit eisfrei. Aufgrund der Radiokarbondatierungen lagen zwischen 28'000 und etwa 60'000 Jahren v.h. die Zungen der Alpengletscher innerhalb des Alpenrandes, bzw. im inneralpinen Raum.
- Vor diesem Interstadial erfolgte ein Gletschervorstoss über den Alpenraum hinaus. Die Maximalausdehnug der alpinen Eismassen während der letzten Kaltzeit wurde aber während des späteren Gletschervorstosses erreicht und ist deshalb jünger als 28'000 Jahre.
- Die beiden letzteiszeitlichen Gletschervorstösse sind als eigenständige Vorstösse aus dem inneralpinen Raum und nicht als einfache Oszillationen einer Eismasse im Alpenvorland zu verstehen. In diesem Zusammenhang dürfte früher oder später auch die Verwendung des Begriffes "Eiszeit" zur Diskussion gestellt werden (SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER 1995).

2.3.3.3 Neotektonik (rezente Tektonik)

Den Begriff "Neotektonik" verwenden wir für die jüngsten alpinen Bewegungen der "Post-Ruchi-Phase" (Fig. 2.3-5), die bis in die Gegenwart reichen können. Unter "rezenter Tektonik" werden tektonische Bewegungen der Gegenwart bzw. der jüngsten Vergangenheit verstanden, die mittels der Analyse von Erdbeben lokalisiert und datiert oder aufgrund von geodätischen Messungen erfasst wurden. In diesem Sinne umfasst der Begriff "rezente Tektonik" den Zeitraum zwischen heute und dem Beginn der instrumentellen Erdbebenregistrierung. Im folgenden wird vor allem auf die rezente Tektonik der Zentralschweiz eingegangen.

Vor den Nagra-Untersuchungen ergaben in der Zentralschweiz vor allem Erkenntnisse aus der regionalen Seismologie und Geodäsie Hinweise auf junge tektonische Bewegungen.

Die Schweiz liegt im nördlichen Teil der Erdbebenzone des Mittelmeerraums, welche die Grenze zwischen der afrikanischen und der eurasischen Kontinentalplatte markiert. Die Erdbeben im Alpen- und Voralpengebiet werden dabei durch komplizierte differentielle Plattenbewegungen und Überschiebungen hervorgerufen, die auch für die Hebungsrate der Alpen von maximal 1 - 2 mm/a (Fig. 4.8-1) verantwortlich sind. Die Erdbebenaktivität in der Schweiz ist jedoch im Vergleich mit den aktivsten Erdbebenländern Europas – Italien, Griechenland und Türkei – als relativ gering einzustufen.

Der Schweizerische Erdbebendienst registriert seit 1911 instrumentell Daten von Erdbeben. Zu Beginn der siebziger Jahre wurde das Stationsnetz erneuert. Im Durchschnitt werden etwa 200 Erdbeben pro Jahr in der Schweiz lokalisiert. Mehr als 90 % davon liegen unter der Spürbarkeitsschwelle, d.h. unterhalb einer Magnitude² von 2.5.

In Figur 2.3-7 sind sämtliche lokalisierten Beben der Magnitude \geq 2 in der Schweiz seit Bestehen des modernen Stationsnetzes eingezeichnet. Die Verteilung der Epizentren zeigt ein eher disperses Bild, doch lassen sich deutlich Gebiete höherer seismischer Aktivität abgrenzen, wie z.B. die Region um Basel, das Unterwallis und die östliche Hälfte des Bündnerlandes.

Aus dem Katalog historischer Erdbeben des Schweizerischen Erdbebendienstes geht hervor, dass in der Schweiz in den letzten 700 Jahren vier Erdbeben mit einer Intensität von VIII - IX aufgetreten sind (Tab. 2.3-1). Von diesen vier stärksten Erdbeben sind jedoch nur die Intensitäten der Beben von Basel und Vispertal wirklich gut belegt.

Innerhalb der Schweiz gehört die Zentralschweiz zu den Regionen mit erhöhter Erdbebentätigkeit (Fig. 2.3-7). Die Analysen der historischen Beben zeigen ein ähnliches Bild. Aus diesem Grund wurde die Zentralschweiz in der Karte der Erdbebengefährdung in der Schweiz (NAGRA 1993c) den Gebieten mit dem grössten Erdbebenrisiko zugeordnet. Dies bedeutet, dass mit einer Wahrscheinlichkeit von 10⁻³/Jahr ein Erdbeben mit der Bodenbeschleunigung von > 0.2 g erwartet wird. Dies entspricht einem Erdbeben der Magnitude 6 - 6.5 oder der Intensität VIII - IX.

Eine Untersuchung der historischen Erdbeben in der Zentralschweiz durch den Schweizerischen Erdbebendienst (NAGRA 1993c) ergab, dass im Zeitraum zwischen 1300 und 1972 zehn Erdbeben mit einer Intensität ≥ VII beobachtet wurden. Das stärkste Beben mit einer Intensität von VIII - IX fand im September 1601 in Unterwalden statt. Eine signifikante Anhäufung von Beben (5 Beben der Intensität VII) ereignete sich in den Jahren 1774 - 1779 in den Regionen von Altdorf und Sarnen.

Erste konkrete Hinweise auf vertikale Krustenbewegungen in der Schweiz ergaben sich aufgrund des Vergleichs der ersten und zweiten Messungen des Landesnivelle-

² Die Magnitude ist ein Mass für die im Erdbebenherd freigewordene Energie und wird mit Hilfe der Aufzeichnungen von Seismographen bestimmt und in eine einfache Zahl umgerechnet (Richterskala). Die Intensität beschreibt die Auswirkung eines Bebens an der Erdoberfläche. Das Mass für die Intensität ist durch die heute in Europa allgemein gültige MSK-Skala festgelegt.



Figur 2.3-7: Epizentrenkarte aller Erdbeben im Zeitraum zwischen 1975 und 1995 mit einer Magnitude von ≥ 2 in der Schweiz (Auswertung des Schweizerischen Erdbebendienstes), die Herdtiefe dieser Beben liegt zwischen 2 und 30 km

mentes (JEANRICHARD 1972). Das Landesnivellement wurde zwischen 1903 und 1927 erstmals durch das Bundesamt für Landestopographie gemessen. Seit 1943 werden sukzessive alle Linien nachgemessen. JEANRICHARD konnte zeigen, dass sich der Alpenraum gegenüber dem Mittelland und dem Jurasüdfuss relativ hebt. Mit dem Fortschreiten der Messungen wurde das Bild verfeinert (GUBLER 1976, GUBLER et al. 1981).

In Figur 4.8-1 ist die aktuelle Auswertung des Landesnivellementes dargestellt. Die Analyse zeigt eine sehr deutliche Hebungszone mit Werten über 1.5 mm/a im Gebiet der Zentralalpen. Gegen das Mittelland hin nehmen die Werte der jährlichen Höhenänderungen deutlich ab. Alle Messungen des Landesnivellementes beziehen sich auf einen "Fixpunkt" bei Aarburg. Aufgrund der heutigen geologischen Kenntnisse ist zu vermuten, dass auch dieser "Fixpunkt" nicht stabil ist und Bewegungen der oberen Kruste, z.B. der Juraüberschiebung, mitmacht. Fix ist streng genommen nur der Erdmittelpunkt. Die Höhenänderungen sind daher nur relativ gegenüber dem Referenzpunkt bei Aarburg angegeben. Bezieht man z.B. die Messungen des Landesnivellementes auf einen "Fixpunkt" bei Genua (ARCA & BERETTA 1985), so erhöhen sich sämtliche jährlichen Höhenänderungen in der Schweiz um ca. 1 mm.

20
Jahr	Ort	Max. Intensität
1356	Basel	IX
1601	Nidwalden	VIII - IX
1774	Altdorf	VIII
1796	Buchs SG	VIII - IX
1853	Solothurn	VII
1855	Vispertal	IX
1881	Bern	VII
1946	Rawilpass	VII
1964	Sarnen	VII
1971	Glarus	VII

Tabelle 2.3-1: Bedeutende, starke Erdbeben in der Schweiz

2.3.4 Hydrogeologie

Vor Beginn der Sondierungsarbeiten am Wellenberg wurden im betreffenden Gebiet hydrogeologische Untersuchungen hauptsächlich im Zusammenhang mit der Nutzung der Wasserkraft und für die Grundwasserbewirtschaftung durchgeführt. Daneben lassen aber andere geologische Untersuchungen Rückschlüsse auf die hydrogeologischen Verhältnisse zu. Wichtige Beiträge lieferten ausserdem die Erkenntnisse beim Bau des Seelisbergtunnels (SCHNEIDER & KAPPELER 1984) und die hydrogeologischen Untersuchungen der Nagra am Oberbauenstock (NAGRA 1988a).

Nachfolgend sind die wichtigsten hydrogeologischen Ergebnisse dieser Untersuchungen in stratigraphischer Reihenfolge, d.h. von der ältesten zur jüngsten Formation zusammengefasst. Die von den Autoren zitierten Durchlässigkeitsbegriffe stellen Grössenbezeichnungen dar, wie sie in den Erläuterungen zur Hydogeologischen Karte der Schweiz gebräuchlich sind.

Quintner-Kalk: WYSSLING (1973) und BÖGLI (1985) bezeichnen die hydraulische Leitfähigkeit des Quintner-Kalks als gut bzw. gross und das Gestein als karstanfällig. Im Gebiet der grossen Windgälle ergab ein Markierungsversuch in dieser Gesteinsserie eine Abstandsgeschwindigkeit von über 350 m/h. Auf Melchsee-Frutt zeigten Abpressversuche im Bereich des Staudammes Wasserdurchlässigkeiten zwischen 0.3 und 50 Lugeon, was K-Werten von etwa 3·10⁻⁸ m/s und 5·10⁻⁶ m/s entspricht (EICHENBERGER 1986).

Zementstein-Schichten: Für den Bereich der Axen-Decke ist die hydraulische Durchlässigkeit gemäss BÖGLI (1985) uneinheitlich. Gleichzeitig betont er aber die sehr geringe hydraulische Leitfähigkeit der Schieferzwischenlagen. Als informatives Beispiel gelten die Verhältnisse am Glattalpsee. In diesem Gebiet liegt das Seebecken innerhalb der Zementstein-Schichten. Zahlreiche Versickerungstrichter verhindern jedoch das Erreichen der ursprünglich vorgesehenen Staukote. Durchgeführte Markierungsversuche belegen hydraulische Verbindungen mit Wasseraustritten im hinteren Bisistal. BÖGLI (1985) zitiert Abstandsgeschwindigkeiten von 40 - 90 m/h bei Niedrigwasser und 150 - 360 m/h bei Hochwasser. Diese Werte beziehen sich jedoch nicht nur auf die Formation der Zementstein-Schichten allein, sondern auf die gesamte durchquerte Gesteinsserie des Malm.

Palfris- bzw. Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel ("Valanginien-Mergel" in früheren Berichten): Über die Wasserführung der "Valanginien-Mergel" in der näheren Umgebung des potentiellen Standortgebietes liegen lediglich aus der Bauzeit des Druckstollens des KW Dallenwil Angaben vor (SCHNEIDER 1986). So waren die "Valanginien-Mergel" im relativ oberflächennahen Stollen örtlich verstärkt wasserführend. Im zentralen Teil führte dies aus bautechnischer Sicht gar zu druckhaftem Gebirge. Im Vergleich zu den stark durchlässigen überliegenden Kalken wirken sie jedoch als Wasserstauer, was sich durch zahlreiche Quellen manifestiert.

Im Bereich des Seelisbergtunnels bezeichnet SCHNEIDER (1984) die Grenze zwischen den "Valanginien-Mergeln" und dem darüberliegenden Diphyoides-Kalk als den wichtigsten Stauhorizont. Während des Baus des Seelisbergtunnels erwiesen sich die Abschnitte mit "Valanginien-Mergeln" aus bergmännischer Sicht als weitgehend trokken bis bergfeucht mit allgemein vernachlässigbar geringer Wasserführung. Eine stärker durchnässte Gesteinszone war in beiden Röhren lediglich an der Stelle zu verzeichnen, an der die Überlagerung nur etwa 150 m beträgt und der Tunnel einen Bach unterfährt. Die Wasseraustritte sind zur Hauptsache an Ruschelzonen/kataklastische Zonen gebunden. Davon zeigen allerdings nur gerade 1 - 2 % eine eigentliche Wasserführung in Form von Tropfstellen oder Quellen und 14 % Anzeichen von Feuchtigkeit oder Nässe. Die Klüftung wird generell als gering bis fehlend beschrieben, bei einem normalerweise geringen Durchtrennungsgrad.

Im Öhrli-Kalk sind aus dem Gebiet Klöntal (GL) und Bisital (SZ) maximale Abstandsgeschwindigkeiten von 125 und 302 m/h beobachtet worden (JEANNIN et al. 1995). Allerdings ist diese Abfolge im Untersuchungsgebiet geringmächtiger (SPÖRLI 1966).

Helvetischer Kieselkalk: Die generelle hydraulische Leitfähigkeit des Helvetischen Kieselkalks wird von WYSSLING (1973) als mittel bis gering und von BÖGLI (1985) als uneinheitlich bezeichnet. Die Kieselkalkschiefer an der Basis dieser Gesteinsserie werden als gering- bis mitteldurchlässig, mit erhöhter hydraulische Leitfähigkeit entlang von Klüften eingestuft. Die Verkarstung wird allgemein als äusserst gering angegeben. Allerdings gibt es Hinweise, dass auch der Helvetische Kieselkalk, insbesondere die Echinodermenbreccie, Verkarstungserscheinungen aufweisen kann. Beim Staubecken südlich Burgholz (NNE-Fuss des Wellenbergs) wurden 1983 im Bereich der Staumauer zahlreiche Abpressversuche durchgeführt. Die daraus abgeleiteten hydraulischen Leitfähigkeiten liegen zwischen 10⁻⁵ bis 10⁻⁷ m/s.

Drusberg-Schichten (inkl. Altmann-Schichten): Die hydraulische Leitfähigkeit dieser Formation wird von WYSSLING (1973) mit gering bis mittel, längs Klüften erhöht angegeben. BÖGLI (1985) bezeichnet diese Serie als wasserundurchlässig bis schlecht durchlässig. Die Wechsellagerung von gut durchlässigen Kalken mit schlecht durchlässigen Mergeln führt zu einer anisotropen Gebirgsdurchlässigkeit. Die Wasserwegsamkeit ist in Richtung der Faltenachse am grössten und quer zur Schichtung am kleinsten. Die Mergelserien im Liegenden wirken als Grundwasserstauer. Die Grenzflächen zu den durchlässigeren Gesteinen bilden an der Geländeoberfläche Quellhorizonte und haben im Tunnel einen erhöhten Wasseranfall zur Folge (SCHNEIDER 1984).

Schrattenkalk-Formation: Im allgemeinen wird die hydraulische Leitfähigkeit des Schrattenkalks als mittel bis gut angegeben (WYSSLING 1973). Das Gestein ist äusserst karstanfällig und die Wasserzirkulation folglich entsprechend gross (BÖGLI & HARUM 1981). Erfahrungen beim Bau des Seelisbergtunnels (SCHNEIDER 1984) zeigen, dass die Intensität der Klüftung im Bereich der Drusberg-Decke sehr unterschiedlich und die Durchtrennung des Felskörpers zum Teil gross bzw. weitreichend ist.

In der Axen-Decke ist der Schrattenkalk lokal intensiv geklüftet. Aus zahlreichen Markierungsversuchen (Muotatal, Riemenstaldner Tal und Gebiet Niederbauen) wurden Abstandsgeschwindigkeiten in der Grössenordnung um 25 m/h bis 90 m/h ermittelt. Spitzenwerte erreichten hunderte von Metern.

Helvetischer Gault bzw. Garschella-Formation: Die generelle hydraulische Leitfähigkeit dieser Formation wird als gering bis mittel bezeichnet. Die Wasserzirkulation ist auf einzelne klüftigere Schichten beschränkt (WYSSLING 1973). Als verkarstungsfähig eingestuft werden insbesondere Echinodermenbreccie (FICHTER 1934) bzw. Brisi-Kalk (BÖGLI 1985, FÖLLMI & OUWEHAND 1987). In zwei Bohrungen im Rahmen von Voruntersuchungen für ein Strassenprojekt im Raum Sisikon (Kt. Schwyz) traten allerdings in dieser Formation massive Wasserverluste auf (SCHNEIDER 1991a).

Seewer Kalk und Seewerschiefer bzw. Choltal-Schichten: Die generelle hydraulische Leitfähigkeit dieser Gesteine gilt als mittel bis gut, z. T. anisotrop (SCHNEIDER 1986). Nach WILDBERGER (1996) ist der Seewer Kalk sehr verkarstungsfähig, sind doch ganze Höhlensysteme in dieser Gesteinsformation anzutreffen.

Amdener Formation und Wang-Formation: Die hydraulische Leitfähigkeit dieser beiden Formationen wird als gering bis sehr gering eingestuft (SCHNEIDER 1986). In WILDBERGER et al. (1996) werden Amdener Mergel und Wang-Schichten als wenig bis undurchlässige Gesteine bezeichnet. Die Wang-Formation scheint jedoch in gewissen Fällen verkarstungsfähig zu sein (WILDBERGER 1996).

Tertiär: Die hydraulische Leitfähigkeit des Nummulitenkalks und der Assilinengrünsande wird mit mittel bis gut, z. T. anisotrop angegeben. Die übrigen tertiären Formationen wie Schimberg-Schiefer und Globigerinenmergel der Axen-Decke sind generell als gering bis sehr gering durchlässig zu bezeichnen (SCHNEIDER 1986). Gemäss WILDBERGER (1996) dürfte das basale Tertiär mittelmässig bis schlecht durchlässig sein.

Quartär: Die Kenntnisse beruhen auf ANGEHRN (1984, 1987) und beschränken sich auf das Grundwasservorkommen in der Talsohle, das vom hinteren Talgrund bei Mettlen über Wolfenschiessen bis zum Alpnacher- und Vierwaldstättersee reicht. Der Grundwasserleiter besteht aus Kies und Sand, vermischt mit Blöcken und Steinen. Teilweise sind Ablagerungen mit höherem Feinanteil eingeschaltet. Seine Mächtigkeit beträgt bei Wolfenschiessen rund 10 - 15 m. Die Durchlässigkeit wird mit etwa 10⁻³ m/s angegeben, schwankt kleinräumig aber sehr stark. Darunter folgen siltig-tonige Ablagerungen, die als Grundwasserstauer wirken und eine Durchlässigkeit von etwa 10⁻⁶ m/s aufweisen. Im südlichen Talabschnitt bis Grafenort betragen die jahreszeitlichen Spiegelschwankungen über 6 m. Sie nehmen talabwärts ab und betragen nördlich Wolfenschiessen nur noch einige Dezimeter. Das mittlere Grundwasserspiegelgefälle zwischen Grafenort und Wolfenschiessen wird mit etwas mehr als 1 % angegeben. Unterhalb Wolfenschiessen verflacht sich dieses Gefälle auf weniger als 1 % infolge Stauwirkung der Schwemmfächer des Steini- und Buoholzbaches, die hier von W bzw. E ins Haupttal münden. Auf der Höhe von Grafenort wird die Felsunterlage bei etwa 510 m ü.M., zwischen Dörfli und Wolfenschiessen auf rund 460 m ü.M., vermutet.

3 UNTERSUCHUNGSPROGRAMM

3.1 Einleitung

Im vorhergehenden Kapitel wurde gezeigt, welche geologischen Kenntnisse bei der Auswahl des Standorts Wellenberg und bei der Planung der Felduntersuchungen zur Verfügung standen. Im folgenden soll nun dargelegt werden, wie die Situation im SMA-Programm zur Zeit der Auswahl des Standorts Wellenberg war, welches die geologischen Gründe für diese Wahl waren und welche Überlegungen und Randbedingungen die Entwicklung des Untersuchungskonzeptes beeinflussten. Im weiteren soll aufgezeigt werden, wie die Bundesbewilligung 1988 sowie die kantonale Rechtslage die Umsetzung des genannten Konzeptes in die Arbeitsprogramme beeinflussten und welche Untersuchungen durchgeführt wurden. Schliesslich wird auf die Auswertung und Interpretation der mit den Felduntersuchungen erhobenen Daten in früheren Dokumentationen und im vorliegenden Bericht eingegangen.

3.2 Ausgangslage

Anfangs der achtziger Jahre führte die Nagra eine breit angelegte Evaluation potentieller Standortgebiete für Endlager schwach- und mittelaktiver Abfälle durch (NAGRA 1981). In einem zweistufigen Verfahren wurden aus 100 möglichen Gebieten drei Standorte für weiterführende Felduntersuchungen ausgewählt: Bois de la Glaive (BDG), Oberbauenstock (OBS) und Piz Pian Grand (PPG) (NAGRA 1983). Für diese wurden Ende 1983 Gesuche für "vorbereitende Handlungen" beim Bundesrat eingereicht. Am 30. September 1985 bewilligte der Bundesrat diese Sondiergesuche teilweise. Er verband die Bewilligung u.a mit der Auflage, mindestens einen zusätzlichen Standort zu bezeichnen, der neben der Erfüllung von verschiedenen anderen Kriterien die Möglichkeit bieten sollte, die "Endlagerzone deutlich unterhalb der Talsohle" anzuordnen. Hinter dieser Auflage standen Überlegungen der Experten des Bundesrates, nach denen nicht auszuschliessen war, dass Standorte mit horizontal zugänglichen Lagerkavernen sich nur für kurzlebige Abfälle (SMA) eignen könnten, sodass für langlebige mittelaktive Abfälle (LMA) ein solches Lager unterhalb der lokalen Erosionsbasis vorgesehen werden müsste.

Die Nagra suchte deshalb 1986 einen weiteren potentiellen Standort, an dem neben einem horizontal zugänglichen Endlager auch ein sogenanntes Tieflager gebaut werden könnte. Das bedeutete ein Gebiet, wo das Wirtgestein aufgrund der vorhandenen Unterlagen neben einer genügenden Ausdehnung auf Talniveau einen beträchtlichen Tiefgang unter dem lokalen Vorfluter aufzuweisen versprach. Um das Risiko klein zu halten, einen Standort auszuwählen, der sich im Verlauf der Felduntersuchungen als ungeeignet erweisen könnte, engte man die Suche auf Wirtgesteine ein, deren Eignung bereits vor dem Beginn der Sondierungen aufgrund früherer Erfahrungen festzustehen schien, d.h. auf "Valanginien-Mergel" und auf Amdener Mergel, die sich beim Bau des Seelisbergtunnels als praktisch "trocken" erwiesen hatten. Vorkommen dieser Wirtgesteine in geeigneter Höhenlage waren infolge regionaltektonischer Überlegungen westlich des Seelisbergtunnels zu suchen. Berücksichtigte man zusätzlich als weitere wünschenswerte Eigenschaft eine gute Verkehrserschliessung, so bot sich das untere Tal der Engelberger Aa als derjenige Bereich an, in welchem ein entsprechendes Standortgebiet am ehesten zu finden sein sollte. Eine Studie zeigte denn auch vier mögliche Standorte auf: Auf beiden Talflanken je ein Vorkommen von Amdener Mergeln, "Buochserhorn" und "Wissiflue", und – ebenfalls auf beiden Seiten des Tals – die Standortgebiete in den "Valanginien-Mergeln", "Wellenberg" und "Gerenflüe".

Wie die näheren Abklärungen zeigten, umfassen die Vorkommen von Amdener Mergeln nur relativ bescheidene Volumina und reichen vermutlich nur wenig unter den Talboden. Sie konnten deshalb trotz der wahrscheinlich hervorragenden Wirtgesteinseigenschaften nicht als Alternativstandorte im oben beschriebenen Sinne bezeichnet werden. Hingegen finden sich an den beiden Lokalitäten mit "Valanginien-Mergeln" sehr grosse, offensichtlich auch tief unter die Talsohle reichende Quantitäten von Wirtgestein, so dass an beiden Orten ein Alternativstandort im obigen Sinne möglich gewesen wäre. Im direkten Vergleich wies der Standort Wellenberg – er war schon unter den ursprünglichen 100 Standortmöglichkeiten unter dem Namen "Altzellen" mit einer anderen Lagerebene und einer anderen Erschliessung begutachtet worden – in bezug auf die Verkehrserschliessung leichte, bezüglich Explorierbarkeit jedoch sehr grosse Vorteile gegenüber Gerenflüe auf; er wurde deshalb als Alternativstandort WLB neben den bereits früher evaluierten BDG, OBS und PPG ausgewählt.

Die Gründe für die Wahl des Standorts Wellenberg waren somit:

- Ein sehr grosses Wirtgesteinsvolumen, das sowohl f
 ür ein horizontal erschlossenes Endlager als auch f
 ür ein Tieflager viele M
 öglichkeiten bietet,
- einen sehr einfachen, umweltgerechten Anschluss der potentiellen Portalzone ans Schienen- und Strassennetz.

3.3 Untersuchungskonzept 1986 und Sondiergesuch Wellenberg (NSG 18)

Nach der Evaluation des Wellenbergs als weiteren möglichen Standort für ein Endlager SMA/LMA wurde 1986 ein Konzept für seine Exploration entwickelt. Die darin enthaltenen Sondierungen und Untersuchungen gehörten nach Atomgesetz zu den bewilligungspflichtigen "vorbereitenden Handlungen". Die Nagra fasste sie deshalb im Sondiergesuch NSG 18 zusammen und unterbreitete dieses am 17. Juni 1987 dem Bundesrat (NAGRA 1987). Verschiedene, nicht der Bewilligungspflicht unterstellte Untersuchungen wurden unabhängig vom Sondiergesuch geplant und durchgeführt, insbesondere eine geologische Detailkartierung des Untersuchungsgebietes und ein umfangreiches Quellenmessprogramm. Sie dienten als Vorbereitung und Ergänzung für die im Gesuch beantragten Felduntersuchungen.

Bei der Erarbeitung des Untersuchungskonzeptes für den Wellenberg waren einerseits die Untersuchungsziele und die bereits vorhandenen geologischen Kenntnisse die bestimmenden Faktoren, andererseits setzten wichtige Randbedingungen Grenzen: die Explorierbarkeit des Standorts und die aus dem Konzept der Sicherheitsbarrieren abgeleitete Forderung, mit den Sondierungen die Schutzwirkung der natürlichen Barriere, der Geosphäre, möglichst nicht zu beeinträchtigen.

Das Ziel der Felduntersuchungen am Wellenberg wie an jedem anderen Endlagerstandort ist die geologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes zur Abklärung der Langzeitsicherheit und der technischen Machbarkeit eines allfälligen Endlagers (Kap. 1.2). Die für diese Abklärung nötigen Daten aus Wirt- und Nebengestein werden mit Sondierungen und Untersuchungen erhoben, die aufgrund der bestehenden Kenntnisse so angeordnet werden müssen, dass sie ein Maximum an Informationen liefern, ohne den engeren Endlagerbereich, die Endlagerzone, zu stören.

Das bedeutet die vorläufige Festlegung der potentiellen Endlagerzone und ihrer Erschliessung unter dem Gesichtspunkt der Langzeitsicherheit sowie die zweckmässige Plazierung des Portals des Zugangstollens zum Endlager. Dadurch wird die Linienführung nicht nur des Zugangsstollens sondern auch des Sondierstollens präjudiziert, um nicht unnötigerweise mehrfache Verbindungen zwischen Endlager und Biosphäre herzustellen.

In Umsetzung dieser Überlegungen wurden die Endlagerzonen ("horizontal erschlossen" und "tief") am Standort Wellenberg unter dem Eggeligrat angeordnet, um so die innerhalb des Wirtgesteins grösste Gesteinsüberlagerung über den Lagerebenen und damit die bestmögliche Sicherheit gegen erosive Freilegung zu erreichen. Das Stollenportal wurde am Westfuss des Wellenbergs südlich Wolfenschiessen plaziert, wo der Anschluss an Schiene und Strasse besonders einfach ist und die notwendigen Eingriffe in die Landschaft minimal sind. Auf diese Weise kommt zudem das Portal und der angrenzende Teil des Stollens in den stollenbautechnisch günstigen Helvetischen Kieselkalk zu liegen. Allerdings zeigten bereits erste Überlegungen zur Fliessrichtung der Felsgrundwässer, dass das Portal auf diese Weise im Abstrombereich der Lagerzone liegt. Die direkte Verbindung zwischen Portal und Endlager könnte somit einen "hydraulischen Kurzschluss" durch die Geosphäre entstehen lassen. Bei der Linienführung des Sondierstollens wurde deshalb darauf geachtet, direkte Kurzschlüsse von den Lagerkavernen zur Biosphäre zu vermeiden, indem die einzelnen Lagerkavernen von der Zustromseite her erschlossen werden.

Nach der vorläufigen Festlegung der Endlagerzonen und des Stollenportals sowie der damit verbundenen Eingrenzung der möglichen Stollenlinienführung war es möglich, diejenigen Sondierungen, mit denen von der Oberfläche aus die ersten Fragen über die Standorteignung zu beantworten waren, sinnvoll zu planen. Folgende Untersuchungen wurden vorgesehen:

- Zwei Tiefbohrungen werden so plaziert, dass sie das Wirtgestein zwar ausserhalb der Endlagerzonen, aber unter Berücksichtigung der im Untersuchungsgebiet generell ENE - WSW streichenden Grossstrukturen, im für das geplante Endlager repräsentativen Bereich durchteufen.
- Eine Tiefbohrung wird im Abstrombereich des Endlagers, im Engelbergertal, angeordnet, um dort den geologischen Bau und die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrundes, insbesondere der Kalkformationen der Drusberg-Decke, zu erkunden.

- Eine Bohrung im südlichen Bereich des Wirtgesteins soll dessen Südgrenze etwa auf Lagerniveau orten und die angrenzenden Formationen der Axen-Decke erkunden. Zwei Bohrlokationen in geologisch vergleichbarer Position stehen für optionale Bohrungen gleicher Zielsetzung zur Verfügung, falls die Ergebnisse der ersten Bohrung nach ergänzenden Befunden verlangen.
- Reflexionsseismische Messungen, angeordnet in mehreren Messlinien quer und parallel zum Streichen, zur Abklärung der äusseren (Nebengesteinsgrenzen) und inneren (Fremdgesteinseinschlüsse) Wirtgesteinsgeometrie unter Benützung der oben genannten Bohrungen als Eichbohrungen.

Die aufgeführten Bohrungen mit den zugehörigen geologischen, hydraulischen, hydrochemischen und geophysikalischen Untersuchungen und die Reflexionsseismik waren zur Charakterisierung des Wirtgesteins, insbesondere zur Abklärung seiner Grenzen und seiner strukturellen Verhältnisse, sowie zur Erkundung des geologischen Aufbaus des Untersuchungsgebietes bestimmt. Mit den dadurch erhobenen Daten sollte eine erste sicherheitstechnische Beurteilung ermöglicht und somit die Frage nach der generellen Standorteignung beantwortet werden können.

Als weitere Untersuchungen an der Oberfläche, jedoch mit geringerer Priorität, wurden vorgesehen:

- Refraktionsseismische und geoelektrische Messungen in drei parallelen Profilen im Engelbergertal zur Eruierung der Mächtigkeit der Lockergesteinsfüllung,
- Eine Bohrung im Engelbergertal, mit welcher der Felsuntergrund erbohrt und die Lockergesteinsfüllung charakterisiert werden sollte. Die Wahl ihres Ansatzpunktes war aufgrund der Befunde der Refraktionsseismik vorgesehen.

Die ersten Befunde aus den Sondierbohrungen und Oberflächenmessungen sollten danach die Grundlage zur Durchführung der Untertage-Exploration für ein horizontal erschlossenes Endlager bilden, wobei folgendes Vorgehen geplant war:

- Vortrieb des ersten Teils des Sondierstollens vom genannten Stollenportal durch die Kalke der Drusberg-Decke bis ca. 100 m ins Wirtgestein nach der Erfassung des hydraulischen Potentials in den Kalken der Drusberg-Decke mit der Bohrung beim Stollenportal. Falls nötig: Abteufen einer Bohrung aus einer Kaverne neben dem Stollen zur Ergänzung der Resultate der Bohrung beim Stollenportal.
- Bau eines Felslabors am Ende des beschriebenen Sondierstollen-Abschnitts im Wirtgestein, jedoch ausserhalb der potentiellen Lagerzone, zur Durchführung von Langzeit-Versuchen im Wirtgestein.
- Fortsetzung des Stollenvortriebs unter Berücksichtigung der inzwischen gewonnenen Erkenntnisse über die Wirtgesteinsgeometrie und die Potentialverteilung bis zum Ort eines möglichen zweiten Felslabors; Bau dieses Labors nach Bedarf.
- Vortrieb des Sondierstollens in die potentielle Lagerzone auf der Basis eines aufgrund der Sondierresultate konkretisierten Bauprojektes; Detailerkundung des Endlagers.

Je nach der Beurteilung der horizontal zugänglichen Lagerzone wurde die Möglichkeit vorgesehen, in einer späteren Sondierphase ein Tieflager für langlebige mittelaktive Abfälle zu explorieren, dessen Lagerebene etwa 300 m unter Talniveau liegen würde. Zu diesem Zweck waren folgende Sondierungen geplant:

- Eine Vorausbohrung in der Achse des nachstehend erwähnten Vertikalschachts
- Ein Vertikalschacht von ca. 300 m Tiefe, ausgehend von einem zur Kaverne ausgeweiteten Abzweigers des Sondierstollens
- Ein Sondierstollen auf dem Niveau des Tieflagers von ca. 300 m Länge
- Evtl. ein Felslabor auf dem Niveau des Tieflagers

3.4 Bewilligungen und Anpassungen

Nach einem breit angelegten Vernehmlassungsverfahren bewilligte der Bundesrat am 31. August 1988:

- Alle Untersuchungen und Messungen an der Oberfläche sowie alle von der Oberfläche aus geplanten Bohrungen mit den dazugehörenden Messungen und Untersuchungen
- Einen Sondierstollen von maximal 2 km Länge ausserhalb der potentiellen Lagerzone mit den dazugehörenden Bohrungen und Untersuchungen
- Ein Felslabor und die darin vorzunehmenden in situ-Versuche

Beim Eintritt des Sondierstollens ins Wirtgestein und vor der Erstellung des Felslabors schrieb der Bundesrat Freigaben durch die Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK) vor.

Die Bewilligung für die Weiterführung des Sondierstollens in die potentielle Lagerzone setzte der Bundesrat aus und machte sie von der Vorlage einer Auswertung der bewilligten Untersuchungen abhängig.

Die Erkundung eines Tieflagers bewilligte der Bundesrat nicht. Er stellte der Nagra jedoch frei, diese Exploration zu gegebener Zeit neu zu beantragen.

Ungefähr zeitgleich mit der bundesrätlichen Bewilligung überarbeitete die Nagra ihr Endlagerkonzept. Die Studien für die Entsorgung schwach- und mittelaktiver Abfälle wurden auf die Kategorien der kurzlebigen Abfälle konzentriert. Die langlebigen alphahaltigen Abfälle werden gemäss dem überarbeiteten Konzept zusammen mit den hochaktiven Abfällen in einem separaten Endlager entsorgt (NAGRA 1988c, 1992).

Die Beschränkung auf kurzlebige schwach- und mittelaktive Abfälle (SMA) am Wellenberg machte die Exploration für ein Tiefenlager überflüssig. Theoretisch wäre sogar eine Reduktion des ursprünglichen, auch für langlebige Abfälle ausgelegten Untersuchungsprogramms möglich gewesen; praktisch gesehen wäre sie unwesentlich geblieben und wurde deshalb auch nicht ausgeschöpft. Im Verlaufe des Bewilligungsverfahrens verwischte sich die ursprünglich klare Abgrenzung der rechtlichen Kompetenzen zusehends: auf der einen Seite die im Bundesrecht geregelten nuklearen Aspekte des Vorhabens am Wellenberg, andererseits die in kantonaler und kommunaler Kompetenz stehenden baupolizeilichen, raumplanerischen und wasserrechtlichen Bewilligungen. Konnten die entsprechenden Verfahren für die Untersuchungen von der Erdoberfläche aus noch abgeschlossen und die entsprechenden Bewilligungen beigebracht werden, so wurde die Behandlung der entsprechenden Gesuche der Nagra für den Sondierstollen vom Regierungsrat des Kantons Nidwalden aus politischen Rücksichtnahmen sistiert und von einer "vergleichbaren Behandlung aller vier Standorte" abhängig gemacht (Beschluss RR NW vom 24.4.89). Er stellte somit eine vom Bundesrat nicht verfügte Koppelung der Untersuchungen WLB mit denjenigen der drei andern Standorte her.

Eine weitere Änderung der rechtlichen Situation des Sondiervorhabens am Wellenberg ergab sich aus der Lancierung einer Verfassungs- und zweier Gesetzesinitiativen durch das "Komitee für eine Mitsprache des Nidwaldner Volkes bei Atomanlagen". Sie bezweckten die generelle Unterstellung des Untergrundes unter die kantonale Verfügungsgewalt, so dass Untertagebauten, z.B. ein Endlager oder auch ein Sondierstollen, eine Konzession benötigen, die von der Landsgemeinde gutgeheissen werden muss. Am 29. April 1990 hat die Landsgemeinde die Initiativen angenommen. Die dadurch rechtskräftig gewordenen neuen kantonalen Gesetze befand das Bundesgericht als mit dem bestehenden Bundesrecht vereinbar (Urteil vom 30. August 1993).

Bereits bei der ohne Rechtsgrundlage verfügten Aussetzung der Behandlung der baupolizeilichen Gesuche, spätestens aber nach Annahme der oben erwähnten Initiativen war abzusehen, dass die im Sondiergesuch NSG 18 vorgesehene und auch in der Bundesbewilligung nicht grundsätzlich in Frage gestellte, zeitlich eng gestaffelte Abfolge von Sondierbohrungen und Sondierstollen nicht zu realisieren sein würde, sondern dass mit einem vermutlich mehrjährigen Unterbruch der Standortuntersuchungen zu rechnen sein würde.

Die Nagra zog die Konsequenz aus dieser erneut veränderten Situation, indem sie das Programm der Untersuchungen im Rahmen der erhaltenen Bewilligungen noch ausbaute, um auch ohne Stollen belastbare Aussagen zur Standorteignung machen zu können.

3.5 Untersuchungsphase I

3.5.1 Ziele der Untersuchungsphase I

Die gegenüber dem Sondiergesuch NSG 18 um den Sondierstollen reduzierte Untersuchungsphase I am Alternativstandort Wellenberg hatte in erster Linie das Ziel, den Kenntnisstand zu erreichen, der die Beurteilung der geologischen und hydrogeologischen Situation im Vergleich mit den andern in der engeren Wahl stehenden potentiellen Standorten BDG, OBS und PPG erlauben würde. Die verfügbare Datenbasis sollte sowohl für die Standortwahl genügen, als auch die Einreichung eines eventuellen Rahmenbewilligungsgesuchs ermöglichen, was die Festlegung des Projekts in seinen Grundzügen und die Durchführung einer Sicherheitsanalyse von adäquater Bearbeitungstiefe bedeutet.

Um diese projektbezogenen Untersuchungsziele zu erreichen, war die Erarbeitung eines Datensatzes für eine erste geologische Charakterisierung des Standorts Wellenberg anzustreben, der für eine vorläufige Abschätzung der Langzeitsicherheit und den Nachweis der baulichen Machbarkeit genügen würde.

Die Charakterisierung des Standorts erfolgt durch die Untersuchung der Geosphäre. Diese sorgt für die Sicherheit des Endlagers durch

- eine mechanisch stabile Umgebung der Endlagerkavernen und einen langfristigen Schutz gegen erosive Freilegung,
- einen genügend kleinen Wasserfluss durch die Endlagerkavernen und durch
- eine zusätzliche Transportbarriere neben dem Nahfeld.

Diese Sicherheitsfunktionen beruhen auf bestimmten Eigenschaften der Geosphäre, deren Untersuchung das Ziel der Phase I war:

- Die stabile Umgebung und der Schutz vor Freilegung des Endlagers bedingen eine genügend grosse Ausdehnung des Wirtgesteins. Daraus ergab sich die Erkundung der Wirtgesteinsgrenzen als Ziel.
- Die Wirksamkeit der Geosphäre bzw. des Wirtgesteins als redundante Transportbarriere wird vom erwähnten Wasserfluss, von der Länge des Migrationspfads, von der Sorption und der Matrixdiffusion längs dieses Pfads sowie von der Existenz von Kolloiden im Grundwasser bestimmt. Somit wurden Art und Beschaffenheit der wasserführenden Systeme und der angrenzenden Gesteinsmatrix sowie der Chemismus der Tiefengrundwässer Gegenstand der Untersuchungen.

Die bauliche Machbarkeit des Endlagers ist abhängig von den felsmechanischen Parametern der beteiligten Gesteinsformationen, insbesondere des Wirtgesteins, sowie vom Gebirgsspannungsfeld im Bereich der geplanten Untertagebauten. Deshalb gehörte die Erhebung erster Daten aus diesem Gebiet ebenfalls zu den Untersuchungszielen.

3.5.2 Untersuchungsprogramm Phase I

Zum Programm der Untersuchungsphase I gehören neben bewilligungspflichtigen, im Sondiergesuch NSG 18 beantragten Sondierungen auch vorbereitende und ergänzende Untersuchungen, die keine Bundesbewilligung benötigen. Dazu zählen:

Geologische Detailkartierung: Die klassische Erkundung der geologischen Kartierung steht am Anfang jeder erdwissenschaftlichen Exploration. Sie bildete hier die Basis für die Planung aller weiteren Untersuchungen.

Strukturstudien in regionalem Massstab wurden für Korrelationen von Grossstrukturen eingesetzt, um das Verständnis der tektonischen Zusammenhänge zu erleichtern.

Hydrogeologisches Messprogramm: Es wurde als Grundlage für die hydrogeologische Charakterisierung und als Ergänzung der in den Bohrungen erhobenen Daten vorgesehen. Zudem diente es zur vorsorglichen Beweissicherung im Hinblick auf künftige Sondierungen.

Bodengasmessungen wurden ins Programm aufgenommen, um die geochemische Kartierung von Störungszonen über schlecht aufgeschlossenen Wirtgesteinsbereichen zu erproben.

Geodätische Kontrollmessungen wurden zur Erfassung allfälliger Bewegungen in den Rutschgebieten des Standorts geplant, insbesondere in der Rutschmasse Altzellen.

Zu den bewilligungspflichtigen Sondierungen des Untersuchungsprogramms der Phase I gehörten:

Geophysikalische Messungen: Fünf Messlinien von nahezu 20 km Gesamtlänge wurden für reflexionsseismische Messungen vorgesehen, um den strukturellen Aufbau des Untersuchungsgebietes kennenzulernen.

Auf drei parallelen Profilen im Talboden der Engelberger Aa sollte mit refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen die Mächtigkeit der Lockergesteine über dem Felsuntergrund erkundet werden.

Sondierbohrungen wurden auf allen Seiten der potentiellen Lagerzone vorgesehen, um den geologischen Bau des Standorts abzuklären und – zusammen mit den darin geplanten hydraulischen, hydrochemischen und geophysikalischen Untersuchungen – das Wirtgestein zu charakterisieren.

- SB1 sollte bei Oberrickenbach nordöstlich der potentiellen Lagerzone das Wirtgestein durchteufen und sein Liegendes erbohren.
- SB3 wurde im Gebiet Altzellen geplant, wo sie unter Berücksichtigung der ENE -WSW streichenden Grossstrukturen den für das Lager repräsentativen Wirtgesteinsbereich charakterisieren sollte.
- SB4 wurde im südlichen Randgebiet des Wirtgesteins vorgesehen, wo sie mit einer Neigung von ca. 70° gegen SSE niedergebracht werden sollte, um den Kontakt Drusberg-/Axen-Decke zu orten und die hydrogeologischen Verhältnisse in diesem Bereich abzuklären.
- SB2 wurde beim Stollenportal im Engelbergertal angesetzt, um im Abstrombereich des geplanten Endlagers den geologischen Bau und die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrundes zu erkunden.
- SB6 wurde aufgrund der Interpretation der refraktionssseismischen Daten nordnordöstlich Grafenort plaziert, um den frontalen Bereich der Rutschmasse von Altzellen zu durchbohren und den Felsuntergrund des Engelbergertals in seiner annähernd tiefsten Lage zu orten.

3.5.3 Durchgeführte Untersuchungen

Das oben aufgeführte Programm der Phase I konnte praktisch vollständig durchgeführt werden (Tab. 3.3-1). Zu den einzelnen Untersuchungen können die folgenden Anmerkungen gemacht werden:

Geologische Detailkartierung: Die erste Kartierung im Massstab 1:10'000 umfasst eine Fläche von 39 km² (SCHNEIDER 1988b). Um die Strukturen beidseits des Engelbergertals besser zu erfassen, wurde 1992 die Kartierung westlich der Engelberger Aa erweitert und im Bericht GÜBELI (1994a) dokumentiert.

Regionale Strukturstudie: Diese bereits für die Untersuchung des Standorts Oberbauenstock ausgeführte Studie (SCHNEIDER 1988a) reicht nach Westen bis über das Engelbergertal hinaus, weshalb sie auch bei den Standortuntersuchungen Wellenberg für regionalgeologische Korrelationen benutzt wurde.

Hydrogeologischer Kataster, Piezometerbohrungen, hydrogeologisches Messprogramm: Bei der Aufnahme des hydrogeologischen Katasters wurden bezüglich Inventarisierung und Zielsetzung verschiedene Zonen unterschieden. Diese Zonen bildeten auch die Basis für eine Differenzierung der Messfrequenzen im anschliessenden Messprogramm.

Bodengasmessungen: über den Unterkreide-Formationen des Wirtgesteins am Wellenberg wurden insgesamt drei Messkampagnen durchgeführt, bei denen die Entnahme- und Messmethoden sukzessive optimiert wurden. Dabei wurden neben anderen Gasen vor allem die Konzentrationen der gasförmigen Kohlenwasserstoffe in der Bodenluft gemessen.

Geodätische Kontrollmessungen: In den Rutschgebieten des Standorts wurde ein Netz von 36 Vermessungspunkten eingerichtet und vermessen. Seither erfolgten drei Kontrollmessungen.

Geophysikalische Messungen: Vor den Messungen wurde wegen möglicher Folgeschäden ein umfangreicher Rutschkataster zur vorsorglichen Beweissicherung aufgenommen.

Sondierbohrungen: Die fünf Sondierbohrungen wurden planmässig abgeteuft und nahezu durchgehend gekernt. Abgesehen von SB6 wurden sie wegen des grossen Wirtgesteinstiefgangs bis zu 50 % tiefer als geplant. An Kern- und Wasserproben sowie mit hydraulischen Tests und geophysikalischen Messungen in den Bohrlöchern wurden umfangreiche Untersuchungen durchgeführt (Tab. 3.3-1 und Fig. 3.3-1).



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 16. 05. 1997

Figur 3.3-1: Lage der Sondierbohrungen und der geophysikalischen Messlinien

[· · ·								
PHASE I										
1986	Geologische Detailkartierung 1:10'000									
ab 1987	Hydrogeologische Kataster und periodische Messungen (662 Quellen, 19 Grundwasserbeobachungsstellen im Tal, Stand 1988)									
ab 1988	Geodätische Vermessungen (Rutschmessungen)									
Herbst 1989	Geophysikalische Messungen Reflexionsseismik Refraktionsseismik Geoelektrik	5 Profile (19.6 km) 3 parallele Profile (16.5 km) 3 parallele Profile (16.5 km)								
1988 - 1990	88 - 1990 Bodengasmessungen									
Winter 1989/90	Piezometerbohrungen PBo1 - PBo6 (bis 30 m Tiefe)									
1990	Sondierbohrung SB4	15.05.1990 - 05.09.1990 Tiefe: 757.6 m								
1990 - 1991	Sondierbohrung SB3	22.09.1990 - 14.07.1991 Tiefe: 1546.7 m								
1990 - 1991	Sondierbohrung SB1	12.11.1990 - 04.12.1991 Tiefe: 1670.3 m								
1991	Sondierbohrung SB6	02.09.1991 - 10.12.1991 Tiefe: 430.6 m								
1992 - 1993	Sondierbohrung SB2	25.03.1992 - 26.01.1993 Tiefe: 1870.4 m								
1992	Ergänzung der Detailkartierung 1:10'000									
1993	Piezometerbohrung PBo7	Tiefe 130.6 m								

Tabelle 3.3-1 Chronologie de	er Felduntersuchungen	am Wellenberg
Tubolio 0.0 1. Officiologio di	or i olaantoroaonangon	un rrononborg

PHASE II											
	1994	Geophysikalische Messungen Reflexionsseismik	3 Profile (8.3 km)								
1994 -	1995	Piezometerbohrungen PBo8 - PBoSB1	PBo11, PBoSB4a, PBoSB4b,								
	1994	Aufschlussbohrungen PBoSE1 - PBoSE3									
ab	1994	Meteo-Messstation Bettelrüti									
1994 -	- 1995 Sondierbohrung SB4a vertikaler Ast SB4a/v schräger Ast SB4a/s		22.10.1994 - 28.02.1995 Tiefe: 735.0 m 10.05.1995 - 28.09.1995 Tiefe: 858.2 m								

3.6 Untersuchungsphase II

3.6.1 Ziele der Untersuchungsphase II

Im Verlaufe der Auswertung der Ergebnisse der Phase I und im Hinblick auf die Planung des Sondierstollens wurde beschlossen, vor dem Beginn der Untertage-Exploration weitere Untersuchungen und Sondierungen an der Oberfläche durchzuführen (Untersuchungsphase II). Sie hatten die folgenden Ziele:

- Die hydro- und strukturgeologische Exploration auslegungsbestimmender Inhomogenitäten
- Die hydro- und strukturgeologische Exploration des Wirtgesteins im Endlagergebiet
- Die Erkundung der nördlichen Wirtgesteinsgrenze
- Die Sicherstellung von hydrogeologischen und meteorologischen Basisdaten
- Die Erfassung der Seismizität im Untersuchungsgebiet
- Die Untersuchung allfälliger neotektonischer Ereignisse

3.6.2 Untersuchungsprogramm Phase II

Zur Erreichung der obenstehenden Zielsetzungen standen die folgenden Sondierungen und Untersuchungen zur Verfügung (Tab. 3.3-1):

Eine Tiefbohrung (SB4a) etwas nördlich der bisherigen SB4 mit einem senkrechten und einem 45° geneigten, nach NE gerichteten Ast sollte bis ca. 200 m unter Endlagerniveau vorgetrieben werden und erstmals die Erhebung von Daten im Endlagergebiet ermöglichen.

Auf das Wirtgestein beschränkte *reflexionsseismische Messungen* mit je drei Profilen senkrecht und parallel zum Eggeligrat hatten das Ziel, Anzeichen grosser Inhomogenitäten im Bereich der späteren Endlagerzone zu sammeln.

Untiefe Aufschlussbohrungen im Secklis-Bach-Tal hatten die Aufgabe, die nördliche Wirtgesteinsgrenze oberhalb der Endlagerkote einzugabeln und wenn möglich zu orten.

Neue Piezometerbohrungen wurden geplant, um die Langzeitbeobachtungen der oberflächennahen Grundwässer zu komplettieren. Die Einrichtung einer *Messstation für Meteoparameter* wurde zur Durchführung von Nullmessungen für spätere Monitoringprogramme vorgesehen.

Langzeituntersuchungen und Feldstudien wurden vorgesehen, um Daten für Bau- und Betriebsgesuche, für die Anlagenüberwachung und für die Beweissicherung zu erhalten und um zur Prognose der geologischen Langzeitsicherheit und -stabilität beizutragen.

3.6.3 Durchgeführte Untersuchungen

Die Arbeiten der Untersuchungsphase II wurden im Sommer 1994 begonnen und im Spätherbst 1995 beendet (Fig. 3.3-1). Dazu ist folgendes anzumerken:

SB4a/v, der senkrechte Ast der SB4a, wurde nach Abschluss der Testphase für Langzeitbeobachtungen ausgebaut.

SB4a/s, der nach NE gerichtete schräge Ast der SB4a, wurde im unteren Abschnitt versiegelt, weil dieser ins Endlagergebiet reicht.

Bei der *Reflexionsseismik 94* wurden nach Testmessungen zuerst die senkrecht zum Eggeligrat verlaufenden Messlinien durchgemessen. Die anschliessende Bearbeitung ergab nicht die erwartete Qualitätsverbesserung der seismischen Daten, sodass auf die Messung der drei weiteren Linien verzichtet wurde.

Drei untiefe Aufschlussbohrungen wurden im Tal des Secklis Baches abgeteuft. Mit ihnen konnte die Wirtgesteinsgrenze nicht nur eingegrenzt, sondern mit der dritten Bohrung durchbohrt werden (PBoSE3).

Piezometerbohrungen wurden im Engelbergertal (5 Bohrungen) und im Raum Secklis Bach - Eggeligrat - Altzellen erstellt (3 Bohrungen). Mit der PBo8 wurde im Engelbergertal der Felsuntergrund bei ca. 160 m unter Terrain erbohrt (Fig.3.3-1).

Die Meteo-Messtsation wurde im Bereich Bettelrüti, in der Nähe des Abluftbauwerks eines allfälligen Endlagers, installiert und in Betrieb genommen.

Die Langzeitbeobachtungen wurden planmässig weitergeführt.

3.7 Auswertungen und Synthese

Die Standortcharakterisierung soll die Kenntnisse erarbeiten, die für die Sicherheitsanalyse, für Projektierung und Bau des Endlagers, zur Planung der weiteren Untersuchungen sowie für die Abklärung allfälliger Folgen von Bau und Betrieb notwendig sind.

Nur wenige Felddaten finden direkt Eingang in eine der erwähnten Kategorien, abgesehen von Daten für Beweissicherung und Nullmessungen. Der Prozess, der Rohdaten und Feldbeobachtungen in Befunde für die oben erwähnten Aufgaben verwandelt, wird als *Auswertung und Synthese* bezeichnet. Die im Rahmen dieses Berichts zur Anwendung gelangende Methodik für die Auswertung und Synthese ist eine Weiterentwicklung des Verfahrens, das zur Ermittlung des ersten Geodatensatzes für den Standort Wellenberg (NAGRA 1993b) und des ersten Geodatensatzes für die Kristallin-Synthese (THURY et al. 1994) angewandt wurde. Ihre Hauptstärken liegen in der Wechselwirkung zwischen den verschiedenen Fachrichtungen bei der Entwicklung des Geodatensatzes und in dessen Nachvollziehbarkeit.

Die Figuren 3.7-1a bis c stellen die Verbindungen zwischen den Felddaten und den endgültigen Befunden bzw. Anwendungen mit einem vereinfachten Flussdiagramm dar. Die Fachrichtungen werden dabei durch unterschiedliche Farben gekennzeichnet und die Benennung der verschiedenen Arbeitsschritte korrespondiert mit entsprechenden Kapiteln im vorliegenden Bericht. Dabei sollte nicht vergessen werden, dass die Zusammenarbeit unter den verschiedenen Fachrichtungen wie auch innerhalb verschiedener Themen einer einzigen Disziplin mit solch einem vereinfachten Diagramm nicht umfassend dargestellt werden kann.

Der von links nach rechts sich bewegende Datenfluss durchläuft normalerweise die folgenden, den Inhalt des Begriffs "Auswertung und Synthese" repräsentierenden Bearbeitungsstadien: Interpretation der innerhalb einer Fachrichtung gesammelten Daten, vorläufige Konzeptualisierung, Interpretation und Integration von Daten aus anderen fachlichen Disziplinen, verfeinerte Konzeptualisierung, numerische Modellierung. Die letzten drei Bearbeitungsschritte können wiederholt werden, bis ihre Resultate mit allen verfügbaren Daten konsistent sind.

Die Endergebnisse bzw. deren Verwendung werden in Figur 3.7-1 ebenfalls zusammengefasst. Das Hauptgewicht liegt dabei auf den *Geodatensätzen für Sicherheitsanalyse und für Bau*, die sowohl Parameterwerte (üblicherweise empfohlene Werte mit zugehöriger Bandbreite) als auch die damit verbundenen wichtigen Annahmen enhalten³. Die Auswertung und Synthese liefert am Standort Wellenberg einen sehr wichtigen Beitrag zu den *Planungsgrundlagen der Phase III* (Sondierstollen und zugehörige Untersuchungen) sowie für *Beweissicherung und Nullmessungen*, die zur Erfassung und Behebung allfälliger durch Untersuchungen verursachter Schäden benötigt werden. Schliesslich liefert die Auswertung und Synthese einen bedeutenden Beitrag zum *geologischen Standortverständnis*, indem sie die Datenbasis der lokalgeologischen Situation vergrössert.

Alle Felddaten sind in Nagra Internen Berichten dokumentiert, die auch die nötigen ersten Interpretationen einschliessen. Die wichtigsten Aussagen der ausgewerteten Felddaten sind im Anhang zusammenfassend dargestellt.

Geologie und Felsmechanik

Die geologische Aufnahme der Bohrkerne zusammen mit geologischen Oberflächenuntersuchungen und geophysikalischen Messungen führt zur Beschreibung der verschiedenen lithologischen und stratigraphischen Einheiten, sowohl was ihre Geometrie als auch was ihre mineralogischen und petrographischen Eigenschaften anbelangt. Die Strukturelemente werden ebenso aus diesen Untersuchungen abgeleitet und liefern das strukturgeologische Gerüst im Grossmassstab (Kilometer). Die detaillierte geologische Charakterisierung der *wasserführenden Systeme in Wirt- und Nebengestein* ermöglicht deren Typisierung und deren detaillierte geometrische und mineralogische Beschreibung vom Mikrometer- bis zum Hektometerbereich. Ihre geometrischen Cha-

³ Es ist z.B. ebenso wichtig für den advektiven Fluss wie für die Rolle von natürlichem Gas in der Grundwasserzirkulation, ob das Wasser vorwiegend in wasserführenden Systemen oder in der Matrix fliesst.

rakteristiken bilden den geologischen Teil im *Blockmodell*⁴ und gehen zusammen mit ihrer mineralogischen Beschreibung im Kleinmassstab (Mikrometer bis Meter) direkt in den Geodatensatz für die sicherheitanalytischen Rechnungen in der Geosphäre ein.

Das Verständnis für die tektonische Entwicklung zusammen mit neotektonischen Daten ermöglicht die qualitative und quantitative Beschreibung der *Langzeitentwicklung des Standorts*. Schliesslich fliessen die an Kernproben und in Bohrungen erhobenen felsmechanischen Parameterwerte zusammen mit dem Strukturmodell des Stand*orts* direkt in den Geodatensatz für den Bau.

Die für die Grundwasserzirkulation wichtigsten Ergebnisse der geologischen Beschreibung sind: 1) das *geologische Standortmodell*, das die grossräumige Geometrie für den Grundwasserfluss definiert, und 2) das *Blockmodell Geologie*, das die Geometrie für den Grundwasserfluss im Bereich bis zu einigen hundert Metern umschreibt.

Hydrochemie

Die in Quellen sowie in flachen und tiefen Bohrungen beprobten Wässer und Gase erlauben die Bestimmung ihrer chemischen Zusammensetzung und die Analyse von ausgewählten Isotopen. Durch die Modellierung und Interpretation dieser Resultate ergeben sich die *Alter der Grundwässer und Gase* ebenso wie ihre möglichen *Fliesspfade*. Ein direkt in den Geodatensatz für den Sicherheitsnachweis eingehendes, auch die Charakterisierung der in den Wässern gefundenen Kolloide einschliessendes Produkt sind die *Referenzwässer*.

Die hydrochemische Information wird in einem Modell zusammengefasst, das die *Genese der Grundwässer und Gase* beschreibt. Mit Hilfe dieses Modells können die hydrochemischen Befunde auch zur Überprüfung der Modelle für die grossräumige Grundwasserzirkulation benützt werden.

Hydrogeologie

Die Interpretation der Felddaten aus den Tiefbohrungen und den Piezometerbohrungen führt zur bohrungsspezifischen Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften – hydraulische Leitfähigkeit, Potential, allfällige Zweiphasenfluss-Charakteristiken. Das Quellenmessprogramm liefert direkt Daten für die Beweissicherung (Schüttung und chemische Zusammensetzung). Eine der wichtigsten Interaktionen mit der Geologie führt zur Ermittlung und Definition der *wasserführenden Systeme* in den einzelnen Bohrungen.

⁴ Das Blockmodell beschreibt die Geologie und Hydrogeologie der wasserführenden Systeme innerhalb eines Wirtgesteinswürfels von 500 m Kantenlänge. Es ist für einen beliebigen Ort innerhalb des Wirtgesteins repräsentativ. Die Parameter, welche die wasserführenden Systeme beschreiben (Ausdehnung, Häufigkeit, Orientierung, hydraulische Eigenschaften), sind nicht deterministisch bekannt, sondern stammen aus einer probabilistischen Verteilung, die aus der Gesamtheit der Messdaten abgeleitet wurde.



Datenflussdiagramm WLB-Synthese: Geologie

40



Datenflussdiagramm WLB-Synthese: Hydrochemie

NAGRA NTB 96-01

41



Datenflussdiagramm WLB-Synthese: Hydrogeologie

42

Der erste Syntheseschritt betrifft die Korrelation der Resultate der verschiedenen Tiefbohrungen; er führt zur *hydrogeologischen Bohrlochsynthese*. Die Befunde aus dem geologischen Modell finden darin ebenso wie diejenigen aus der hydrochemischen Interpretation direkt Verwendung. Am Standort Wellenberg werden in einem zusätzlichen Interpretationsschritt die beobachteten Unterdrücke charakterisiert, die möglichen Mechanismen ihrer Entstehung und ihres Langzeitverhaltens diskutiert und so eine bevorzugte Hypothese der *Genese und Entwicklung der Unterdrücke* entwickelt.

Der zweite Syntheseschritt, der eine stärkere interdisziplinäre Zusammenarbeit verlangt, führt zur Komplettierung des *Blockmodells* mit den hydraulischen Charakteristiken der wasserführenden Systeme. Um die *Durchlässigkeitsverteilung im Wirtgestein* zu quantifizieren, wurde ein spezielles Modell entwickelt, das die Stress-Verteilung im Wirtgestein des Stand*orts* berücksichtigt, das *K-Modell*. Zusammen mit der *Potentialverteilung* und deren künftiger Entwicklung bildet es die Basis für die Quantifizierung des Grundwasserflusses.

Für die Beschreibung der hydraulischen Auswirkungen der Auflockerungszone rund um die künftigen Untertagebauten (*Modell Auflockerungszone*) müssen felsmechanische Daten beigezogen werden. Die *Parameter für die Freisetzung von Endlagergas* werden mit Daten der hydraulischen Messungen in den Bohrungen und mit dem Blockmodell definiert.

Der abschliessende Schritt zur Quantifizierung des Grundwasserflusses im Wirtgestein des Stand*orts* benötigt numerische Modellierungen in drei verschiedenen Massstäben. Im *Regionalmodell* werden mögliche künftige Exfiltrationszonen und der grossräumige Grundwasserfluss ermittelt. Diese Modellierung im regionalen Bereich wird anhand von unabhängigen Evidenzen, z.B. hydrochemischen Befunden, überprüft. Im *Endlager-modell* werden die Auswirkungen eines potentiellen Endlagers auf das Grundwasserfliessfeld abgeschätzt. Dabei können Änderungen bzw. Variationen von Flussrichtung und -grösse in Zeit⁵ und Raum⁶ quantifiziert werden. Schliesslich wird im Kavernen-Massstab, *im Kavernenumfeldmodell*, die Verteilung des Grundwassers auf die zu erwartenden wasserführenden Systeme rund um die Kaverne ermittelt. Dieses Ergebnis wird für die Abschätzung der Schutzwirkung der Geosphäre benötigt.

Mit dem oben beschriebenen systematischen Vorgehen, das Nagra entwickelt hat, ist es relativ einfach, die Verbindung zwischen Felduntersuchungen und Befunden (Zahlen oder konzeptuelle Beschreibungen) zu verfolgen, die für die Abschätzung der Standorteignung benötigt werden.

Die folgenden Berichtsteile dokumentieren die durchgeführte Synthese. Der geologische und geotechnische Teil ist in den Kapiteln 4 und 5 beschrieben, der hydrochemische in Kapitel 6 und der hydrogeologische in Kapitel 7. Kapitel 8 fasst die Resultate zusammen.

⁵ Die zeitliche Entwicklung bezieht sich auf das wieder ins Gleichgewicht kommende Potentialfeld nach dem Verschluss des Endlagers und auf die Langzeitentwicklung der Unterdruckzone.

⁶ Je nach Anordnung der Endlagerkavernen weist der Grundwasserfluss unterschiedliche Charakteristiken auf (vor allem bezüglich seiner Richtung).

4 GEOLOGISCHER BAU UND ENTWICKLUNG DES UNTERSUCHUNGS-GEBIETES

4.1 Einleitung

Im vorliegenden Kapitel wird der geologische Bau, die Entwicklungsgeschichte der Region und die Langzeitentwicklung des Standorts dargelegt. Die geologischen Grundlagen lieferten die Auswertungen und Interpretationen der in der Phase I und Phase II erhobenen Felddaten sowie die an den Bohrkernen durchgeführten Laboranalysen.

Das geologisch kartierte Untersuchungsgebiet wurde durch die Bedürfnisse des hydrodynamischen Regionalmodells (Kap. 7.7.4) festgelegt. Es musste genügend ausgedehnt sein, damit die regionalen und lokalen Grundwasserzirkulationsverhältnisse im Wirtgestein beschrieben werden können. Die im Untersuchungsgebiet angetroffenen geologischen Formationen wurden detailliert beschrieben und petrophysikalisch charakterisiert, wobei der Schwerpunkt der Untersuchungen den geologischen Einheiten des Wirtgesteins galt.

Als Wirtgestein waren ursprünglich nur die Palfris-Formation und die Vitznau-Mergel (NAGRA 1993b) vorgesehen. Nachdem die Untersuchungsergebnisse aus der Bohrung SB4 zeigten, dass die im Süden angrenzenden tertiären Formationen (Globigerinenmergel und Schimberg-Schiefer) der Axen-Decke vergleichbare sicherheitsrelevante Eigenschaften aufwiesen wie diejenigen der genannten Unterkreide-Formationen, wurde das Wirtgestein um diese zwei Formationen erweitert (GNW TB 1994). Die Ergebnisse der in der Untersuchungsphase II abgeteuften Bohrungen SB4a/v/s bestätigten diesen Befund für die zwei erwähnten tertiären Formationen sowie auch für das im Wirtgestein vorkommende interhelvetische Mélange (Kap. 4.3.1, Kap. 7.2.2).

Das Wirtgestein am Standort Wellenberg besteht somit aus der Palfris-Formation und den Vitznau-Mergeln der Drusberg-Decke, den Globigerinenmergeln und den Schimberg-Schiefern der Axen-Decke und den interhelvetischen Mélanges, die innerhalb dieser Formationen oder zwischen ihnen auftreten. Die Palfris-Formation nimmt jedoch bezogen auf das Gesamtvolumen des Wirtgesteins den weitaus grössten Anteil ein.

Im Kapitel 4.2 werden diejenigen Formationen beschrieben, die für das geplante Endlager von unmittelbarem Interesse sind. Die Gesamtheit der im Untersuchungsgebiet an der Oberfläche (Anhang A1) beobachteten und in den Sondierbohrungen (Anhang A3) angetroffenen geologischen Einheiten und Formationen lithologisch beschrieben sowie stratigraphisch eingeordnet und paläogeographisch beheimatet (Anhang A5). Dieser Datensatz bildet die Basis für alle weiteren Kapitel.

Das Kapitel 4.3 beinhaltet im ersten Teil die Analysen der mineralogischen Zusammensetzung, die Zusammenstellung der gemessenen petrophysikalischen Parameter (Dichte, Mikroporosität und Makroporosität) der erbohrten geologischen Einheiten sowie die Beschreibungen der Porenraumverteilung in ausgewählten undeformierten und spröd deformierten Gesteinspartien. Diese Daten werden einerseits für die Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme für die Transportmodellierung (Kap. 5.7) und andererseits für die Ableitung der Genese der Grundwässer und natürlichen Gase (Kap. 6.5) benötigt. Im zweiten Teil dieses Kapitels werden die verschieden auftretenden Adertypen charakterisiert und die relative Altersabfolge ihrer Genese dargelegt sowie die Porosität und Porenraumverteilung in Adern und Drusen behandelt. Dieser Datensatz fliesst wiederum in Kapitel 6.5 (Genese der Grundwässer und natürlichen Gasen) ein. Im letzten Teil dieses Kapitels werden Aussagen zur Entstehungsgeschichte der Gesteine gemacht, die einerseits einen Beitrag zum Kapitel 4.5 (Tektonische Entwicklung) liefern und andererseits für das allgemeine geologische Standortverständnis von Bedeutung sind.

Im Kapitel 4.4 werden zusammenfassend die felsmechanischen Eigenschaften der projektrelevanten Formationen und das Langzeit-Deformationsverhalten des Wirtgesteins beschrieben. Dieser felsmechanische Datensatz ist ein integraler Bestandteil des Geodatensatzes Bau (Kap. 8.4).

Das Kapitel 4.5 befasst sich mit der grosstektonischen Entwicklung der helvetischen Decken im Raume der Zentralschweiz und liefert eine mögliche Erklärung für die Anhäufung der Wirtgesteinsformationen (Palfris-Formation/Vitznau-Mergel) am Standort Wellenberg. Dieses Kapitel ist wiederum für das geologische Standortverständnis von Bedeutung.

Die Beschreibung der beobachteten Strukturelemente im Wirtgestein und in dem ihn begrenzenden Nebengestein sowie ihre statistische Auswertung bezüglich Frequenz und Raumlage sind Bestandteil des Kapitels 4.6. Das aufgenommene Inventar der Strukturelemente ist die Basis für die Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für das Blockmodell (Kap. 5.6), das für die Kluftnetzwerkmodellierung benötigt wird. Die strukturgeologischen Daten bilden zudem einen der Datensätze, die für die Entwicklung des geologischen Standortmodells (Kap. 4.7) erforderlich sind.

Im Kapitel 4.7 wird mit dem geologischen Standortmodell eine nach den heutigen Kenntnissen realistische Annahme aus einem Spektrum möglicher geometrischer Konfigurationen beschrieben. Zudem werden die Endglieder von möglichen tektonischen Situationen diskutiert. Diese Modellvarianten beschreiben die Abweichungen von der realistischen Annahme und betreffen die Wirtgesteinsgrenzen, die Fremdgesteinseinschlüsse und die Verteilung grosser und regionaler Störungen. Das geologische Standortmodell bildet die Grundlage für das hydrodynamische Regionalmodell (Kap. 7.7.4) und gibt zusammen mit den Modellvarianten den Interpretationsspielraum der Wirtgesteinsgrenzen für den Geodatensatz Bau (Kap. 8.4).

Im Kapitel 4.8 werden im ersten Teil (Neotektonik) junge tektonische Ereignisse behandelt wie z.B. die geodätisch bestimmten alpinen Hebungsraten, die Analyse von Erdbeben und die Bestimmung des rezenten Spannungsfelds. Die Analysen von Erdbeben und die Aussagen zum rezenten Spannungsfeld fliessen direkt in den Geodatensatz für Sichheitsanalyse und Bau (Kap. 8.3.10 und Kap. 8.4) ein. Zur Abschätzung der geologischen Langzeitsicherheit wird im zweiten Teil dieses Kapitels aufgrund der Rekonstruktion der geologische Geschichte und der heute messbaren Vorgänge eine zukünftige geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes beschrieben. Die Klimaänderungen wurden in Form von Szenarien mit unterschiedlichen Klimaverhältnissen berücksichtigt. Die Aussagen dazu sind Bestandteil des Geodatensatzes "Langzeitverhalten der Geosphäre und der Biosphäre"(Kap. 8.3.9).

4.2 Lithologische und stratigraphische Beschreibung der projektrelevanten geologischen Formationen

In den bisherigen Felduntersuchungen am Wellenberg wurden im Rahmen der Detailkartierung (Beilage A1.1) und vor allem bei der Auswertung der Sondierbohrungen (Fig. 4.2-1) die im Untersuchungsgebiet anstehenden Schichtfolgen der Drusberg-Decke und der Axen-Decke sowie deren Liegendes praktisch lückenlos beschrieben. Daneben wurden mit Piezometer- und Aufschlussbohrungen vor allem die quartären Lockergesteine erfasst und untersucht. Die ausführliche Beschreibung der dabei erhobenen Daten und der daraus abgeleiteten Befunde findet sich im Anhang (A1, A3, A5).

Die nachstehenden Ausführungen beschränken sich auf diejenigen Resultate, die im Hinblick auf das geplante Endlager im Vordergrund stehen: die Lithologie des Wirtgesteins und der wichtigsten unmittelbar angrenzenden Formationen, d.h. der Nebengesteine.

4.2.1 Formationen des Wirtgesteins

Wie einleitend dargelegt wurde, bilden die Formationen an der Basis der Drusberg-Decke und im Top der Axen-Decke das Wirtgestein am Wellenberg. Das sind, zusammen mit dazwischen liegenden Mélanges, Vitznau-Mergel, Palfris-Formation, Globigerinenmergel und Schimberg-Schiefer. Diese durchwegs tonreichen, leicht verwitternden Serien sind im allgemeinen schlecht aufgeschlossen. Sie bilden eine markante Depression, welche durch die Übergänge der Storegg, des Eggeligrats und der Sinsgäuer Schonegg markiert wird. Die Sondierbohrungen durchteuften die Wirtgesteinsformationen auf einer Länge von über 5100 m (Fig. 4.2-1). Die im folgenden zusammengefassten lithologischen Befunde stammen zur Hauptsache aus den Aufnahmen der entsprechenden Kernstrecken.

Vitznau-Mergel (Valanginian)

Die Vitznau-Mergel (Valanginien-Mergel p.p.)⁷ folgen stratigraphisch unter dem Diphyoides-Kalk. Sie bilden eine relativ geringmächtige Kalk/Mergel-Wechsellagerung (ca. 50 m), deren Bio- und Lithofazies von ihrer paläogeographischen Herkunft abhängt: Schichten mit Austern und Mikrofossilien sowie Sequenzen von Quarzsand-schüttungen sind typisch für den mittleren helvetischen Ablagerungsraum (in SB1, SB4 und SB4a/v/s). Hingegen ist die Absenz solcher fossil- und sandreichen Lagen Merkmal der aus dem südlichen helvetischen Ablagerungsraum stammenden Vitznau-Mergel, wie sie am S-Grat des Wellenbergs gefunden werden.

Palfris-Formation (Berriasian)

Die Palfris-Formation (Valanginien-Mergel p.p.)⁷ folgt stratigraphisch unter den Vitznau-

⁷ Siehe Fussnote 1 in Kapitel 2.3.2.

Mergeln. Sie besteht überwiegend aus dunklen, siltigen bis feinsandigen Tonmergeln, der hemipelagischen Fazies des südlichen helvetischen Ablagerungsraums. Teilweise treten sandige und biodetritische Laminae und Lagen auf und markieren Schüttungen aus dem Bereich der nördlich anschliessenden Plattformsedimente (Öhrli-Formation); teilweise alternieren dünne bis mächtige Kalkmergel- und Kalkbänke mit den Tonmergeln und bilden sogenannte Kalkbankabfolgen. Schliesslich finden sich Partien sowohl mit sandigen und biodetritischen Lagen als auch mit Kalkmergel- und Kalkbänken.

Die Kernstrecken aller Sondierbohrungen zeigen diese Faziestypen der Palfris-Formation in unterschiedlichen Abfolgen, die weniger auf sedimentäre Wechsel als auf tektonische Anhäufung zurückzuführen sind. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Palfris-Formation im südlichen helvetischen Ablagerungsraum, d.h. in der heutigen Drusberg-Decke, dürfte etwa 200 m betragen haben (BURGER & STRASSER 1981). Die in den Sondierbohrungen angetroffene sandig-detritische Fazies ist mit derjenigen vergleichbar, die aus der westlichen Randkette beschrieben wurde (ISCHI 1978). Sie stammt vom nördlichen Rand des genannten Sedimentationsraums. Durch die detritischen Schüttungen von der angrenzenden Plattform ist dort eine grössere Sedimentmächtigkeit zu erwarten; sie ist mit 250 - 350 m zu veranschlagen. Aufgrund der Bohrkernanalysen ergab die ermittelte Mächtigkeit der Palfris-Formation ein Vielfaches dieser Werte, wodurch eine tektonisch bedingte Anhäufung (Kap. 4.5.2) belegt wurde.

Globigerinenmergel (Bartonian - Priabonian)

Die Globigerinenmergel bilden die oberste Tertiärformation der Axen-Decke. Sie bestehen zur Hauptsache aus dunklen, glimmerführenden, siltigen Tonmergeln, selten siltigen Kalkmergeln. Sie führen weniger Quarz und Karbonat als die tieferen Schimberg-Schiefer, weisen jedoch praktisch die gleiche Mikrofauna auf. Sie wurden in SB4 und SB4a/v/s erbohrt. In SB4 führen sie ein Niveau mit synsedimentären Breccien, die nach HERB (1990) dem Kleintal-Konglomerat in der Kleintal-Serie entsprechen (tiefster Teil der Axen-Decke).

Schimberg-Schiefer (Priabonian)

Die Schimberg-Schiefer folgen stratigraphisch unter den Globigerinenmergeln. Sie bilden in SB4 und SB4a/v/s massige Serien von grauen, glimmerführenden, sandigen Mergeln bis Kalkmergeln. Sie stellen eine sandige Übergangsfazies zur Hohgant-Formation dar, die bereits zu den Nebengesteinen gerechnet wird.

Interhelvetische Mélanges

Lithologisch gesehen sind Mélanges schwarze, tektonisierte Tonschiefer mit Bruchstücken deformierter Calcitadern und Komponenten quarzitischer Sandsteine ("Ölquarzite"). Diese Komponenten unterscheiden sie auch von stark deformierten Teilen anderer Tongesteine. Die Mélange-Intervalle (früher "Wildflysch") führen auch Komponenten und Schuppen angrenzender, insbesondere tertiärer Formationen und wurden in



Figur 4.2-1: Zusammenstellung der lithostratigraphischen Profile der Sondierbohrungen SB1, SB2, SB3, SB4 SB4a/v, SB4a/s und SB6; die Schrägbohrungen SB4 und SB4a/s sind auf eine Vertikale projiziert

SB1, SB3, SB4 und SB4a/v/s in unterschiedlicher Mächtigkeit erbohrt (Fig. 4.2-1). Soweit sie innerhalb oder zwischen den aufgeführten Wirtgesteinsformationen auftreten, werden sie als *Interhelvetische Mélanges* bezeichnet (Kap. 4.7) und zum Wirtgestein gerechnet, da sie sich von diesem in ihren sicherheitsrelevanten Eigenschaften praktisch nicht unterscheiden.

4.2.2 Die wichtigsten Formationen des Nebengesteins

Im folgenden werden die wichtigsten, unmittelbar an das Wirtgestein angrenzenden Nebengesteine kurz beschrieben. Eine ausführlichere Charakterisierung aller im Untersuchungsgebiet anstehenden lithologischen Einheiten findet sich im Anhang A5.

Lockergesteine

Lockergesteine überlagern im Standortgebiet grosse Wirtgesteinsareale: *Die Rutschmasse von Altzellen* bedeckt das Wirtgestein zwischen Eggeligrat und Engelbergertal mit Mächtigkeiten bis über 250 m. Sie besteht praktisch ausschliesslich aus Material der Palfris-Formation, wobei zerrüttete, breccierte Bereiche mit Paketen mit fast intaktem Schichtverband abwechseln. *Hang- und Bachschutt* (z.B. Eltschenbach) überdecken nur kleine und randliche Wirtgesteinspartien unmittelbar. Beide bilden Ablagerungen von Steinen und Blöcken in tonigem bis sandigem Kies. *Moräne* direkt über dem anstehenden Fels findet sich als kompakt gelagerter toniger Silt mit Kies, Steinen und Blöcken an der Basis der Lockergesteinsfüllungen in den Tälern des Secklis Bachs und der Engelberger Aa. *Die Talfüllung im Engelbergertal* über dieser Grundmoräne besteht unten aus lakustrischen Sedimenten und oben aus Schottern, die beide von Schutt- und Schlammstrom-Ablagerungen unterteilt werden.

Diphyoides-Kalk und Sichel-Kalk (Valanginian)

Beide Formationen nehmen die gleiche stratigraphische Stellung in der Drusberg-Decke ein und lösen sich innerhalb des Untersuchungsgebietes lateral ab. *Der Diphyoides-Kalk* stammt aus dem südhelvetischen Ablagerungsraum, wo er stratigraphisch über den Vitznau-Mergeln folgt. Er besteht aus hellen, mikritischen Kalkbänken, teilweise mit dünnen Mergelzwischenlagen. Er bildet beidseits des Wellenbergs gut sichtbare Steilwandpartien. Ebenso wurde er im oberen Teil der SB2 erbohrt (Fig. 4.2-1).

Der Sichel-Kalk bildet nördlich des Sedimentationsraums des Diphyoides-Kalks den faziellen Übergang zu den anschliessenden, aus der Axen-Decke bekannten Plattformsedimenten (Betlis-Kalk). Lithologisch entspricht er bis auf stellenweise auftretende Silexknollen dem Diphyoides-Kalk weitgehend. Die Unterschiede beschränken sich auf die Mikrofazies. Der Sichel-Kalk wurde im unteren Teil der SB2 erbohrt und damit erstmals im nördlichen Teil der Drusberg-Decke nachgewiesen.

Helvetischer Kieselkalk (Hauterivian, Unterkreide)

Der Helvetische Kieselkalk folgt in der Drusberg-Decke stratigraphisch über dem Diphyoides-Kalk und den Grauen Mergelschiefern (s. Anhang A5), in der Axen-Decke bzw. dem tektonischen Äquivalent der "Wissberg-Scholle" ⁸ über dem Betlis-Kalk. Generell besteht er aus teils knollig oder lagig verkieselten, biodetritusreichen, z.T. sandigen Mergeln und Kalken, die über mächtige Abschnitte eine charakteristische regelmässige Wechsellagerung im Dezimeterbereich bilden (FUNK 1971). Aufgeschlossen ist er am W- und N-Hang des Wellenbergs, sowie abschnittsweise längs der von Wolfenschiessen nach Oberrickenbach führenden Strasse.

In der Sondierbohrung SB2 (Drusberg-Decke) tritt der Helvetische Kieselkalk in einer südlichen, mergeligen Fazies und in SB1 ("Wissberg-Scholle") in einer nördlichen, kalkigen und sandigen Fazies auf.

Infrahelvetische Mélanges

Mélange-Einheiten, die unter der Helvetischen Hauptschubmasse liegen, werden als infrahelvetische Mélanges (Kap. 4.7) bezeichnet. Sie bilden die basale Begrenzung des Wirtgesteinskörpers über dem Nordhelvetischen Flysch oder über dem subhelvetischen Element ("Wissberg-Scholle"). Lithologisch unterscheiden sie sich kaum von den interhelvetischen Mélanges-Vorkommen mit Ausnahme des über dem Parautochthon liegenden Mélanges, das noch Komponenten des liegenden Nordhelvetischen Flysch enthält.

Hohgant-Formation (Bartonian - Priabonian)

Die Hohgant-Formation folgt stratigraphisch unter den Schimberg-Schiefern und repräsentiert eine flachmarine Fazies. Sie besteht aus massigen, grauen, sandigen Kalkmergeln und kalkigen Sandsteinen mit Solitärkorallen und Muscheln. Die bimodale Quarzkorngrössen-Verteilung mit kantiger Fein- und gut gerundeter Grobsandfraktion trägt zum typischen Bild der Hohgant-Formation bei. Im Untersuchungsgebiet tritt die Hohgant-Formation in einer Falte etwas unterhalb des Bannalpsees und in SB1 unter dem infrahelvetischen Mélange der "Wissberg-Scholle", zusammen mit Schimberg-Schiefern (1138.97 - 1169.90 m) auf.

Klimsenhorn-Formation (Lutetian - Bartonian)

Die spätmitteleozäne Klimsenhorn-Formation folgt in SB1 im Liegenden der Hohgant-Formation und lagert ihrerseits direkt auf Helvetischen Kieselkalk. Die Formation be-

⁸ Unter "Wissberg-Scholle" verstehen wir in diesem Bericht ein Element in subhelvetischer Stellung, das in den Bohrungen SB1 (Malm - Tertiär) sowie in SB3 (Malm) durchteuft wurde und als tektonisches Äquivalent der von SPÖRLI (1966) beschriebenen Wissberg-Scholle und Firrenband-Linse betrachtet wird (Kap. 4.7.2).

steht aus kalkigen Sandsteinen, sehr harten quarzitischen Sandsteinen und sandigen Discocyclinen-Kalken, worin Grossforaminiferen gesteinsbildend auftreten.

Hohgant-Formation und Klimsenhorn-Formation und deren Transgression auf Helvetischen Kieselkalk weisen ebenso wie die Fazies der in SB1 darunter folgenden Unterkreide- und Malm-Einheiten, dessen Schichtfolgen für subhelvetische und parautochthone Elemente typisch sind ("Wissberg-Scholle" in SB1), auf einen nördlichen Ablagerungsraum (HERB 1988) hin (Helvetischer Kieselkalk, Betlis-Kalk, Öhrli-Formation, Grasspass-Schichten, Tros-Kalk).

Dachschiefer-Altdorfer Sandstein (Priabonian - Oligozän)

Der Dachschiefer-Altdorfer Sandstein (Nordhelvetischer Flysch) gehört zum Parautochthon und ist die tiefst liegende erbohrte Einheit (Bohrung SB1). Der Nordhelvetische Flysch besteht aus bis zu 20 m mächtigen, grobkörnigen Sandsteinfolgen, die aus feinbrecciösen bis feinkonglomeratischen, gradierten und turbiditischen Sandsteinbänken zusammengesetzt sind. Aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung mit u.a. diabasischen Vulkanit-Komponenten gehören sie zur Einheit des Altdorfer Sandsteins. Zwischen den Sandsteinfolgen sind Dachschiefer eingeschaltet, d.h. bis 9 m mächtige pellitische Intervalle aus siltigen, oft schieferigen, glimmerreichen Tonen und Tonmergeln, die streckenweise dünne Sandlagen führen.

Schrattenkalk-Formation

Der Schrattenkalk bildet zusammen mit den sandigen eozänen Formationen der Axen-Decke (Hohgant- und Klimsenhorn-Formation) das südlich an das Wirtgestein angrenzende Nebengestein. Die Schrattenkalk-Formation lässt sich in die drei Schichtglieder "Oberer Schrattenkalk", "Untere Orbitolinen-Schichten" und "Unterer Schrattenkalk" unterteilen. Die Schrattenkalk-Schichtglieder bestehen aus massigen bis grobbankigen Flachwasser-Kalken, die darin zwischengeschalteten Orbitolinen-Schichten sind mergelig und sandig ausgebildet. In den frontalen Falten der Axen-Decke weist die Schrattenkalk-Formation noch eine Mächtigkeit von 50 - 80 m auf. Infolge präeozäner Erosion können einzelne Schichtglieder teilweise bis vollständig fehlen.

4.3 Mineralogische, petrographische und petrophysikalische Eigenschaften der geologischen Formationen

Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchungen an den Gesteinen aus den Sondierbohrungen dienten zur Abklärung der Bedingungen, denen diese Gesteine seit der Sedimentation über die Diagenese und neoalpine Metamorphose⁹ bis

⁹ Der Begriff "neoalpin" bezieht sich auf tektonische und metamorphe Ereignisse im Zusammenhang mit dem Transport und der Platznahme des helvetischen Deckenstapels (TRÜMPY 1980; s. a. Fig. 2.3-5). Der Übergang

heute ausgesetzt waren. Die aus diesen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse über Mineralrekristallisation und -neubildung, deren relative Altersabfolge und Bildungsbedingungen stellen die Rahmenbedingungen für die Entwicklung der fluiden Phase(n) inklusive der heutigen Grundwässer in den Gesteinen vom Wellenberg dar (vgl. Kap. 6). Die Untersuchungen bilden weiter die Grundlage für die Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme (s. Kap. 5) und finden so Eingang in die Sicherheitsanalyse.

Mineralogisch-petrographische, petrophysikalische und geochemische Untersuchungen können sowohl durch Laboruntersuchungen an Kernproben als auch in reduziertem Umfang in situ mit Hilfe des petrophysikalischen Loggings (Kap. 4.3.1.3, Anhang A3.2) erfolgen. Während die Laboruntersuchungen sehr detaillierte punktuelle Untersuchungen erlauben, gibt das kontinuierliche Logging ein Bild der räumlichen Verteilung einiger ausgewählter Parameter über die gesamte Bohrstrecke.

Laboruntersuchungen wurden sowohl an Gesamtgesteinsproben als auch an Kluft- und Drusenmaterial durchgeführt. Als Gesamtgestein wird im Folgenden das homogene, verschieden stark deformierte Gesteinsmaterial ohne Adern bezeichnet¹⁰. Die mineralogische Gesamtgesteins-Zusammensetzung stellt sich aus dem röntgendiffraktometrisch quantifizierbaren Mineralanteil (Karbonate, Quarz und Feldspäte) und dem Tonanteil zusammen, der die Differenz zu 100% Gestein ausmacht. Die Gehalte der einzelnen Tonmineralien im Tonanteil werden semi-quantitativ in der Kornfraktion < 2 μ m ebenfalls röntgendiffraktometrisch bestimmt.

Bei den am Wellenberg erbohrten Gesteinen der Drusberg-Decke und der Axen-Decke handelt es sich vorwiegend um tonmergelige und kalk(mergel)ige Lithologien (vgl. Anhang A5). Sandige Lithologieabschnitte wurden in den Einheiten der beiden Decken untergeordnet angetroffen, machen aber einen grossen Teil des erbohrten Parautochthons aus. Der qualitative Mineralbestand ist in allen Lithologien sehr ähnlich und kann für alle Lithologien formationsübergreifend beschrieben werden. Das geochemische und physikalische Verhalten eines Gesteins ist dagegen von der quantitativen Zusammensetzung abhängig und wird Lithologie-spezifisch behandelt.

Detaillierte geologische und mineralogisch-petrographische Beschreibungen der in den Sondierbohrungen angetroffenen Formationen und Lithologien und die dafür angewandten Methoden finden sich in MAZUREK & BLÄSI (1992; SB4), WABER et al. (1992; SB1), WABER & BLÄSI (1992; SB3), MAZUREK et al. (1993; SB2), WABER & BLÄSI (1993; SB6), WABER & BLÄSI (1995a, b; SB4a/v und SB4a/s). Eine auf den geologischen, mineralogischen und geochemischen Erkenntnissen basierende Interpretation der Genese der Gesteine vom Wellenberg (Sondierbohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB6) ist in MAZUREK et al. (1994) gegeben. Detaillierte Untersuchungen und Interpretationen von Fluideinschlüssen finden sich in BALLENTINE et al. (1994),

zwischen Diagenese und der Anchizone der Metamorphose nach der Definition von FREY et al. (1980a) liegt einige km S des Wellenbergs, d.h. dieser liegt gerade noch im diagenetischen, nicht-metamorphen Feld. Weil aber die neoalpine Überprägung am Wellenberg auf dieselben geologischen Ereignisse zurückzuführen ist wie die Metamorphose in den internen Bereichen des Helvetikums, wird der Begriff "Neoalpine Metamorphose" auch für den Wellenberg verwendet.

¹⁰ In stark duktil deformierten, flaserig ausgebildeten Zonen ist diese Definition nicht uneingeschränkt anwendbar, da es sich in solchen Zonen nicht vermeiden lässt, auch Adermaterial in der Gesamtgesteinsprobe zu haben. In der Berechnung der Gesamtmineralogie-Mittelwerte wurden solche Proben jedoch nicht berücksichtigt.

DIAMOND & MARSHALL (1994) und MULLIS (1996). Detaillierte Angaben zu geophysikalischen Untersuchungen finden sich in GATTO (1992, 1993a, b), KUHN & HÄRING (1993), HÄRING (1993, 1995) und KUHN & MEIER (1996).

4.3.1 Gesamtgesteinseigenschaften der verschiedenen Formationen

4.3.1.1 Mineralbestand der Gesteine

Gesamtgesteinsmineralogie

Die mineralogische Zusammensetzung aller in den Bohrungen angetroffenen Lithologien ist in Tabelle 4.3-1 in Form von Mittelwerten mit Standardabweichungen zusammengefasst. Die grosse Standardabweichung der berechneten Mittelwerte hat zwei Hauptgründe: (1) die in den meisten erbohrten Einheiten auftretende, starke Wechsellagerung zwischen tonmergeligen und kalk(mergel)igen Lithologien (vgl. Kap. 4.2) und (2) die in mehreren Einheiten nicht genügend grosse Probenmenge, die für einen repräsentativen Mittelwert unter Berücksichtigung der lithologischen Heterogenität erforderlich ist. Die in Tabelle 4.3-1 angegebenen Mittelwerte müssen immer unter Miteinbezug der Standardabweichung betrachtet werden. Die analysierte mineralogische Zusammensetzung beinhaltet im weiteren auch keine direkte genetische Information über einzelne Mineralien (z.B. detritische vs. diagenetische Herkunft).

In allen erbohrten Einheiten stellen die Karbonatmineralien (Calcit, Dolomit, Ankerit), die Tonmineralien (Illit, Illit/Smektit-Wechsellagerungen, Chlorit) und Quarz die Hauptgemengteile der jeweilig vorhandenen Gesteine dar. Die relativen Anteile dieser Hauptgemengteile charakterisieren eine bestimmte Lithologie (z.B. Tonmergel, Kalkmergel, Kalk).

Als Nebengemengteile treten in allen untersuchten Einheiten albitischer Plagioklas, Pyrit und organisches Material auf. Die Gehalte an Plagioklas sind mit durchschnittlich weniger als 4 Gew.-% in allen Einheiten gering, ausser im Südhelvetischen Flysch (ca. 8 Gew.-%) und in den parautochthonen Einheiten (ca. 11 Gew.-%). Pyrit, als ein unter Verwitterungseinflüssen stark reaktives Mineral, ist ebenfalls in allen Gesteinen vorhanden (0.2 - 1.5 Gew.-%). In allen Einheiten, in denen eine Wechsellagerung zwischen mergeligen und kalkigen Lithologien vorkommt, ist Pyrit in den mergeligen Gesteinen häufiger als in den Kalken. Organisches Material ist in allen Einheiten vorhanden und weist eine sehr homogene Verteilung auf. Die Gehalte von organischem Kohlenstoff (C_{org}) liegen zwischen 0.4 - 0.7 Gew.-%.

In der *Palfris-Formation* weisen die Kalkmergel und Kalke einen rund doppelt so hohen Calcit-Gehalt auf wie die Tonmergel (Tab. 4.3-1). Dafür haben sie deutlich geringere Anteile von Dolomit und Quarz, und der totale Anteil an Tonmineralien beträgt kaum die Hälfte desjenigen in den Tonmergeln. Der Gehalt an Pyrit ist in den Tonmergeln rund doppelt so gross wie in den Kalkmergeln, während organisches Material in den beiden Gesteinstypen in gleichen Mengen auftritt. Kalke und Kalkmergel machen in der intensiv wechselgelagerten Palfris-Formation rund 20 % aus, der Anteil an Tonmergeln beträgt rund 80 %. Mittelwerte für die kalk(mergel)igen und tonmergeligen Lithologien

und ein auf die entsprechenden Anteile gewichteter Mittelwert für die Palfris-Formation sind in Tabelle 4.3-1 wiedergegeben.

Die Vitznau-Mergel sind insgesamt kalkiger und sandiger ausgebildet als die Palfris-Formation und bezüglich ihrer Mächtigkeit dieser stark untergeordnet (vgl. Kap. 4.2.1). Die Vitznau-Mergel weisen mehr sandigere Schichten mit 20 - 30 Gew.-% Quarz als mergelig-tonige Schichten mit 10 - 15 Gew.-% Quarz auf. Wegen des beschränkten Auftretens der Vitznau-Mergel ist der mineralogische Datensatz relativ klein und trägt dem häufigeren Auftreten von sandigen Schichten keine Rechnung. Dünnschliffuntersuchungen, die besser auf die Heterogenität der ganzen Abfolge ausgerichtet wurden, ergeben einen höheren Mittelwert von Quarz (ca. 20 - 25 Gew.-%) als in Tabelle 4.3-1 angegeben ist. Die Gehalte von Pyrit und organischem Kohlenstoff liegen in den Vitznau-Mergeln zwischen den jeweiligen Gehalten in den Tonmergeln und den Kalkmergeln der Palfris-Formation.

Die tertiären Wirtgesteinseinheiten – *Globigerinenmergel* und *Schimberg-Schiefer* – bestehen aus Tonmergeln und zwischengeschalteten, z.T. sandigen Kalkmergeln. Auch in diesen Einheiten entspricht die Verteilung der Proben auf verschiedene Lithologien nicht ganz ihrem volumetrischen Auftreten. Für die Globigerinenmergel, eine mehrheitlich monotone Tonmergelfolge mit nur wenigen dünnen Feinsandsteinlagen und geringmächtigen Kalkmergeln, sind die röntgendiffraktometrisch bestimmten Quarz- und Karbonat-Gehalte in Tabelle 4.3-1 gegenüber den Dünnschliffbefunden leicht zu hoch, der Tonmineral-Anteil dagegen etwas zu tief. Die Schimberg-Schiefer bilden eine recht massige Serie von glimmerführenden, mehr oder weniger sandigen, hellgrauen Mergellagen. Der röntgendiffraktometrische Quarzgehalt (Tab. 4.3-1) ist gegenüber den mikroskopischen Befunden (30 - 35 %) etwas zu tief. Beide tertiären Einheiten weisen etwa den gleichen Pyrit-Gehalt wie die Kalkmergel der Palfris-Formation auf. Organischer Kohlenstoff ist in den Globigerinenmergeln häufiger als in den Schimberg-Schiefern und liegt im Bereich der Tonmergel aus der Palfris-Formation.

Tonmineralogie

In allen erbohrten Einheiten besteht die Tonfraktion zur Hauptsache aus Illit, Illit/ Smektit-Wechsellagerungen und Chlorit. Smektit kommt einzig im Helvetischen Kieselkalk der Axen- und der Drusberg-Decke in nennenswerten Gehalten vor. Kaolinit ist in allen Einheiten nicht oder nur in kleinsten Spurenmengen vorhanden. Diese generellen Resultate sind in Übereinstimmung mit denjenigen von BREITSCHMID (1982) für dieselben Einheiten im Gebiet Vierwaldstättersee - Urirotstock. Die einzige Ausnahme stellen die in diesem Gebiet vor allem in den "Berrias-Valanginien"-Mergeln (Synonym für Palfris-Formation und Vitznau-Mergel) der Randkette, der Drusberg-Decke und dem Axen-Nordlappen vorhandenen Kaolinit-Gehalte von mehr als 20 % dar. In den "Berrias-Valanginien"-Mergeln (resp. der Palfris-Formation und den Vitznau-Mergeln) vom Wellenberg tritt Kaolinit im Gesamtgestein nicht oder nur in geringen Spuren auf. BREITSCHMID (1982) stellt das heterogene Auftreten von Kaolinit in den Kreideformationen in einen paläogeographischen Zusammenhang. Demzufolge müssten die "Berrias-Valanginien"-Mergel des Wellenbergs gegenüber denjenigen am Oberbauenstock in einem etwas küstennäheren Ablagerungsmilieu sedimentiert worden sein. Eine Bestätigung dieser Hypothese wurde jedoch nicht weiter verfolgt.

Тур	tektonische Stellung	Einheit	Anzahł Proben	Calcit	Ankerit / Dolomit	Quarz	Albit	K-Feld- spat	Pyrit	Organ. Kohlen-	Anzahl Proben	IIIit	III / Sme. Wechsel-	Smektit	Chlorit	Kaolinit
				Gew%	Gew%	Gew%	Gew%	Gew%	Gew%	ston Gew%		Gew%	Gew%	Gew%	Gew%	Gew%
	Quartär	Rutschmasse	4	40 ± 4	7±3	15 ± 4	1 ± 0	0 ± 0	1.4 ± 0.4	0.6 ± 0.5	3	15 ± 2	8 ± 2	0 ± 0	12 ± 3	0 ± 1
		Helvetischer Kieselkalk	14	42 ± 13	3 ± 2	29 ± 7	1 ± 1	0	1.2 ± 1.3	0.5 ± 0.2	8	9±5	8 ± 4	3 ± 6	4 ± 2	0
		Graue Mergelschiefer	10	65 ± 12	3±4	12 ± 4	2 ± 1	0	0.5 ± 0.4	0.4 ± 0.4	6	7 ± 2	5 ± 4	± 1	5 ± 2	0
		Äquiv. Gemsmättli-Schicht	2	55 ± 17	3 ± 0	14 ± 2	4 ± 3	0	0.3 ± 0.1	0.5 ± 0.1	1	10	5	0	8	0
	Drusberg-	Sichel-Kalk	6	64 ± 9	4 ± 2	15 ± 3	2 ± 1	0	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.1	3	5 ± 2	3 ± 1	0	6 ± 0	0
nicht oder		Diphyoides-Kalk	4	64 ± 11	4 ± 3	12 ± 6	3 ± 1	0	0.7 ± 0.3	0.5 ± 0.5	1	7	4	0	4	0
	-	Vitznau-Mergel	6	58 ± 17	5±3	17 ± 12	2 ± 1	0	1.1 ± 0.3	0.7 ± 0.7	2	6±3	6 ± 2	0	4 ± 1	1 ± 0
schwach	Decke	Palfris: Kalkmergel und Kalke	43	67 ± 13	4 ± 3	10 ± 5	1 ± 1	0	0.8 ± 0.5	0.5 ± 0.3	15	7 ± 4	5 ± 3	0	4 ± 3	1 ± 1
		Palfris: Tonmergel	72	32 ± 12	10 ± 5	16 ± 5	1 ± 1	0	1.5 ± 0.9	0.7 ± 0.3	29	16 ± 4	14 ± 3	0	9±3	±1
deformiertes		Palfris: alle, gewichtet nach Tonmergel- Kalkmergel Verhältnis	115	39	9	15	1	0	1.4	0.7	44	14	12	0	8	0
Gesamt-	Axen-	Globigerinenmergel	16	44 ± 8	2 ± 2	18±3	1 ± 2	0	0.6 ± 0.4	0.5 ± 0.3	14	12 ± 2	12 ± 3	0	10 ± 3	0
	Decke	Schimberg-Schiefer	18	36 ± 8	2 ± 1	29 ± 8	1 ± 1	0	0.6 ± 0.3	0.5 ± 0.2	11	10 ± 2	11 ± 2	0	9 ± 2	0
gestein	Äquivalent	Hohgant-Formation	1	18	0	57	1	0	0.6	0.5	0	Summe aller Tc			ne: 23	
	Wissberg-	Helvetischer Kieselkalk	3	43 ± 27	3±3	46 ± 32	1 ± 1	0	1.2 ± 1.0	0.5 ± 0.1	3	3 ± 2	1 ± 2	0	1 ± 1	0
	Firrenband	Öhrli-Formation	5	70 ± 26	8 ± 9	5±5	2 ± 1	0	1.2 ± 1.1	0.4 ± 0.2	4	10 ± 8	3 ± 3	0	1 ± 2	0
	Scholle	Tros-Kalk	2	86 ± 4	1 ± 2	0	1 ± 0	0	0.1 ± 0.1	0.7 ± 0.1	1	11	0	0	0	0
	Infrahelvetikum	Südhelvetischer Flysch	4	20 ± 13	2 ± 1	23 ± 10	8 ± 6	0	1.0 ± 0.6	0.5 ± 0.3	2	24 ± 5	8±5	0	12 ± 2	1±1
	Mélange	Mélange	24	22 ± 17	3 ± 3	26 ± 14	4 ± 4	0	0.8 ± 0.5	0.5 ± 0.3	4	21 ± 12	10 ± 9	0	13 ± 5	0
	Parautochthon	Dachschiefer/Altdorfer Sst.	6	15 ± 10	3 ± 3	26 ± 8	11±5	0	0.9 ± 0.5	0.7 ± 0.5	4	27 ± 10	2 ± 3	0	14 ± 2	0
Fault	Drusberg-Decke	Palfris-Formation	10	35 ± 8	7±3	15 ± 3	1 ± 1	0	0.9 ± 0.7	0.7 ± 0.5	11	14 ± 4	12 ± 3	±1	11 ± 2	3 ± 4
gouges	Drusberg-Decke	Helvetischer Kieselkalk	3	36 ± 5	3±3	29 ± 2	1 ± 1	0	2.3 ± 0.7	0.5 ± 0.1	3	9±5	6±3	9±9	4 ± 3	± 1
		Wirtgesteine WLB: alle Proben	149	44 ± 19	7±5	16 ± 7	1 ± 1	0	1.1 ± 0.8	0.6 ± 0.3	69	11 ± 6	10 ± 2	0	8 ± 2	0
Wirtgestein		Oberbauenstock: Palfris-Formation und Vitznau-Mergel (NAGRA 1988a)	29	50 ± 16	4 ± 2	13 ± 4	0	0	1.4 ± 1.0	0.7 ± 0.4	3	19 ± 2		0	7±1	6±2
		WLB Tertiäre Wirtgesteine: (Globigerinenmergel +Schimberg- Schiefer)	34	40 ± 9	2 ± 1	24 ± 8	1 ± 1	0	0.6 ± 0.3	0.5 ± 0.3	25	11 ± 2	12 ± 3	0	9±3	0

Tabelle 4.3-1: Mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen geologischen Formationen und der Wirtgesteinseinheiten (Mittelwert und 1 σ)
Am Wellenberg sind die relativen Anteile der Tone in allen Lithologien der Palfris-Formation und der Vitznau-Mergel sehr ähnlich (Tab. 4.3-1). Illit und Illit/Smektit-Wechsellagerungen sind im Mittel zu ungefähr gleichen Teilen an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Die Illit/Smektit-Wechsellagerungen sind dabei vorwiegend unregelmässig, stets Illit-reich und haben einem Anteil an quellbaren Smektitlagen von 5 -20 %, in Übereinstimmung mit den von BREITSCHMID (1982) gemachten Beobachtungen für die nicht-metamorphen "Berrias-Valanginien"-Mergel östlich des Wellenbergs. Chlorit ist in den Gesteinen der Palfris-Formation mit durchschnittlich 8 Gew.-% vertreten, wogegen Kaolinit nur in vereinzelten Proben in Spuren nachgewiesen werden konnte.

Kaolinit in nennenswerten Gehalten $(3 \pm 4 \text{ Gew.-}\%)$ tritt innerhalb der Palfris-Formation nur in stark kataklastischen Störungszonen, in sogenannten *Fault gouges* (Gesteinsmehl, s. Kap. 4.6.4), zusammen mit sehr feinkörnigem Pyrit auf. Die idiomorphe Ausbildung dieser beiden Mineralien deutet auf eine Entstehung nach der Anlage der Störungszonen hin. Ob zwischen der Bildung von Kaolinit und Pyrit in Fault gouges der Palfris-Formation und der hydrothermalen Bildung neuer Mineralien auf Sprödstrukturen im Helvetischen Kieselkalk der Drusberg-Decke (siehe unten) ein Zusammenhang besteht, kann aufgrund des sehr spärlichen, unregelmässigen Auftretens dieser Mineralien nicht gesagt werden. Aus der Palfris-Formation des Oberbauenstocks wurden Vorkommen von Kaolinit in geschlossenen Adern und auf Rutschharnischen beschrieben (NAGRA 1988a).

In den tertiären Globigerinenmergeln und Schimberg-Schiefern ist der relative Anteil von Chlorit leicht höher als in der Palfris-Formation. Illit, Illit/Smektit-Wechsellagerungen und Chlorit kommen in nahezu gleichen Anteilen vor. Auch in diesen Gesteinen fehlt Kaolinit.

Fast alle anderen Einheiten der Drusberg-Decke weisen sehr ähnliche relative Tonmineralspektren wie die Palfris-Formation auf. Illit und Illit/Smektit-Wechsellagerungen sind zu ungefähr gleichen Teilen vertreten oder Illit überwiegt unwesentlich (Tab. 4.3-1). Das Verhältnis Chlorit-Illit variiert zwischen 1/2 und 2/3, ausser im Sichel-Kalk und den Grauen Mergelschiefern, wo Chlorit noch stärker vertreten ist. Reiner Smektit tritt einzig im Helvetischen Kieselkalk der Drusberg-Decke auf und zwar in Gehalten um 3 Gew.-% in nicht deformierten Zonen und bis zu mehr als 20 Gew.-% in Fault gouges.

Die Tonmineralogie der zum Äquivalent der Wissberg-Firrenband-Scholle gehörenden Öhrli-Formation, Tros-Kalke und des tertiären Südhelvetischen Flysches wird stark von Illit dominiert, und Chlorit überwiegt gegenüber den Illit/Smektit-Wechsellagerungen. In den Mélange-Zonen und dem parautochthonen Dachschiefer-Altdorfer-Sandstein vergrössert sich der Chlorit-Gehalt auf Kosten der Illit/Smektit-Wechsellagerungen noch einmal.

4.3.1.2 Dichte, Porosität und Porenraumverteilung

Die Bestimmung der offenen Hg-Mikroporosität (äquivalent zylindrischer Porenradius $< 7.5 \,\mu$ m) und Hg-Makroporosität (äquivalent zylindrischer Porenradius $> 7.5 \,\mu$ m) in den erbohrten Lithologien wurde mit der Quecksilber-Injektionsmethode vorgenommen.

Die Grenze zwischen Hg-Mikro- und Hg-Makroporosität ist dabei methodisch bedingt. Eine genaue Beschreibung der Methode und deren Beschränkungen ist in MAZUREK (1994a) gegeben.

Die Summe aus Hg-Mikro- und Hg-Makroporosität des Gesamtgesteins¹¹ und der Kluftfüllungen ergibt die *offene Hg-Porosität* des Gesteins. Als *totale Porosität* wird die Summe der offenen Hg-Porosität inklusive allfälliger isolierter Poren bezeichnet. Die totale Porosität ist in den Gesteinen vom Wellenberg nur unwesentlich höher als die offene Hg-Porosität. Als *Fliessporosität* wird die Kluftporosität bezeichnet, in der der eigentliche advektive Transport stattfindet, dieser Porositätstyp kann im Labor nicht gemessen werden und wird in Kapitel 5 behandelt.

Die Dichte aller untersuchten Gesteine aus den verschiedenen Einheiten liegt ausser für die Fault gouges unabhängig von Lithologie und Grad der Spröddeformation in dem für solche Gesteine typischen Bereich von 2.64 - 2.72 g/cm³ (Tab. 4.3-2). Verursacht durch die erhöhte Porosität weisen die Fault Gouges eine tiefere Dichte von durchschnittlich 2.10 g/cm³ auf.

Die offene Hg-Porosität im Gesamtgestein hängt einerseits von der Mineralogie (Verhältnis Karbonat-Gehalt/Tonmineral-Gehalt) und andererseits von der Intensität der Spröddeformation des Gesteins ab (Beilage 4.3-1). Die durchschnittliche offene Hg-Porosität in den undeformierten Gesteinen beträgt 1.6 Vol.-%, während sie in stark spröd deformierten Partien, z.B. *Fault damage zones* (vgl. Kap. 4.6.4), 3.7 Vol.-% ausmacht. Die diskreten Zonen, die eine extrem hohe Spröddeformation erfuhren (Fault gouges) weisen eine mittlere Hg-Porosität von 10.7 Vol.-% auf. In all diesen Fällen ist die Hg-Mikroporosität um ein Mehrfaches grösser als die Hg-Makroporosität (Tab. 4.3-2). Angesichts der überwiegend sehr kleinen äquivalent zylindrischen Porenradien ($\leq 0.01 \ \mu m$) ist im ungeklüfteten Gestein hauptsächlich diffusiver Transport zu erwarten.

Ton-reiche Gesteine weisen gegenüber Karbonat-reichen Gesteinen eine erhöhte Hg-Mikroporosität auf, während die Hg-Makroporosität für beide Gesteinstypen ähnlich ist. Die erhöhte Mikroporosität in Tonmergeln ist auf eine weniger effiziente Zementation des Mikroporenraums (äquivalent zylindrische Porenradien von $\leq 0.01 \ \mu$ m) in den tonigen Partien zurückzuführen, und die Mikroporen stellen Überbleibsel der primären Porosität der Sedimente (Tonmineralporosität) dar. In den Wirtgesteins-Einheiten, die teilweise aus einer intensiven Wechsellagerung von tonmergeligen und kalk(mergel)igen Gesteinen bestehen, führt dies zu einer heterogenen Verteilung der offenen Porosität (Tab. 4.3-2).

Neben der primären Tonmineralporosität treten im Gesamtgestein zwei weitere Haupttypen von offener Porosität mit verschiedener Entstehungsgeschichte auf (Beilage 4.3-1): Einerseits handelt es sich dabei um planare Porenräume (Mikrorisse), die in Zusammenhang mit spröden Deformationsereignissen stehen, andererseits treten unregelmässige Porenräume (Apertur < 0.01 μ m) auf, die durch partielle Lösung (resp. Rekristallisation) der Karbonate entstanden sind. Diese zwei sekundären Porentypen und die primäre Tonmineralporosität bilden ein verbundenes Netzwerk und sind mit der Fliessporosität, d.h. den Sprödstrukturen verbunden, in denen sich das heutige Grundwasser vorwiegend aufhält (siehe Kap. 5).

¹¹ Definition "Gesamtgestein" siehe Fussnote 10.

Datensatz	aus dem Dat	Anzahl Proben	Dichte	offene Makro- porosität	offene Mikro- porosität	totale offene Porosität	
				g/cm ³	Vol%	Vol%	Vol%
				Mitte	wert ± 1 Sta	ndard Abweid	hung
alle Daten	katakl. Defor	100	2.67 ± 0.04	0.31 ± 0.22	1.25 ± 1.25	1.56 ± 1.33	
		9	2.63 ± 0.05	0.97 ± 1.94	2.71 ± 1.25	3.68 ± 2.33	
		14	2.10 ± 0.30	2.35 ± 1.54	8.36 ± 4.83	10.71 ± 5.31	
Gesamtgest.	duktile Defor	mation: keine bis schwach	29	2.68 ± 0.04	0.22 ± 0.13	0.91 ± 0.91	1.13 ± 0.96
ohne katakl.		moderat	13	2.67 ± 0.03	0.24 ± 0.17	0.65 ± 0.62	0.89 ± 0.67
Deformation		stark	16	2.68 ± 0.02	0.35 ± 0.17	1.71 ± 1.29	2.05 ± 1.36
alle Daten	Kalk		29	2.68 ± 0.03	0.24 ± 0.22	0.63 ± 0.66	0.87 ± 0.78
	kalkige Merg	el	17	2.65 ± 0.05	0.31 ± 0.15	1.66 ± 1.32	1.97 ± 1.56
	Mergel		6	2.65 ± 0.03	0.26 ± 0.07	2.21 ± 1.43	2.47 ± 1.45
	tonige Merge	el	30	2.65 ± 0.09	0.58 ± 1.07	2.93 ± 2.16	3.51 ± 2.45
	Calcit-Adern		14	2.66 ± 0.05	0.38 ± 0.32	0.58 ± 0.23	0.96 ± 0.50
Gesamtgest.	Quartär	Rutschmasse	3	2.44 ± 0.06	0.64 ± 0.19	6.40 ± 4.64	7.04 ± 4.48
ohne katakl.		Helvetischer Kieselkalk	6	2.66 ± 0.05	0.39 ± 0.46	0.60 ± 0.31	0.99 ± 0.74
Deformation	Drusberg-	Graue Mergelschiefer	2	2.68 ± 0.04	0.39 ± 0.02	1.81 ± 1.19	2.20 ± 1.16
(ohne Palfris-	Decke	Sichel-Kalk	3	2.67 ± 0.02	0.28 ± 0.24	1.08 ± 1.49	1.36 ± 1.34
Formation)		Diphyoides-Kalk	1	2.72	0.16	0.24	0.41
		Vitznau-Mergel	3	2.67 ± 0.02	0.41 ± 0.39	0.75 ± 0.61	1.16 ± 0.67
	Mélange	Mélange	3	2.67 ± 0.04	0.25 ± 0.08	0.42 ± 0.24	0.67 ± 0.31
	Axen-	Globigerinenmergel	4	2.71 ± 0.01	0.29 ± 0.14	0.51 ± 0.25	0.81 ± 0.73
	Decke	Schimberg-Schiefer	4	2.68 ± 0.03	0.28 ± 0.14	1.45 ± 0.81	1.72 ± 0.86
	Äq. Wissb	Öhrli-Kalk	5	2.66 ± 0.03	0.18 ± 0.05	0.31 ± 0.06	0.49 ± 0.09
	Firrenb. S.	Tros-Kalk	1	2.64	0.18	0.53	0.71
	Parautocht.	Altdorfer Sandstein	1	2.64	0.21	0.32	0.53
Palfris-	katakl. Defor	m.: keine alle Proben	44	2.68 ± 0.04	0.28 ± 0.19	1.15 ± 1.08	1.43 ± 1.16
Formation		keine Tonmergel	11	2.69 ± 0.02	0.35 ± 0.18	2.51 ± 0.99	2.87 ± 1.04
und		keine	21	2.67 ± 0.03	0.23 ± 0.18	0.63 ± 0.57	0.86 ± 0.70
		Kalkmergel/Kalk					
Vitznau-		schwach alle Proben	19	2.67 ± 0.04	0.46 ± 0.26	2.32 ± 1.59	2.78 ± 1.62
Mergel		stark alle Proben	8	2.67 ± 0.03	1.04 ± 2.06	2.68 ± 1.33	3.72 ± 2.49
		Fault gouges	11	2.10 ± 0.32	2.48 ± 1.62	7.76 ± 4.66	10.24 ± 5.02
Tertiäre	katakl. Defor	m.: keine alle Proben	8	2.69 ± 0.03	0.29 ± 0.13	0.98 ± 0.75	1.27 ± 0.78
Wirtgesteine		schwach alle Proben	13	2.65 ± 0.06	0.42 ±0.29	2.60 ± 1.96	3.02 ± 1.97
NAGRA	Drusberg-	Palfris-Formation und	14	2.67 ± 0.01	0.2 ± 0.1	2.0 ± 0.7	2.3 ± 0.7
1988a	Decke	Vitznau-Mergel Oberbauenstock					

Tabelle 4.3-2: Porosität (Hg-Druckporosimetrie) und Dichte der Gesteine vom Wellenberg als Funktion der Lithologie und des Deformationsgrades

4.3.1.3 Petrophysikalische Eigenschaften der Gesteine aus in situ Messungen

Zur physikalischen Beschreibung der mit den Sondierbohrungen durchteuften Formationen wurden zusätzlich zu den in Kapitel 4.3.1.1 beschriebenen Laboruntersuchungen auch geophysikalische Bohrlochmessungen (Logging) durchgeführt. Die kontinuierlichen Messdaten des geophysikalischen Loggings und die daraus ermittelten petrophysikalischen Parameter stellen eine bedeutende Ergänzung der Laborversuche (Kap. 4.3.1.1) für die Interpretation dar. Zwar kann die Genauigkeit der LaboruntersuBei den geophysikalischen Bohrlochmessungen werden die Daten in situ mit Messsonden erfasst und geben ein kontinuierliches Teufenprofil der gemessenen Parameter (Log) ohne vorherige subjektive Auswahl von einzelnen Messpositionen (Beilagen A3-3.1 bis 6). Dies erlaubt nicht nur statistische Analysen der Parameter, sondern auch die Unterscheidung einzelner Formationen, Formationsabschnitte und Formationsabfolgen anhand ihrer Parameter-Kennwerte und anhand der Form der Logs. Strukturgeologische Interpretationen werden damit wesentlich erleichtert (SCHLANKE 1995).

Folgende petrophysikalischen Parameter wurden mit Hilfe des petrophysikalischen Loggings in den Bohrungen gemessen (Beilagen A3-3.1 bis 6):

- der spezifische, elektrische Widerstand (z.B. LLD)¹²
 Der spezifische, elektrische Widerstand erlaubt in Sedimenten lithologische Aussagen über das Gestein (z.B. die Unterscheidung von Mergel Kalkstein). Er ist ferner ein Indikator für die Porosität, Permeabilität und Porenfüllung.
- die Dichte (RHOB)

Die Dichte des Gesteins wird mit Hilfe von künstlicher Gammastrahlung bestimmt. Gemessen wird die Absorption der sekundären Gammarückstrahlung, aus der die Elektronendichte errechnet wird. Sie ist ein Mass für die Bruttodichte des Gesteins (kalibriert für wassergesättigten Kalkstein).

 der photoelektrische Faktor (PEF)
 Gemeinsam mit der Dichte wird auch der photoelektrische Faktor des Gesteins bestimmt. Er ist ein Lithologieindikator.

 die Neutronporosität (NPHI) Bei der Messung der Neutronporosität werden schnelle Neutronen in die Formation ausgesendet. Gemessen wird die durch abgebremste Neutronen erzeugte Gammarückstrahlung. Sie ist ein Mass für den Wasserstoffgehalt der Formation. Die Neutronporosität ist somit Indikator für freies Wasser in den Porenräumen und auch z.B. an Tonmineralien gebundenes Wasser. Zur Abschätzung der für die Advektion zur Verfügung stehenden effektiven Porosität wurde versucht, die Neutronporosität für den Tongehalt zu korrigieren.

- die Geschwindigkeiten der Kompressions- und Scherwelle (Vp und Vs)
 Die Geschwindigkeiten der Kompressions- und Scherwelle sind ein Mass für die elastischen Eigenschaften der Gesteine. Die dynamischen elastischen Parameter der Gesteine (Kompressions-, Scher-, Youngsmodul und Poissonverhältnis) können aus der Kompressionswellengeschwindigkeit, der Scherwellengeschwindigkeit und der Dichte berechnet werden (s. Kap. 4.4.5). Ferner ist die Kompressionswellengeschwindigkeit ein Ton- und Porositätsindikator.
- die Intensität der natürlichen Gammastrahlung (SGR)
 Die Intensität der natürlichen Gammastrahlung ist in Sedimenten im wesentlichen vom Tongehalt bestimmt.

⁶⁰

¹² Abkürzung der Firma Schlumberger.

 die Konzentration von ⁴⁰K, ²³²Th und ²³⁸U (POTA, THOR und URAN) im Gestein Aus den spektralen Anteilen der natürlichen Gammastrahlung von ⁴⁰K, ²³²Th und ²³⁸U wird der Gehalt der Gesteine an Kalium, Thorium und Uran berechnet. Die Konzentration und ihre Verhältnisse sind ein wichtiges Hilfsmittel zur Bestimmung des Tongehalts und der Tonmineralogie.

Eine Zusammenfassung der Mittelwerte der in-situ gemessenen, petrophysikalischen Parameter der am Wellenberg erbohrten Formationen ist in Tabelle 4.3-3 wiedergegeben.

Der Vergleich der in situ Messungen und der Laborergebnisse lässt folgende Schlüsse zu:

- Die an den Kernproben gemessene Dichte stimmt sehr gut mit der durch das petrophysikalische Logging bestimmten Bruttodichte überein. Kleinere Abweichungen werden vor allem in Störungszonen mit Auskesselungen beobachtet. In Auskesselungsbereichen kann die Sonde nicht optimal an der Bohrlochwand anliegen, was zu Verfälschungen der Messwerte führt. Die dadurch bedingte Ungenauigkeit und das unterschiedliche Auflösungsvermögen erklären die geringen Abweichungen.
- Einzelne Formationen können sehr gut anhand der Logs und der Mittelwerte der petrophysikalischen Parameter voneinander unterschieden werden. Vor allem in der Sondierbohrung SB2 ist die Abfolge der Kalke, Kalkmergel und Tonmergel gut erkennbar (SCHLANKE 1995). Aber auch für eine erste Unterscheidung der Palfris-Formation von den kalkigeren Vitznau-Mergeln waren die petrophysikalischen Parameter sehr hilfreich. Die Tonindikatoren (SGR, POTA, NPHI, Vp) und der spezifische elektrische Widerstand zeigen für die verschiedenen Kalke und Mergel gut voneinander unterscheidbare Werte (Tab. 4.3-3).
- Aus den Messwerten der Tonindikatoren wurde der Tongehalt errechnet und an den Ergebnissen der Kernproben kalibriert (Beilagen A3-3.1 bis 6). Die Übereinstimmung ist gut, aber nicht für jede Kernprobe exakt. Die teufenmässige Auflösungsgenauigkeit des petrophysikalischen Loggings ist geringer als die Grösse der Kernproben.
- In der Palfris-Formation finden sich Kalkbankabfolgen, Kalkmergel, siltige bis feinsandige Tonmergel. Die dadurch bedingte grosse Variation im Tongehalt zeigt sich sowohl im Composite-Log (Beilagen A3-3.1 bis 6) als auch in der grossen Standardabweichung der Tonindikatoren (Tab. 4.3-3).
- Aus dem Tongehalt und dem Lithologieindikator des photoelektrischen Faktors kann der Kalk- und Quarzanteil abgeschätzt werden (Beilagen A3-3.1 bis 6). Die Abschätzung beruht auf der Annahme, dass das Gestein nur aus Tonen, Kalk und Quarz besteht. Nach der Kalibration mit den Laborwerten konnte insgesamt eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Kernproben erreicht werden. Das belegt, dass diese Vereinfachung sinnvoll und für Überblickszwecke zulässig ist.
- Ein Vergleich der Porosität, die aus den Kernproben ermittelt wurde, und der Porosität, die nach einer Tonkorrektur aus der Neutronporosität abgeschätzt wurde, zeigt deutliche Diskrepanzen zwischen Labormessung und in situ Bestimmung. Physikalisch lässt sich dies durch das Messprinzip bei der Bestimmung der Neutronenporosität erklären, da nicht die Porosität direkt, sondern der Wasserstoffgehalt bestimmt wird. Das gebundene Wasser im Tongestein verfälscht die Resultate, so dass bei geringen Porositäten trotz der durchgeführten Korrektur für den Ton sehr

		SGR gAPI	URAN ppm	THOR ppm	РОТА %	RHOB g/cm ³	NPHI %	PEF b/e	Vp m/s	Vs m/s	LLD Ohmm
Palfris-Formation (SB1, SB2, SB3 ,SB4, SB6, SB4a/s, SB4a/v)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	68 15 25278	1.6 0.7 24935	7.5 2.0 24973	1.3 0.4 24981	2.66 0.13 24268	15.1 4.3 24110	4.0 0.5 24231	4568 410 25284	2311 266 19562	87 49/125 22044
Vitznau-Mergel (SB1, SB4)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	56 13 590	1.7 0.6 590	5.5 1.6 590	1.0 0.3 590	2.65 0.09 590	8.6 3.7 590	4.1 0.5 590	5264 298 590	2792 162 590	255 166/393 590
Schimberg-Schiefer (SB4, SB4a/s, SB4a/v)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	84 11 1626	3.0 0.7 1626	9.0 1.6 1626	1.2 0.2 1626	2.69 0.02 1462	11.7 2.2 1462	4.1 0.4 1462	4506 269 1626	2309 209 1466	129 90/185 1208
Globigerinenmergel (SB4, SB4a/s, SB4a/v)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	75 7 2658	2.4 0.5 1958	8.4 1.4 1958	1.3 0.2 1958	2.70 0.03 1444	13.8 2.6 1444	4.2 0.3 1444	4617 311 2658	2327 230 1745	151 84/274 591
Helvetischer Kieselkalk (SB2)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	31 5 2589	1.6 0.4 2589	2.1 0.5 2587	0.5 0.1 2589	2.67 0.04 2548	4.4 2.3 2553	3.7 0.3 2564	5285 339 2572	3060 193 967	791 378/1656 2539
Graue Mergelschiefer (SB2)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	44 6 681	1.8 0.4 681	2.9 0.6 681	0.9 0.2 681	2.71 0.03 681	6.8 1.5 681	4.5 0.3 681	5249 227 681	2704 143 681	152 107/196 681
Diphyoides-Kalk (SB2)	Mittelwert Standard-Abweichg. Minimum / Maximum Anzahl	31 8 4462	1.2 0.4 4461	2.4 0.7 4460	0.6 0.2 4460	2.71 0.04 4461	3.7 1.6 4461	4.4 0.4 4461	5740 253 4462	3037 148 4461	436 228/645 4452
SGR Summen-Gamma Ray RHOB Gesamtdichte Vp Kompressionswellengeschwindigkeit URAN Urangehalt NPHI Neutronenporosität (unkorrigiert) Vs Scherwellengeschindigkeit THOR Thoriumgehalt PEF Photoelektrischer Effekt LLD Duallaterolog (elektrischer Widerstand) POTA Kaliumgehalt Die Mittelwerte des elektrischen Widerstandes sind logarithmische Mittelwerte. Die Standardabweichung ist daher für den spezifischen elektrischen Widerstand als Minimum/Maximum angegeben. Für allen anderen Parameter sind lineare Mittelwerte und Standardabweichungen						idigkeit derstand) hungen					

grosse Fehler auftreten. Die in situ Abschätzungen der Porosität dürfen daher nicht in die Interpretation einbezogen werden.

Tabelle 4.3-3: Zusammenstellung der Mittelwerte petrophysikalischer Parameter der einzelnen Formationen.

4.3.2 Charakterisierung und Typisierung von Adern und Kluftfüllungen

In allen erbohrten Gesteinseinheiten treten mehrere Adersysteme auf. Die meisten Adern hängen mit Deformationsphasen zusammen. Ältere Adertypen wurden später wieder deformiert, während die jüngeren Typen undeformiert blieben. In allen Gesteinseinheiten besteht das Füllungsmaterial der Adern zu mehr als 95 % aus Calcit. Die diagenetische und sehr schwache neoalpine Überprägung (vgl. Kap. 4.3.3), welche die Gesteine in der Drusberg- und Axen-Decke erfuhren, führte in den Tonmergelabfolgen und den vor allem in der Sondierbohrung SB2 angetroffenen Kalk-Formationen zu unterschiedlichen Adertypen. Der nur in beschränktem Masse nachweisbare genetische Zusammenhang zwischen den einzelnen Adertypen führte zu einer unterschiedlichen Nomenklatur für die Adervorkommen in der Palfris-Formation und denjenigen in den anderen Einheiten (Fig. 4.3-1). Die Unterscheidung der jeweiligen Calcit-Adertypen erfolgte nach Farbe, Deformationsgrad und Anlösungserscheinungen vom jeweiligen Ader-Calcit und aufgrund von strukturellen Kriterien zwischen den Adern untereinander.

4.3.2.1 Adertypen im Wirtgestein

In der Palfris-Formation und den Vitznau-Mergeln sind Adern volumetrisch gesehen etwas häufiger in den kalkmergeligen und kalkigen Lithologien (10 - 15 Vol.-%) als in den tonmergeligen Lithologien (5 - 10 Vol.-%). Die Adern sind einige mm bis einige cm dick und erstrecken sich normalerweise über einige cm bis dm, ausnahmsweise auch über einige m (s. Kap. 4.6.2). In den tertiären Wirtgesteins-Einheiten (Globigerinenmergel und Schimberg-Schiefer) sind drusige Adern volumenmässig etwa gleich häufig vertreten wie in der Palfris-Formation und es treten dieselben Mineralvergesellschaftungen auf. Die Kluftmineralisation ist aber in den tertiären Wirtgesteins-Einheiten mengenmässig deutlich kleiner und die Kluftbeläge sind meist nur dünn ausgebildet.

Insgesamt können in der Palfris-Formation vier verschiedene Adertypen mit leicht unterschiedlicher Mineralfüllung unterschieden werden (Beilage 4.3-2). Fluideinschluss-Untersuchungen und Isotopenzusammensetzung von Calcit und Quarz weisen für die drei ersten Calcit-Adertypen auf eine Bildung über einen langen Zeitraum während der neoalpinen Metamorphose hin, wobei die fluide Phase, von der die Mineralien präzipitierten, vom Gesamtgestein gepuffert war. Nur sehr spärlich ist die Mineralisierung auf post-neoalpinen Sprödstrukturen mit dem isotopengeochemisch verschiedenen jüngsten Calcit-Typ (Calcit 4, siehe unten).

Der älteste Adertyp in der Palfris-Formation besteht vorwiegend aus Ankerit, einem Fe-Mg-Ca-Karbonat, und kommt nur in der Palfris-Formation vor. Die aderigen und knauerigen Anreicherungen von Ankerit sind stark deformiert. Petrographischgeochemische Evidenzen sprechen für eine Bildung vor den tektonischen Hauptbewegungen und vor dem Höhepunkt der neoalpinen Metamorphose in der Palfris-Formation.

Beim ältesten Calcit-Adertyp (Calcit 1) handelt es sich wie bei den Ankerit-Adern vorwiegend um geschlossene Strukturen. Der xenomorph ausgebildete, gräuliche Calcit 1 ist manchmal mit etwas Quarz und Tonmineralien (Illit und Chlorit) assoziiert. Calcit 1 ist immer deformiert und weist häufig Anlösungserscheinungen auf, was auf eine Calcitlösung nach seiner Bildung hinweist.



Figur 4.3-1: Schematische Beziehung zwischen den Adertypen in der Palfris-Formation und denjenigen in den Kalk-Formationen der Drusberg-Decke in Bohrung SB2

Der nächst jüngere Calcit-Adertyp (Calcit 2) ist volumetrisch der weitaus häufigste (> 70 Vol.-% aller Adern). Calcit 2 tritt sowohl in geschlossenen als auch in offenen Strukturen auf. Seine stets weisse Farbe wird hauptsächlich durch die grossen Mengen von Fluideinschlüssen verursacht. Während Calcit 2 in geschlossenen Strukturen leichte Deformations- und Anlösungserscheinungen aufweist, fehlen erstere in den offenen Strukturen meistens. Dies weist auf eine Bildung über eine lange Zeitspanne von syn-deformativ bis nach der Platznahme des Helvetischen Deckenstapels hin. Etwas Quarz und vereinzelt Tonmineralien sind auch hier die einzigen Begleitmineralien.

Beim dritten Calcit-Adertyp (Calcit 3) handelt es sich ausschliesslich um drusige Aderbeläge. Der klare, immer idiomorph ausgebildete Calcit 3 überwächst häufig die älteren Calcit-Typen. Deformationserscheinungen fehlen in Calcit 3 gänzlich, und unterhalb ca. 380 m Tiefe weist dieser stets völlig intakte Oberflächen auf. Dies deutet darauf hin, dass die Anlösung der älteren Calcite vor der Bildung von Calcit 3 stattgefunden haben muss. Neben Calcit treten in diesen Adern co-genetischer, idiomorpher Quarz, Pyrit und vereinzelt Tonmineralien (Illit und sehr untergeordnet Kaolinit) auf. Pyrit weist in den seichteren Zonen (bis ca. 300 m Tiefe) oxidierte Mineraloberflächen auf, während in grösserer Tiefe keine Oxidationserscheinungen gefunden wurden.

Der jüngste Calcit-Typ (Calcit 4) in der Palfris-Formation weist keine räumliche Assoziation zu den vorangehenden Typen auf und ist von diesen völlig getrennt zu behandeln. Dieser Typ besteht aus volumetrisch unbedeutenden, dünnen Calcitbelägen, die ausschliesslich auf offenen, spröden Deformationsstrukturen vorkommen. Das absolute Alter der Mineralisation ist nicht bekannt und kann prinzipiell zu irgendeiner Zeit nach der spät- bis postmetamorphen, regionalen Hebung des Deckenstapels stattgefunden haben. Calcit 4 ist vereinzelt von Spuren von idiomorphem Quarz und Pyrit begleitet.

Das Fehlen dieses jüngsten Calcit-Typs in den offenen neoalpinen drusigen Adern weist darauf hin, dass der Grundwasserfluss und die Gesteins/Wasser-Wechselwirkungen zur Zeit der Bildung von Calcit 4 hauptsächlich in den neugeöffneten Strukturen der Spröddeformation stattfanden. Die neoalpinen, offenen Strukturen hatten zu dieser Zeit ihre Wichtigkeit als Fliesspfade für advektiven Grundwasserfluss grösstenteils verloren.

In den zwei Abschnitten von Palfris-Formation, die in der Sondierbohrung SB2 zwischen 602 - 755 m und 1496 - 1870 m Tiefe angeschnitten wurden, treten zwei weitere Adermineralien auf, die in keiner anderen Bohrung angetroffen wurden. Es handelt sich dabei um ein einziges Auftreten von Coelestin in einem zwischen Diphyoides-Kalken eingefalteten Abschnitt (602 - 755 m Tiefe) und von Sudoit (di-trioktaedrischer Chlorit) in mm-dicken, geschlossenen Adern an der Basis der Bohrung SB2.

Die tertiären Wirtgesteins-Einheiten treten vor allem in den Sondierbohrungen SB4a/v/s und SB4 auf. Die Mineralisation der Adern in diesen Einheiten ist ähnlich derjenigen in der Palfris-Formation, wobei aber Quarz und Pyrit als Begleitmineralien von Calcit nur sehr untergeordnet vorkommen. Wie in der Palfris-Formation können auch in den Globigerinenmergeln vier Adercalcit-Typen unterschieden werden. In den Schimberg-Schiefern, in denen die Adermineralisation noch einmal weniger intensiv ist, können sicher drei Adercalcit-Typen unterschieden werden. Die ersten drei Calcit-Typen sind korrelierbar mit den ersten drei Typen in der Palfris-Formation, obwohl sie keine so klare farbliche Unterscheidung zulassen und sie vorwiegend rhomboedrische Habiti aufweisen. Der vierte und letzte Calcit-Typ auf Sprödstrukturen wurde nur in den Globigerinenmergeln eindeutig identifiziert. Die Gründe dafür liegen in der Seltenheit solcher Strukturen in den durchbohrten tertiären Wirtgestein-Einheiten, den allgemein kleineren Mengen neu gebildeter Kluftmineralien und dem Auftreten dieser Einheiten in Tiefen unterhalb 400 m unter der Oberfläche (in der Palfris-Formation tritt Calcit 4 vorwiegend in den ersten 500 m unterhalb der Oberfläche auf).

4.3.2.2 Adertypen in den stratigraphisch über der Palfris-Formation folgenden Formationen

Calcit bildet auch in den in der Sondierbohrung SB2 angetroffenen Kalk-Formationen der Drusberg-Decke das weitaus häufigste Adermineral (Beilage 4.3-3). Während die strukturellen und petrographischen Eigenschaften der Adertypen zwischen Kieselkalk, Sichel-Kalk, Diphyoides-Kalk und den Grauen Mergelschiefern untereinander einigermassen korrelierbar sind, behielten die Calcite der jeweiligen Adern ihre Formationsspezifischen isotopengeochemischen Eigenschaften, d.h. die fluiden Phasen, von denen Calcit präzipitierte, waren wie in der Palfris-Formation mehrheitlich vom lokalen Gesamtgestein gepuffert. Im Unterschied zu den Calcitmineralisationen in der Palfris-Formation können diejenigen in den überliegenden Kalk-Formationen der Drusberg-Decke nicht eindeutig in neoalpine und jüngere, der spät- bis postneoalpinen Spröddeformation zugehörige Mineralisationen unterschieden werden. Es besteht deshalb keine eindeutige Korrelation zu den Calcit-Typen in der Palfris-Formation (Fig. 4.3-1). Dies gilt insbesonders für den jüngsten Calcit-Typen in den Kalk-Formationen der Drusberg-Decke und der Palfris-Formation. Für die Calcit-Typen in den Kalk-Formationen wird deshalb eine zur Palfris-Formation unterschiedliche Nomenklatur verwendet.

Weder petrographische noch geochemische Kriterien erlauben eine eindeutige Aussage über das Entstehungsalter des ältesten Calcit-Typs (Calcit a) im Kieselkalk der Drusberg-Decke. Calcit a könnte während der Diagenese des Kieselkalks oder aber auch während einer frühen Phase der neoalpinen Metamorphose entstanden sein. Er könnte demzufolge entweder co-genetisch mit dem Ankerit oder dem ältesten Calcit-Typen in der Palfris-Formation sein.

Der zweite und der dritte Calcit-Typ (Calcit b und Calcit c) im Kieselkalk sind aufgrund struktureller, petrographischer und geochemischer Kriterien neoalpinen Alters. Der stets weisse Calcit b weist Deformations- und Anlösungserscheinungen auf und besitzt viele Fluideinschlüsse. Calcit c ist klar und idiomorph ausgebildet und hat meistens gut erhaltene Oberflächen. Die beiden Typen lassen sich petrographisch und isotopengeochemisch recht gut mit Calcit 2 und Calcit 3 in der Palfris-Formation korrelieren und dürften etwa gleichzeitig mit diesen entstanden sein.

Der jüngste Calcit-Typ im Kieselkalk (Calcit d) entstand auf Grund petrographischer und isotopengeochemischer Kriterien eindeutig unter anderen Bedingungen als Calcit 4 in der Palfris-Formation. Calcit d im Kieselkalk überwächst die älteren Typen und auch Palygorskit, ist aber an keine spezifische offene Deformationsstruktur gebunden. In einigen Strukturen ist er mit Saponit (einem Smektit) vergesellschaftet; Pyrit und Quarz treten ebenfalls untergeordnet mit diesem Calcit-Typ auf.

Palygorskit, Saponit und Coelestin (SrSO₄) treten praktisch ausschliesslich im Kieselkalk der Drusberg-Decke auf; gar keine Vorkommen dieser Mineralien finden sich in der Hauptmasse der Palfris-Formation oder in den Einheiten der Axen-Decke. Die beiden ersten wurden daneben nur noch in einer offenen Struktur in den Grauen Mergelschiefern knapp 1.5 m unterhalb des Kieselkalks beobachtet. Ein weiteres Coelestinvorkommen existiert auch noch im Diphyoides-Kalk der Bohrung SB2. Coelestin ist in den Gesteinen vom Wellenberg quantitativ vernachlässigbar, ganz im Gegensatz zum Oberbauenstock, wo er in beträchtlichen Mengen auftritt (BLÄSI & MEYER 1988). Sichel-Kalk, Graue Mergelschiefer und Diphyoides-Kalk weisen dieselben petrographischen Calcit-Typen auf wie sie im Kieselkalk vorhanden sind. Die jeweiligen Calcit-Typen weisen aber wie in allen anderen Einheiten Formations-eigene isotopengeochemische Zusammensetzungen auf. Pyrit und Quarz treten gegenüber dem Kieselkalk nur untergeordnet auf.

Einzigartig ist das Auftreten von idomorphem, aber angelöstem Strontianit (SrCO₃) in einer offenen Kluft der Gemsmättli-Schicht. Weder das relative Bildungsalter noch das Anlösungsalter dieses Minerals kann bezüglich der andern Adermineralisationen eindeutig festgestellt werden. Im übrigen sind auch in dieser Einheit die Aderfüllungen deutlich von Calcit dominiert.

4.3.2.3 Porosität und Porenraumverteilung in Adern und Drusen

In allen Calcit-Adern existiert ein verbundenes Netzwerk von planaren Poren entlang Korngrenzen und Mikrorissen (vornehmlich entlang Spalt- oder Zwillingsebenen) in den einzelnen Calcit-Kristallen (Beilage 4.3-3). Die Apertur dieser Poren liegt bei ca. 1 μ m. Von diesen planaren Poren aus verbreitet sich ein diffuser, unregelmässiger Porenraum, der durch Lösung des Calcit-Kristalls entstanden ist. Diese Lösungsporosität ist genau gleich entwickelt wie im Gesamtgestein. Die Apertur der Lösungsporen ist um Grössenordungen kleiner als bei den planaren Poren und liegt unterhalb 0.01 μ m.

Die totale offene Porosität in Calcit-Adern liegt etwa im Bereich von 1 Vol.-%. Das Vorhandensein solcher Porosität in den Calcit-Adern weist darauf hin, dass die Adern keine Diffusionsbarrieren sind und immer eine Verbindung zwischen Fliessporosität (wo das heutige Grundwasser verweilt) und Gesamtgestein besteht.

Innerhalb der Wirtgesteins-Einheiten treten in allen Sondierbohrungen auch isolierte Drusen auf. Mit der Untersuchung solcher isolierten Drusen sollte das Vorhandensein eines Zweiphasenflusses (Wasser - Gas) bzw. von ungesättigten Verhältnissen abgeklärt werden, was wiederum Hinweise auf die Genese der Unterdruckzone geben könnte. Aus diesem Grunde wurden in der Palfris-Formation und den Globigerinenmergeln die Bohrkerne von zwei Intervallen der Sondierbohrungen SB4a/s (380 -420 m) und SB4a/v (550 - 650 m) detailliert auf isolierte Drusen hin untersucht. Die Resultate dieser Untersuchungen tragen zur Abklärung des Beitrags von Zweiphasenfluss-Verhältnissen der Unterdruckzone in Zusammenhang mit der mechanischen Entlastung des Gesteins bei (vgl. Anhang A6.5.2).

Isolierte Drusen finden sich im Bohrkern bevorzugt in cm-mächtigen Calcit-Adern und variieren in Grösse von einigen mm³ bis (in seltenen Fällen) zu einigen cm³. Es ist anzunehmen, dass im Gestein auch grössere isolierte Drusen vorhanden sind, was sich aber anhand von Untersuchungen am Bohrkern nicht weiter bestätigen lässt.

Für die Bestimmung des Volumenanteils von isolierten Drusen am gesamten Gesteinsverband wurden in den untersuchten Bohrkernintervallen zunächst anhand von Kernfotos die Volumenanteile von Calcit-Adern abgeschätzt. Dabei wurden nur Adern mit einer Mächtigkeit von mehr als 0.5 cm berücksichtigt. Mithilfe von Röntgentomogrammen parallel zur Bohrkernachse wurden anschliessend isolierte Drusen in der Bohrkernprobe lokalisiert. Die Bestimmung des Volumens von isolierten Drusen erfolgte dann mittels mehrerer Röntgentomogramm-Schnitte in mm-Abständen senkrecht zur Bohrkernachse und der Extrapolation der so erhaltenen Abfolge von Querschnittsflächen auf das Volumen der Druse.

In der Palfris-Formation wurde im untersuchten Intervall der Calcit-Aderanteil auf knapp 5 Vol.-% bestimmt, wobei der Anteil isolierter Drusen darin rund 0.5 Vol.-% des gesamten Bohrkernvolumens ausmacht. In den tertiären Globigerinenmergeln ist der Calcit-Aderanteil mit 6 Vol.-% praktisch gleich, weist aber mit 0.05 Vol.-% wesentlich weniger isolierte Drusen auf.

Die Drusenwände weisen von der Matrix her häufig einen sequentiellen Aufbau mit den zwei ältesten Calcit-Typen und etwas Quarz auf, wobei die beiden Calcit-Typen nur sehr selten einen idiomorphen Habitus aufweisen. Auf diesen älteren Calcit-Typen wuchsen dann im Verlaufe der neoalpinen Metamorphose idiomorphe Kristalle von Calcit 3 und Quarz in von Druse zu Druse stark unterschiedlichen Mengen und Verhältnissen. Die Kristallisation dieser Mineralphasen wurde durch das bei der Bildung der Druse entstehende Druckgefälle zwischen Gestein und Druse ausgelöst. Beendet wurde der Kristallisationsprozess mit dem wegen tiefer Durchlässigkeit des Gesteins nur diffusiv vor sich gehenden Druckausgleich. Fluideinschluss-Untersuchungen weisen darauf hin, dass sich diese Prozesse während der neoalpinen Metamorphose mehrfach wiederholten (vgl. Kap. 4.3.3.2).

Die zerstörungsfreie Methode der Röntgentomographie erlaubt weiter eine Quantifizierung der in der Druse vorhandenen Anteile von Wasser und Gas. Alle rund hundert untersuchten Drusen aus dem Wirtgestein waren nur mit Gas gefüllt. Die bevorzugte Auffüllung von grösseren Porenvolumen (wie es die Drusen darstellen) mit Gas basiert vor allem auf dem verschiedenen Benetzungsverhalten von Gas und Wasser: wenig oder nicht-benetzende Substanzen wie Gas (oder z.B. auch Öl) sammeln sich gegenüber Wasser bevorzugt in grossen Hohlräumen und verdrängen dort eventuell vorhandenes Wasser. Zu welchem Zeitpunkt sich die isolierten Drusen vollständig mit Gas füllten, kann aufgrund der vorliegenden Untersuchungen nicht ausgesagt werden.

Die Untersuchungen von isolierten Drusen zeigten, dass ihr volumetrischer Anteil am gesamten Gesteinsverband zu gering ist, um irgendeinen Einfluss bezüglich der Unterdruckzone (gehabt) zu haben (vgl. Anhang 6.5.2). Wegen des kleinen volumetrischen Anteils und ihrer Isoliertheit braucht auch kein Zweiphasenfluss im Bereich des Wirtgesteins angenommen zu werden. Ein Einphasensystem (d.h. alles Gas im Wasser gelöst) ist ebenfalls konsistent mit allen Gas- und Grundwasseranalysen, die zeigen, dass unter in-situ Bedingungen das gesamte beprobte Gas (inklusive dem frei ausströmenden Gas in der Sondierbohrung SB3) im Wasser gelöst ist und nicht als freie Phase vorkommt (vgl. Kap. 6.4).

4.3.3 Aussagen zur Petrogenese

4.3.3.1 Sedimentation und Diagenese

Die in den Bohrungen am Wellenberg angetroffenen Gesteine wurden vereinzelt im Oberen Jura, zur Hauptsache aber in der Unteren Kreide und im Tertiär sedimentiert. Entsprechend der kontinuierlichen Sedimentation wurden die einmal abgelagerten Sedimentschichten mehr und mehr überlagert und erfuhren diagenetische Veränderungen. Die Diagenese führte in den Gesteinen zu einer Kompaktion und Lithifikation mit der Konsequenz der Verkleinerung des Porenraums und der teilweisen Auspressung des eingeschlossenen, konnaten Porenwassers (Meerwasser). Zu diesem Zeitpunkt entstanden auch die ersten Karbonat-Anreicherungen infolge Drucklösung, die heute in der Palfris-Formation z.B. durch die Ankerit-Adern repräsentiert werden. Primäre, sedimentäre Komponenten wie Mikrofossilien sind in allen Einheiten generell gut erhalten. In den einzelnen Einheiten besteht zudem eine grosse Heterogenität im Mineralchemismus des Matrix-Karbonats. Diese Heterogenität und die teilweise Erhaltung von primären Eigenschaften weisen darauf hin, dass die Diagenese keine vollständige Rekristallisation der Gesteinsmatrix bewirkte. Die charakteristischen Unterschiede in der isotopengeochemischen Zusammensetzung des Matrix-Karbonats in den verschiedenen Gesteinsformationen weist weiter darauf hin, dass die Stofftransporte während der Diagenese kaum formationsübergreifend waren (WABER 1994a, b). Mit zunehmendem Diagenese- und Metamorphosegrad nimmt der Anteil von Smektit in Illit/Smektit-Wechsellagerungen generell ab, und die Wechsellagerungen wandeln sich in einem Kaliumreichen Milieu in Illit und Chlorit und in einem Natrium-reichen Milieu über mehrere Zwischenstufen in Paragonit und Muskovit um (z.B. FREY 1970). Eine eindeutige Zuordnung zu einem bestimmten Metamorphosegrad aufgrund der Umwandlung von Illit/Smektit-Wechsellagerungen alleine ist aber wegen der Komplexität dieser Umwandlung nicht möglich. (z.B. Ostwald-Ripening, siehe z.B. EBERL & SRODON 1988, INOUE et al. 1988).

4.3.3.2 Neoalpine Metamorphose

In Mergeln und Kalken bestehen nur wenige mineralogische Phasenbeziehungen, die für den in den Gesteinen des Wellenbergs erreichten Druck-Temperatur (P-T)-Bereich eine eindeutige Bestimmung dieser Parameter erlauben würden. Eine gut definierte Mineralreaktion ist die Umwandlung von Kaolinit zusammen mit Quarz zu Pyrophyllit, die in mergeligen Gesteinen bei einem Druck von 200 MPa bei rund 280 °C stattfindet. In keinem der Gesteine am Wellenberg kommt jedoch Pyrophyllit vor, so dass diese Temperatur während der Metamorphose nicht erreicht wurde. BREITSCHMID (1982) brauchte in den gleichen Gesteinstypen in der Region Vierwaldstättersee-Urirotstock die Umwandlung von Glaukonit zu Stilpnomelan als Indikator für das Erreichen von anchi-metamorphen Bedingungen. Glaukonit tritt zwar in den erbohrten Lithologien auf, hingegen fehlt in allen Lithologien jeglicher Stilpnomelan. Auch das Auftreten von Pumpellyit im Altdorfer Sandstein lässt keine weiteren Schlüsse bezüglich des Erreichens des anchi-metamorphen Prehnit-Pumpellyit-Grades zu, da der dafür benötigte Prehnit nicht vorkommt.

Andere angewandte Kriterien, die in der grösseren Umgebung des Wellenbergs zur Unterscheidung zwischen Diagenese und verschieden Metamorphosegraden ange-

wandt wurden, sind der Kristallinitätsgrad von Illit, die Vitrinit-Reflexion und mikrothermometrische Untersuchungen an Fluideinschlüssen (FREY 1978, FREY et al. 1976, 1980a und 1980b, BREITSCHMID 1982, MULLIS et al. 1994). Entsprechend dieser regionalen Untersuchungen sollten die Gesteine am Wellenberg den anchi-zonalen Metamorphosegrad gerade *nicht* erreicht haben.

Die Untersuchungen der Illit-Kristallinität und der Vitrinit-Reflexion an den Gesteinen aus den verschieden Sondierbohrungen bestätigen diese Aussage. Mit keiner der beiden Untersuchungsmethoden lässt sich ein eindeutiger thermischer Gradient mit der Tiefe feststellen. Die zwei einzigen Diskontinuitäten in der Illit-Kristallinität sind an tektonische Grenzen gebunden (Grenze Drusberg-Axen-Decke in Bohrung SB1 und Palfris-Formation - Diphyoides-Kalk in SB2, vgl. MAZUREK 1994b). Die erhaltenen Illit-Kristallinitätswerte kommen aber allesamt in das Feld der Diagenese zu liegen. Die Vitrinit-Reflexionswerte liegen alle oberhalb des Öl-Fensters und weisen somit auf Temperaturen von mehr als ca. 150 °C hin.

Die besten absoluten Druck-Temperatur-Bestimmungen für die Bedingungen während der neoalpinen Metamorphose in den Wirtgesteins-Einheiten stammen von Untersuchungen von Fluideinschlüssen in Quarzen, die co-genetisch mit verschiedenen Adercalcit-Typen sind. Die Untersuchungen ergeben für Quarz eine Bildungstemperatur von 190 - 245 °C unter variablen Drücken von 40 - 270 MPa (DIAMOND & MARSHALL 1994). Für Calcit ergeben sich Bildungstemperaturen von 185 - 220 °C bei Drücken von 100 - 250 MPa (MULLIS 1996). Die Quarze in Vergesellschaftung mit Calcit 1 und Calcit 3 wurden im gleichen Temperaturbereich gebildet. Dies weist auf eine lange Zeitspanne hin, während der Fluid aus dem Porenraum der Gesteinsmatrix in die episodisch entstehenden Adern migrieren konnte. Das thermale Regime war über dieses ganze Zeitintervall vom Gesamtgestein gepuffert. Die grosse Streuung der in Fluideinschlüssen des gleichen Minerals vorhandenen Fluid-Drücke kann nur durch Schwankungen zwischen lithostatischen und unter-hydrostatischen Bedingungen in einem geschlossenen System erklärt werden, ausgelöst durch episodische Deformationsphasen während der Aderöffnung und Mineralisation.

Die Fluideinschluss-Untersuchungen zeigen weiter, dass die Calcit-Quarz-Mineralisation in den neoalpinen Strukturen unter den Bedingungen von zwei praktisch unmischbaren Fluid-Typen, einem Methan-gesättigten, salinen wässerigen Fluid (1.7 -3.0 Gew.-% NaCl, resp. 0.29 - 0.52 molar NaCl) und einer CO₂-haltigen Methan-Gasphase (> 97 mol-% CH₄) stattgefunden hat. Unter den bei der Bildung der Einschlüsse vorhandenen P-T-Bedingungen waren alle wässrigen Fluideinschlüsse an Methan gesättigt, unabhängig von der Einschlussgeneration oder der Probentiefe in den verschiedenen Bohrungen. Im Vergleich zu anderen regionalmetamorphen Gebieten scheint es eher unwahrscheinlich, dass ein von aussen zumigriertes Fluid, sei es die Gasphase oder das wässrige Fluid, eine im vorliegenden Massstab so einheitliche Mischung hätte produzieren können. Die Zusammensetzung der Fluideinschlüsse weist vielmehr auf den gleichen, lokalen Ursprung für beide Fluids hin. Dies ist konsistent mit den Edelgas- und Isotopendaten in Fluideinschlüssen (BALLENTINE et al. 1994; s. a. Kap. 6.4 und 6.5).

Die isotopengeochemischen Untersuchungen zeigen, dass das Matrix-Karbonat in den verschiedenen Einheiten seine charakteristische Isotopenzusammensetzung behielt. Die drei ältesten Ader-Calcite lassen sich in den Wirtgesteins-Einheiten (Palfris-Forma-

tion und tertiäre Einheiten) isotopengeochemisch nicht vom jeweiligen Gesamtgestein unterscheiden. Dies deutet auf eine Pufferung des Bildungsfluids dieser Calcite durch das jeweilige Gesamtgestein und auf ein kleines Wasser/Gesteins-Verhältnis hin. Dabei blieb die Infiltration von Formationswasser aus einer stratigraphischen Einheit in die über- oder unterliegende Einheit auf den Meter-Bereich limitiert, respektive die kleine Menge migrierendes Fluid war schon nach kürzester Distanz wiederum vom Gestein gepuffert. Alle isotopengeochemischen Ergebnisse weisen demzufolge auf eine sehr limitierte Fluidzirkulation während der neoalpinen Metamorphose hin und sind somit konsistent mit den Fluideinschluss-Untersuchungen und mit der sehr limitierten (ausser dem durch Drucklösung entstandenen Ader-Calcit) Mineralneubildung während der neoalpinen Metamorphose.

Bezüglich des Sr-Isotopensystems besteht zwischen Gesamtgestein und den beiden letzten Ader Calciten, die leicht radiogenere Verhältnisse aufweisen, ein Ungleichgewicht. Dieses Ungleichgewicht kann einerseits durch Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen oder Mischung mit einem externen Fluid zustandegekommen sein. Eine Erhöhung des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses im Fluid, aus dem die letzten Ader-Calcite präzipitierten (z.B. aufgrund der Druckentlastung in anstehenden Adern), kann z.B. durch Vertonung von Feldspat (viel höheres ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis als der mengenmässig dominierende Calcit) während der alpinen Überprägung unter Beibehaltung des chemischen Gleichgewichts mit Calcit stattgefunden haben. Diese Hypothese ist in Übereinstimmung mit den anderen Evidenzen von Isotopen-, Gas- und Flüssigkeitseinschlussdaten, die auf eine sehr limitierte Fluidzirkulation während der neoalpinen Metamorphose hinweisen, wohingegen eine Mischung von zwei Fluids einer limitierten Zirkulation eher widerspricht.

Ein sehr tiefes Wasser/Gesteins-Verhältnis und die Existenz von zwei praktisch unmischbaren Fluid-Typen während der neoalpinen Metamorphose wird auch durch die heute noch vorhandenen, wenn volumetrisch auch völlig untergeordneten, gasgefüllten Drusen unterstützt (vgl. Kap. 4.3.2.3).

4.3.3.3 Spät- und post-neoalpine Prozesse

Nach dem Höhepunkt der neoalpinen Metamorphose wurden die Gesteine am Wellenberg spröden Deformationen unterworfen (s. Tab. 4.6-1). Diese Spröddeformation führte zu einer Reihe von Störungszonen, in denen das während der Metamorphose angelegte Strukturmuster überprägt wurde (vgl. Kap. 4.6). Das genaue Alter dieser kataklastischen Deformation ist weitgehend unbekannt und reicht von der retrograden Phase der Metamorphose zu jüngeren, möglicherweise mehrphasigen Ereignissen.

In der Palfris-Formation und den Globigerinenmergeln ist der jüngste Calcit-Typ ausschliesslich an solche späten Sprödstrukturen gebunden und unterscheidet sich von den älteren Calcit-Typen sowohl petrographisch als auch isotopengeochemisch, indem er deutlich höhere δ^{18} O- und δ^{13} C-Werte¹³ aufweist. Das Auftreten des letzten Calcit-Typs (Calcit d) in den stratigraphisch jüngeren, heute nördlich der Palfris-Formation liegenden Kalk-Formationen der Drusberg-Decke ist strukturell weniger klar definiert.

¹³ siehe Kapitel 6.2.1 für Definition von δ -Werten; O = Sauerstoff, C = Kohlenstoff.

Calcit d unterscheidet sich von den älteren Calcit-Typen in diesen Einheiten vorwiegend durch deutlich tiefere δ^{18} O-Werte. Diese dem Calcit 4 in der Palfris-Formation entgegengesetzte Isotopenzusammensetzung weist eindeutig auf verschiedene Entstehungsbedingungen für die letzten Calcit-Mineralisationen in der Palfris-Formation und den Kalk-Formationen hin.



Figur 4.3-2: C- und O-Isotopenzusammensetzung der jüngsten Ader-Calcite in der Palfris-Formation und Golbigerinenmergel (a) und den Kalk-Formationen der Drusberg-Decke in Bohrung SB2 (b). Man beachte das entgegengesetze Verhalten der O-Isotopen, während die C-Isotopen in beiden Fällen zu schwereren Werten als das Gesamtgestein tendieren.

In der Palfris-Formation und in den Globigerinenmergeln weist die C- und O-Isotopenzusammensetzung des letzten Calcit-Typs (Calcit 4, Fig. 4.3-2) auf Sprödstrukturen auf eine Bildung unter Verhältnissen bei Temperaturen entlang der Dampfdruckkurve hin (fluid boiling, WABER 1994a). Eine Beimischung von meteorischem Wasser zu dem Bildungsfluid kann von den Isotopen her eindeutig ausgeschlossen werden. Eine mögliche Erklärung für die Genese von Calcit 4 in der Palfris-Formation ist die Entstehung bei der Anlegung von Sprödstrukturen während später Deformationsphasen, die zu einer zeitweiligen, partiellen Öffnung und Druckentlastung des bis anhin geschlossenen Systems führte. Die lokale Druckentlastung entlang solcher Sprödstrukturen hatte die Bildung eines Zweiphasen-Systems (fluid boiling) zur Folge, was seinerseits zu einer starken Isotopenfraktionierung (Entweichen der leichten Isotope ¹⁶O und ¹²C in die Gasphase) und zur Präzipitation von Calcit führte. Dass selbst in seichteren Niveaus von nur 200 m unterhalb der Oberfläche die äusserst kleinen Mengen von diesem Calcit ihre eigenständige Isotopencharakteristik bis heute behielten, weist auf eine nur kurzzeitige Öffnung dieser Strukturen hin, hätten sie doch in der Zwischenzeit mit jedem infiltrierendem Wasser wieder ein Gleichgewicht bezüglich der Isotopen erreicht.

In den stratigraphisch jüngeren Einheiten der Drusberg-Decke – Helvetischer Kieselkalk, Sichel-Kalk, Diphyoides-Kalk und Graue Mergelschiefer – fand in den Sprödstrukturen und reaktivierten älteren, offenen Strukturen eine limitierte, tief-temperierte hydrothermale Überprägung mit meteorischem Einfluss statt. Diese Überprägung führte zur Bildung des letzten, Formations-spezifischen Calcit-Typs (Calcit d, Fig. 4.3-2) und der nur in diesen Einheiten auftretenden Mineralien Smektit, Palygorskit und wahrscheinlich auch Coelestin und Strontianit. Die C- und O-Isotopen dieses letzten Calcits weisen auf eine Bildung unter Beimischung von meteorischem Wasser zu dem vorhandenen Formationsfluid hin. Die Überprägung war jedoch volumetrisch von sehr kleinem Ausmass, was durch die äusserst kleinen Mengen von neugebildeten Mineralien statuiert wird. Zeitlich kann diese Überprägung zum heutigen Zeitpunkt nur relativ eingeordnet werden: sie dürfte der späthelvetischen Phase (Kap. 4.5.1) zugeordnet werden, d.h. während der retrograden Phase der neoalpinen Metamorphose (s. Fig. 2.3-5).

Eine untere Zeitgrenze für die Hebung der Drusberg-Decke und Platznahme der Kalk-Formationen geben magnetostratigraphische Altersbestimmungen der Oberen Süsswasser Molasse (OSM) im Napf-Gebiet und im Hörnli-Gebiet, die aus tertiären und kretazischen Ablagerungen des Helvetikums sowie aus Erosionsmaterial der penninischen Decken bestehen. Für diese Ablagerungen ergeben sich Maximalalter von ca. 15 resp. ca. 11 Millionen Jahre (SCHLUNEGGER et al. 1996). Diese Alter sind in Übereinstimmung mit integrierten kinematischen Modellen für die Hebungsgeschichte des Helvetischen Raums sowie des Aar-Massivs (PFIFFNER et al. 1996) und post-datieren das Erreichen der höchsten Temperaturen während der neoalpinen Metamorphose. Wie in Kapitel 6.5.1 ausgeführt wird, könnte das heissen, dass die in der Randzone der sehr dichten Unterdruckzone beprobten Na-CI-Grundwässer mindestens 11 -15 Millionen Jahre in diesen Gesteinen der Palfris-Formation verweilten.

Nicht post-datiert werden mit diesen Altern die letzten Deformationsphasen im helvetischen Raum. So sind die oben erwähnten Ablagerungen der Oberen Süsswasser-Molasse durch die andauernde Hebung und den N-Schub des Aar-Massivs noch schräg gestellt worden. PFIFFNER et al. (1996) stellen in ihrem kinematischen Modell die jüngsten grossen Hebungsbewegungen in den Zeitraum der letzten 6 Millionen Jahre, wo die letzten Jura Faltungen und die letzte Verschuppung der subalpinen Molasse erfolgten. Ob die in der Palfris-Formation vorhandene, letzte Spröddeformation (und die letzte Calcit-Mineralisation) ebenfalls diesem Zeitintervall zugeordnet werden kann, bleibt zum heutigen Zeitpunkt Spekulation. Hingegen dürfte dieser Zeitraum ein Minimumalter für die Entstehung dieser Spröddeformation darstellen.

4.4 Felsmechanische Kennwerte und Materialgesetz des Wirtgesteins

4.4.1 Zielsetzung und Randbedingung

Die felsmechanischen Untersuchungen am Standort Wellenberg dienen verschiedenen Zielen. Einerseits müssen für die Planung und Auschreibung der untertägigen Bauwerke grundlegende bautechnische Parameter zur Verfügung gestellt werden, andererseits werden für die Beurteilung der Sicherheit des Endlagers Eingabeparameter benötigt, die das Kurz- und Langzeitverhalten der relevanten Gesteine am Standort Wellenberg adäquat beschreiben.

Die umfangreichen felsmechanischen Untersuchungen, die im Rahmen der beiden ersten Untersuchungsphasen durchgeführt wurden, stützen sich auf Laboruntersuchungen von Bohrkernen und in situ Messungen in Bohrungen. In situ Grossversuche konnten wegen fehlenden untertägigen Aufschlüssen bisher nicht durchgeführt werden, sie sind für die kommenden Untersuchungsphasen vorgesehen. Daher konnten auch überwiegend nur die Eigenschaften des intakten Gesteins und nicht die des Gebirges untersucht werden. Die Eigenschaften des Gebirges werden durch den integralen Effekt des intakten Gesteins, seiner Variabilität, der Eigenschaften der Trennflächen und Störungen sowie der Wasserführung und des Spannungszustands bestimmt und können nur bedingt aus Kernuntersuchungen ermittelt werden. Klassifizierungen des Gebirges nach dem RMR-System (Rock Mass Rating) von BIENIAWSKI (1973) oder dem Q-System (Rock Mass Quality) von BARTON et al. (1974) wurden im Rahmen dieser Synthesearbeiten nicht vorgenommen.

4.4.2 Resultate der felsmechanischen Laboruntersuchungen

Die felsmechanischen Parameter für die relevanten Gesteine am Standort Wellenberg (BLÜMLING & GLAWE 1996) stützen sich hauptsächlich auf Kernproben und nur in geringem Umfang auf in situ Messungen in Bohrungen ab. Dabei ist zu beachten, dass bedingt durch die Bohrkerndurchmesser die Probengrössen für Labortests begrenzt sind. Wünschenswert wäre ein grosser Probendurchmesser, um möglichst realistische Ergebnisse zu erhalten. Da aber bei Einaxial- und Triaxialtests das Verhältnis zwischen Probenlänge und Durchmesser (H/D-Verhältnis) mindestens 2 - 2.5 betragen sollte, sind nicht nur durch den Kerndurchmesser, sondern auch durch die Länge der Kernstücke automatisch Grenzen gesetzt.

Die Resultate der felsmechanischen Laboruntersuchungen wurden nach dem Abschluss aller Messungen zusammengetragen und statistisch ausgewertet. Es zeigten sich sowohl bei dem Wirtgestein wie auch den Nebengesteinen grosse Streuungen in den Daten, die durch die Inhomogenität des Gesteins bedingt sind. Systematische Untersuchungen von Grösseneffekten zeigten keine eindeutigen Zusammenhänge bei kritischen Parametern wie z.B. der einaxialen Druckfestigkeit. Zwar wurde bei der Verwendung von Minikernen gegen die Empfehlungen der ISRM (International Society of Rock Mechanics) bei Einaxialversuchen verstossen, die minimale Durchmesser von 54 mm vorsieht, aber entsprechend systematischer Untersuchungen des U.S. Bureau of Mines sind die Unterschiede insignifikant, solange der Durchmesser der Probe über 25 mm ist und das 10-fache der maximalen Korngrösse des Untersuchungsmaterials nicht unterschreitet (PELLS 1993). Diese Bedingung wurde bei allen Versuchen eingehalten.

Zum Wirtgestein am Wellenberg zählen neben der Palfris-Formation und den Vitznau-Mergeln der Drusberg-Decke auch die tertiären Schiefer der Axen-Decke. Da bei den felsmechanischen Eigenschaften aber weniger die Zugehörigkeit zu einer geologischen Einheit, sondern hauptsächlich die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine von Bedeutung ist, wird in diesem Kapitel das Wirtgestein entsprechend seiner mineralogischen Zusammensetzung für diese Untersuchungen in Ton-, Kalk- und Sandmergel gegliedert (Anhang A5, Fig. A5-1).



Figur 4.4-1: Darstellung der Spitzenfestigkeiten (σ_1) als Funktion des Manteldrucks aus Triaxialversuchen an Kernproben. Deutlich ist die Nichtlinearität des Verhältnisses σ_1/σ_3 zu erkennen. Die Daten wurden deshalb mit einer bilinearen Abhängigkeit beschrieben.

Die Resultate (Tab. 4.4-1 und 4.4-2) zeigen, dass die Wertebereiche für die elastischen Parameter und die Festigkeiten der Mergel sich stark überlappen und aus felsmechanischer Sicht keine klaren Trennungen zwischen den Ton-, Kalk- und Sandmergeln bestehen. Generell ergeben sich erwartungsgemäss für die Tonmergel die geringsten und die Sandmergel die höchsten Festigkeiten und E-Module beim Wirtgestein. Signifikant sind hingegen die Richtungsabhängigkeiten der Parameter, die exemplarisch für die Tonmergel in Tabelle 4.4-1 angegeben sind. Zudem wird bei der Analyse der Triaxialdaten deutlich, dass, speziell für die Tonmergel, die Ergebnisse der Triaxialversuche durch eine bilineare Mohr-Coulomb-Beziehung oder ein nichtlineares Hoek-Brown-Gesetz besser beschrieben werden können als durch eine einfache lineare Mohr-Coulomb-Beziehung (Fig. 4.4-1). In diesem Bericht erfolgte die Auswertung nach einer bilinearen Mohr-Coulomb-Beziehung, d.h. es wurden die Kohäsion und der Winkel der inneren Reibung für den Bereich σ_3 von 0 bis 25 MPa und σ_3 von 25 bis 90 MPa getrennt angegeben (Tab. 4.4-1).

Die felsmechanischen Laboruntersuchungen der Nebengesteine stützten sich hauptsächlich auf Proben aus der Bohrung SB2. Da aber für die Auswertung (Tab. 4.4-3) der Kalke der Drusberg-Decke (Diphyoides-Kalk) nicht genügend Daten zur Verfügung standen, wurden hier die Resultate der Proben aus Kalkbänken des Wirtgesteins mit einbezogen.

TONMERGEL									
	= (P-PROBEN)			∠ (Z-PROBEN)			⊥ (S-PROBEN)		
	Wert	Anzahl	STA	Wert	Anzahl	STA	Wert	Anzahl	STA
			bzw. R²			bzw. R²			bzw. R²
Einaxiale Versuche bzw. Zugversuche									
Dichte [g/cm ³]	2.71	244	0.02		keine ric	htungsabh	nängigen '	Versuche	
E [GPa]	33	15	10.6	16	8	8.4	13	15	3.6
σ _c [MPa]	57	17	28.3	24	22	14.8	59	21	26.2
v	0.26	10	0.07	0.20	10	0.09	0.20	13	0.06
σ _t [MPa]	3.6	30	1.6		keine ric	htungsabh	nängigen '	Versuche	
Triaxialversuche mit σ_3 von 25 MPa bis 90 MPa									
c _{peak} [MPa]	32	24	(0.48)	22	21	0.57	47	17	(0.35)
∲ _{peak} [°]	25	24	(0.48)	12	21	0.57	11	17	(0.35)
c _{rest} [MPa]	24	24	(0.43)	11	21	0.81	18	17	(0.7 9)
∲ rest [°]	17	24	(0.43)	17	21	0.81	22	17	(0.79)
		Triaxialv	ersuche m	it σ_3 von C) bis 25 MF	⁵ a			
c _{peak} [MPa]	17	24	(0.35)	13	27	0.44	11	22	(0.65)
∮ _{peak} [°]	36	24	(0.35)	19	27	0.44	36	22	(0.65)
c _{rest} [MPa]	6	26	(0.67)	7	31	0.74	5	22	(0.91)
∲ rest [°]	36	26	(0.67)	19	31	0.74	33	22	(0.91)
Abrasivitäts- Index [CAI]	1.3	4	0.2	-	-	-	1.6	8	0.5
Quellhebung [%]	1.2	33	0.72	keine richtungsabhängigen Versuche					
Quelldruck [MPa]	0.55	8	0.29	keine richtungsabhängigen Versuche					

Tabelle 4.4-1:	Auswertungen	der	felsmechanischen	Versuchsresultate	für	Tonmergel	
(TM) unter Berücksichtigung der Anisotropie							

σ₁ in Winkeln von 0° bis 30° zur Schichtung, meist 0° (P-Proben) Ξ

 σ_1 in Winkeln von 30° bis 60° zur Schichtung, meist 45° (Z-Proben) Ζ

 σ_1 in Winkeln von 60° bis 90° zur Schichtung, meist 90° (S-Proben) 1

 R^2 = Bestimmtheitsmass bei linearer Regression (Werte in Klammern)

- STA = Standardabweichung
- Е = statischer Elastizitätsmodul
- = Poisson Verhältnis ν
- = Kohäsion Cpeak

= Restkohäsion Crest

- N = Anzahl der Proben
- $\sigma_{\rm c}$ = einaxiale Druckfestigkeit
- σ_t = Spaltzugfestigkeit
- φ_{peak} = Reibungswinkel
- = Restreibungswinkel **∮**rest

	:	SANDMERG	GEL	KALKMERGEL			
	Wert	N	STA bzw. R ²	Wert	N	STA bzw. R ²	
Dichte [g/cm ³]	2.71	50	0.02	2.71	52	0.02	
E [GPa]	30	5	10.6	29	5	18.9	
σ _c [MPa]	66	5	40.9	65.4	10	39.8	
ν	0.21	3	0.04	0.16	9	0.05	
σ _t [MPa]	8.9	4	1.2	4.1	16	1.9	
с _{peak} [MPa]	33	28	(0.38)	18	33	(0.59)	
∮ peak [°]	25	28	(0.38)	32	33	(0.59)	
c _{rest} [MPa]	9	30	(0.78)	8	42	(0.87)	
∲ rest [°]	30	30	(0.78)	29	42	(0.87)	
Quellhebung [%]	0.23	2	0.2	0.92	9	0.45	
Quelldruck [MPa]	-	-	-	0.55	4	0.27	

Tabelle 4.4-2:	Auswertungen	der	felsmechanischen	Versuchsre	sultate	für	Sand-	und
	Kalkmergel ohr	ne B	erücksichtigung de	r Anisotropie				

Erklärung der Abkürzungen siehe Tabelle 4.4-1

Tabelle 4.4-3: Auswertungen der felsmechanischen Versuchsresultate für die Nebengesteine

		KALK		KIESELKALK			
	Wert	N	STA bzw. R ²	Wert	N	STA bzw. R ²	
Dichte [g/cm ³]	2.71	7	0.02	2.67	7	0.01	
E [GPa]	30	3	18.3	86	7	25.0	
σ _c [MPa]	91	3	42.7	143	7	26.2	
ν	0.18	3	0.05	0.30	7	0.06	
σ ₁ [MPa]	8.6	4	3.9	11.2	9	3.9	
c _{peak} [MPa]	15	9	(0.77)	(36)	18	(0.63)	
ф _{реак} [°]	56	9	(0.77)	(59)	18	(0.63)	
c _{rest} [MPa]	4	14	(0.80)	9	30	(0.80)	
¢rest [°]	46	14	(0.80)	56	30	(0.80)	
Abrasivitäts-Index [CAI]	0.7	6	0.19	0.4	12	0.1	
Quellhebung [%]	0.5	3	0.6	-	-	-	
Quelldruck [MPa]	0.78	1	-	-	-	-	

Erklärung der Abkürzungen siehe Tabelle 4.4-1

Für die Bestimmung der Bruchrelationen wurden, da nur eine kleine Anzahl an Triaxialdaten zur Verfügung stand, auch die Ergebnisse der Einaxialversuche mit einbezogen. Trotzdem zeigen alle Resultate mit Ausnahme der Spitzenfestigkeiten (Kohäsion und Reibungswinkel) des Kieselkalks sehr konsistente Daten. Bei den Untersuchungen des Kieselkalks ergaben einige Proben schon bei kleinen Manteldrücken extrem hohe Festigkeiten, die weder durch petrophysikalische noch strukturelle Unterschiede in den Proben erklärt werden konnten. Diese Inkonsistenz zeigt sich deutlich bei der linearen Regression der Triaxialdaten ($R^2 = 0.2$). Schliesst man diese "Ausreisser" aus, so lässt sich eine weit bessere Korrelation erreichen ($R^2 = 0.63$). In Tabelle 4.4-3 ist dieser Wert angegeben.

4.4.3 Resultate der felsmechanischen in situ Versuche

In situ Versuche in der Felsmechanik werden aus unterschiedlichen Gründen durchgeführt. Einerseits sind die felsmechanischen Parameter von der Be- und Entlastungsgeschichte des Gesteins abhängig, andererseits sollen integrale Parameter des Gebirges abgeschätzt werden. Bei Laborproben ist es nicht oder nur sehr schwer möglich, den Einfluss der Trennflächen und der Heterogenität des Gesteins auf die Gebirgsparameter zu untersuchen, da nur kleine störungsfreie Proben korrekt untersucht werden können, es ergeben sich durch die Entnahme des Kerns oft auch irreversible Änderungen (z.B. durch Mikrorissbildung) der felsmechanischen Eigenschaften. Im Gegensatz dazu wird beim in situ Versuch das Gebirge im nahezu intakten Gebirgsverband untersucht, und es ist möglich, direkt die Gebirgsparameter, ein Mittelwert aus intaktem Gestein und Trennflächen, zu bestimmen.

Die aussagekräftigsten in situ Versuche sind Grossversuche in untertägigen Hohlräumen, da sie ein grösseres Gesteinsvolumen erfassen können. Im Rahmen der bisherigen Untersuchungen war es nur möglich, eine beschränkte Anzahl von in situ Versuchen in Bohrungen durchzuführen.

Die mit dem Dilatometer bestimmten E-Module des Gebirges zeigen ebenso wie die Laboruntersuchungen teilweise eine ausgeprägte Anisotropie, die in wenigen Fällen mehr als 100 % betragen kann. Im allgemeinen beobachtet man allerdings Unterschiede um ca. 20 %. Die aus den 3 Messungen an einer Position gemittelten Ergebnisse zeigen trotz der Mittelwertbildung eine sehr grosse Streuung zwischen 16 und 52 GPa. Die Streuung ist noch grösser bei der Betrachtung der richtungsabhängigen Einzelmessungen. Hier werden Extremwerte von 7 - 135 GPa gemessen.

Die dynamischen elastischen Parameter, die immer in einer Richtung parallel zur Bohrlochachse bestimmt werden, zeigen ebenfalls recht hohe Werte zwischen 30 und 50 GPa. Gut erkennbar ist besonders bei Bohrteufen kleiner als 500 m eine deutliche Tiefenabhängigkeit.

4.4.4 Langzeit-Deformationsverhalten und Materialgesetz des Wirtgesteins

Neben dem Kurzzeitverhalten des Gesteins ist besonders für die Betrachtung der Langzeitsicherheit eines Endlagers das Langzeit-Deformationsverhalten des Gebirges von Bedeutung. Das Langzeitverhalten des Gebirges könnte bei duktiler Deformation des Gebirges (z.B. plastischer Ton oder Steinsalz) zu einer Verkleinerung und bei Spröddeformation (Reduktion der Langzeitfestigkeit) zu einer Vergrösserung der Auflockerungszone um die Untertagebauten führen.

Methoden

Zur Bestimmung eines Materialgesetzes für das Wirtgestein wurde das Kernmaterial nicht weiter untergliedert, sondern alle Daten, unabhängig von Kalk-, Quarz- oder Tonanteil der Probe, wurden zusammen ausgewertet. Zur Beschreibung des Langzeit-

Deformations-Verhaltens des Wirtgesteins wurden drei unterschiedliche Versuchsmethoden angewendet, bei Manteldrücken von 30 MPa und Verformungsraten ($\dot{\epsilon}$) bis zu minimal 10⁻¹⁰ s⁻¹:

1. Deformationsversuche bei konstanter Verformungsrate ($\dot{\varepsilon}$ =const.).

Die Probe wird bei konstanter Verformungsrate bis zum Bruch belastet. Die Festigkeit entspricht dem maximal beobachteten Differenzdruck ($\Delta\sigma_{max}$). Versuche mit unterschiedlichen Verformungsraten (2·10⁻³ bis 2·10⁻⁸ s⁻¹) liefern Wertepaare der Festigkeit und der Verformungsrate ($\Delta\sigma_{max}$, $\dot{\epsilon}$).

2. Relaxationsversuche bei konstanter Verformung ($\varepsilon = \varepsilon_{el} + \varepsilon_{inel} = const.$).

Auf die Probe wird ein Differenzdruck aufgebracht und dann die Verformung konstant gehalten. Der sich ergebende Abfall der Differenzdruck-Zeit-Kurve resultiert daraus, daß die Probe relaxiert, das heißt, ein Teil der elastischen Verformung ε_{el} wird in inelastische Verformung ε_{inel} umgewandelt. Aus dem beobachteten Abfall des Differenzdrucks ergeben sich Wertepaare des momentanen Differenzdrucks und der momentanen inelastischen Verformungsrate ($\Delta\sigma, \varepsilon_{inel}$).

3. Kriechversuche bei konstantem Differenzdruck ($\Delta \sigma = \text{const.}$).

Auf die Probe wird ein Differenzdruck aufgebracht und konstant gehalten. Aus der sich ergebenden Verformungs-Zeit-Kurve (Kriechkurve) wird eine "stationäre" Verformungsrate ermittelt, wenn sich ein linearer Zusammenhang zwischen Verformung und Zeit eingestellt hat. Durch Experimente bei verschiedenen Differenzdrücken ergeben sich verschiedene Wertepaare ($\Delta\sigma, \epsilon$).

Ergebnisse der Langzeituntersuchungen

Das Ziel der Langzeituntersuchungen war es, ein Materialgesetz für das Wirtgestein am Wellenberg zu formulieren, das die Festigkeit des Materials in Abhängigkeit der Verformungsrate angibt.

Ein Materialgesetz der Form

$$\left(\frac{\Delta\sigma_{\max}}{A}\right)^n = \dot{\varepsilon}$$

beschreibt die Zeitabhängigkeit der Druckfestigkeit ($\Delta \sigma_{max}$) für den intakten Zutand des Materials, während für den gebrochenen Zustand die Zeitabhängigkeit der Scherspannungen von Bedeutung sind.

Durch eine kombinierte Auswertung der Resultate der drei Versuchsmethoden konnten der Exponent n und der Faktor A abgeleitet werden. Aus den Ergebnissen der Relaxationsversuche erhält man für den Spannungsexponenten n Werte von 120 \pm 20 für P-Proben, 95 \pm 5 für S-Proben und 95 \pm 20 für Z-Proben (mit $\Delta \sigma$ in MPa und $\dot{\epsilon}$ in s⁻¹). Diese im Vergleich zur Gesteinsverformung auf Grund von Versetzungsgleiten oder Versetzungsklettern (bei erhöhten Temperaturen) sehr hohen Spannungsexponenten charakterisieren die zeitabhängige Gesteinsverformung auf Grund subkritischen Risswachstums (KEMENY 1991).

Verwendet man diese n-Werte zusammen mit den Festigkeitswerten, die bei den Deformationsversuchen mit konstanter Verformungsrate beobachtet wurden, so erhält man als untere bzw. obere Grenze für den Normierungsfaktor (A) der Festigkeit die Werte in Tabelle 4.4-4.

Probe	untere	Grenze	obere Grenze			
	A(s ⁿ ⋅MPa)	n	A(s ⁿ ⋅MPa)	n		
P-Proben	177	140	183	100		
S-Proben	145	100	147	90		
Z-Proben	82	115	86	75		

Tabelle 4.4-4: Grenzen für Normierungsfaktor A und Spannungsexponenten n

Bei Extrapolation der Laborergebnisse auf geologisch relevante in situ Verformungsraten von 10^{-12} s⁻¹ ergibt sich eine Abnahme der Festigkeit des Wirtgesteins gegenüber den Kurzzeit-Festigkeiten (Verformungsrate $4 \cdot 10^{-5}$ s⁻¹) um etwa 10 bis 20 Prozent. Diese Festigkeitsabnahme liegt allerdings im Streubereich der Festigkeitswerte auf Grund der Inhomogenität des Wirtgesteins (ca. 20 % bei 30 MPa Manteldruck). Bei Beanspruchung unterhalb seiner Kurzzeitfestigkeit sind nur geringe inelastische Verformungen zu erwarten.

4.4.5 Diskussion der Resultate

Generell kann aus den Kurzzeit- und Langzeitversuchen abgeleitet werden, dass das Verhalten des Wirtgesteins von folgenden Eigenschaften geprägt wird:

- Anisotropie
- Inhomogenität
- Sprödheit

Die Anisotropie wurde hauptsächlich in Laborversuchen festgestellt und sowohl für die elastischen Parameter als auch die Festigkeiten beobachtet. Aus den Untersuchungen der Kompressionswellengeschwindigkeiten unter einaxialem Druck und bei Versuchen, in denen die axiale Längenänderungen einer Probe unter hydrostatischen Druckbedingungen bestimmt wurden, folgt, dass parallel zur Foliation orientierte Mikrorisse die Anisotropie des Gesteins prägen.

Die Inhomogenität des Gesteins beruht einerseits auf der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins, andererseits aber auch auf unterschiedlich grossen Mikrorissdichten.

Während die ersten beiden Eigenschaften bei einem Mergelgestein nicht überraschen, war die Sprödheit des Gesteins bei einem relativ hohen Tonanteil nicht unbedingt zu erwarten. Die Deformationsversuche unter Manteldruck zeigten aber deutlich, dass die inelastische Verformung durch die Bildung und/oder die Öffnung von Mikrorissen, ihrer Wechselwirkung und ihrem Zusammenwachsen kontrolliert wird.

E-Modul

Da das E-Modul mit unterschiedlichen Methoden sowohl in situ wie auch im Labor gemessen wurde, eignet sich dieser Parameter sehr gut, um das Verhalten des Mergels und speziell die Unterschiede zwischen Gesteins- und Gebirgskennwert genauer zu untersuchen. Generell erwartet man, dass in situ Versuche wegen des Einflusses von natürlichen Trennflächen im Gebirge niedrigere E-Module zeigen als die Laborversuche an intakten Proben. Bei den Resultaten der Tonmergel beobachtet man allerdings einen anderen Trend; die Mittelwerte des E-Moduls (siehe oben) und selbst die Extremwerte der Einzelmessungen aus den Dilatometerversuchen liegen generell höher als die Laborversuche (Fig 4.4-2). Die beste Übereinstimmung der Dilatometerdaten ergibt sich mit den Labordaten, die in Richtung der Schieferung gemessen wurden (0°). Dies deutet darauf hin, dass die niedrigen E-Module aus den Laborversuchen (bei Winkeln von 45 - 90° zur Schieferung bestimmt) auf eine zur Schieferung parallele, durch Entlastung bedingte Mikrorissbildung zurückzuführen sind.



Figur 4.4-2: Vergleich der für die Tonmergel bestimmten E-Module aus Labor und in situ Messungen. Trotz der grossen Streuung ist eine deutliche Abhängigkeit der E-Module aus den Labortests von der Schieferungsrichtung zu erkennen. Bei den in situ Messungen kann keine Richtungsangabe erfolgen, sie wurden alle willkürlich auf 45° gesetzt.



Figur 4.4-3: Vergleich von P-Wellengeschwindigkeiten (links) aus dem Labor (Bohrkernuntersuchungen) und in situ (Logging), sowie der abgeleiteten dynamischen E-Module (rechts). In beiden Fällen liegen die in situ ermittelten Werte deutlich über den Laborwerten

Unterstützt wird diese Hypothese auch bei der Betrachtung der dynamischen elastische Parameter. Die in situ gemessenen dynamischen E-Module liegen generell höher als die an den Bohrkernen bestimmten Parameter (Fig 4.4-3), ausserdem wird eine lithologisch oder mineralogisch nicht zu erklärende Verringerung des E-Moduls bei geringeren Auflasten (< 10 MPa) beobachtet. All diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass die im Labor gemessenen Daten eher eine untere als eine obere Grenze für die elastischen Parameter darstellen und daher durchaus konservative Abschätzungen der Parameter sind.

Festigkeiten

Die Festigkeiten der Gesteine konnten nur im Labor gemessen werden. Auch sie zeigen eine sehr starke Heterogenität und Anisotropie. Die im Triaxialversuch bestimmten Werte für Kohäsion und Reibungswinkel ergeben unterschiedliche Resultate bei geringen bzw. bei hohen Manteldrücken. Auch dies könnte einen Einfluss von Mikrorissen darstellen.

Die Resultate der Laboruntersuchungen belegen, dass das Wirtgestein generell eine höhere mechanische Festigkeit besitzt als ursprünglich angenommen wurde. Diese Aussage steht im Einklang mit den Untersuchungsergebnissen beim Bau des Seelisbergtunnels (LETSCH 1977) und der guten Standfestigkeit der Sondierbohrungen am Wellenberg.

Parametersatz für felsmechanische Modellierungen

Einen Standardparametersatz für felsmechanische Modellierungen am Wellenberg kann man wegen der Heterogenität des Gesteins und dem Einfluss der Mikrorisse nicht angeben. Will man beispielsweise eine regionale Modellierung durchführen, so sollte ein anderer Datensatz Anwendung finden als z.B. bei der Modellierung von lokalen Deformationen in der Nähe eines Hohlraums. Ein möglicher Datensatz für Modellierarbeiten für bautechnische Zwecke ist der in Kapitel 8 dargestellte "Geodatensatz Bau". Allerdings ist auch hier im Einzelfall, je nach der benötigten Konservativität der Resultate, zu entscheiden, ob die Mittelwerte oder die Minima der Parameter verwendet werden sollten.

4.5 Tektonische Entwicklung

Das Untersuchungsgebiet wird heute aus tektonischen Einheiten der helvetischen Decken aufgebaut, die bei Beginn der alpinen Gebirgsbildung weit auseinanderlagen und im Laufe der Orogenese bis über 50 km nach Norden verfrachtet wurden. In diesem Kapitel wird nun versucht, den Ablauf der verschiedenen tektonischen Entwicklungsstadien des helvetischen Deckenkomplexes in der Untersuchungsregion seit Beginn des Tertiärs schematisch darzustellen. Die dargelegten Modellvorstellungen über die verschiedenen Entwicklungsphasen dienen dabei zum Verständnis der gegenwärtigen tektonischen Situation und helfen bei der Interpretation verschiedener geologischer Probleme, die den Standort betreffen, wie z.B.:

- Akkumulation des Wirtgesteins (Kap. 4.5.2)
- Abgrenzung der Gesteinseinheiten im der Beobachtung unzugänglichen Untergrund, wobei der Einfluss tektonischer Prozesse wie Verfaltung und Verschuppung berücksichtigt wird (Kap. 4.7.1)
- Existenz und Lage von möglichen Fremdgesteinsvorkommen (Kap. 4.7.3)
- Prognose zur Langzeitentwicklung des Standorts (4.8)
- Entwicklung der hydraulischen Unterdrücke am Wellenberg (Kap. 7.7.7.3)

Im Kapitel 4.5.1 wird die Abfolge der Entwicklungsstadien beschrieben und in schematischen Darstellungen (Fig. 4.5-1) veranschaulicht. Für das Vorhandensein des mächtigen Wirtgesteinskomplexes Palfris-Formation/Vitznau-Mergel am Wellenberg, der die ursprüngliche, primäre Mächtigkeit dieser Formationen bei weitem übertrifft, wird in Kapitel 4.5.2 eine plausible tektonische Erklärung gegeben.

4.5.1 Regionale Entwicklung

In Figur 2.3-5 wurden wichtige Abschnitte der Entwicklung der helvetischen Decken tabellarisch zusammengefasst und in einen überregionalen geologischen Zusammenhang gestellt. Diese schematische Darstellung dient als Grundlage für die folgende Diskussion der tektonischen Entwicklung im Gebiet des Wellenbergs. Zusätzlich gibt die palinspastische Karte in Figur 2.3-4 einen Überblick über die Verteilung der tektonischen Elemente bei Beginn des Hauptabschnitts der alpinen Gebirgsbildung. Weitere Ausführungen zur paläogeographischen Stellung der am Wellenberg erfassten Formationen finden sich in Anhang A5.5.

Der Beginn der alpinen Gebirgsbildung lässt sich wegen der graduellen Tektonisierung der Gesteine nicht exakt festsetzen. TRÜMPY (1980) bezeichnet die in der Kreide (Albian bis Turonian) einsetzenden Verformungen und Bewegungen als erste, eoalpine Sequenz der Alpenbildung. Zwischen dieser und den folgenden Sequenzen scheint die tektonische Aktivität während des Paleozäns (ca. 66 - 58 Ma) nachzulassen ("paleozäne Restauration"). Die Hauptaktivität der Alpenbildung setzt im frühen Eozän (ca. 58 - 52 Ma) ein und lässt sich in eine ältere, mesoalpine und in eine jüngere, neoalpine Sequenz gliedern (Fig. 2.3-5). Die grosstektonische Entwicklung der helvetischen Dekken im Raum der Zentralschweiz wird für einzelne Zeitabschnitte zusammengefasst.

Im *mittleren Eozän* (52 - 40 Ma; Lutetian und Bartonian) werden im nördlichen Küstenbereich des nordalpinen Vorlandtrogs Nummulitenkalke und im zentralen Bereich Globigerinenmergel abgelagert. Im südlichsten, tiefsten Bereich sedimentiert über den Globigerinenmergeln Nordhelvetischer Flysch. Im südhelvetischen Raum wird der Blattengrat-Flysch, im ultrahelvetischen Bereich der Sardona-Flysch abgelagert. Diese Einheiten werden von HSÜ & BRIEGEL (1991) nicht als Flysch, sondern als Schuppenzonen oder Mélanges bezeichnet. Für die Wende Eozän - Oligozän (vor ca. 40 Ma) wird die Lage der geologischen Einheiten bezüglich der zukünftigen helvetischen Dekken in Figur 4.5-1a skizziert. Noch während der Ablagerung des Flysch werden durch die Wirkung des Schubs der penninischen und ostalpinen Decken Teile der Flysch-Ablagerungen überfahren, resp. auf das helvetische Vorland aufgeschoben. Damit nimmt im Untersuchungsgebiet die Überdeckung der Gesteine rasch zu. Die verstärkte tektonische Aktivität kann mit "prä-Pizol"-Phasen (z.B. LIHOU 1996) oder "ultrahelvetischen Phasen" (z.B. TRÜMPY 1969) in Zusammenhang gebracht werden.

Mit Beginn des Rupelian greift die Verformung zunehmend auf den Ablagerungsraum der zukünftigen helvetischen Decken über. Im Glarner Querschnitt wird dieser Deformationsabschnitt, der wahrscheinlich fliessend mit den oben aufgeführten Aktivitäten verbunden ist, als "Pizol- Phase" (Fig. 2.3-5) bezeichnet. In diesen Zeitabschnitt fallen Überschiebungen grösseren Ausmasses, die als Folge einer starken horizontalen Kompression im Ablagerungsraum der zukünftigen helvetischen Decken gedeutet werden. Die teilweise übereinander gestapelten Flysch-Decken werden dabei über das helvetische Vorland geschoben.

Mit dem *mittleren Oligozän* (34 - 30 Ma; Rupelian) setzt die neoalpine Phase der Alpenbildung ein (Fig. 2.3-5). Die Masse der penninischen und ostalpinen Decken hat sich weiter nach Norden verlagert und dabei eigene Flyschbildungen überfahren. Im helvetischen Ablagerungsraum werden Teile der Randkette nordwärts auf die Axen-Decke überschoben. In den Glarner Alpen fällt der Beginn weitreichender Bewegungen an der (Glarner) Hauptüberschiebung in den Zeitraum zwischen ca. 34 - 30 Ma. Diese initialen Bewegungen in der helvetischen Deckenmasse werden von MILNES & PFIFFNER (1977) als "Cavistrau-Phase", von anderen Autoren als "Frühhelvetische Phasen" bezeichnet (Fig. 2.3-5). Die Überlast über dem Untersuchungsgebiet erhöht sich wegen des Zusammenschubs von Teilen des penninischen Deckenstapels. Die vermutliche Geometrie der Decken ist für die Zeit von ca. 32 Ma in Figur 4.5-1b dargestellt. In der Skizze nicht dargestellt sind N - S bis NNW - SSE streichende grosse Querbrüche, die in dieser frühen Phase der tektonischen Entwicklung der helvetischen Decken Einfluss auf die zukünftige Deckengeometrie haben.

Im *späten Oligozän* (30 - 23.7 Ma; Chattian) werden unter dem Einfluss des Transports der helvetischen Hauptschubmasse vor allem die frontalen Bereiche der helvetischen Decken zunehmend verschuppt (Fig. 4.5-1c für die Zeit vor ca. 27 Ma). Isolierte Schollen und Linsen, hier als "subhelvetische Elemente" bezeichnet, können dabei unter die helvetische Hauptüberschiebung zu liegen kommen.

Nachdem sich im Rupelian (s.oben) erste Molassesedimente (Untere Meeresmolasse; Fig. 4.5-1b) abgelagert haben, breiteten sich im Chattian die Schuttfächer der Unteren Süsswassermolasse aus (Fig. 4.5-1c). Im frühen Miozän (Fig. 4.5-1d) wird die Obere Meeresmolasse abgelagert (Burdigalian - Helvetian). Die Ablagerung dieser Molassesedimente ist Zeichen der Abtragung des Deckengebirges im Süden. Der hier dargestellten tektonischen Sequenz wurde eine konstante Abtragungsrate von ca. 0.3 -0.4 mm/a zugrundegelegt, eine Rate wie sie in ähnlichem Ausmass heute für die Abtragung der Alpen (JÄCKLI 1958, LAMBERT 1989) festgestellt wird.

Der Höhepunkt der neoalpinen Metamorphose fällt in den Zeitabschnitt zwischen ca. 24 - 18 Ma., d.h. in das *frühe Miozän* (23.7 - 16.5 Ma; Aquitanian, Burdigalian). Im Untersuchungsgebiet werden für den neoalpinen Abschnitt der Metamorphose Maximaltemperaturen zwischen 190 - 245 °C (Kap. 4.3.3.2) geschätzt, was für die Überlage-

NNW

-

vor 40 Ma.

Nummulitenkalk Globigerinenmergel

SSE Nordhelvetischer Flysch OD PF PD SHF (AX) (RK) (DR) GG

Randkette

Drusberg-Decke

. Ablagerungsräume vor 32 Ma. b. Untere Meeresmolasse OD PF Abkürzungen vgl. Legende UMM -PD SHF NHF RK DR AX SE GG

Axen-Decke

vor 27 Ma.



(SE)

subhelvetische

Elemente

Schema zur Entwicklung der Sinsgäu-Einheiten (vgl. auch Text)

THE

Überschiebungen

Palfris-Fm., Vitznau-Mgl.

a.







Figur 4.5-1: Stark schematisierte Entwicklungssequenz der wichtigsten tektonischen Elemente im zentralschweizer Querschnitt (ungefähre Spur Horw - Wichelplankstock, vgl. Beilage 4.5-1) rung, bei einem angenommen geothermischen Gradient von 25 °/km, einen Betrag von rund 8 km ergibt. LIHOU (1996) nimmt für die Glarner Alpen eine Überlagerung von 8 - 12 km zur Zeit des Höhepunkts der neoalpinen Metamorphose an. In der Hauptphase oder "ersten helvetischen" Phase (Fig. 2.3-5) der helvetischen Deckentektonik ("Calanda-Phase", MILNES & PFIFFNER 1977) wird mit der grossräumigen Faltung der Gesteinsschichten eine penetrative Planarstruktur, die Hauptschieferung (Kap. 4.6.2), ausgebildet.

Der bereits verformte Kontakt zwischen Drusberg- und Axen-Decke wird unter duktilen Verformungsbedingungen wiederum verschuppt und verfaltet. Durch die Überschiebung rückwärtiger Teile auf frontale Bereiche entstehen innerhalb der Decken tektonische Teileinheiten. In der Drusberg-Decke sind dies die sogenannten "Sinsgäu-Einheiten" (Kap. 4.5.2). Die regionaltektonische Situation um ca. 20 Ma ist in Figur 4.5-1d skizziert.

Im *mittleren Miozän* (16.5 - 10.4 Ma; Langhian, Serravallian) werden die früher angelegten Grossfalten überprägt und lokal wird eine zweite Schieferung ausgebildet. Diese Deformation fällt in die "Ruchi-Phase", resp. in die "zweite" helvetische Phase (Fig. 2.3-5). Im Zeitraum zwischen 15 - 12 Ma setzt im zentralen Aar-Massiv als Resultat andauernder kompressiver Kräfte eine starke Hebung ein (PFIFFNER et al. 1996). Die Überlagerung des Untersuchungsgebietes verringert sich progressiv und beträgt mit der angenommenen Abtragungsrate von 0.3 - 0.4 mm/a Ende des mittleren Miozäns nur noch 4 - 5 km. Unter den mit dieser Überlast verbundenen Umgebungsbedingungen werden im Untersuchungsgebiet Strukturen des Übergangbereichs "duktil - spröd" und später spröde Strukturen gebildet. Die Skizze der Figur 4.5-1e zeigt die Geometrie der Decken zur Zeit von ca. 13 Ma.

Die teilweise Freilegung von Teilen der helvetischen Decken wird durch das erstmalige häufige Auftreten von "helvetischen Geröllen" in der Oberen Süsswassermolasse belegt. In der subalpinen Molasse kommt es unter der Einwirkung der vorrückenden helvetischen Decken zur Schuppenbildung.

In den Zeitraum des *späten Miozäns* (10.4 - 5.3 Ma; Tortonian, Messinian) fallen lokale Einengungs- und Scherungsprozesse mit Schuppenbildungen und kleinräumigen Überfaltungen (späthelvetische Phase; Fig. 2.3-5). Nach SPÖRLI (1966) kommt es in der Axen-Decke (Rimistock-Digitation) zum Abgleiten einzelner Deckenteile nach Norden und zur Bildung von Falten mit Ähnlichkeiten zu "gravity collapse structures". Das "Auspressen" eines als "Stirnschuppe der Niederbauenfalte" bezeichneten Faltensegments in der Gegend Dallenwil-Niederrickenbach (FICHTER 1934) sowie die Anlage einer Schuppe in ähnlicher Stellung auf der Westflanke des Engelbergertals im Gebiet "Wissiflue" (GÜBELI 1994a) können in die späthelvetische Phase gestellt werden. Die wahrscheinliche tektonische Konfiguration vor ca. 7 Ma. ist in Figur 4.5-1f skizziert.

Temperatur/Druck-Bedingungen im *Pliozän und Pleistozän* erlauben in den Gesteinen des Untersuchungsgebietes nur noch spröde Deformation (Bildung von Störungen, Klüften etc.). In der Literatur ist der entsprechende Verformungsabschnitt auch als "nachhelvetische Zerbrechungsphase" (SCHINDLER 1969) bezeichnet worden.

Die regionaltektonische Situation in der *Gegenwart* wird in Figur 4.5-1g gezeigt (vereinfachte Darstellung des Profils Horw-Wellenberg-Wichelplankstock in Beilage

4.5-1). Die hier dargestellte Geometrie unterscheidet sich gegenüber dem Profil von HANTKE (1961) in Figur 2.3-1 durch den wesentlich grösseren Tiefgang der Darstellung. Die Sondierbohrungen am Wellenberg haben im zentralen Teil des Profils einige neue Daten über den Bau des mitteltiefen Untergrunds (bis ca. 2 km unter Meeresniveau) geliefert. So kann heute der Tiefgang der Drusberg-Decke in der Region Wellenberg (Bohrung SB2) relativ zuverlässig angegeben werden. Die Existenz eines subhelvetischen Elements in den Bohrungen SB1 und SB3 kann aufgrund der Bohrungen postuliert werden (für eine alternative Interpretation dieser Schichtreihe als tiefster Normalschenkel der Axen-Decke, siehe Kap. 4.7.2).

Im regionaltektonischen Profil der Beilage 4.5-1 wird ein relativ steiler Abfall der Obergrenze des Autochthons gegen Norden angenommen. Diese Annahme basiert auf geologischen Interpretationen von reflexionsseismischen Messlinien (TRÜMPY 1980). Aufgrund neuerer Messlinien hat PFIFFNER unterschiedliche Schlussfolgerungen gezogen und in einem Profil Bürgenstock-Wellenberg-Titlis dargestellt (Beilage 4.5-2; PFIFFNER 1996). Er postuliert ein flacheres Einfallen für die Obergrenze des Autochthons und des Parautochthons zwischen Titlis und Wellenberg.

Im Bereich des Wellenbergs kann der Verlauf der Obergrenze des Parautochthons dank der Ergebnisse der beiden Bohrungen SB2 und SB3 relativ gut eingegrenzt werden. Die Tatsache, dass in SB3 die über dem Parautochthon liegende infrahelvetische Mélangezone in einer Tiefe von ca. 727 m unter Meeresniveau erbohrt, in SB2 aber die gleiche Grenze bis auf eine Kote von -1333 m nicht erreicht wurde, spricht für einen relativ steilen Abfall der Obergrenze des Parautochthons über eine Strecke von 1.1 km. Die Obergrenze des Parautochthons, die in der Bohrung SB1 in rund 756 m unter Meeresniveau durchteuft wurde, zeigt nach unserer Interpretation grossräumig auch flache bis subhorizontale Abschnitte (Beilage 4.5-1).

MENKVELD (1995, Profile 6-8) hat eine gleichmässig und relativ flach abfallende Grenze zum Parautochthon (Einfallen bis ca. 10 Grad gegen Norden) dargestellt, die sich von der Interpretation im tektonischen Modell unterscheidet. Dank der Ergebnisse der Bohrung SB2 ist die Tiefe der Grenze zwischen Sichel-Kalk und Palfris-Formation im Normalschenkel der Mulde I / II (Beroldingen-Synklinale nach MENKVELD 1995) auf der Ostseite des Engelbergertals gut bekannt. Es ist unwahrscheinlich, dass die Faltengeometrie über eine Strecke von wenigen km (ca. 2 km zwischen SB2 und Secklis-Bach-Tal) stark ändert. Die Ergebnisse der Bohrung SB2 deuten darauf hin, dass die Grenze zwischen Sichel-Kalk und Palfris-Formation in den erwähnten Profilen von MENKVELD um rund 500 m zu hoch liegt. Mindestens auf einer Strecke von 1 - 2 km ergibt sich dadurch bei MENKVELD ein zu flaches Einfallen der Obergrenze des Parautochthons.

Welche tektonischen Prozesse für die beschriebene lokale Versteilung der Strukturen im Untergrund verantwortlich sind, ist nicht bekannt. Eine Verschuppung grösseren Ausmasses der infrahelvetischen Mélange-Einheit und des Parautochthons, wie sie in Beilage 4.5-2 (PFIFFNER 1996) im Bereich der Endtiefen der Bohrungen SB1 und SB2 unter dem Wellenberg mit einem Verschiebungsbetrag von mindestens 700 m dargestellt wird, würde die Existenz einer Überschiebungszone von regionaltektonischer Bedeutung voraussetzen. Hinweise auf eine Überschiebung solcher Grössenordnung konnte bei der Auswertung der Bohrkerne der Bohrung SB2 nicht gefunden werden. Für die zwei in Frage kommenden Abschnitte (zwischen ca. 899 - 914, resp. um 1080 m a.h.) kommen aufgrund strukturgeologischer Beobachtungen nur geringere Verschiebungbeträge in Frage, wobei ein abschiebender Versatz wahrscheinlicher als eine Überschiebung ist. Zudem hat die geologische Detailkartierung in den für einen Ausbiss einer solchen regionalen Überschiebung in Frage kommenden Gebiete keine entsprechenden Hinweise geliefert.

4.5.2 Akkumulation des Wirtgesteins

Mit den Untersuchungen am Wellenberg konnte ein wesentlich grösseres Volumen des Wirtgesteinskörpers nachgewiesen werden, als dies aufgrund der ersten Prognoseprofile (SCHNEIDER 1988b) angenommen werden durfte. Die damaligen Kenntnisse liessen vermuten, dass die Grenze zwischen Drusberg-Decke und Axen-Decke unter dem Endlager-Niveau relativ flach nach Norden einfällt. Stellt man nach Abtiefen der Bohrungen am Wellenberg die Umhüllende der Deckfalten dar ("Tangenten-Interpretation") ist der Grenzverlauf bis unter Meeresniveau relativ steil. Obwohl der Kontakt zwischen Drusberg- und Axen-Decke für die Südgrenze des Wirtgesteins nicht direkt relevant ist, werden zum besseren Verständnis der grossräumigen Situation die heutigen Kenntnisse über die Deckengrenze zusammengefasst und mögliche Auswirkungen auf das Wirtgesteinsvolumen diskutiert.

Die ursprüngliche, sedimentäre *Mächtigkeit der Palfris-Formation* beträgt im Untersuchungsgebiet von BURGER (1985) 150 - 200 m. Die am Wellenberg erbohrte sandige Fazies kann infolge ihrer proximalen Ausbildung jene an Mächtigkeit ohne weiteres übertreffen und 300 - 350 m erreichen (Kap. 4.2.1, Anhang A5.2). Die Mächtigkeit der Vitznau-Mergel liegt im Bereich einiger Dekameter.

Auch bei Berücksichtigung einer grösseren primären Gesamtmächtigkeit muss für die im Endlagerbereich vorhandene, grosse Mächtigkeit der Abfolge Vitznau-Mergel - Palfris-Formation eine tektonische Erklärung gefunden werden. Eine plausible Erklärung wurde von MILNES (1993) in einem tektonischen Konzept vorgestellt. MILNES geht davon aus, dass ein Teil dieser Mergel von einem rückwärtigen (d.h. im Ablagerungsraum südlich anschliessenden) Schichtpaket überfahren wurde. Der überfahrene (ursprünglich nördlichere Teil) wird als Sinsgäu-Einheit ("Sinsgäu unit"; MILNES 1993) bezeichnet. Die Überschiebung der Sinsgäu-Einheit ist nach diesem Konzept ein einmaliger Prozess. Danach kommt es noch zu intensiver Verfaltung und Zerscherung des ganzen Bereichs. Das tektonische Konzept von MILNES diente als Ausgangspunkt für eine in einigen Punkten abweichende Interpretation, die in das tektonische Modell eingeflossen ist (Fig. 4.5-2). Die folgenden Annahmen sind neu:

- Die Überschiebung nördlicher Teile der Mergelbasis der Drusberg-Decke und ev. Randkette durch aus dem Süden nachrückende Massen der gleichen Decke wird als kontinuierlicher Prozess, der mehrere Schuppenbildungen bewirkt, in das Modell eingebaut. Die Mergelmasse der Drusberg-Decke am Wellenberg wird deshalb in drei (oder mehr) tektonische Elemente aufgeteilt.
- Die von MILNES (1993) postulierte gemeinsame Achsenebene der Axen-Nordlappen und der Falte II (Chulm-Antiklinale, MENKVELD 1995) innerhalb der Drusberg-Decke fällt weg.

3. Entlang der durch spätere Verformungsphasen stark überprägten Überschiebungsbahnen kommen interhelvetische Mélanges vor. An diesen Überschiebungsbahnen sind auch die Malmschollen des Typs Sinsgäu situiert.

Der tektonische Prozess dieser Teildeckenbildung setzt wahrscheinlich im frühen Miozän ein (Kap. 4.5.1). Für die zeitliche Einstufung ist wichtig, dass interhelvetische Mélanges (mit südhelvetischen Flysch-Komponenten) in die Überschiebung der Sinsgäu-Einheit einbezogen worden sind.

In den Bohrungen SB4/a/v/s wurden unter der Palfris-Formation Vitznau-Mergel (= stratigraphisch Jüngeres) erbohrt. Da in der Bohrung SB4 im Bereich des Übergangs "Palfris-Vitznau" lokal inverse Schichtlagerungen festgestellt wurden, galt vor Abtiefen der Bohrungen SB4a/v/s als realistische Annahme, dass der ganze Abschnitt über den tertiären Gesteinen der Fellberg-Antiklinale der Axen-Decke verkehrt gelagert ist. Das Konzept einer Sinsgäu-Einheit in der ursprünglichen Form (MILNES 1993) gibt dafür keine Erklärungsmöglichkeiten. Das weiterführende Konzept erlaubte hingegen eine plausible Erklärung für eine inverse Lagerung der unterkretazischen Mergelserie.

Die Verkehrtlagerung grosser Bereiche der Mergel und des Tertiärs kann mit der Bildung einer Grossfaltenstruktur im Bereich der Überschiebung der Sinsgäu-Einheiten erklärt werden (Fig. 4.5-2b). Initiale, überkippte Isoklinalfalten wurden bei der fortschreitenden Verformung im Bereich der Faltenumbiegungen zerschert. Da beim Transport der liegenden Falte über die Axen-Decke die Mergel extrem beansprucht, ausgedünnt und boudiniert wurden, sind sie in den Bohrungen SB4 sowie SB4a/v nur am oberen Kontakt zum Tertiär Vitznau-Mergel (verschuppt mit Palfris-Formation) festgestellt worden. In der Bohrung SB4a/s sind hingegen auch im Mélange unter dem Tertiär der Axen-Decke Kalkkomponenten aus Vitznau-Mergeln erbohrt worden.

Die Ergebnisse der beiden 1995 abgeteuften Bohrungen SB4a/v/s haben gezeigt, dass die Vitznau-Mergel mit Palfris-Formation verschuppt in einer mächtigen Scherzone am Deckenkontakt vorkommen. Da in den neueren Bohrungen auch keine sedimentären Inversstrukturen in den Mergeln festgestellt wurden, ist für das tektonische Modell die Notwendigkeit der Postulierung einer grossräumigen Verkehrtlagerung weggefallen. Die Neudefinition der Wirtgesteinsgrenze (Grenze tertiäre Schiefer/Kalke und Sandsteine der Axen-Decke) bewirkte zusätzlich, dass heute dem Problem einer eventuellen Inversion der Mergelschichten der Drusberg-Decke am Kontakt zur Axen-Decke sekundäre Bedeutung zukommt.

Im in Figur 4.5-2c dargestellten, dritten Verformungsschritt werden Stirnteile der Dekkenfalte durch rückwärtige Teile der Drusberg-Decke überfahren. Die in Figur 4.5-2d skizzierte Geometrie ist das (Zwischen-) Resultat der tektonischen Entwicklung vor Beginn der Ruchi-Phase (Kap. 4.5.1). Der Gesteinsblock wird anschliessend weiter verfaltet und zerschert sowie als Ganzes steilgestellt.

Die Zerscherung der Gesteine in der Kontaktzone zwischen Drusberg- und Axen-Decke macht eine Abschätzung des zusätzlich zum Körper "Palfris-Formation und Vitznau-Mergel" auftretenden *Tertiäranteils des Wirtgesteins* schwierig. Die primäre Mächtigkeit der schiefrigen Teile des Tertiärs der Axen-Decke kann durch tektonische Anhäufung dieser inkompetenten Gesteine stark verändert werden. Als Beispiel solcher über kurze Distanzen auftretenden Unterschiede können die Mächtigkeiten der Schimberg-Schiefer in den Bohrungen SB4 und SB4a/v aufgeführt werden: In der geneigten Bohrung beträgt die Mächtigkeit dieser Kalkmergel rund 180 m, in der ca. 100 m nördlich angesetzten Vertikalbohrung SB4a/v hingegen weniger als 40 m. Die rasche Zunahme der Mächtigkeit gegen Süden ist wahrscheinlich sowohl mit der Existenz von Falten als auch mit dem Einfluss steiler Brüche zu erklären (Kap. 5.6.7, HUBER & HUBER 1997).



Figur 4.5-2: Erweitertes Konzept der Sinsgäu-Einheiten (Akkumulation des Wirtgesteins)
4.6 Strukturelemente und Kalkbankabfolgen

Die Bildung des helvetischen Deckenstapels (Anlage des Deckenbaus, Platznahme, Zerscherung) war mit mehreren Deformationsphasen (Kap. 4.5.1) verbunden. Die Art der Deformation und somit der jeweiligen Strukturelemente ist eine Funktion der vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen, der Deformationsrate und der Lithologie. Letztere ist innerhalb des Wirtgesteins im Kleinbereich stark variabel (Wechsel von Ton- und Kalkmergeln bzw. Kalken), was auch zu lokal verschiedenem rheologischem Verhalten führt (z.B. sind kalkigere Lagen kompetenter und zeigen bevorzugt sprödes Deformationsverhalten).

Die Anlage und Platznahme des helvetischen Deckenstapels hat bei erhöhten Druckund Temperaturbedingungen stattgefunden (Kap. 4.3.3.2), so dass die resultierenden Strukturen das Gestein penetrativ erfasst haben (z.B. Schieferung) und zum grossen Teil duktil sind. Duktile, (plastische) Deformation tritt ein, wenn die Fliessfestigkeit des Gesteins überschritten wird. Nach der Platznahme der Decken und dem Abklingen der neoalpinen Metamorphose (Fig.2.3-5) wurden die Gesteine bei tieferen, wenn auch quantitativ nicht genau charakterisierten Druck- und Temperaturbedingungen von Deformationen im spröden Bereich erfasst. Bei diesen Strukturen tritt Deformation durch Überschreiten der Bruchfestigkeit ein; das Gestein zerbricht, und die Kohäsion des Gesteins geht verloren. Die spröden Strukturen sind nicht penetrativ und folgen weitgehend planaren Diskontinuitäten auf verschiedenen Massstäben. Sie sind, in seichten Bereichen (oberste 100 - 300 m) verstärkt durch die erosionsbedingte Dekompaktion (Druckentlastung) des gesamten Gesteinspakets, weitgehend für den heutigen Wasserfluss verantwortlich. Dadurch rechtfertigt sich im folgenden die Unterscheidung der Strukturelemente der neoalpinen Metamorphose (weitgehend duktil) von den jüngeren, spröden Strukturen.

In Anlehnung an Kapitel 2.3.3 und 4.5.1 wurde der tektonische Fahrplan des Helvetikums als Basis für die Beschreibung der Strukturelemente verwendet. Der Zusammenhang zwischen den tektonischen Ereignissen und den daraus resultierenden Strukturen im Gestein ist in Tabelle 4.6-1 dargestellt. Es werden im folgenden die Struktur-Codes, wie sie in der Struktur-Datenbank verwendet wurden, eingeführt.

Die Basis für das vorliegende Kapitel lieferten die folgenden Nagra Internen Berichte: GRAF & ROTH (1996), GÜBELI & THALMANN (1993), HUBER & HUBER (1994a, b), HUBER & HUBER (1997), HUBER & HUBER & GÜBELI (1994), KELLERHALS & HAEFELI et al. (1995a, b), MAZUREK et al. (1994), MÖRI & BOSSART (1996).

4.6.1 Sedimentäre Strukturen

Schichtung (SING)

Innerhalb lithologisch homogener Abschnitte im Wirtgestein ist die sedimentäre Schichtung aufgrund der über lange Zeit gleichbleibenden Schelfsedimentation primär schon schlecht definiert. Deswegen und angesichts der späteren penetrativen Überprägung ist sie heute meist nicht mehr erkennbar. In gewissen Fällen lässt sie sich anhand eingeregelter Fossilien oder von feinen (Bio)detrituslagen erkennen. Als deutlich

Deformationsphasen (TRÜMPY 1969)	Tektonische Ereignisse, Metamorphose	Strukturen	Art der Deformation	Beobachtete Strukturen in Bohrungen	Beobachtete Strukturen am Aufschluss
 spät-/nachheivetische Stauch-, Gleit- und Zerbrechungsphase spätes Miozän bis Pleistozän 	 Zerscherung, Bruch- tektonik (Extension), Reaktivierung bestehen- der Störungen, Kluftbildung post-metamorph 	 schieferungsparallele und steile Bruchflächen, Klüfte 	- spröd	 Risse (HARI) Klüfte (KLUF) Verschiebungsflächen (VSFL) Störungen (= kataklastische Scherzonen) (STOE) mit fault breccia gouge (KAKI) 	 Risse (fault damage zone) (HARI) Klüfte (KLUF) Verschiebungs-flächen (VSFL) Störungen (= kataklastische Scherzonen) (STOE) mit fault breccia gouge (KAKI)
 zweite helvetische Phase frühes bis spätes Miozän 	 Platznahme der helve- tischen Decken (NW- Transport) syn- bis retrograd- metamorph 	 Intensivierung und Ver- faltung der Hauptschie- ferung, zweite Schiefe- rung, Überschiebungen, Falten, Aderbildung, Verfaltung und/oder Boudinage der älteren Adergenerationen 	- (spröd-) duktil	 Dünne diskrete Scher- zonen (SZDD) zweite Schieferung (lokal) (SHIE) Duktile Scherzonen (SZDU) Kleinfalten (FALT) Deformation älterer Adergenerationen, Bildung der jüngeren Adergenerationen (ADER) 	 Dünne diskrete Scher- zonen (SZDD) Duktile Scherzonen (SZDU) Kleinfalten (FALT) Adern (mind. zwei Ge- nerationen) (ADER) Boudins (BOUD) Streckungs-lineationen
 erste helvetische Phase (Hauptphase) mittleres Oligozän bis frühes Miozän 	 interne Verfaltung syn-metamorph 	 Falten, penetrative Hauptschieferung (Drucklösungs-schiefe- rung), Aderbildung 	- duktil	 Duktile Scherzonen (SZDU) Hauptschieferung (SHIE) Stylolithe / Lösungssäume (STYL / LOES) 	 Duktile Scherzonen (SZDU) Hauptschieferung (SHIE)
 frühhelvetische Phase spätes Eozän bis mittleres Oligozän 	 Anlage des Deckenbaus (ramping) prograd-metamorph 	 Überschiebungen, Stirnfalten und Deckenfalten 		 Parasitärfalten (FALT) ältere Adergenerationen (ADER) Boudins (BOUD) 	 Gross- und Parasitärfalten (FALT) Adern (ADER) Boudins (parallel und senkrecht zur Trans- portrichtung) (BOUD)

Tabelle 4.6-1: Beziehung der in Bohrungen und am Aufschluss beobachteten Struktu-relemente zum neoalpinen tektonischen Fahrplan des Helvetikums. In Klammern sind die Abkürzungen der Strukturelemente gemäss Nagra-Datenbank angegeben.

ausgebildete Schichtgrenzen treten in den unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten die Übergänge von den Tonmergellagen zu den Kalk(mergel)bänken in Erscheinung. Diese Schichtkontakte sind oft diskret ausgebildet, und aufgrund des Kompetenzunterschieds zwischen den angrenzenden Lithologien zeigen diese Grenzflächen häufig hohe duktile Deformationen auf.

Wechsellagerung

Während die tertiären Schiefer recht homogen sind, weisen die unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten eine ausgeprägte sedimentäre Wechsellagerung im dm-m-Bereich auf, die hauptsächlich durch eingelagerte Kalk(mergel)bänke und untergeordnet durch variable Sandgehalte der Tonmergel definiert ist. Kalk(mergel)bänke und insbesondere ihr scharenhaftes Vorkommen in Kalkbankabfolgen sind angesichts ihrer im Vergleich zu den Tonmergeln grossen mechanischen Kompetenz wichtige Elemente für das Deformationsverhalten der Gesteine.

4.6.2 Strukturen der duktilen Verformung

Die Rolle der duktilen Deformation in bezug auf die Geometrie der heutigen Wasserfliesswege umfasst folgende Punkte:

- Neoalpine Bewegungen und Deformationen haben die grossräumige Geometrie des Wirtgesteinskörpers und dessen Nebengesteinen bestimmt (Falten- und Schuppenbau). Die jüngere Spröddeformation bewirkt keine wesentlichen Änderungen der grossräumigen Geometrie.
- Schieferung und duktile Scherzonen (z.B. Überschiebungszonen) stellen mechanische Diskontinuitäten und Anisotropien dar, die für die spätere Spröddeformation als Leitstrukturen dienen. Duktile Strukturen an sich weisen keine erhöhte Permeabilität auf, wurden aber bevorzugt spröd reaktiviert und spielen deshalb indirekt eine Rolle bei der Verteilung des Wasserflusses im Wirtgestein.
- In Tonmergel eingebettete Kalkmergel- und Kalklagen verhalten sich selbst unter den neoalpin-metamorphen Bedingungen spröd bzw. liegen rheologisch am Übergang spröd/duktil. Es sind dadurch potentiell wasserführende Strukturen wie drusige Adern entstanden.

Die Bedingungen der neoalpinen Metamorphose, während der duktile Strukturen entstanden sind, liegen aufgrund verschiedener Untersuchungen im Bereich 190 - 245 °C und Maximaldrücken von 270 MPa (Kap. 4.3.3.2), was einer maximalen Überlast von ca. 10 km entspricht. Tabelle 4.6-1 zeigt, dass diese duktilen Strukturen vor allem den älteren Deformationsphasen (frühhelvetische Phase und Hauptphase) zugeordnet werden können. Das rheologische Verhalten der Gesteine unter diesen Bedingungen ist lithologieabhängig. Tonmergel und Mergel, die mengenmässig dominanten Gesteinstypen des Wirtgesteins, reagieren weitgehend duktil (plastisches Fliessen), während Kalkmergel- und Kalklagen (Palfris-Formation und Vitznau-Mergel) ein spröd-duktiles Verhalten zeigen. In allen Lithologien ist Drucklösung von Karbonaten ein wichtiger Deformationsmechanismus (NÜESCH 1993). Der Ton macht die Deformation meist passiv durch sprödes Verhalten mit.

Insbesondere in der zweiten helvetischen Phase gibt es auch Übergänge, wobei duktile und spröde Strukturen zeitgleich entstehen und miteinander koexistieren können (Tab. 4.6-1). Diese Strukturen werden hier zusammen mit den duktilen Deformationen behandelt.

Haupt- und (lokal) zweite Schieferung (SHIE)

Unter Schieferung versteht man ein tektonisch entstandenes, planares Gesteinsgefüge mit einer deutlichen Anisotropie. Am Wellenberg ist dieses Gefüge vor allem durch Passivrotation von Phyllosilikaten und durch Drucklösung entstanden, hauptsächlich in den inkompetenten Lithologien des Wirtgesteins (z.B. Tonmergel der Palfris-Formation). Diese Drucklösungsschieferung ist oft dort ausgeprägt, wo auch Adern vorhanden sind (ohne Drucklösungsschieferung keine tektonischen Adern). Innerhalb der inkompetenten Schichtglieder kann die Schieferungsintensität je nach Art und Stärke der Deformation stark variieren. Eine erhöhte Schieferungsintensität ist fast immer an duktile Scherung gebunden und dient auch oft als Kriterium zur Identifikation duktiler Scherzonen. Bei der Drucklösung entlang von Schieferungsflächen können Säume mit Anreicherungen der unlöslichen Bestandteile (v.a. Ton und organisches Material) entstehen (Figur 4.6-2a). In den kompetenteren Kalk(mergel)bänken ist die Schieferung schwach bis gar nicht ausgebildet. Dort entstehen als einzige erkennbare Effekte der Drucklösung Stylolithe mit unregelmässig ineinandergreifenden, kegel- bis säulenförmigen Zapfen, die makroskopisch durch einen dunklen Saum (unlösliche Bestandteile) erkennbar sind (Figur 4.6-2a). Am Übergang von inkompetenten Tonmergeln in kompetentere Kalkmergel ist in gewissen Fällen ein Orientierungswechsel von flacher zu steilerer Schieferung zu beobachten (Schieferungsbrechung).

Wie Tabelle 4.6-1 zeigt, ist die penetrative Hauptschieferung das Produkt von mindestens drei Deformationsphasen (frühhelvetische Phase, Hauptphase und zweite helvetische Phase). Mit fortschreitender Drucklösung werden auch neue tektonische Adern gebildet (Ausfällung des gelösten Materials im Druckschatten). In der zweiten helvetischen Phase wird die Hauptschieferung lokal verfaltet, was sowohl in Bohrungen (Versteilung der Schieferung) aber auch an Aufschlüssen (Parasitärfalten am Haldibach) gut beobachtbar ist. Stellenweise wird eine zweite Achsenebenenschieferung gebildet, die z.B. im Tertiär der Axen-Decke gut entwickelt, in der Palfris-Formation aber nur ansatzweise und sehr lokal vorhanden ist.

Die Schieferung ist meist (sub)parallel zur Schichtung und fällt generell flach gegen Nordwesten ein (310 - 330 / 15 - 35, s. Fig. 4.6-1a). Der Mittelwert von 325 / 25 ist repräsentativ für das Wirtgestein und lässt sich gut mit Messungen in Oberflächenaufschlüssen vergleichen. Daneben können in verschiedenen Bohrungen auch grössere Teilabschnitte mit Fallazimuten gegen S und Einfallswinkeln bis max. 50° festgestellt werden. Grössere Strecken mit diesen abweichenden Raumlagen der Hauptschieferung finden sich in den Intervallen SB1 775 - 1100 m, SB3 1418 m - Endtiefe der Bohrung (1547 m) sowie SB4a/v 600 - 720 m. Über Intervalle im Dekameter-Bereich gemittelte Werte der Raumlage der Schieferung sind in den Composite-Logs der Sondierbohrungen (Beilagen A3-3.1 bis A3-3.6) dargestellt.

Duktile Scherzonen (SZDU)

Duktile Scherzonen sind recht klar begrenzte Zonen hoher Scherverformung. Sie sind zusammen mit der Bildung der penetrativen Hauptschieferung während der frühhelvetischen Phase und der Hauptphase angelegt worden und haben in der zweiten helvetischen Phase weitere Scherverformung aufgenommen (Tab. 4.6-1). Die Abscherung der Decken und der Deckentransport sowie die Verschuppung des Wirtgesteins haben längs duktiler Scherzonen stattgefunden, so dass diese oft tektonische Einheiten (z.B. Schuppen) gegeneinander abgrenzen. Die Überschiebungszonen liegen weitgehend in den inkompetentesten Schichtgliedern wie z.B. den Tonmergeln der Palfris-Formation. Im Mittel 20 - 25 % des Wirtgestein-Kernmaterials der Bohrungen SB1 und SB3 bestehen aus duktilen Scherzonen, deren Mächtigkeit 10 m überschreiten kann. In den Bohrungen SB4a/v und SB6 ist dieser Anteil noch höher. Heterogene einfache Scherung mit Drucklösung als dominierendem Deformationsprozess charakterisiert die duktilen Scherzonen in mechanischer Hinsicht, wogegen dynamische Rekristallisation und Bildung von Myloniten nicht beobachtet wurden. In duktilen Scherzonen ist die Schieferungsintensität sehr hoch; charakteristisch ist auch eine extreme Zerkleinerung und Boudinage von kompetenteren (kalkigen) Lagen (Fig. 4.6-2b). Aderfüllungen der älteren Generationen werden ebenfalls in diese Deformation einbezogen, was zu einem flaserartigen Gefüge führt. Die Orientierung duktiler Scherzonen ist in Figur 4.6-1b dargestellt. Die Mehrheit steht (sub)parallel zur Schieferung, fällt also flach nach NW ein.

Mélangezonen (oder Mélangekomplexe) sind mit Überschiebungen von Decken und Teildecken (Kap. 4.7) verbunden und gehören bezüglich ihres Aussehens und ihrer Genese ebenfalls zu den duktilen Scherzonen. Während aber in Mélangezonen (früher als Wildflysch bezeichnet) auch "exotische" Gesteinsfragmente (typischerweise sog. "Ölquarzite") vorkommen (Kap. 4.2.1), sind in duktilen Scherzonen ausschliesslich Gesteine der beiden angrenzenden Gesteinsblöcke aufgearbeitet.

Adern (ADER)

Eine Ader ist ein Trennbruch mit Mineralfüllung, der im Vergleich zur Kluft eine grössere Öffnungsweite aufweist (cm-Bereich). Während einer duktilen Deformationsphase entstehen gleichzeitig Kompressionsstrukturen (z.B. Schieferung, Falten) und Extensionsstrukturen (z.B. Adern). Letztere bilden sich senkrecht zur Extensionsrichtung ("Druckschatten") und beziehen ihr Füllungsmaterial durch Drucklösung, die z.B. an Schieferungsflächen stattfindet. Adern eignen sich vorzüglich zur Ableitung einer mehrphasigen Deformationsgeschichte, da jede Deformationsphase eine charakteristische Adergeneration bildet und die älteren überprägt. Die im Kernmaterial der Wellenberg-Bohrungen beobachtete Orientierung der Adern ist grossen Schwankungen unterworfen, und jüngere Adern können ältere diskordant durchschlagen ("Adernetz", Fig. 4.6-2a). Dies illustriert die lokale Heterogenität und Mehrphasigkeit der duktilen Verformung am Wellenberg.



Kalkbankabfolgen in allen Bohrungen

- Figur 4.6-1: Orientierung von Strukturelementen in den Bohrungen (flächentreue Projektion der unteren Halbkugel). Ein Teil der Daten existiert nur für die Bohrungen SB4a/v/s. Die Konturen stellen 1, 2, 3, 4, ... fache Belegungsdichte dar.
 - a. Schieferung in allen Bohrungen (aus darstellerischen Gründen sowie der variablen Datendichte in den Bohrungen ist 1 Datenpunkt je 5 - 7 Meter *along hole* dargestellt)
 - b. Duktile Scherzonen in den Bohrungen SB4a/v/s



Grosse Störungen in allen Bohrungen

- c. Kalkbankabfolgen in allen Bohrungen (es ist pro Abfolge der Mittelwert der Schieferungsdaten dargestellt; die Abfolgen sind schieferungsparallel)
- d. Dünne diskrete Scherzonen in den Bohrungen SB4a/v/s (aus darstellerischen Gründen ist die Datendichte reduziert)
- e. Kleine Störungen in den Bohrungen SB4a/v/s
- f. Grosse Störungen in allen Bohrungen.

Die Adern sind von Calcit dominiert (Fig. 4.6-2c). In der Palfris-Formation werden petrographisch drei¹⁴ Generationen unterschieden, die vermutlich den drei duktilen Deformationsphasen zugeordnet werden können (vgl. Kap. 4.3.2 und Tab. 4.6-1). Die Calcite dieser Generationen (hellgrau -> weiss -> klar) weisen mit abnehmendem Alter auch abnehmende Deformation sowohl im mikroskopischen wie auch im mesoskopischen Bereich auf. Nur die jüngeren Generationen enthalten offene, drusige Aderstrukturen. Im Bereich duktiler Scherzonen sind die älteren Adern derart deformiert (Boudinage, Drucklösung, Rotation), dass sie ein flaseriges Gesteinsgefüge ergeben (Fig. 4.6-2b).

Innerhalb der Palfris-Formation sind Adern in kalkmergeligen und kalkigen Partien etwas häufiger (10 - 15 Vol.-%) als in tonmergeligen Abschnitten (5 - 10 Vol.-%) (Kap. 4.3.2). Die tertiären Anteile des Wirtgesteins weisen ähnliche Werte auf. Das Vorkommen von Adern korreliert mit der lokalen Intensität der duktilen Deformation (Schieferung, duktile Scherzonen). Typischerweise bilden sich bankrechte Adern in den kalkigeren, kompetenten Schichtgliedern und enden am Kontakt zum Tonmergel.

Boudins (BOUD)

Boudins sind Extensionsstrukturen, die durch duktile Deformation eines geschichteten Gesteinspakets in den kompetenteren Lagen (im Fall der Palfris-Formation am Wellenberg Kalke und Kalkmergel) entstehen (Fig. 4.6-2d). Die vollständige Zerteilung der kompetenten Schicht in Fragmente liefert Boudins, während eine stellenweise Ausdünnung ohne vollständige Durchtrennung als *Pinch and Swell*-Struktur bezeichnet wird. Bei kleinen Kompetenzkontrasten entstehen eher Pinch and Swell-Strukturen, bei grossen Kontrasten Boudins. Beides wurde inbesondere in den unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten beobachtet. Boudinage einer Kalk(mergel)bank setzt bevorzugt entlang bestehender Diskontinuitäten wie den bankrechten Adern an. Die Boudin-Enden werden dann durch Drucklösung abgerundet, und der Raum zwischen den Boudins wird durch Einfliessen des inkompetenten Materials (Tonmergel) ausgefüllt.

Die Ausdehnung grösserer Boudins (dm-m-Bereich) kann am Bohrkern kaum beobachtet werden. In duktilen Scherzonen kann extreme Boudinage zu vollständig isolierten Boudins mit Grössen im cm-Bereich führen, welche im Bohrkern beobachtbar sind (Fig. 4.6-2b). An Aufschlüssen des Haldibachs konnten Boudins in verschiedenen Hauptschnitten des Verformungsellipsoids systematisch kartiert und analysiert werden (MÖRI & BOSSART 1996). Dabei wurde beobachtet, dass Boudinage sowohl parallel zur Transportrichtung (ca. SE-NW) als auch parallel zur helvetischen Faltenachse (ca. SW-NE) vorkommt. In SE-NW-Richtung ist die Ausdehnung der Boudins 2 - 3 mal kleiner als in SW-NE-Richtung. Das Nebeneinander von Boudinage und duktilen Überschiebungen in Schnitten parallel zur helvetischen Faltenachse wird durch lokal heterogene Deformation (Schlingern) erklärt, was der Annahme von ebener Verformung (*plane strain*) auf grösserem Masstab (z.B. MILNES & KOESTLER 1994) nicht widerspricht. Zudem gibt es Hinweise auf eine Dehnung in Richtung der Faltenachsen (z.B. regionales Abbiegen der Faltenachsen).

¹⁴ Der 4. Calcit-Typ bildet nur dünne Beläge auf offenen, spröden Deformationsflächen.

Klein- und Parasitärfalten (FALT)

Alle drei duktilen Deformationsphasen (Tab. 4.6-1) haben Falten gebildet und sind in Figur 4.6-2e illustriert. Eine systematische Beschreibung der Faltengeometrie und deren Zuordnung zu den Deformationsphasen ist aber aufgrund der Kerninformation nicht möglich. An den Haldibachaufschlüssen wurden Klein- und Parasitärfalten mit Faltenachsen beobachtet, die flach nach SW oder NE einfallen. Die Amplituden dieser Falten liegen im dm-m-Bereich, und es ist zu vermuten, dass es sich um parasitäre Kleinstrukturen von Grossfalten handelt. Eine liegende Grossfalte wurde aufgrund petrophysikalischer Korrelation von lithologischen Einheiten im durch die Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s aufgespannten Raum abgeleitet (s. Kap. 5.6.7).

Dünne diskrete Scherzonen (SZDD)

Als dünne diskrete Scherzonen werden maximal wenige cm mächtige, meist streng planare Scherflächen bezeichnet, die aus Calcit und dünnen Tonmineralbändern bestehen (Fig. 4.6-2f). Ihr Vorkommen ist auf die Palfris-Formation beschränkt. Genetisch handelt es sich um Schervenen, die während der zweiten helvetischen Phase (Tab. 4.6-1) im duktil-spröden Übergangsbereich entstanden sind. Da sie nicht verfaltet sind und oft duktile Scherzonen schneiden oder konkordant begrenzen, sind sie jünger als diese. In den Haldibach-Aufschlüssen konnten Ausdehnungen im m-Bereich, teilweise im dam-Bereich beobachtet werden.

Dünne diskrete Scherzonen sind, ähnlich den duktilen Scherzonen, *a priori* verheilte Strukturen und weisen keine offenen Bruchflächen auf. Teilweise werden sie durch jüngere, spröde Deformationsprozesse reaktiviert und stellen dann diskrete, teilweise offene Diskontinuitäten dar. Die Orientierung dünner diskreter Scherzonen ist in Figur 4.6-1d dargestellt. Trotz beträchtlicher Streuung der Daten liegt die Mehrheit dieser Strukturen subparallel zur Schieferung.

4.6.3 Kalkbankabfolgen

In den unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten (nicht aber in den tertiären Schiefern) gibt es Bereiche, in denen Kalk(mergel)bänke gehäuft vorkommen und im Durchschnitt auch etwas mächtiger sind. Falls eine mindestens 10 m mächtige Partie mehr als 15 % Kalk(mergel)bänke enthält, wird sie als Kalkbankabfolge bezeichnet. Tabelle 4.6-2 fasst alle in den Bohrungen festgestellten Kalkbankabfolgen zusammen. Deren Mächtigkeit erreicht maximal ca. 40 m, und der Anteil an Kalk(mergel)bänken schwankt zwischen 15 und 43 %. Die Raumlage der Kalkbankabfolgen entspricht derjenigen der Wechsellagerung und somit weitgehend der Orientierung der Schieferung. Figur 4.6-1c zeigt die mittlere Orientierung der Schieferung für alle auswertbaren Kalkbankabfolgen. Die Mehrheit der Abfolgen fällt flach nach NW, eine Minderheit flach gegen SE ein.



Figur 4.6-2: Bohrkernfotos von duktilen Strukturelementen.

- a. Drucklösungsstrukturen (Bohrung SB4a/v, 279.55 280.35m):
 - 1 Schieferungsparallele Lösungssäume mit Anreicherung von Ton und organischem Material
 - 2 Stylolithen in einer Kalkbank
 - 3 Adernetz in der Kalkbank.
- b. Duktile Scherzone mit Flasergefüge (deformierte ältere Adergenerationen (1), und extrem stark ausgeprägtem Boudinage (2). Bohrung SB3, 500.98 502.83 m.



- c. Mächtige Kalkbank mit mehreren Adergenerationen und offenen Drusen. Stylolithe sind jünger als die mit weissem Calcit gefüllte Ader (Pfeil). Bohrung SB4a/s, 396.90 397.90 m.
- d. Boudinage (1) und *Pinch and Swell*-Strukturen (2) in einem duktil stark deformierten Abschnitt. Die Boudingrössen liegen im Bereich von 1 dm. SB4a/v 174.19 - 175.00 m und 177.64 - 178.39 m.
 e. Kleinfalte. Bohrung SB1, 202.55 - 203.51 m.
- f. Dünne diskrete Scherzonen (Pfeile) in einer präexistenten duktilen Scherzone. SB3, 550.77 551.70 m.

Tabelle 4.6-2:	age, Orientierung und Mächtigkeit der im Kern beobachteten Kalk
	ankabfolgen in allen Bohrungen. "-" = keine Daten verfügbar. Die mitt
	ere Orientierung entspricht dem Schwerpunkt der Schieferung innerhalt
	eder Kalkbankabfolge.

Bohrung	Teufen	intervall	vertikale	Anteil Kalk-	Anzahl Kalk-	mittlere
	von	bis	Mächtigkeit	(mergel)bänke	(mergel)bänke	Orientierung
	r	n	m	%	L <u></u>	
SB1	386.53	406.90	20.37	16	-	148 / 23
	427.68	445.27	17.59	16	-	251 / 23
	510.43	542.15	31.72	21	-	-
	562.69	587.70	25.01	35	-	-
	667.20	686.88	19.68	17	-	318 / 26
	716.28	753.80	37.52	23	-	326 / 28 (191 / 51)
SB3	212.30	234.00	21.70	22	-	282 / 24
	269.67	288.99	19.32	32	-	-
	418.73	456.35	37.62	19	-	294 / 23
	653.65	692.15	38.50	23	-	311/32
	807.80	835.85	28.05	15	-	-
	882.65	907.35	24.70	21	-	231 / 37
	953.70	980.00	26.30	20	-	-
SB4	238.87	258.12	19.25	34	20	-
	264.77	275.31	10.54	35	13	306 / 31
SB4a/v	106.85	133.31	26.46	43	14	225 / 30
	276.07	300.04	23.97	41	20	295 / 16
	328.13	347.05	18.92	43	17	306 / 8
SB4a/s	273.50	290.78	12.30	39	9	303 / 19
	341.96	389.30	33.50	38	25	283 / 9
	414.94	432.55	12.50	43	12	285 / 11

Kalkbankabfolgen enthalten kompetente Kalk(mergel)bänke, die während der duktilen Deformationen hauptsächlich von Boudinage und Durchaderung erfasst wurden. Auch als ganzes sind Kalkbankabfolgen mechanisch kompetenter als die einbettenden Tonmergel, so dass auch sie grossmassstäblich von Boudinage erfasst werden können. Die laterale Ausdehnung von Kalk(mergel)bänken und Kalkbankabfolgen ist im Kern nicht direkt beobachtbar, so dass sich die Herleitung der grösserräumigen Geometrie auf indirekte Methoden und konzeptuelle Annahmen stützen muss. Aus diesen Gründen wird sie in Kapitel 5.6.7 diskutiert.

4.6.4 Strukturen der spröden Verformung

Sowohl in den Bohrkernen als auch an den Aufschlüssen am Haldibach konnten spröde Strukturelemente in grosser Zahl beobachtet werden. Diese Strukturen wurden in der letzten Phase der Deformation der helvetischen Decken angelegt (Tab. 4.6-1) und sind somit von den älteren, duktilen Strukturen sowohl in ihrer Lage als auch in ihrer Ausdehnung stark beeinflusst worden (Reaktivierung bestehender Schwächezonen). Da spröde Strukturen zu einem Verlust der Gesteinskohäsion führen, sind sie für die heutige Wasserwegsamkeit von zentraler Bedeutung.

Terminologie

Die strukturgeologische Nomenklatur für die Gesteine am Wellenberg ist in HUBER & HUBER (1994b) diskutiert und illustriert. Diskontinuitäten im Gesteinsverband, deren Entstehung von niedrig-temperierter, bruchhafter Verformung des Gesteins herrührt, werden in allen Grössenbereichen als spröde Strukturen bezeichnet. Es gilt zu unterscheiden zwischen reinen Extensionsstrukturen (Klüfte, Risse, Adern) und Strukturen mit einer Scherkomponente ("Störungen"). Im Kern werden Diskontinuitäten als Klüfte bezeichnet, wenn positive Anzeichen einer Scherdeformation fehlen. Für Strukturen mit Scherkomponente werden als Funktion der Mächtigkeit verschiedene Begriffe verwendet:

MÄCHTIGKEIT	BEZEICHNUNG
< 0.1 m	Verschiebungsfläche
0.1 - 0.5 m	kleine Störung
0.5 - 10 m	grosse Störung ¹⁵
> 10 m	regionale Störung.

Da der Deformationsmechanismus aller Typen von Störungen Kataklase ist, wird der genetische Begriff "kataklastische Scherzone" synonym mit dem deskriptiven Term "Störung" verwendet.

Risse und Haarrisse (HARI)

Als Risse oder Haarrisse werden feine, < 1 mm mächtige Trennbrüche mit oft unregelmässigem Verlauf und rauher Oberfläche verstanden. Diese Kleinstrukturen, die den Kern wegen ihrer beschränkten Ausdehnung nicht vollständig durchtrennen, sind im Wirtgestein häufige Begleitstrukturen kataklastischer Scherzonen (Auflockerungszone, *fault damage zone*). Feinverzweigte Netzwerke von Rissen entlang kataklastischer Störungen wurden auch an den Haldibach-Aufschlüssen beobachtet.

Klüfte und Kluftsysteme (KLUF)

Eine Kluft ist ein annähernd ebener Trennbruch ohne erkennbare Scherkomponente. Klüfte im Sinn von reinen Weitungsstrukturen (s. Fig. 4.6-3a) sind im Wirtgestein als Einzelelemente eher selten¹⁶, d.h. entlang der grossen Mehrheit aller Diskontinuitäten lassen sich Spuren von Scherung feststellen (z.B. polierte Flächen, Rutschharnische). In den Bohrungen SB4a/v/s wurden 23 bzw. 14 Klüfte in die Struktur-Datenbank aufgenommen, was einem mittleren Abstand von 27 bzw. 48 m a.h. entspricht. Teilweise wurde gehäuftes Auftreten von Klüften in gewissen Abschnitten festgestellt (Kluftscha-

¹⁵ Umfasst die Kategorien "mittlere" und "grosse" Störungen in NAGRA (1993b).

¹⁶ Die strukturgeologische Auswertung des Kernmaterials der Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4 und SB6 erfolgte vor der endgültigen Festlegung der strukturgeologischen Terminologie durch HUBER & HUBER (1994b). Der Begriff "Kluft" wird in den entsprechenden Bohrstellenberichten wesentlich weiter gefasst als hier und bezeichnet teilweise jede Art von Diskontinuität im Gestein.



a.

Figur 4.6-3: Bohrkernfotos von spröden Strukturelementen.

- a. Diskordante Kluft ohne Füllung. SB4a/v 121.22 122.14 m.
 b. Verschiebungsflächen in einer tonmergeligen Partie (Pfeile). SB4a/v 522.85 523.81 m.
- c. Störung mit Fault breccia -Horizonten). SB4a/v, 170.66 173.34 m.

ren). Die Orientierung von Klüften ist nicht gut charakterisiert, es überwiegen aber zur Schieferung diskordante und teilweise steilstehende Klüfte.

Ausser den eben beschriebenen Einzelstrukturen sind Klüfte häufige Bestandteile kataklastischer Störungen (Auflockerungszone), wurden aber wegen der meist komplexen Geometrien und beschränkter Kernqualität nicht einzeln in die Datenbank aufgenommen.

In Oberflächenaufschlüssen des meist mechanisch kompetenteren Nebengesteins, insbesondere in den massiven Kalkformationen, sind Klüfte häufig. SCHNEIDER (1988b) hat im Untersuchungsgebiet zwei Kluftsysteme mit NNW-SSE-Streichen (System I) und mit ENE-WSW-Streichen (System II) unterschieden. In der Bohrung SB2, die über weite Strecken Nebengestein durchteuft hat, ist eine leichte Bevorzugung des Systems II beobachtet worden. Viele Klüfte haben aber steile bis subvertikale Raumlagen und werden deshalb in Vertikalbohrungen nicht oder in geringer Zahl erfasst.

Verschiebungsflächen (VSFL)

Verschiebungsflächen sind genetisch gesehen kleine kataklastische Bewegungszonen (Mächtigkeit < 0.1 m) und enthalten deutliche Spuren von Scherbewegung in Form von Gleitstriemung, Rutschharnischen oder teilweise dünne Lagen von Fault gouge (s. Fig. 4.6-3b). In den Bohrungen konnte beobachtet werden, dass die zweite Schieferung (s.o.) teilweise in Verschiebungsflächen übergeht bzw. von diesen spröd reaktiviert wird. Verschiebungsflächen sind entweder Einzelstrukturen oder Bestandteile grösserer Störungen. Oft reaktivieren sie dünne diskrete Scherzonen.

Fault breccia, Fault gouge (Kakirit/tektonische Brekzie, Gesteinsmehl; KAKI)

Fault breccias (tektonische Brekzien) sind unter spröden Bedingungen extrem deformierte Gesteine mit meist kantigen oder kantengerundeten Gesteinsfragmenten, eingebettet in einer feinkörnigen Matrix aus zerriebenem Gestein. Übersteigt der feinkörnige Anteil 70 %, spricht man von einer *Fault gouge* (Gesteinsmehl). Fault breccias/ gouges sind die kohäsionslosen zentralen Teile kataklastischer Scherzonen und haben den Grossteil der Scherdeformation aufgenommen. Ihr Vorkommen im Wirtgestein des Wellenbergs ist weitgehend auf tonmergelige und mergelige Lithologien beschränkt. Aufgrund ihrer Kohäsionslosigkeit sind sie sowohl am Aufschluss (Verwitterung) als auch im Bohrkern (Auswaschung¹⁷) teilweise nicht mehr nachzuweisen. Ihre Mächtigkeit im Bohrkern schwankt zwischen wenigen mm bis mehreren dm.

In den am Haldibach beobachteten kleinen Störungen sind mächtigere Fault breccias/gouges nur lokal beobachtbar (feine Fault gouge-Horizonte sind angesichts der Oberflächenverwitterung schwer zu erkennen). Fault gouge-Horizonte verzweigen und

¹⁷ Diesbezüglich hat das Dreifachkernrohr-Bohrverfahren, mit dem die Bohrungen SB4a/v/s abgeteuft worden sind, wesentliche Verbesserungen gebracht.

vereinigen sich immer wieder und können so ein sehr heterogenes Bild entlang einer Störung aufzeigen. Häufig kommen sie in Form von Linsen zwischen zwei sich verzweigenden Verschiebungsflächen vor. Die längste beobachtete Fault breccia ist 3 m lang und wird beidseitig vom Aufschluss begrenzt, die maximale Mächtigkeit beträgt 50 cm.



Figur 4.6-4: Ausschnitt der Karte von Aufschluss HB5 am Haldibach zur Illustration der Heterogenität von Störungen. Eine mächtige *Fault breccia-*Zone verengt sich und setzt sich als dünne diskrete Scherzone fort. Profil NW (links) - SE (rechts).

Störungen (kataklastische Scherzonen, STOE): Allgemeines

Störungen aller Grössen bestehen bei Betrachtung in der Handstückskala aus einem oder mehreren Fault breccia/gouge-Horizonten, Verschiebungsflächen und einem Begleitgefüge von Klüften und Rissen, die miteinander ein komplexes Netzwerk aufbauen (s. Fig. 4.6-3c). Zwischen diesen sich gegenseitig abwechselnden und verzweigenden Strukturelementen treten immer wieder wenig deformierte Gesteinspakete auf, was die Abgrenzung der Störungen im Kern erschwert. Störungen zeigen eine Tendenz, präexistente duktile Scherzonen zu reaktivieren. Zumindest in diesen Fällen ist zu erwarten, dass sie grösserräumig diesen Leitstrukturen folgen und damit etwa schieferungsparallel verlaufen (s. Fig. 4.6-1).

Am Haldibach konnte die Geometrie kleiner Störungen im m-dam-Massstab kartiert werden. Es zeigte sich deutlich, dass der interne Aufbau einer Störung sehr heterogen

und lateral variabel sein kann (Fig. 4.6-4). Schichtung und Schieferung sind häufig am Rande einer Störung mitgeschleppt und weisen auf den Bewegungssinn des Bruchs hin. Wenn auch keine detaillierte kinematische Analyse durchgeführt worden ist, finden sich Hinweise sowohl auf Abschiebungen wie auch auf Überschiebungen.

Kleine Störungen

Kleine Störungen (0.1 - 0.5 m mächtig) wurden nur in den Bohrungen SB4a/v/s im Detail studiert, ihre Verteilung ist in Tabelle 4.6-3 zusammengestellt. Es wurden in diesen Bohrungen im Wirtgestein 55 kleine Störungen identifiziert, was einem mittleren Abstand von 24 m a.h. entspricht.

Die Orientierung kleiner Störungen der Bohrungen SB4a/v/s ist in Tabelle 4.6-3 und Figur 4.6-1e dargestellt. Die Streuung der Daten ist recht gross, aber der Schwerpunkt ist weitgehend identisch mit demjenigen der Schieferung (flach nach NW fallend). Eine Mehrheit der kleinen Störungen ist zur Schieferung konkordant oder subkonkordant, es gibt aber auch nach S fallende, diskordante Flächen.

Grosse Störungen

Die Verteilung grosser Störungen (0.5 - 10 m mächtig) im Wirtgestein aller Bohrungen ist in Tabelle 4.6-4 gezeigt¹⁸, und Tabelle 4.6-5 fasst die Daten zusammen. Der mittlere Abstand grosser Störungen im Wirtgestein schwankt mehrheitlich zwischen ca. 30 und 40 m a.h., wobei die Bohrungen SB2 und SB4a/s mit mittleren Abständen um 90 m a.h. wesentlich weniger grosse Störungen durchteufen. Ein Vergleich der Tabellen 4.6-5 und 4.6-3 zeigt, dass grosse Störungen in den Bohrungen SB4a/v/s etwa halb so häufig sind wie kleine Störungen. Von den total 122 grossen Störungen haben rund ein Drittel wahre Mächtigkeiten von über 2 m.

Angesichts der kritischen Kern- und Logqualität im Bereich von Störungen konnte nur für einen Teil der Störungen die Orientierung bestimmt werden (Tab. 4.6-4). Die Bestimmung beruht auf der Messung der beiden Grenzflächen wie auch von prominenten Strukturen innerhalb der Störung. Die Daten sind in Figur 4.6-1f im Stereogramm dargestellt. Es zeigt sich, dass sowohl Schwerpunkt wie Verteilung grosser und kleiner Störungen sehr ähnlich sind, was angesichts der identischen genetischen Geschichte auch zu erwarten ist. Die Polverteilung grosser Störungen in Figur 4.6-1f zeigt eine deutliche Bevorzugung für NNW bis NW- einfallende Flächen. Eine kleine Häufung von Raumlagen ist für Fallazimute zwischen SSE bis SSW feststellbar. Die Fallwinkel liegen mehrheitlich im Bereich 20 - 60°.

¹⁸ Die Charakterisierung von Störungen ist bei kleinem Kerndurchmesser erschwert. Die Tabelle enthält daher nur Strecken, die mit einem Kerndurchmesser > 60 mm gebohrt worden sind. Somit bleiben die tiefen Partien der Bohrungen SB1 und SB3 hier unberücksichtigt.

Angesichts der kritischen Kern- und Logqualität im Bereich von Störungen konnte nur für einen Teil der Störungen die Orientierung bestimmt werden (Tab. 4.6-4). Die Bestimmung beruht auf der Messung der beiden Grenzflächen wie auch von prominenten Strukturen innerhalb der Störung. Die Daten sind in Figur 4.6-1f im Stereogramm dargestellt. Es zeigt sich, dass sowohl Schwerpunkt wie Verteilung grosser und kleiner Störungen sehr ähnlich sind, was angesichts der identischen genetischen Geschichte auch zu erwarten ist. Die Polverteilung grosser Störungen in Figur 4.6-1f zeigt eine deutliche Bevorzugung für NNW bis NW- einfallende Flächen. Eine kleine Häufung von Raumlagen ist für Fallazimute zwischen SSE bis SSW feststellbar. Die Fallwinkel liegen mehrheitlich im Bereich 20 - 60°.

	SB4a/v								
TEUFENI	NTERVALL	FALLA	ZIMUT	FALLV	VINKEL	MÄCHT	IGKEIT		
von	bis	Obergrenze	Untergrenze	Obergrenze	Untergrenze	a.h.	wahr		
[m]	[m]	[m]	[m]	[°]	[°]	[m]	[m]		
153.52	153.68	243	243	10	10	0.16	0.16		
170.98	171.11	320	310	40	45	0.13	0.09		
179.66	179.88	(003)	223	(27)	28	0.22	0.19		
209.78	210.00	-	040	-	33	0.22	0.18		
296.13	296.61	(120)	345	(30)	25	0.48	0.44		
313.38	313.60	074	055	24	35	0.22	0.19		
331.17	331.48	(180)	080	(25)	45	0.31	0.22		
339.51	339.84	343	329	24	35	0.33	0.29		
353.10	353.28	322	322	50	50	0.18	0.12		
399.82	400.10	350	020	37	35	0.28	0.23		
430.47	430.78	180	128	35	29	0.31	0.26		
444.31	444.80	-	233	-	79	0.49	0.09		
458.07	458.39	314	320	31	35	0.28	0.23		
503.39	503.55	339	-	56	•	0.16	0.09		
508.59	508.80	344	345	44	47	0.21	0.15		
511.87	512.28	228	211	16	10	0.41	0.40		
513.12	513.28	325	325	60	68	0.16	0.07		
530.54	530.90	340	332	72	58	0.36	0.15		
531.27	531.46	353	324	53	38	0.19	0.13		
535.89	536.21	314	294	43	48	0.32	0.23		
567.72	567.95	210	213	39	41	0.23	0.18		
569.40	569.80	306	220	18	30	0.40	0.36		
603.56	603.90	190	200	75	75	0.34	0.09		
623.28	623.70	155	175	60	38	0.42	0.27		
633.96	634.12	329	302	33	49	0.16	0.12		
647.27	647.52	309	(209) .	61	(14)	0.25	0.13		
649.53	649.97	249	244	52	29	0.44	0.34		
680.80	681.00	160	160	35	35	0.20	0.16		
708.48	708.98	153	159	13	24	0.50	0.48		

Tabelle 4.6-3: Lage, Orientierung und Mächtigkeit kleiner Störungen (Mächtigkeit 0.1 - 0.5 m) in den Bohrungen SB4a/v/s

	SB4a/s									
Teufeni	intervall	FALLA	ZIMUT	FALLV	VINKEL	MÄCHTIGKEIT				
von	bis	Obergrenze	Untergrenze	Obergrenze	Untergrenze	a.h.	wahr			
[m]	[m]	[°]	[°]	[°]	[°]	(m)	[m]			
193.40	193.50	-	_	-	-	0.23	-			
235.97	236.51	188	187	66	11	0.54	0.35			
246.26	247.01	11	356	28	46	0.75	0.63			
253.32	253.65	329	356	25	46	0.33	0.32			
304.33	304.48	319	303	31	33	0.15	0.10			
350.50	350.75	310	290	34	16	0.25	0.17			
354.61	354.80	271	245	7	3	0.19	0.14			
378.92	379.33	176	331	28	7	0.41	0.31			
384.69	384.83	267	313	15	31	0.14	0.11			
411.49	411.80	214	299	12	33	0.31	0.22			
453.68	453.92	149	78	19	6	0.24	0.18			
503.17	503.38	291	313	58	49	0.21	0.17			
504.10	504.53	330	328	39	57	0.43	0.36			
514.34	514.52	323	-	47	-	0.18	0.11			
564.00	564.25	152	-	12	-	0.25	0.16			
598.75	599.21	295	300	62	29	0.46	0.32			
613.00	613.13	122	180	11	39	0.13	0.10			
614.39	615.05	153	245	9	7	0.66	0.45			
615.66	616.08	290	329	23	37	0.42	0.37			
616.82	616.95	184	157	54	13	0.13	0.10			
658.60	658.75	288	173	20	13	0.15	0.12			
665.06	665.45	164	180	21	40	0.39	0.28			
798.25	798.46	-	-	-	-	0.21	-			
806.80	807.13	-	-	-	-	0.33	-			
823.15	823.72	331	1	66	30	0.57	0.41			
840.28	840.47	289	327	37	33	0.19	0.17			

Orientierungsangaben in Klammern sind unsicher, bei "-" fehlen sie.

Schon nach dem Abteufen der Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4 und SB6 der Untersuchungsphase I war auffallend, dass keine steilstehenden Störungen durchörtert wurden. Die Vermutung lag nahe, dass mit der subvertikalen Lage der Bohrungen steilstehende Flächen nur schwer erfasst werden konnten. Ein Ziel der Schrägbohrung SB4a/s (Azimut 65°, Neigung 45°) der Untersuchungsphase II war daher die Erfassung steilstehender Strukturen. Doch auch diese Bohrung zeigte nur Störungen mit Fallwinkel < 70°. Einzig aus der Reflexionsseismik (Fig. A2.1-1) und geologischen Beobachtungen aus den Nebengesteinen ergeben sich gewisse indirekte Hinweise auf steilstehende Störungen (s. nächster Abschnitt *Regionale Störungen* und Kap. 4.7.4) Tabelle 4.6-4: Lage, Orientierung und Mächtigkeit grosser Störungen (Mächtigkeit 0.5 -10 m) in allen Bohrungen. In Fällen, wo die Orientierung nicht rekonstruiert werden konnte, sind die am Kern gemessenen Fallwinkel angegeben. (WG = Störung im Wirtgestein)

SB1								
	Tiefe		Raumlage gem	äss Abwicklung	geschätzter	Mächtigkeit	wahre	
	along hole		Fallazimut	Fallwinkel	Fallwinkel	along hole	Mächtigkeit	
	[m]		[°]	[°]	[°]	[m]	[m]	
WG	55.0 - 59.4	1)]		60	4.4	2.2	
WG	63.3 - 75.1	1)	320	45		11.8	8.3	
WG	77.6 - 90.3	1)	315	48		12.7	8.5	
WG	101.3 - 102.2		335	45		0.9	0.6	
WG	112.4 - 115.3		350	55		2.9	1.7	
WG	154.2 - 155.7				35	1.5	1.2	
WG	170.7 - 172.4		040	45		1.7	1.2	
WG	183.1 - 185.2		240	40		2.1	1.6	
WG	194.1 - 198.0		330	45		3.9	2.8	
WG	203.5 - 206.6		330	60		3.1	1.6	
WG	258.6 - 262.2		050	40		3.6	2.8	
WG	268.4 - 269.8				70	1.4	0.5	
WG	282.5 - 284.3		350	60		1.8	0.9	
WG	287.5 - 292.1		350	65		4.6	1.9	
WG	317.5 - 322.9		280	40		5.4	4.1	
WG	337.3 - 340.8		090	30		3.5	3.0	
WG	352.8 - 355.5		330	45		2.7	1.9	
WG	385.5 - 387.7		330	33		2.2	1.8	
WG	408.9 - 410.4		005	50		1.5	1.0	
WG	554.4 -555.3		340	38		0.9	0.7	
WG	646.2 - 651.0				70	4.8	1.6	
WG	658.9 - 662.5				60	3.6	1.8	
WG	688.7 - 691.7				50	3.0	1.9	
WG	699.4 - 703.8				65	4.4	1.9	
WG	712.4 - 714.5				45	2.1	1.5	
WG	724.1 - 727.8				45	3.7	2.6	
WG	806.9 - 812.8		320	40		5.9	4.5	
WG	815.7 - 819.1				65	3.4	1.4	
WG	822.9 - 830.6				50	7.7	4.9	
WG	847.8 - 850.8				60	3.0	1.5	
WG	884.5 - 891.2		325	50		6.7	4.3	
WG	898.3 - 899.0		270	20		0.7	0.7	
WG	965.0 - 968.2		320	35		3.2	2.6	
WG	1026.4 - 1028.8				45	2.4	1.7	

1)

eventuell Störungen 55.0 - 90.3 m zusammenfassen

	SB2									
	Tiefe	Raumlage gem	iäss Abwicklung	geschätzter	Mächtigkeit	wahre				
	along hole	Fallazimut	Fallwinkel	Fallwinkel	along hole	Mächtigkeit				
	[m]	[°]	[°]	[°]	[m]	[m]				
	185.4 - 187.9	330	52		2.5	1.5				
WG	672.1 - 673.3	350	45		1.2	0.8				
	901.3 - 904.5	175	50		3.2	2.1				
	1078.7 - 1080.0	140	45		1.3	0.9				
WG	1499.7 - 1501.3			30	1.6	1.4				
WG	1593.9 - 1597.4			35	3.5	2.9				
WG	1661.9 - 1664.4			20	2.5	2.3				

			SB3			
	Tiefe	Raumlage gem	äss Abwicklung	geschätzter	Mächtigkeit	wahre
	along hole	Fallazimut	Fallwinkel	Fallwinkel	along hole	Mächtigkeit
	[m]	[°]	[°]	[°]	[m]	[m]
WG	219.9 - 222.2			45	2.3	1.6
WG	266.8 - 270.6	300	40		3.8	2.9
WG	318.7 - 320.0			45	1.3	0.9
WG	324.0 - 325.6			45	1.6	1.1
WG	327.8 - 331.6	285	75		3.8	1.0
WG	348.8 - 350.9	045	50		2.1	1.3
WG	358.6 - 366.0	300	72		7.4	2.3
WG	382.5 - 384.5			30	2.0	1.7
WG	449.7 - 451.4			50	1.7	1.1
WG	455.5 - 460.8	320	60		5.3	2.7
WG	478.2 - 480.8	290	50		2.6	1.7
WG	484.9 - 488.3	270	40		3.4	2.6
WG	521.1 - 523.9	330	50		2.8	1.8
WG	527.1 - 528.6			45	1.7	1.2
WG	539.4 - 540.9	310	35		1.5	1.2
WG	551.3 - 553.5			65	2.2	0.9
WG	592.2 - 596.4	310	45		4.2	3.0
WG	600.2 - 603.4	170	40		3.2	2.5
WG	610.3 - 614.0	315	55		3.7	2.1
WG	628.6 - 630.2	290	60		1.6	0.8
WG	636.9 - 638.8	300	65		1.9	0.8
WG	651.1 - 653.3	350	60		2.2	1.1
WG	699.5 - 706.2	290	55		6.7	3.8
WG	715.8 - 717.4	310	50		1.6	1.0
WG	744.4 - 751.1	320	65		6.7	2.8
WG	825.8 - 826.9	310	40		1.1	0.8
WG	856.6 - 858.4	310	40		1.8	1.4
WG	859.3 - 863.3	320	57		4.0	2.2
WG	887.6 - 888.5			35	0.9	0.7
WG	969.0 - 971.3			40	2.3	1.8
WG	973.8 - 976.2			60	2.4	1.2
WG	1011.4 - 1017.4			45	6.0	4.2
WG	1085.8 - 1092.9	210	40		7.1	5.4
WG	1098.5 - 1100.3			45	1.8	1.3

SB4										
	Tiefe	Raumlage gem	äss Abwicklung	Mächtigkeit	wahre					
	along hole	Fallazimut	Fallwinkel	along hole	Mächtigkeit					
	[m]	[°]	[°]	[m]	[m]					
WG	187.9-190.4	340	43	2.5	1.8					
WG	192.3-198.5	344	61	6.2	3.0					
WG	201.7-209.0	005	30	7.3	6.3					
WG	224.4-227.4	327	64	3.0	1.3					
WG	233.5-234.8	171	34	1.3	1.1					
WG	238.7-241.4	166	49	2.7	1.8					
WG	271.2-272.6	310	54	1.4	0.8					
WG	275.4-280.1	010	26	4.7	4.2					
WG	282.2-283.6	317	35	1.4	1.1					
WG	361.3-363.7	246	36	2.4	1.9					
WG	406.2-408.9	321	42	2.7	2.0					
WG	421.5-422.4	206	32	0.9	0.8					
WG	504.2-505.9	160	19	1.7	1.6					
WG	510.7-512.1	336	70	1.4	0.5					
WG	549.4-550.0	339	38	0.6	0.5					
WG	570.7-572.1	280	28	1.4	1.2					
WG	637.1-638.1	187	34	1.0	0.8					

SB4a/v										
	Tiefe		Raumlage gem	äss Abwicklung	Mächtigkeit	wahre				
	along hole		Fallazimut	Fallwinkel	along hole	Mächtigkeit				
	[m]		[°]	[°]	[m]	[m]				
WG	116.90-118.20		300	60	1.30	0.65				
WG	128.57-129.60		235	52	1.03	0.63				
WG	172.47-173.17		260	40	0.70	0.54				
WG	273.98-278.06	3)	320	60	4.08	2.04				
WG	302.84-305.58	4)	025	65	2.74	1.16				
WG	373.54-379.56	5)	355	60	6.02	3.01				
WG	394.49-395.09		275	32	0.60	0.51				
WG	421.58-426.20		330	45	4.62	3.27				
WG	427.04-427.65		275	30	0.61	0.53				
WG	428.41-429.24		330	20	0.83	0.78				
WG	440.54-441.70		315	38	1.16	0.91				
WG	445.27-446.47		250	35	1.20	0.98				
WG	461.60-466.62	6)	220	35	5.02	4.11				
WG	468.28-472.53	7)	320	25	4.25	3.85				
WG	481.03-481.79		275	20	0.76	0.71				
WG	485.51-487.74		295	50	2.23	1.43				
WG	490.86-492.99	8)	320	25	2.13	1.93				
WG	516.25-523.72	9)	310	40	7.47	5.72				
WG	621.47-622.50		285	40	1.03	0.79				
WG	720.70-723.30	10)	180	55	2.60	1.49				

3)

4) 5) 6) 7) 8) 9) 10)

275.95 - 276.88 m weniger deformiert 303.65 - 304.64 m weniger deformiert oberer Randbereich mit KAKI/VSFL ab 369.85 m 461.72 - 462.57 m und 465.41 - 466.39 m weniger deformiert Verband von 1 - 3 dm mächtigen KAKI und VSFL 492.04 - 492.75 m weniger deformiert STOE mit 5 Teilzonen 720.96 - 721.60 m weniger deformiert

	SB4a/s										
	Tiefe		Raumlage gem	äss Abwicklung	Mächtigkeit	wahre					
	along hole		Fallazimut	Fallwinkel	along hole	Mächtigkeit					
	[m]		[°]	[°]	[m]	[m]					
WG	352.59-353.54		359	20	0.95	0.52					
WG	525.28-527.61		308	61	2.33	1.42					
WG	579.33-580.45		194	68	1.12	0.72					
WG	581.46-597.64	2)	290	55	16.18	12.02					
WG	618.42-625.95		190	65	7.53	4.32					
WG	753.91-754.87		170	17	0.96	0.68					
WG	764.29-765.00		260	17	0.71	0.61					
WG	842.88-843.54		265	23	0.66	0.53					

2) 3 Störungen mit unterschiedlichen Raumlagen

SB6									
Tiefe		Raumlage gem	Raumlage gemäss Abwicklung		Mächtigkeit	wahre			
along hole		Fallazimut	Fallwinkel Fallwinkel		along hole	Mächtigkeit			
	[m]	[°]	[°]	[°]	[m]	[m]			
WG	299.6-301.8			50	2.2	1.4			
WG	311.6-316.9	340	50		5.3	3.5			
ŴG	346.2-349.0			50	2.8	1.8			
WG	358.4-361.0	350	30		2.6	2.3			
WG	385.1-386.2			40	1.1	0.8			

Tabelle 4.6-5:	Grosse Störungen	: Zusammenfassung	der Daten.
			1

Bohrung	SB1	SB2	SB3	SB4	SB4a/v	SB4a/s	SB6
Ausgewertete Fels- strecke im Wirtgestein [m]	1044.0	359.3	907.2	641.0	630.6	679.3	167.8
Teufenbereich [m]	50.3-1094.3	602.4-755.0 1496.8-1703.5	199.1-1106.3	116.6-757.6	104.4-735.0	178.9-858.2	262.8-430.6
Anzahl Störungen	34	4	34	17	20	8	5
Summe Mächtigkeit [m a.h.]	127.2	8.8	104.7	42.6	50.4	30.4	14.0
Summe wahre Mächtigkeit [m]	81.4	7.4	63.1	30.9	35.1	20.8	9.8
Mittlerer Abstand der Störungen [m a.h.]	31	90	27	38	32	85	34

Regionale Störungen

Die Erkundung regionaler und damit auch weit ausgedehnter Störungen im Wirtgestein ist derzeit mit Unsicherheiten behaftet. Die direkte Information stammt zum grossen Teil aus den kalkigen Nebengesteinen, die aber ein vom inkompetenten Wirtgestein verschiedenes Bruchverhalten zeigen. So wurde z.B. im Gebiet des Pragelpasses beobachtet, dass sich eine in den Kalken des Nebengesteins klar abgrenzbare, diskrete Störung in ihrer Fortsetzung in der Palfris-Formation in zahlreiche kleine, vernetzte Realität zu verstehen.

Bruchflächen mit geringen Verschiebungsbeträgen verästelt (BURGER 1985). Insofern sind Extrapolationen von Beobachtungen aus dem Nebengestein ins Wirtgestein eher als Studien konservativer Fallvarianten und nicht als gut belegte Darstellungen der

Eine regionale Störung kann aufgrund der Kartierung der beiden Flanken des Engelbergertals postuliert werden, wenn sie auch nicht direkt beobachtet werden kann. In der Gegend um Dallenwil lässt sich eine Verschiebung der Strukturen auf der Ostseite um ca. 700 m gegen Norden relativ zur anderen Talflanke vermuten (SCHNEIDER 1988b). Ein entsprechender Verschiebungsbetrag ist aber weiter südlich im Gebiet zwischen Grafenort und Engelberg nicht mehr nachweisbar. Grosse Unterschiede im Deckenbau beidseits der Engelberger Aa machen eine eindeutige Zuordnung von Fixpunkten (z.B. Faltenumbiegungen) hier unmöglich.

Gewisse Anzeichen bestehen für die Existenz einer regionalen Störung entlang des Secklis Bachs, bei denen es sich um Beobachtungen in der Axen-Decke (Gegend südlich von "Fellberg") und in der Drusberg-Decke (Gegend der "Unteren Brändlen") handelt. In beiden Gebieten sind in der geologischen Detailkartierung Scharen paralleler Störungen kartiert worden. Eine die beiden Aufschlussgebiete verbindende regionale Störungszone ("Oberrickenbacher Störung") würde mit einem Streichen von ca. 340 Grad, ungefähr parallel zum Secklis Bach, durch das Wirtgestein ziehen. Die quartäre Bedeckung verhindert aber einen eindeutigen Nachweis. Auch die Bohrung SB1 liefert keinerlei Hinweise, die die Existenz dieser Störung parallel zum Secklis Bach stützen würden.

In der Bohrung SB1 wurde im Intervall 55 - 90 m eine sehr stark gestörte Kernstrecke beobachtet. Die Orientierung von Scherflächen in diesem Abschnitt schwankt im Bereich 300 - 340 / 45 - 60. Eine lineare Extrapolation zur Bohrung SB3 liefert eine Intersektion bei ca. 860 m Bohrtiefe. Da im Bereich 856 -863 m der Bohrung grosse Störungen festgestellt wurden, lässt sich eine Verbindung zumindest nicht ausschliessen.

Verschiedene mächtige Störungszonen sind im Quintner-Kalk der Axen-Decke an der Nordflanke der Walenstöcke aufgeschlossen. Eine an der Lokalität "Gross Chälen" (ca. 1790 m ü.M, östlich Spissegg) untersuchte Störungszone kann aufgrund morphologischer Kriterien nach Süden gegen den Rigidalstock und möglicherweise weiter bis ans "End der Welt" (Lokalität NE Engelberg) über mehrere km verfolgt werden. In ihrem südlichen Teil entspricht die Störungszone einer von SPÖRLI (1966) als Blattverschiebung interpretierten Störung. Von der "Gross Chälen" gegen Norden kann die Störungszone nur bis zum Rand der Rutschmasse von Altzellen verfolgt werden (frontaler Bereich der Axen-Decke zwischen Firnhütt und Spiessegg, Schnuerwald). Nördlich der Rutschmasse treten am Westgrat des Wellenbergs (Bättelrütiwald) mehrere subparallele Störungen im Kieselkalk der Drusberg-Decke auf, die möglicherweise die Fortsetzung der beschriebenen Störungszone sind (s. Kap. 4.7.4). Im gleichen Gebiet zeigen die reflexionsseismischen Daten eine Häufung von Phasensprüngen (Versatz von Reflektoren). Aufgrund der schlechten Datenqualität ist eine eindeutige Aussage aber nicht möglich (GRAF & ROTH 1996).

Wenn auch die Evidenz im engeren Gebiet Wellenberg spärlich ist und namentlich direkte Beobachtungen im Wirtgestein fehlen, kann die Existenz von regionalen Störungen nicht ausgeschlossen werden und wird somit als Variante für das hydrogeologische Regionalmodell berücksichtigt.

4.7 Das geologische Standortmodell

Das Standortmodell ist eine deterministische, geometrische Darstellung der grossräumigen geologischen Verhältnisse am Wellenberg. Es beinhaltet die Geometrie des Wirtgesteins und der umrahmenden Nebengesteine sowie die Lage bekannter oder vermuteter grosser bzw. regionaler Störungen im Untersuchungsgebiet. Das Standortmodell beruht auf den Untersuchungsergebnissen der Bohrungen, den geologischen Untersuchungen an der Oberfläche (geologische Kartierung, Detailstudien etc.) sowie der seismischen Kampagnen. Benötigt wird das Standortmodell hauptsächlich als Basis für die grossräumige hydrodynamische Modellierung (hydrogeologisches Regionalmodell), in dem die grossräumigen Strukturen deterministisch einfliessen. Strukturen auf kleinerem Massstab sind einerseits zu klein und andererseits in einem deterministischen Modell nicht zu charakterisieren, da ihre genaue Lage und Verteilung nicht im ganzen Modellblock bekannt sind. Der Beitrag dieser kleineren Strukturen zur Durchlässigkeit einer geologischen Einheit wird im hydrogeologischen Regionalmodell mit der Näherung eines äquivalenten porösen Mediums berücksichtigt, was im grossen Untersuchungsmassstab gerechtfertigt ist.

Das Standortmodell wird zudem zur Abklärung von sicherheitstechnischen Aspekten (z.B. Grösse des Wirtgesteinsblocks und damit eine Abschätzung der minimalen Länge des Fliesspfads innerhalb des Wirtgesteins vom Endlager ins Nebengestein oder in die nächste regionale Störung) sowie bautechnische Fragestellungen (z.B. geologische Verhältnisse im Bereich des Zufahrtsstollens) benötigt. Weiter fliesst die Information über die grossräumige Verteilung der geologischen Einheiten ins Explorationskonzept ein (z.B. Planung neuer Bohrungen oder Stollen).

Das geologische Standortmodell beschreibt die aus heutiger Sicht bevorzugte Hypothese in einer Serie von Quer- und Längsprofilen durch das Untersuchungsgebiet (Beilage 4.7-1a bis d) sowie durch drei Horizontalschnitte (Beilage 4.7-1e), die im Massstab 1:25'000 dargestellt sind. Die Profilreihe umfasst 9 Querprofile mit parallelen Spuren (Streichen 335 Grad) und ein Längsprofil (Streichen 245 Grad). Die für die Profilkonstruktionen verwendete Projektionsrichtung beträgt 240 / 04 (Fallazimut / Fallwinkel) und entspricht einer allgemeinen mittleren Raumlage der Grossfaltenachsen. In Wirklichkeit beschreiben aber die Faltenachsen einen Bogen von WSW nach SW über das weitere Untersuchungsgebiet hinweg (Kap. 4.7.1).

Das Profil D-D' mit einer Spur ungefähr entlang des Eggeligrats (Beilage 4.7-1b) wurde gewählt, um projektrelevante Varianten des tektonischen Modells darzustellen (z.B. Fig. 4.7-6). Die Projektion aller Bohrungen auf die Ebene dieses Sammelprofils führt bei grossen Projektionsdistanzen (z.B. Bohrung SB6 mit einem Abstand von rund 2.3 km) zu beträchtlichen Verzerrungen. Wegen der erwähnten Richtungsänderung der Grossfaltenachsen wurden für das Sammelprofil unterschiedliche Projektionsachsen mit Durchschnittswerten von 245 / 04 (SB4), 240 / 04 (SB1, SB3 und SB6) und 235 / 04 (SB2) benutzt.

Das Untersuchungsgebiet und damit das geologische Standortmodell liegt in der Kontaktzone zwischen der Axen- und Drusberg-Decke und wird durch die folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut:

- Die tertiären und kretazischen Einheiten der nördlichsten Axen-Decke,
- die Drusberg-Decke s.l. mit den überschobenen Sinsgäu-Einheiten (Kap. 4.5.2),
- die in subhelvetischer Stellung stehende "Wissberg-Scholle" (Kap. 4.7.2) und
- das Parautochthon (Nordhelvetischer Flysch).

Diese tektonischen Einheiten werden durch die tektonisch stark durchbewegten Mélangezonen getrennt.

Mélangezonen bzw. Mélangekomplexe sind selbständige tektonische Einheiten und sind mit Überschiebungen von Decken und Teildecken verbunden (Kap. 4.6.2). Eine Unterteilung der in den Bohrungen am Wellenberg durchteuften Mélangezonen war auf der Basis ihrer lithologischen Zusammensetzung (Kap. 4.2.4) nicht möglich. Die Ausnahme bilden die Mélanges in den Bohrungen SB1 und SB3 unter dem tektonischen Äquivalent der "Wissberg-Scholle", die Komponenten des liegenden Nordhelvetischen Flyschs enthalten. Eine Trennung wurde aufgrund ihrer Stellung bezüglich der helvetischen Hauptschubmasse vorgenommen: *Interhelvetische Mélanges* kommen innerhalb des helvetischen Deckenkomplexes vor; im Untersuchungsgebiet haben sie Stellungen im Bereich des Deckenkontakts zwischen Axen- und Drusberg-Decke und zwischen den Sinsgäu-Einheiten (Kap. 4.2.2). Mélanges, die unter der helvetischen Hauptschubmasse auftreten, werden als *infrahelvetische Mélange-Einheiten* bezeichnet, so auch die die "Wissberg-Scholle" umgebenden Mélanges. Die tektonische Stellung aller Mélanges geht aus den strartigraphischen Profilen der Beilage A3-1 hervor.

Die folgenden Nagra Internen Berichte bilden die Grundlage für dieses Kapitel: ALBERT et al. (1995), GÜBELI (1994a), HUBER & HUBER (1994a, 1997), HUBER &HUBER & GÜBELI (1994), MAZUREK et al. (1994), ROTH et al. (1994), SCHLANKE & GÜBELI (1995), SCHLANKE (1997).

4.7.1 Grossräumiger Faltenbau im Untersuchungsgebiet

Die geometrische Begrenzung des geologischen Standortmodells (Beilagen 4.7-1a bis e) wird im Süden durch den Faltenbau der Axen-Decke und im Norden durch denjenigen der Kalke der Drusberg-Decke bestimmt. Bevor man auf das eigentliche geologische Standortmodell eingeht, muss daher der Faltenbau der Axen- und Drusberg-Decke im Untersuchungsgebiet besprochen werden.

Beim Transport der helvetischen Decken (Start vor ca. 40 Millionen Jahren, s. Fig. 4.5-1) konnte sich wegen der leicht unterschiedlichen Transportdistanzen keine einfache zylindrische Faltengeometrie ausbilden. Während des Transports und der dabei mehrphasigen tektonischen Überprägung der Decken kam es durch lokale Stauchungs- und Dehnungsprozesse zur Bildung von zahlreichen Dehnungsstrukturen (Blattverschiebungen, Abschiebungen, Boudinage etc.) und im grösseren Massstab zur Anlage von Kulminationen (vgl. Kulmination über dem Urnersee, SCHNEIDER 1988a), die zu grösseren Abweichungen in der Orientierung der Grossfaltenachsen führten.

Für das weitere Untersuchungsgebiet gehen MILNES & KOESTLER (1994) modellhaft von einer ebenen Verformung aus, d.h. dass in Richtung der regionalen Faltenachse keine Streckung stattfindet. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass diese Annahme eine zu grosse Vereinfachung darstellt. Die Grossfaltenachsen beschreiben im Untersuchungsgebiet einen Bogen, was lokal zu Dehnungsstrukturen führt. Im kleineren Massstab haben die Untersuchungen am Haldibach gezeigt, dass die Faltenachsen sehr wechselhafte Raumlagen haben und nicht in einfacher Weise mit der Transportrichtung der Decken zusammenhängen.

Während der Grossfaltenbau im Gebiet zwischen Urnersee und Sinsgäuer Schonegg einen quasi-zylindrischen Faltenbau zeigt (FICHTER 1934), der relativ einfach interpretiert und über grössere Strecken korreliert werden kann, haben die Faltenformen auf beiden Seiten des Engelbergertals eine kompliziertere Geometrie. Die Existenz von aus Faltenumbiegungen herausgescherten Schuppen beidseits der Engelberger Aa ist ein Beispiel für die stärkere Tektonisierung im Westen. Die Ursache der komplexeren Struktur hängt teilweise mit dem bogenartigen Deckenbau zwischen Urnersee und Engelbergertal zusammen. Eine markante Richtungsänderung im Streichen der Grossfalten der Axen-Decke ist in der "tektonischen Karte der Urirotstock-Gruppe" von SPÖRLI (1966; Tafel 1) dokumentiert ("untere Teilantiklinalen des Axen-Südlappens" und "südlichste Synklinale der Rimistock-Digitation"). Zwar hat MENKVELD (1995) in seinen Untersuchungen keine Beweise für diese Interpretation gefunden: "Die Walenstock-Einheit beschreibt auch, anders als SPÖRLI (1966) meint, keineswegs einen einfachen Faltenbogen". MENKVELD stellt aber weiter fest: "Die einzelnen Grossfalten der Walenstock-Einheit beschreiben aber zum Teil tatsächlich einen Bogen, in Zusammenhang mit der äusserst azylindrischen Verformungsgeschichte der Walenstock-Einheit".

Faltenbau der Drusberg-Decke

Eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse der Oberflächenuntersuchungen in den Standortgebieten Oberbauenstock und Wellenberg erfolgte in der regionalen Strukturstudie (SCHNEIDER 1988a). In dieser Studie sind für das Gebiet zwischen Urnersee und Engelberger Aa Mittelwerte für die mittleren Raumlagen von Grossfalten der Drusberg-Decke aufgeführt. Mit der Erweiterung der Detailkartierung (Beilage A1.1-1) wurde diese Datenbasis über die Engelberger Aa hinweg ergänzt. Eine Übersicht über die ermittelten mittleren Raumlagen der Grossfaltenachsen gibt die Tabelle A1.1-1. Die Messdaten der Detailkartierung zeigen, dass mit Ausnahme der Synklinale der Mulde III / IV alle Grossfaltenachsen der Drusberg-Decke auf der Westseite des Engelbergertals gegenüber ihrer Orientierung weiter östlich deutlich nach Südwesten verdreht sind.

In Figur 4.7-1 sind die Grossfalten der Drusberg-Decke zwischen Urnersee und Melchtal skizziert und die allgemein gebräuchlichen Bezeichnungen zusammengestellt.



Figur 4.7-1: Schema des Faltenbaus der Drusberg-Decke. Kursiv: Bezeichnungen der Grossfalten nach MENKVELD (1995)

Faltenbau der Axen-Decke

Entsprechend sind die im weiteren Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Grossfalten der Axen-Decke mit den gebräuchlichen Bezeichnungen in Figur 4.7-2 zusammengefasst. Südlich der Walenstöcke definiert SPÖRLI die Rimistock-Digitation der Axen-Decke. Zwischen den Aufschlüssen der Rimistock-Digitation und der Stirnregion der Axen-Decke südlich des Untersuchungsgebietes vermutet SPÖRLI eine tektonisch eigenständige "Stoffelberg-Scholle", deren Geometrie allerdings in seinen Profilen nicht dargestellt ist. MENKVELD (1995) interpretiert die Stoffelberg-Scholle als unterste aufgeschlossene Antiklinale einer "Scheideggstock-Einheit". Da das Gebiet der "Stoffelberg-Scholle" (unterhalb ca. 1500 m ü.M.) schlecht aufgeschlossen ist, wird im Standortmodell von der einfachsten Interpretation ausgegegangen: Das Grossfaltenpaar unter der Walegg wird als Stirnpartie der Rimistock-Digitation interpretiert.

Die beiden unterhalb der Walegg aufgeschlossenen Grossfalten der Axen-Decke im Abschnitt zwischen Secklis Bach und Engelberger Aa werden von verschiedenen Autoren (u.a. ARBENZ 1918, SPÖRLI 1966, MENKVELD 1995) tektonisch zum Axen-Südlappen gerechnet. Mit der Existenz eines Südlappens wäre an seiner Nordseite ein tektonisches Äquivalent der Axenmätteli-Zone zu erwarten. MILNES (1993) hat diese Grossstruktur in Form einer mächtigen, steil einfallenden, duktilen Scherzone dargestellt. Die Diskussion dieser Interpretation erfolgt bei der Beschreibung der Südgrenze des Wirtgesteins in Kapitel 4.7.2.

Die Auswertung der Bohrungen SB4 und SB4a/v/s hat gezeigt, dass die Annahme einer relativ einfachen, zylindrischen Faltengeometrie im Stirnbereich der Axen-Decke nicht zutrifft. Die Geometrie des Tertiäranteils der Fellberg-Antiklinale deutet darauf hin, dass diese Falte tektonisch ausgelängt wurde und heute annähernd die Form eines spitz gegen Norden zusammenlaufenden Keils hat. Für die Prognose der Faltenform der darunterliegenden Fellboden-Antiklinale fehlen hingegen schlüssige Daten.



Figur 4.7-2: Schema des Faltenbaus der Axen-Decke. Bezeichnungen der Grossfalten nach MENKVELD (1995)

Grossfalten in den Sondierbohrungen

Grossfalten in den Sondierbohrungen können nur aufgrund von Wechseln in der Raumlage der Schichtung/Schieferung und/oder der symmetrischen Verteilung von petrophysikalischen Parametern in den Logs auf Falten mit Wellenlängen und Amplituden im Bereich vieler m festgelegt werden. Für eine eindeutige Festlegung und Beschreibung der Falten müssen sedimentologische Daten (normale oder inverse Lagerung der Schichten), Raumlagedaten der Schichtung/Schieferung, Asymmetrien der Kleinfalten und geophysikalisch identifizierte Symmetrien der petrophysikalischen Parameter hinzugezogen werden. Eine Übereinstimmung aller Parameter kann in keinem grösseren Abschnitt der Sondierbohrungen festgestellt werden. Ursache dieser mangelnden Übereinstimmung ist die starke und mehrphasige Tektonisierung des Wirtgesteins. Die mehrphasige Verformung der duktilen Strukturen kann in den Bohrungen nicht nachgewiesen werden, weil geometrische (Interferenz-) Muster von makroskopischen Falten unterschiedlicher Generationen am Kern nicht analysiert werden können.

4.7.2 Wirtgesteinsgrenzen

Die Diskussion der Wirtgesteinsgrenzen stützt sich auf die in der Profilreihe 1:25 000 (Beilagen 4.7-1a bis d) und in den Horizontalschnitten (Beilage 4.7-1e) dargestellten Interpretation der Geometrie der relevanten Gesteinsformationen. Von diesen Profilen

ist der zentrale Querschnitt D-D' und der Längsschnitt Q-Q' als Figuren 4.7-3 und 4.7-4 dem folgenden Text verkleinert beigefügt worden (Legende: vgl. Beilage 4.7-1).

Nordgrenze des Wirtgesteinskörpers

Die Nordgrenze des Wirtgesteinskörpers (Kontakt zwischen Diphyoides-Kalk und Vitznau-Mergel oder der Palfris-Formation) ist am Wellenberg lokal aufgeschlossen. Die tiefsten Oberflächenaufschlüsse liegen auf ca. 900 m ü.M. (Beilage A1.1-1). Die Geometriebohrungen am Secklis Bach haben zusammen mit den Ergebnissen der Sondierbohrung SB2 erlaubt, diese Nordgrenze bis ca. 400 m ü.M. mit einem relativ steilen Einfallen gegen Norden weiter zu projizieren. Die Grenze liegt auf Endlagerniveau etwas nördlich der "realistischen" Variante der Wirtgesteinsgrenze, wie sie in NAGRA (1993b) dargestellt ist. Ihr Verlauf wird im hydrodynamischen Regionalmodell gegenüber früheren Darstellungen nicht verändert.

Der Verlauf der Nordgrenze im Höhenbereich des potentiellen Endlagers wird von der in Figur 4.7-1 skizzierten Falte II, resp. der Mulde II / III (Chulm-Antiklinale, resp. Oberbauenstock-Synklinale, MENKVELD 1995) bestimmt. Als einzige Modellvariante wird in Kapitel 4.7.5 die Möglichkeit einer quasi-isoklinalen Sekundärfalte im Bereich der Mulde II / III diskutiert. Der Grenzverlauf im Bereich der Mulde I / II (Beroldingen-Synklinale, MENKVELD 1995) ist dank der Ergebnisse der Bohrung SB2 bis in eine Tiefe von rund 1000 m unter Endlager-Niveau gut prognostizierbar.

Südgrenze des Wirtgesteins

Die Diskussion der Südgrenze des Wirtgesteins im Höhenbereich des Endlagers muss den Faltenbau der frontalen Axen-Decke berücksichtigen (Fig. 4.7-3). Die Ergebnisse der Bohrungen SB4a/v/s belegen die Existenz der im obersten Teil des Secklis-Bach-Tals aufgeschlossenen Fellberg-Antiklinale (Fig. 4.7-2) auch für das Gebiet westlich des Eggeligrats. Die Geometrie dieser Falte bleibt aber weitgehend unbekannt. Für die im tiefsten Bereich der Bohrung SB4 durchteufte Schichtreihe (Kleintal-Konglomerat und Globigerinenmergel unter Palfris-Formation der Drusberg-Decke) kann postuliert werden, dass sie zum Normalschenkel der unter der Fellberg-Antiklinalen erbohrten Fellboden-Antiklinale (Fig. 4.7-2) gehört. Die heutigen Kenntnisse weisen darauf hin, dass mindestens der Tertiäranteil der Fellberg-Antiklinale durch die tektonische Auslängung die Form eines gegen Norden auslaufenden Keils hat. Die Kreideabfolge der gleichen Falte hat vermutlich eher eine quasi-zylindrische Form, da die insgesamt kompetentere Schichtreihe bei der Tektonisierung ihre Geometrie grossräumig beibehalten hat.

Eine alternative Interpretation der im tiefsten Teil der Bohrung SB4 durchteuften Schichtreihe kann aus der Profilreihe von HANTKE (1961) abgeleitet werden. Nach HANTKE schliesst direkt unter den beiden "basalen Kreidefalten" (Bärenstock-Antiklinale und Fellberg-Antiklinale, Fig. 4.7-2) eine andere tektonische Einheit an, die die Form einer langgezogenen, schwellenartigen Scholle oder Linse hat. Sie kann als tektonisches Äquivalent der Gitschen-Scholle betrachtet werden, die am gleichnamigen Berg westlich Altdorf aufgeschlossen ist.



Figur 4.7-3: Profil D-D' der Profilreihe 1:25 000 verkleinert. Legende vgl. Beil. 4.7-1

Im Standortmodell wird davon ausgegangen, dass unter der Fellboden-Antiklinale eine weitere Grossfalte anschliesst (vgl. Beilagen 4.7-1a bis d). Über Grösse, Form und Tiefenlage dieser postulierten Falte gibt es keine Anhaltspunkte. Eine weiterführende Diskussion des tieferen Teils der Front der Axen-Decke erfolgt bei der Diskussion des subhelvetischen Elements.

Bei der Diskussion des südlichen Bereichs des Wirtgesteinskörpers spielen die am Urnersee aufgeschlossenen Axen-Südlappen und -Nordlappen sowie die trennende "Axenmätteli-Mulde" eine wichtige Rolle. Falls sie im Untersuchungsgebiet existieren, beeinflussen sie die Grenze "Tertiäre Schiefer/Kalke und Sandsteine der Axen-Decke" massgeblich. In TRÜMPY (1980) ist die tauchende Stirn der Axen-Decke östlich des Urnersees am Rophaien dargestellt. Schon ANDEREGG (1940) interpretierte im Gebiet westlich des Urnersees die Lappen als tauchende Falten, die zusammen mit der trennenden Axenmätteli-Mulde in ihrem Bau lokal "Komplikationen von grösster Eigenart, wie sie im Bereich der helvetischen Decken kaum mehr wiederkehren" zeigen. Profile an beiden Seiten des Urnersees in SCHINDLER (1969) bestätigen diesen komplexen Bau der verfalteten und zerscherten Lappen und der Axenmätteli-Mulde. SCHMID (in FUNK et al. 1983) stellt im Querschnitt westlich des Urnersees die randlichen Scherflächen unverformt dar und impliziert damit eine relativ späte Anlage der Axenmätteli-Mulde.

MILNES (1993) hat für das südliche Untersuchungsgebiet am Wellenberg ein nur teilweise der Situation am Urnersee entsprechendes Bild des frontalen Bereichs der Axen-Decke im südlichen Untersuchungsgebiet gezeichnet. Er geht wie schon ANDEREGG (1940) davon aus, dass der Axen-Nordlappen am Schoneggpass auskeilt. Nördlich des postulierten Axen-Südlappens stellt MILNES eine mächtige, steil gegen Norden einfallende, duktile Scherzone dar, die die Bohrung SB4 im Bereich des obersten Kontakts von Drusberg- und Axen-Decke schneidet. Diese "Axenmätteli-Zone" wäre auch für die Einschuppungen von Schimberg-Schiefern in der Bohrung SB1 (zwischen ca. 775 - 808 m a.h., resp. bei ca. 926 m a.h.) verantwortlich. Die Ergebnisse der neueren Bohrungen SB4a/v/s sind aber im Widerspruch mit einer steil einfallenden Scherzone, denn die Messungen ergeben für die Schieferung eine flache Raumlage.

Eine grundsätzlich verschiedene Deutung der tektonischen Stellung des Axen-Nordlappens wird von MENKVELD (1995, Profil 6) dargestellt. Das Profil weist eine ähnliche Profilspur wie das Profil C-C' des geologischen Standortmodells auf, doch sind die beiden Darstellungen im Bereich der Bohrung SB1 stark unterschiedlich. MENKVELD zeichnet zwischen ca. 400 m ü.M. und ca. 100 m unter Meeresniveau einen mächtigen, relativ steil gegen Norden eintauchenden Axen-Nordlappen. Zwischen ca. 700 -900 m ü.M. ist eine tiefste Malmschuppe der Maisander-Einheit (Diskussion siehe unten) dargestellt. Diese beiden tektonischen Elemente hätten aber bei der von MENKVELD dargestellten Geometrie mit der Bohrung SB1 durchteuft werden müssen, was nicht geschah. Mit der Postulierung eines sich in grosse Tiefen fortsetzenden, mächtigen Axen-Nordlappens nimmt MENKVELD wohl vor allem auf die Volumenbilanz seiner semi-abwickelbaren tektonischen Profile Rücksicht.

Im Vergleich mit den oben beschriebenen Varianten des Stirnbereichs der Axen-Decke wird im geologischen Standortmodell das Tertiär-Kreide-Paket im Südteil des Wirtgesteinskörpers als Teil der Rimistock-Digitation angesehen. Eine solche Deutung wird durch das Ergebnis der Bohrung SB4 gestützt, in der in den Globigerinenmergel der Fellberg- und Fellboden-Antiklinale die Kleintal-Serie durchteuft wurde. Diese stellt HERB (1988) in den Ablagerungsraum der tiefsten Axen-Decke. Die Rimistock-Digitation gehört nach SPÖRLI (1966) zur tiefsten Axen-Decke. Es ist daher naheliegend, dieses Tertiär und die Kreide der Fellberg- und Fellboden-Antiklinale als abgescherte Teile der Rimistock-Digitation zu betrachten. Der Axen-Südlappen keilt in dieser Interpretation mit dem Nordlappen im Gebiet des Schoneggpasses aus.

Basis des Wirtgesteins

Die Untergrenze des Wirtgesteins wird durch Mélanges unterschiedlicher tektonischer Stellung gebildet:

- das infrahelvetische Mélange (= Äquivalent der "komplexen Flyschzone"; SCHUH-MACHER 1949) über dem Nordhelvetischen Flysch, oder

Die Wirtgesteinsbasis liegt in beiden Fällen rund 800 m unter der vorgesehenen Endlager-Kote.

Die Darstellung der *Obergrenze des nordhelvetischen Flyschs* (Dachschiefer-Altdorfer-Sandstein) in der Profilreihe beruht auf den Resultaten der Bohrung SB1 und auf der geologischen Interpretation der reflexionsseismischen Unterlagen. Ob in der geologischen Interpretation der reflexionsseismischen Daten die Obergrenze einer Mélangezone oder diejenige des darunterliegenden Parautochthons definiert wurde, bleibt offen. Angesichts der grossen Tiefe der Vorkommen spielt diese Unsicherheit für das Projekt jedoch keine wesentliche Rolle.

Die über dem *Parautochthon* liegende infrahelvetische Mélangezone wurde in der Bohrung SB1 vollständig durchteuft und in der Bohrung SB3 erreicht. Hingegen konnte sie in der Bohrung SB2 trotz viel grösserer Bohrtiefe nicht erreicht werden. Mindestens im Bereich zwischen SB3 und SB2 muss daher mit einem steilen Nordfallen der Obergrenze des Parautochthons gerechnet werden. Über die tektonische Bedeutung einer solchen lokalen Steilstellung der Obergrenze des Parautochthons kann im gegenwärtigen Zeitpunkt nur spekuliert werden. Möglicherweise verstärken grosse steile N bis NW fallende Störungen die Steilheit des Einfallens der Grenze.

In der Bohrung SB1 wurde zwischen 1138.97 - 1452.68 m a.h. eine rund 310 m mächtige, vom Alttertiär bis in den Malm hinunterreichende Schichtfolge durchteuft, die aufgrund ihrer Fazies von deutlich nördlicherer Herkunft ist als die aufgeschlossenen Teile der benachbarten Axen-Decke. In der Bohrung SB3 sind zwischen 1360.10 -1376.98 m a.h. knapp 17 m stark tektonisierte und rekristallisierte Kalke der Öhrli-Formation erbohrt worden. Trotz der unterschiedlichen Mächtigkeit (in SB1 ca. 67 m Öhrli-Formation) und der isolierten Stellung des kalkigen Schichtpakets in SB3 können die beiden Vorkommen möglicherweise korreliert werden (Anhang A5.3). Für diese beiden Gesteinsabfolgen bestehen zwei unterschiedliche Interpretationsmöglichkeiten: die Interpretation als subhelvetisches Element oder als tiefster Normalschenkel der Axen-Decke.

In der "realistischen" Annahme des Standortmodells wird davon ausgegangen, dass es sich in beiden Fällen um ein Element in *subhelvetischer Stellung* handelt. Als tektonisches Äquivalent dieser Vorkommen kommt die von SPÖRLI (1966) beschriebene *"Wissberg-Scholle"* (ESE Engelberg) in Frage. In diesem Bericht wird das entsprechende, in den Bohrungen SB1 und SB3 durchteufte Gesteinspaket deshalb kurz als "Wissberg-Scholle" bezeichnet. Weitere, meist kleinere Schollen gleicher tektonischer Stellung sind südlich von Engelberg auf der östlichen und westlichen Talseite aufgeschlossen (Firrenband-Linse im Verband mit der "Wissberg-Scholle"; SPÖRLI 1966; Schuppen und Schollen mit verschiedenen Bezeichnungen; SCHUHMACHER 1949). Nach den Bohrungen der Nagra am Wellenberg kann nicht ausgeschlossen werden, dass zwischen Dallenwil und Engelberg weitere, im Untergrund verborgene subhelvetische Elemente in einem weitgehend kontinuierlichen Verband vorkommen. Diese subhelvetischen Elemente liegen in oder am Rande einer mächtigen infrahelvetischen Mélangezone.



Figur 4.7-4 Geologisches Profil Q-Q' der Profilreihe 1:25 000 verkleinert. Legende vgl. Beilage 4.7-1.

Im Längsprofil Q-Q' der Profilreihe des Standortmodells wurden die in SB1 und SB3 erbohrten Gesteinsserien in einer einzigen Scholle mit grosser Ost-West - Ausdehnung zusammengefasst (Fig. 4.7-4). Es ist aber auch die Existenz von mehreren isolierten Schollen denkbar. Auch bei der Existenz von mehreren kleinen Schollen wird dieser tektonische Verband als "Wissberg-Scholle" bezeichnet. Die bisherigen Untersuchungen haben Argumente für beide Interpretationen geliefert: Die in den entsprechenden Zonen entnommenen Wasserproben zeigten aufgrund ihrer Analyse eine gute Übereinstimmung bezüglich ihrer hydrochemischen Zusammensetzung (tiefes Na-HCO₃-Grundwasser, Kap. 6.3.5), was gegen grössere Abstände zwischen den einzelnen Schollen hindeutet. Die gemessenen stabilen Isotopen haben eine etwas unterschiedliche Zusammensetzung, was eher für getrennte Schollen spricht.

Die Messungen der hydraulischen Potentiale in den entsprechenden Zonen der Bohrungen SB1 und SB3 ergaben praktisch gleich hohe artesische Werte (ca. 1000 m ü.M), was ein Hinweis auf einen Zusammenhang der erbohrten Schichtserien in Ost-West-Richtung sein könnte. Das hohe Potential in beiden Bohrungen braucht aber nicht eine gemeinsame Ursache zu haben. Es ist denkbar, dass die möglicherweise isolierten subhelvetischen Elemente über getrennte grosse Störungssysteme ihr hohes Potential erhalten.

Im geologischen Standortmodell erscheint die "Wissberg-Scholle" im Nord-Süd-Schnitt als stellenweise stark ausgelängtes Gesteinspaket, das trotz lokal starker Mächtigkeitsreduktion über grosse Strecken einen Zusammenhalt bewahrt hat (regionaltektonisches Profil, Beilage 4.5-1). Unter der "Wissberg-Scholle" liegt eine relativ mächtige infrahelvetische Mélange-Einheit. Das oberhalb der Scholle liegende infrahelvetische Mélange kann stellenweise fehlen, wodurch es zum direkten Kontakt zwischen Gesteinen des subhelvetischen Elements und der Axen-Decke kommt.

Eine alternative Interpretation der in SB1 und SB3 unter dem Wirtgestein erbohrten helvetischen Schichtreihen ist die Postulierung eines tiefsten Normalschenkels der Axen-Decke. In Beilage 4.5-2 (PFIFFNER 1996) wird die Verbindung dieses Normalschenkels mit der Fellboden-Antiklinalen dargestellt. Eine solche "kurze" Verbindung muss mit den faziellen Verhältnissen in den erbohrten Abschnitten und in Oberflächenaufschlüssen übereinstimmen.

Wir fassen im folgenden die wichtigsten Argumente zusammen, die bei der Gegenüberstellung der beiden Interpretationen entscheidend sind.

Die in der Bohrung SB4 und die im Abschnitt 1338.97 - 1452.68 m der Bohrung SB1 durchteuften Sedimentserien lassen Schlüsse auf die paläogeographische Stellung der beiden erbohrten Abschnitte zu. Die grobklastischen Einschaltungen in den Globigerinenmergeln der Bohrung SB4 können nach HERB (1990) mit dem Konglomerat der Kleintal-Serie verglichen werden und gehören somit eindeutig zur tiefsten Axen-Decke. Die tertiären Anteile der im tektonischen Modell als subhelvetisch bezeichneten Abfolge in Bohrung SB1 müssen aufgrund der Stellung (Tertiärtransgression auf Helvetischen Kieselkalk) und des Alters dieser Transgression dem Bereich "subhelvetische Stellung" oder dem Bereich "parautochthone Stellung" nach HERB (1988) (Fig. 2.3-4) zugeordnet werden. Ein weiterer Hinweis auf die paläogeographische Stellung des in SB1 erbohrten Abschnitts liefern die Graspass-Schichten (Anhang A5.3). Diese mikritischen, plattigen Kalke stellen Sedimente eines Karbonatwatts dar und liegen im Bereich, wo üblicherweise die tiefmarinen Zementstein-Schichten diese stratigraphische Stellung einnehmen. Die dem nördlichsten helvetischen Ablagerungsbereich zugeordneten Graspass-Schichten wurden bis heute aus der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs beschrieben.

Aufgrund dieser paläogeographischen Hinweise und der Ergebnisse der hydraulischen Messungen wird für das Standortmodell die Interpretation als subhelvetisches Element vorgezogen. Damit werden die in den entsprechenden Abschnitten der Bohrungen SB1 und SB3 gemessenen Druckspiegelhöhen von rund 1000 m ü.M. berücksichtigt, die auf eine hydraulische Verbindung dieses Elements mit einem möglichen Infiltrationsgebiet der östlich Engelberg anstehenden "Wissberg-Scholle" (s.str.) hinweisen. Im frontalen Bereich der Axen-Decke im Gebiet des Engelbergertals müsste ein tieferer Bergwasserspiegel erwartet werden. Im Vergleich mit der Variante einer "kurzen Verbindung zur Axen-Decke" (Beilage 4.5-2) liegt die ursprünglich tektonische Verbindung zur Axen-Decke weiter im Süden (eventuell im Raum Surenen-Jochpass).

Für die Wahl zwischen den Interpretationen "subhelvetisches Element" oder "tiefster Normalschenkel der Axen-Decke" sind schliesslich auch die infrahelvetischen Mélanges (an der Basis der helvetischen Hauptschubmasse) wichtig.

Über und unter den im Standortmodell als subhelvetisches Element interpretierten Schichtreihen wurden in SB1 und SB3 unterschiedlich mächtige *Mélangezonen* erbohrt. Zugunsten der Interpretation "tiefster Normalschenkel der Axen-Decke" würden Unterschiede in den Mélanges über und unter den betreffenden Abschnitten sprechen. Wenn keine lithologischen Unterschiede zwischen den Mélangezonen festzustellen sind, wird eher die Prognose eines subhelvetischen Elements zutreffen.

Über den eozänen Schichten der Hohgant-Formation und der Klimsenhorn-Formation der Bohrung SB1 wurde zwischen 1094 - 1139 m a.h. ein Mélange mit Komponenten von südhelvetischem Flysch durchteuft. Ein als tektonisches Äquivalent der "komplexen Flyschzone" von SCHUHMACHER (1949) interpretiertes Mélange wurde in der gleichen Bohrung unterhalb des subhelvetischen Elements erbohrt.

In der Bohrung SB3 ist das Mélange über der Öhrli-Formation (strukturelles Äquivalent des subhelvetischen Elements in SB1) rund 6 m mächtig. Unter dem Öhrli-Kalk folgt zunächst südhelvetischer Flysch. Nach einer Einfaltung von Palfris-Mergeln des Wirtgesteins (1418.90 - 1464.87 m a.h.) wurde bis zur Endtiefe der Bohrung eine mächtige infrahelvetische Mélange-Einheit durchteuft.

Die Komponenten des Mélanges konnten in den Kernen nur teilweise lithologisch eingeordnet werden. Die Mélangezonen werden daher jeweils bezüglich ihrer tektonischen Stellung klassifiziert. Liegen sie innerhalb des helvetischen Deckenkomplexes haben sie interhelvetische Stellung, liegen unterhalb der helvetischen Hauptschubmasse sind sie infrahelvetisch. Je nach Interpretation, der in SB1 und SB3 erbohrten helvetischen Schichtreihe (subhelvetisches Element oder tiefster Normalschenkel der Axen-Decke) ändert die Bezeichnung für das darüber liegende Mélange. Im Falle "Wissberg-Scholle" ist es infrahelvetisch und im Falle "Tiefster Normalschenkel der Axen-Decke" interhelvetisch.
4.7.3 Mögliche Fremdgesteinsvorkommen

Im Osten und Westen des Untersuchungsgebietes sind isolierte Malmvorkommen bekannt, die je nach Interpretation der Drusberg- oder der Axen-Decke zugerechnet werden. Im Osten handelt es sich um die *Malmschollen des Sinsgäus*, die als "an der Basis der die Axen-Decke überfahrenden Drusberg-Decke mitgerissene und verschleppte Malm-Anteile der Drusberg-Decke" interpretiert worden sind (GUTZWILLER 1981). In der Profilserie 1:25 000 (Beilage 4.7-1a, Profil A-A') ist die an der "Langweidliflue" auf einer Länge von rund 600 m aufgeschlossene Malmscholle dargestellt, die in einem Verband mit ähnlichen Schollen in östlicher Richtung steht. Weitere Schollen in gleicher tektonischer Stellung sind in Richtung Urnersee aufgeschlossen. Die Tiefenerstreckung dieser Schollen ist zwar unbekannt, doch kann aufgrund der Profildarstellungen von GUTZWILLER vermutet werden, dass diese Vorkommen nur wenige Hunderte von Metern unter die Geländeoberfläche reichen. Ähnliche Vorkommen könnten an der basalen Überschiebungsfläche der Drusberg-Decke oder an Überschiebungsbahnen zwischen "Sinsgäu-Teildecken" auch im Untersuchungsgebiet auftreten.

MENKVELD (1995), der die Malmschollen in der Sinsgäu zur Axen-Decke stellt (Maisander-Einheit), schliesst aus seinen Beobachtungen, dass nicht ausgeschlossen werden kann, "dass sich im Untergrund der Langweidli-Schuppe noch nördlichere Malm-Schuppen befinden". Die in seinem Profil 6 postulierte unterste Schuppe hätte aber in den obersten 200 m der Bohrung SB1 angetroffen werden müssen, was nicht der Fall war. Die für das Standortmodell vorgeschlagenen "möglichen" Varianten werden in Kapitel 4.7.5 zusammenfassend diskutiert.

Im Westen des Untersuchungsgebietes ist in vergleichbarer tektonischer Stellung ein *Malmvorkommen am "Wiss Stein"* (südwestlich Grafenort) aufgeschlossen. Die Spur des Profils J-J' (Beilage 4.7-1c) schneidet diesen grossen Fremdgesteinskörper im Wirtgestein. Er wird als zungenartige Schuppe aus der frontalen Axen-Decke beschrieben (ARBENZ 1934; MAZURCZAK 1945). Die Detailkartierung (Anhang A1) hat aber gezeigt, dass eine direkte Verbindung des Malmkörpers mit der frontalen Axen-Decke an der Oberfläche nicht belegt werden kann.

4.7.4 Grosse und regionale Störungen

Die Störungen im Wirtgestein sind nur zu einem kleinen Teil an der Oberfläche beobachtet worden, denn der Wirtgesteinskörper ist fast gänzlich von der Rutschmasse von Altzellen oder von Quartärablagerungen bedeckt. Ein grosser Datensatz zu Raumlage, Frequenz und Beschaffenheit der Störungen konnte aber in den Bohrungen erhoben und in das Modell übertragen werden. Allerdings gilt es bei der Interpretation dieses Datensatzes zu berücksichtigen, dass sehr steile Strukturen wegen der vorwiegend subvertikalen Lage der Bohrungen nur ungenügend erfasst wurden.

In einem ersten geologischen Datensatz WLB wurden steilstehende Störungen weitgehend in einem hauptsächlich von Beobachtungen in Aufschlüssen im Nebengestein abgeleiteten semi-generischen Muster dargestellt (NAGRA 1993b, Beilage 4.2-1: Profilreihe 1:25 000). Insgesamt wurden vier Scharen (Störungsfamilien) mit unterschiedlichen mittleren Streichrichtungen unterschieden. Davon sind zwei Scharen, denen aufgrund des beobachteten rezenten Spannungsfelds eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit zugeschrieben wird, in einem vereinfachten Störungsmuster in das hydrogeologische Pilotmodell integriert worden.

In diesem Bericht wird von einer schematischen Festlegung auf eine beschränkte Anzahl Störungsfamilien abgesehen. Es werden die Raumlagen aller in den Sondierbohrungen erfassten grossen Störungen¹⁹ mit wahren Mächtigkeiten zwischen 0.5 - 10.0 m berücksichtigt. Als regionale Störungen gelten solche mit wahren Mächtigkeiten > 10.0 m.

Die Ausdehnung der Störungen ist der Parameter, der mit den grössten Unsicherheiten behaftet ist. Das als Arbeitshypothese angenommene Verhältnis von Mächtigkeit : Ausdehnung = 1:100 entspricht strukturgeologischen Indizien im Nebengestein des Untersuchungsgebietes. Zudem ergab der Versuch einer Korrelation von grossen Störungen im Gebiet der drei Bohrungen SB4a/v/s und SB4 kein Widerspruch bezüglich des Faktors 1:100 (HUBER & HUBER 1997).

In den NNW-SSE streichenden Querprofilen (Beilage 4.7-1a-c; Profile A-A' bis J-J') kommen Störungen mit mittleren Raumlagen um 235 - 250 / 80 nur ausnahmsweise zur Geltung, da diese Störungen mehr oder weniger parallel zur Profilebene verlaufen. Es ergeben sich für die steilen Störungen sehr flache Schnittgeraden mit der Profilebene. Die gleiche Störungsfamilie zeichnet sich hingegen im Längsprofil (Beilage 4.7-1d, Profil Q-Q') charakteristisch ab. Andere Störungen zeigen von Profil zu Profil starke Änderungen in der Positionierung der Schnittgeraden bezogen auf die Profilspur.

Aus darstellungstechnischen Gründen konnten nicht alle grossen und regionalen Störungen in die Profile übernommen werden. Störungen in den Bohrungen, die nahe beieinander liegen, wurden als Störungszonen bzw. als eine regionale Störung zusammengefasst (Beispiel Störungszone zwischen 55 - 91 m a.h. in SB1; Beilage 4.7-1a, Profil C). Diese regionale Störung wurde mit einer mittleren Raumlage von 320 / 55 als Rechenfall im hydrogeologischen Regionalmodell (Kap. 7.7.4.5) implementiert (Fig. 4.7-5). Ergänzt wurden die direkt aus den Bohrungen ableitbaren prominenten Störungen in Bereichen ohne direkte Informationen mit einem Muster, das sich auf Beobachtungen im besser aufgeschlossenen Nebengestein bezieht.

Eine notwendige Vereinfachung im Störungsmuster der Profile ist die idealisierte Darstellung der Störungen als Ebenen (Geraden auf den Profilen). Die regionalen Störungszonen im Engelberger- und im Secklis-Bach-Tal werden hingegen schematisch als komplexe, verästelte Strukturen dargestellt. Eine weitere Vereinfachung betrifft die Versätze, die ältere Störungen an jüngeren Brüchen erfahren: In den Profilen werden generell Abschiebungen dargestellt.

Die Interpretationen der seismischen Daten aus den Jahren 1989 und 1994 (siehe Anhang A2.1) enthalten nur wenige direkte Hinweise auf grosse und regionale Störungen im Untersuchungsgebiet. Generell lassen sich mit der Reflexionsseismik nur Diskontinuitäten direkt abbilden, die eine geringe Neigung gegen die Horizontale aufweisen.

¹⁹ Bei der Auswertung nicht berücksichtigt werden die wenigen Störungen mit > 0.5 m Mächtigkeit der Bohrung SB2, die vorwiegend im Nebengestein verläuft.



Figur 4.7-5: Orientierung und Lage der im Regionalmodell (Kap. 7.7.4.5) implementierten Störungen. (Geol. Horizontalschnitt, Kote 540 m ü.M., Massstab 1:25 000, Legende vgl. Beil. 4.7-1)

Stark geneigte oder gar vertikale Diskontinuitäten können nur indirekt erkannt werden, wenn Reflektoren entlang einer Störung unterbrochen bzw. versetzt werden, also Phasensprünge aufweisen. Da nur wenige, über grössere Distanzen verfolgbaren Reflektoren in den seismischen Daten des Wellenbergs (z.B. das als Basisreflektor bezeichnete Reflexionsband, das in gewissen Bohrungen mit der Oberkante des infrahelvetischen Mélanges korreliert werden kann) beobachtet wurden, mussten für die Interpretation möglicher Störungen auch kleinräumige Reflexionselemete mit einbezogen werden.

Im Rahmen der regionalen seismischen Untersuchungen im Jahr 1989 ergaben sich Anzeichen für zwei mögliche Störungssysteme im Bereich des Wellenbergs. Die auffälligste Störung ist dabei auf den Linien 89-WF-10, 30 und 50 zu erkennen. Sie zeichnet sich auf Profil 89-WF-10 von der Oberfläche bis in ca. 1500 m Tiefe durch Versetzungen bei kürzeren reflektierenden Elementen aus. Ausserdem sind in einigen tieferen Bereichen der Störung kleinere Abschnitte als direkte Reflexion zu erkennen. Nach der Interpretation der Reflexionsseismik handelt es sich bei dieser Störung um eine Überschiebung mit einem Verschiebungsbetrag von mehreren hunderten Metern (ALBERT et al. 1995). Diese Überschiebung sollte von der Bohrung SB2 zwischen 900 und 1100 m geschnitten werden. Beobachtungen an Kernmaterial dieser Bohrung haben bei 899 eine kleinere und zwischen 901.3 und 904.5 m a.h. eine grössere Störung nachgewiesen, die eventuell gemeinsam zu einer Störung zusammengefasst werden können. Die geologische (GEOTEST 1993b) und die petrophysikalische Interpretation (SCHLANKE 1995) weisen aber auf eine Untervorschiebung mit geringerem Verschiebungsbetrag hin. Die Diskrepanz zwischen der reflexionsseismischen und der geologisch-petrophysikalischen Interpretation ist aufgrund der vorliegenden Daten nicht erklärbar.

Das zweite, in der regionalen Seismik beobachtete Störungssystem ist ausschliesslich auf der Linie 89-WS-20 zu erkennen und besitzt die Form eines Y. Diese Y-Verwerfung ist ausschliesslich als schwache Phasenverschiebung zu erkennen. Da eine Verifizierung dieses Störungssytem mit den vorhandenen Daten der Phase I nicht möglich war, wurde versucht, mit Hilfe einer zweiten lokalen Seismik-Kampagne 94 dieses Störungssystem zu verifizieren (Anhang A2.1.2). Trotzdem war es nicht möglich, das potentielle Verwerfungssystem abzubilden und damit zu verifizieren.

Bei der Interpretation der seismischen Linien aus dem Jahr 1994 konnten aber unter der Ostflanke des Eggeligrats eine Reihe von ungefähr parallelen, nach Westen mit rund 45 Grad einfallenden Elementen verfolgt werden, die sich bis an die Oberfläche erstrecken. Ein einziges dieser Elemente lässt sich über alle 3 seismischen Linien korrelieren und zu einer einfachen Fläche rekonstruieren. Diese Fläche steht jedoch nicht im Einklang mit dem östlichen Ast der oben beschriebenen Y-Verwerfung. Das oberste Element dieses Systems, das ausschliesslich auf der Linie 94-WS-45 beobachtet wird, ist das einzige Element, das aufgrund seiner Lage von einer Sondierbohrung, der SB4a/s, durchteuft werden konnte. Tatsächlich lässt sich dieses Element mit der zweitmächtigsten Störungszone korrelieren (Mächtigkeit 12 m), die am Wellenberg im Wirtgestein erbohrt wurde. Sowohl Neigung wie Azimut der Störung stimmen mit den Beobachtungen aus der Seismik recht gut überein. Da aber keine Konsistenz zwischen den Resultaten der einzelnen seismischen Linien beobachtet wurde, wurden diese potentiellen Störungen nicht in das geologische Standortmodell übernommen.

Trotz ebenfalls nur sehr indirekten Hinweisen aus der Reflexionsseismik wurde eine Störungsschar im Westen des Wellenbergs in das Modell übernommen, da sie durch geologische Beobachtungen im Nebengestein belegt werden konnten. Diese Störungsschar könnte mit einer Häufung von Phasensprüngen in der Seismik zwischen den Bohrungen SB3 und SB4 in Zusammenhang gebracht werden. Rein aus den vorliegenden seismischen Daten kann eine solche Störung kaum ausreichend belegt wer-

den, da die Phasensprünge überall in den Daten zu erkennen sind und vielleicht nur Artefakte der Datenverarbeitung darstellen. Da die Phasensprünge im Bereich der postulierten Störung aber im Gegensatz zu den meisten anderen auch Reflektoren in der Nähe der Oberfläche an der Basis des Rutsches versetzen, flossen sie in die Interpretation mit ein. Eine solche Struktur korrespondiert sehr gut mit Störungsscharen, die weiter südlich in der Axen-Decke (Gebiet Walen - Gross Chälen) und weiter nördlich im Kieselkalk der Drusberg-Decke (Wellenberg-Westgrat) kartiert werden konnten. Die möglichen Auswirkungen einer solchen steilstehenden Störungsschar auf das Potentialfeld wird unter den Rechenfällen zum hydrodynamischen Regionalmodell (Sensitivitätsanalysen, Kap. 7.7.4.5) hin untersucht. Dafür wurde ein analoges, bezüglich Raumlage vereinfachtes Muster von Störungen (2 vertikale Störungen im Abstand von 100 m) in das hydrogeologische Regionalmodell vorgegeben (Fig. 4.7-5).

Neben steileren Störungen mit vorwiegend jungen Bildungsaltern kommen im Wirtgesteinskörper auch relativ flache Störungen vor, die in frühen Verformungsphasen unter duktilen Bedingungen als Überschiebungen angelegt worden sind. Die mächtigen duktilen Scherzonen werden teilweise von spröden Störungen mit subparallelen Raumlagen begleitet, die als Produkte einer späten Reaktivierung unter spröden Bedingungen gedeutet werden.

Für das Standortmodell ist wichtig zu wissen, ob die flachliegenden Störungen des Überschiebungstyps über grössere Strecken relativ ebene Flächen sind. Grundsätzlich können zwei Situationen unterschieden werden: Altangelegte duktile Scherzonen und Überschiebungen (z.T. von Mélangevorkommen begleitet) sind von mehreren Verformungsphasen erfasst worden und haben deshalb heute eine komplexe Geometrie. Andere flache Störungszonen sind möglicherweise relativ spät entstanden und haben deshalb ihre ursprüngliche, weitgehend ebene Geometrie bewahrt.

Falls mit der Existenz von relativ ebenen, flachen, spröd reaktivierten Störungen gerechnet wird, stellt sich die Frage, ob mindestens einige von ihnen den Wirtgesteinskörper in seiner ganzen Breite durchschlagen. Eine entsprechende Verbindung von im Nebengestein aufgeschlossenen grossen Störungen unter der Rutschmasse von Altzellen wird im tektonischen Modell als konservative Annahme betrachtet. Denkbar ist, dass sich solche Störungszonen nach ihrem Eintritt ins Wirtgestein in zahlreiche Einzelflächen aufteilen und in den Mergeln nicht mehr über grössere Distanzen verfolgbar sind.

Die Korrelation grossräumiger Störungen aufgrund der in den Bohrungen bestimmten Raumlagen ist selten eindeutig, da für nahe beieinanderliegende Störungsabschnitte die Verbindung unterschiedlich interpretiert werden kann. Für die Interpretation entscheidend ist in erster Linie die Kenntnis, ob es sich bei den erbohrten Störungssegmenten um Teile von relativ ebenen oder von verfalteten Störungen (siehe oben) handelt. Für die Bättelrüti-Störung (oder: Bättelrüti-Überschiebung) wurde im frühen Stadium der Auswertung angenommen, dass sie den ganzen Wirtgesteinskörper in Form einer leicht gekrümmten Ebene durchschlägt. Diese Annahme wurde gestützt durch die geometrisch einfache Verbindung der als Schnittzonen dieser Störung interpretierten Abschnitte in den Bohrungen SB1, SB3 und SB4 (GÜBELI 1994c). Aufgrund der Ergebnisse der Bohrungen SB4a/v/s, wo in der erwarteten Tiefe keine Störung durchfahren wurde, wird im tektonischen Modell davon ausgegangen, dass die Bättelrüti-Störung unter duktilen Bedingungen in einem frühen Abschnitt der tektonischen Geschichte angelegt und dementsprechend verfaltet worden ist.

4.7.5 **Projektbezogene Modellvarianten**

Für die im letzten Kapitel kommentierte "realistische" Annahme des Standortmodells besteht eine Bandbreite von "möglichen" Varianten. Einzelne Beispiele, die zeigen, dass mehr als eine tektonische Konfiguration den heutigen Kenntnissen gerecht wird, sind schon erwähnt worden. Die Endglieder des projektrelevanten Variantenspektrums werden hier zusammengefasst.

Der Begriff "möglich" wird wie folgt definiert: Die Endglieder der in Betracht gezogenen Konfigurationen stellen zwar extreme Situationen dar, stehen aber nicht im Widerspruch zu den heute vorhandenen Daten und basieren nicht auf unrealistischen geologischen Ereignissen. Die Endglieder der Bandbreite der möglichen Varianten werden im folgenden als "optimistisch" und als "pessimistisch" bezeichnet. Mit diesen Bezeichnungen werden aber keine Vorstellungen über konkrete Auswirkungen dieser Modellvarianten auf das Projekt verbunden. Geometrisch entstehen die Varianten durch eine Variation der Projektionsachsen. Die Variationsbreite beträgt für das Azimut der Projektionsrichtung 10 Grad über beide Extremwerte (Gesamtvariation also Azimut 225 - 255 Grad). Für den Fallwinkel stellt die gewählte Bandbreite von 0 - 10 Grad eine plausible Grundlage für die geometrischen Konstruktionen dar. Um die Gründe darzulegen, weshalb die Variation des Fallwinkels der Projektionsachsen bei der Ausarbeitung des Variantenprofils in Figur 4.7-6 nicht zur Anwendung kam, braucht es vorgängig eine kurze Diskussion der Konstruktionsmethoden für die Darstellung der Varianten.

Für die Varianten der Wirtgesteinsgrenzen in den Horizontalschnitten (Beilage 4.7-1e) wurden vorerst für alle Querprofile (Beilage 4.7-1a bis c) Extremvarianten der Grenzen ausgearbeitet. Für die Konstruktion der jeweiligen Durchstichspunkte im Horizontalschnitt wurde die folgende Randbedingung gesetzt: Die Wirtgesteinsanteile zwischen engen Faltenschenkeln werden für die Planung des Endlagers nicht berücksichtigt, weil man davon ausgeht, dass das Platzangebot dort zu klein ist. Im Fall der Front der Axen-Decke betrifft dies die engen, spitz nach Süden auslaufenden Synklinalen, im Fall der Drusberg-Decke werden damit die nach Norden schliessenden Antiklinalen vom "nutzbaren" Wirtgesteinskörper abgetrennt. Massgeblich für den Verlauf der Variantengrenzen sind die Tangenten an die Umbiegungen der über und unter der Lagerkote liegenden Grossfalten. Diese Tangenten oder "Umhüllenden" verlaufen im Untersuchungsgebiet steil bis sehr steil. Wird bei der Konstruktion des Variantenprofils die Variation des Fallwinkels auf diese steilstehenden Tangenten angewendet, so sind die Auswirkungen gering, da die Verschiebung in der Vertikalen geschieht. Deshalb mussten in den Konstruktionen der Bandbreite der Varianten die Auswirkungen der Änderungen im Fallwinkel nicht berücksichtigt werden. Bei flachliegenden Strukturen hätte hingegen die Fallwinkelvariation grössere Auswirkungen.

Diese Annahmen sind der Konstruktion der optimistischen, realistischen und pessimistischen Projektvarianten der Wirtgesteinsgrenzen im zentralen Profil D-D' entlang des Eggeligrats zugrunde gelegt worden (Fig. 4.7-6).





Variation der Nordgrenze

Unter Berücksichtigung der Oberflächenbeobachtungen, der Ergebnisse der SB2 und der Bohrungen am Secklis Bach wird die Bandbreite der Variation der Nordgrenze des Wirtgesteins als relativ klein beurteilt.

135

Detailstratigraphische Zuordnungen, die mit der von FICHTER (1934) gewählten stratigraphischen Feinunterteilung der Kieselkalk-Formation vergleichbar sind, wurden anfänglich in der Bohrung SB2 angewandt. Auf dieser Basis wurde eine sehr enge bis isoklinale Synklinale im Bohrungsabschnitt zwischen ca. 200 - 500 m postuliert (NAGRA 1993b, Beilage 4.2.1). Eine ähnliche Interpretation ist von TOBLER & NIETHAMMER (1916) gemacht worden, ohne dass der Grund dafür bekannt ist. Da die Umbiegung dieser liegenden Synklinale in der Nähe der Lagerebene zu liegen kommt, müsste mit einer Verminderung des Wirtgesteinsvolumens auf dieser Kote gerechnet werden. Die weitere Auswertung der Bohrung zeigte, dass die feinstratigraphische Gliederung keine belastbaren Ergebnisse liefert. Die abschliessende Gliederung beruht deshalb auf einer Dreiteilung der Formation in oberen Kieselkalk, Liderner Schichten und unteren Kieselkalk. Obwohl der diskutierte Abschnitt kleinmasstäblich stark verfaltet ist, fällt damit die Notwendigkeit für das Postulat einer engen Falte zwischen 200 -500 m a.h. in SB2 weg.

Zwischen ca. 900 - 1500 m Bohrtiefe verläuft die Bohrung SB2 als Folge einer sehr steilen bis subvertikalen Lagerung der Schichten im gleichen stratigraphischen Niveau zwischen Grauen Mergelschiefern und Sichel-Kalk. Mit dem Verlauf des Sichel-Kalks ist aber auch die Grenze zu der (stratigraphisch tieferen) Palfris-Formation recht genau fixiert.

Die Deckengrenze zwischen Drusberg- und Axen-Decke (Kontakt von Palfris-Formation und Vitznau-Mergel einerseits sowie eozänen Schichten der Axen-Decke andererseits), die in den Berichten der Nagra vor GNW 1994 als Wirtgesteinsgrenze im Süden definiert wurde, ist an der Oberfläche des Untersuchungsgebietes nicht aufgeschlossen. Der Grenzverlauf konnte jedoch zuverlässig prognostiziert werden. Eine der wenigen Ausnahmen betrifft die aufgrund der Beprobung der Mergel am Eggeligrat-Südrand erfolgte Verlegung der Wirtgesteinsgrenze vom Südende des Eggeligrats auf die Firnhüttalp hinauf (SCHNEIDER 1988b). Mit den Sondierbohrungen SB4a/v/s konnte die auf der Bohrung SB4 basierende Prognose des Verlaufs der Grenze "Mergel Drusberg-Decke - Tertiär Axen-Decke" weiter verfeinert werden.

Variation der Südgrenze

Die Südgrenze des Wirtgesteins zwischen den schiefrigen Anteilen (Schimberg-Schiefer und Globigerinenmergel) und den kalkig-sandigen Anteilen des Tertiärs und der Kreide der Axen-Decke ist im Untersuchungsgebiet an einigen Lokalitäten aufgeschlossen (SCHNEIDER 1988b; GÜBELI 1994a). Die Fortsetzung der Grenze in die Tiefe ist im tektonischen Modell nach der aus Aufschlüssen bekannten Faltengeometrie der frontalen Axen-Decke interpretiert worden. Aus dem Verlauf des Kontakts der Drusberg- und der Axen-Decke können wegen des unterschiedlichen rheologischen Verhaltens der verschiedenen Gesteine (Mergel einerseits, Kalke und Sandsteine andererseits) keine direkten Rückschlüsse auf die Geometrie der einzelnen Schichten gezogen werden. Da also über die Wirtgesteinsgrenze im Süden keine neuen Daten erhoben werden konnten, wird die bisherige Prognose dieser Grenze nicht revidiert. Mit der Konstruktion der Tangente an die Antiklinalumbiegungen der relevanten Formationsgrenze²⁰ wird eine stark vereinfachte Grenzziehung dargestellt. Eine gegenüber der Darstellung in Figur 4.7-6 noch "optimistischere" Variante kann unter der Annahme postuliert werden, dass die Wirtgesteinsgrenze mit der Basis der Falte auf ca. 1000 m ü.M. mit zunehmender Tiefe stark nach Süden zurückweichen würden. Diese extreme Variante wird aber als "äusserst unwahrscheinlich" eingestuft. Unter anderem müsste in dieser Variante ein zusätzliches Volumen an Wirtgestein in der Tiefe erklärt werden, was angesichts des schon sehr grossen Volumens schwerfallen würde.

Denkbar ist auch ein mit zunehmender Tiefe nach Norden vorgeschobener Faltenbau der Axen-Decke. Diese Variante wird als pessimistisch bezeichnet, weil sie nicht im Einklang mit dem an der Oberfläche beobachteten Faltenbau der Axen-Decke steht. Die aufgeschlossene Faltengeometrie bildet die Grundlage der realistische Variante.

Ein wesentlich verändertes tektonisches Bild im Bereich des Deckenkontakts würde sich aus der Annahme ergeben, dass die in der Bohrung SB1 zwischen ca. 775 - 808 m a.h. erbohrten, mit einem Mélange verbundenen Schimberg-Schiefer eine direkte Verbindung mit der Stirn der Axen-Decke haben. Sie würden die Zunge einer geringmächtigen Schuppe darstellen, die über 1 km in die Mergel der Drusberg-Decke hineinragt. In der Figur 4.7-7 ist die mögliche Geometrie einer solchen Schuppe darstellt.

Die Reflexionsseismik kann wie in Kapitel 4.7.4 und A2.1 beschrieben, steile Diskontinuitäten nur indirekt abbilden. Eine Abbildung der lateralen Wirtgesteinsgrenzen im Norden und Süden der Endlagerzone ist mit konventionellen Methoden daher nicht möglich. Es wurde aber ein Versuch unternommen, mit Hilfe einer Strahlengangmodellierung und der Berechnung von synthetischen seismischen Sektionen für die einzelnen geologischen Modellvarianten eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit der Varianten zu treffen (ALBERT et al. 1995).

Der Vergleich der synthetischen und der realen Daten erfolgte aus geometrischen Gründen für die Linie 89-WF-50, die aus dem Tal der Engelberger Aa über den Wellenberg und den Eggeligrat bis zu den Wallenstöcken verläuft. In den gemessenen und prozessierten Daten erscheint das stark verfaltete Wirtgestein unter dem Eggeligrat als relativ "transparente" Zone gegenüber dem Nebengestein. Die Erklärung dieses Phänomens ist, dass das stark verfaltete Wirtgestein ohne signifikanten Impedanzkontrast eine unterschiedliche Reflektivität zeigt als das Nebengestein. Dies kommt in der seismischen Sektion dadurch zu Ausdruck, dass im Bereich des Wirtgesteins ein Gebiet ohne nennenswerte Reflektoren beobachtet wird, während im Bereich des Nebengesteins deutliche reflektierende Elemente erkennbar sind.

Berechnet man für die drei Varianten des strukturgeologischen Modells mit Hilfe der Strahlengangmodellierung synthetische Sektionen und vergleicht sie mit den realen seismischen Daten, so zeigt sich die beste Übereinstimmung der Feldbeobachtungen im Bezug auf die "transparente Zone" mit den synthetischen Resultaten der "pessimistischen" Variante des strukturgeologischen Modells (Fig. A2.1-3).

²⁰ Die Konstruktion erfolgt nicht für die auch an der Oberfläche mangelhaft belegte Grenze zwischen den schiefrigen und den kalkig-sandigen Anteilen des Tertiärs, sondern für die Schrattenkalk-Obergrenze. Die Abweichung ist für die Prognose unwesentlich.



Figur 4.7-7: Schematische Skizze einer direkten Verbindung der in SB1 zusammen mit interhelvetischen Mélanges erbohrten Schimberg-Schiefer mit dem Tertiär der frontalen Axen-Decke. Legende vgl. Beil. 4.7-1

Die beiden Hauptvarianten für die Geometrie der *Untergrenze des Wirtgesteinskörpers* wurden in Kapitel 4.7.2 diskutiert.

Die bisherige Diskussion der erbohrten Mélangevorkommen beschränkte sich auf die tektonische Interpretation der infrahelvetischen Mélanges. Die interhelvetischen Mélanges sind in der Profilreihe 1:25 000 (Beilagen 4.7-1) nicht dargestellt. Die in den Bohrungen erfassten interhelvetischen Mélangezonen können als Linsen und Bänder interpretiert werden, die lokal an der Grenze der Sinsgäu-Einheiten und am Kontakt der Drusberg- und der Axen-Decke auftreten. Sie sind in späteren Verformungsphasen verfaltet und zerschert worden.

138

Eine gegenüber der "realistischen" Annahme der Profilserie abweichende Variante prognostiziert Mélangevorkommen entlang des Deckenkontakts von Drusberg- und Axen-Decke, die lokal an jüngeren Scherflächen in den Wirtgesteinskörper verschuppt sind (Fig. 4.7-7). Mit dieser Variante können alle erbohrten interhelvetischen Mélanges in den Bohrungen erklärt werden. Eine Kombination beider Modellvarianten (d.h. Lage der Mélanges an interhelvetischen Überschiebungen und Verschuppung am Deckenkontakt) ist denkbar, gilt aber wegen der geringen Zahl erbohrter Mélangevorkommen als unwahrscheinlich.

Fremdgesteinsvorkommen

Fremdgesteinsvorkommen an der Oberfläche sind östlich und westlich des Untersuchungsgebietes im Wirtgestein aufgeschlossen. Es handelt sich einerseits um "Malmschollen" des Typus Sinsgäu östlich von Oberrickenbach, andererseits um das Malmvorkommen des "Wiss Stein" südwestlich von Grafenort. Es sind isolierte Vorkommen, die nach Geländebeobachtungen und Beschreibungen in der Literatur "wurzellos" im Wirtgestein "schwimmen". GUTZWILLER (1981) geht davon aus, dass es sich bei den Malmvorkommen des Typus Sinsgäu dabei um "mitgeschürfte", d.h. durch den Wechsel des Abscherungshorizonts von den Zementstein-Schichten in die Schilt-Schichten mitverfrachtete Teile der (generell nicht von dem Deckentransport erfassten und deshalb im Süden zurückgebliebenen) Malmserie dieser Decke handelt.

In den Bohrungen wurden keine Anzeichen für Fremdgesteinskörper im Wirtgestein festgestellt. An der Geländeoberfläche würden sich mächtigere Vorkommen eventuell morphologisch abzeichnen. Ein Zusammenhang des topographischen Hochs um St. Joder mit einem grossen Fremdgesteinskörper im Untergrund kann zwar nicht ausgeschlossen werden, er ist aber andererseits durch keine weiteren Anhaltspunkte belegt. Die realistische Annahme des tektonischen Modells sieht deshalb keine im Wirtgstein des Untersuchungsgebietes verborgenen Fremdgesteinsvorkommen vor. Im Rahmen der Abschätzung aller "möglichen" Konfigurationen im Untersuchungsgebiet müssen solche Fremdgesteinsvorkommen für den potentiellen Standort Wellenberg trotzdem diskutiert werden.

Die Projektion der tiefsten im Sinsgäu aufgeschlossenen Malmscholle (Langweidliflue, östlich Oberrickenbach) mit einem realistischen Axengefälle von ca. 5° gegen WSW hat gezeigt, dass für ein tektonisches Äquivalent eine Lage auf rund 1000 m ü.M. unter der Nordgrenze des Eggeligrats zu erwarten wäre. Eine Projektion mit ca. 20° gegen WSW würde ein Äquivalent der Langweidliflue-Malmscholle ungefähr auf Endlager-Niveau unter dem Nordende des Eggeligrats festlegen (HUBER & HUBER 1994a).

Ein extrem steiles Einfallen an der Langweidliflue von ca. 40 Grad wird zwar von GUTZWILLER (1981) dokumentiert; die Projektion mit diesem Wert führt aber zu einer geometrischen Konfiguration, die mit den beobachteten Verhältnissen in Widerspruch steht. Im Zusammenhang mit der Diskussion des Axen-Nordlappens wurde eine von MENKVELD (1995) postulierte "unterste Schuppe der Maisander-Einheit" schon erwähnt. Die Möglichkeit eines unter der Langweidliflue verborgenen Schollenelements kann generell nicht ausgeschlossen werden, die in den Profilen von MENKVELD dargestellte Geometrie steht jedoch im Widerspruch mit der in der Bohrung SB1 erbohrten Schichtreihe.

Für eine Interpretation von Fremdgesteinskörpern in den reflexionsseismischen Profilen fehlen Hinweise, die über die spekulative Zuteilung von entsprechenden "Ereignissen" hinausgehen.

4.8 Langzeitentwicklung des Standorts

4.8.1 Neotektonik

Die Neotektonik liefert den Hauptteil der Datenbasis für die Formulierung von Erosionszenarien (Kap. 4.8.2). Diese beschreiben mögliche zukünftige geologische Entwicklungen und stellen eine wesentliche Grundlage für die Sicherheitsbetrachtungen im Hinblick auf ein Endlager dar.

Daten zur Neotektonik resultieren aus der Geologie und vor allem aus Analysen von geodätischen Wiederholungsmessungen, Auswertungen von Erdbeben und der Gebirgsmechanik (Spannungsmessungen).

Der geologische Bau des Untersuchungsgebietes Wellenberg ist in den Kapiteln 4.6 und 4.7 beschrieben. Im Rahmen der geologischen Kartierung des Wellenberg-Gebietes wurden die Störungen auf Indizien rezenter Bewegungen hin untersucht. Dabei konnten keine rezent aktiven Störungen identifiziert werden. Im folgenden werden die weiteren in diesem Zusammenhang wichtigen Daten besprochen, die aus den Analysen des Landesnivellements, den Auswertungen der Erdbeben in der Zentralschweiz, den Resultaten der Untersuchungen bezüglich des rezenten Spannungsfelds in den Sondierbohrungen und weiteren neotektonischen Beobachtungen aus der Umgebung (Kiesgrube Ennerberg, Höhlensystem Melchsee-Frutt) stammen.

4.8.1.1 Alpine Hebungsrate (Geodätische Analyse des Landesnivellements)

Aus dem Vergleich von wiederholten, zeitlich getrennten Präzisionsnivellement-Messungen lassen sich vertikale Krustenbewegungen berechnen. Die ersten Vermessungen des Landesnivellements wurden in den Jahren 1903 -1930 durch das Bundesamt für Landestopographie durchgeführt. Wiederholungsmessungen erfolgten in den Jahren 1943 - 1986 und 1987 - 1990.

Die Analysen des Präzisionsnivellements (GUBLER 1976, 1991) zeigten eine sehr deutliche, rezente Hebungszone mit Werten bis 1.5 mm/a im Raum der Zentralalpen (Oberes Rhonetal, Vorder- und Hinterrheintal) und im Engadin (Fig. 4.8-1). Gegen das Mittelland hin nehmen die Werte der jährlichen Höhenänderungen deutlich ab. Alle Messungen des Landesnivellements beziehen sich auf den von dem Bundesamt für Landestopographie gewählten Fixpunkt bei Aarburg und sind somit relativ. Würden z.B. die Messungen des Landesnivellements auf einen Fixpunkt bei Genua bezogen (ARCA & BERETTA 1985), so erhöhten sich die jährlichen Hebungsraten in der Schweiz um ca. 1 mm.





141

142

Für die Langzeitszenarien stellt sich die Frage, ob die heute gemessenen Höhenänderungen auf die nächsten 100'000 Jahre extrapoliert werden dürfen. Dazu lassen sich die folgenden zwei Überlegungen anstellen:

- Im Aar-Massiv des Grimselgebietes herrschte zur Zeit der höchsten Metamorphose (Grünschieferfazies) vor ca. 20 - 16 Mill. Jahren eine Temperatur von ca. 400 °C. Dies bedingt, bei einem angenommen Gradienten von ca. 25 °C/km eine Überdekkung von ca. 14 - 16 km. Vor ca. 12 Mill. Jahren kühlte sich das Gestein auf ca. 300 °C ab, wie anhand einer Altersbestimmung an Biotiten (Rb/Sr-Alter) festgestellt werden konnte (SCHENKER & ABRECHT 1987). Zu jenem Zeitpunkt dürfte die Überdeckung noch ca. 10 - 12 km betragen haben. Die aus diesen Werten berechnete Hebungsrate liegt zwischen 0.8 - 1 mm/a. Der geodätisch bestimmte Wert auf dem Grimselpass beträgt 0.8 mm/a. Eine weitere Übereinstimmung mit den rezenten Daten lieferten die Analysen der Apatit-Spaltspuren im Grimsel-Profil (MICHALSKI & SOOM 1990), die ebenfalls eine Hebungsrate von 0.8 mm für die letzten 4 Millionen Jahre ergaben.
- TRÜMPY (1980) schätzte die alpine Krustenverkürzung auf 600 km. Dies ergibt seit Beginn des Zusammenschubs vor 100 - 110 Mill. Jahren eine durchschnittliche jährliche Krustenverkürzung von 5.5 - 6 mm/a. Unter der vereinfachten Annahme, dass die Höhenänderungen in den Alpen nur durch Aufschiebungen bedingt sind und nicht durch andere Prozesse, lässt sich die jährliche Krustenverkürzung aus den oben genannten Hebungsgeschwindigkeiten ableiten. Dies ergibt bei einem Überschiebungswinkel von 30° einen durchschnittlichen jährlichen Zusammenschub von ca. 3 mm/a, d.h. die gleiche Grössenordnung wie die Abschätzung auf der Basis von TRÜMPY (1980).

Aufgrund dieser Vergleiche und der Tatsache, dass die gemessenen maximalen horizontalen Spannungskomponenten (Azimut 131° \pm 10°) ca. 2 - 3 mal grösser sind als die Vertikalkomponenten (Kap. 4.8.1.3), ist anzunehmen, dass die alpine Gebirgsbildung noch nicht abgeschlossen ist. Daraus folgt, dass die vom Bundesamt für Landestopographie erhobenen jährlichen Hebungsgeschwindigkeiten in dieser Grössenordnung anhalten werden und auch für die Langzeitszenarien plausible Werte darstellen.

In bezug auf die geologische Langzeitsicherheit des Endlagers müssen die Szenarien über den erosiven Abtrag des Wirtgesteins genauer betrachtet werden (Kap. 4.8.2). Die Wirkung der Erosion hängt vom Klima und dem Höhenunterschied zwischen dem Abtragungsgebiet und seiner Vorflut bei Luzern ab. Für die Erosionsszenarien muss die zu erwartende Zunahme des Höhenunterschieds zwischen dem Wellenberg und der Erosionsbasis im betrachteten Zeitraum abgeschätzt werden. Da im Engelbergertal Landesnivellement-Messungen fehlen (Fig. 4.8-1), muss der Wert für Wolfenschiessen im Bereich der Werte von Stans (ca. 0.5 mm/a), Kaiserstuhl (ca. 0.5 mm/a), Sisikon (ca. 0.4 mm/a) und Erstfeld (ca. 0.6 mm/a) liegen. Wenn man für Wolfenschiessen einen Wert von 0.55 mm/a annimmt und diesen mit demjenigen von Luzern (ca. 0.35 mm/a) vergleicht, lässt sich eine sehr bescheidene N-Kippung zwischen Wolfenschiessen und Luzern von ca. 0.2 mm/a bzw. 20 m in 100'000 Jahren ableiten. Für die eigentlichen Erosionszenarien wurde der Wert aus Gründen der Konservativität mehr als verdoppelt (Kap. 4.8.2).

4.8.1.2 Analysen von Erdbeben

Die Analysen von Erdbeben liefern Aussagen über rezent aktive Störungszonen, Herdmechanismen und das rezente Spannungsfeld. Der Wert der Aussage hängt jedoch von der Zahl und der Lokalisierungsgenauigkeit der erfassten Erdbeben ab.

Obwohl einzelne Seismographen schon anfangs dieses Jahrhunderts an verschiedenen Orten der Schweiz in Betrieb waren, dienen die vorhandenen Registrierungen aus dieser Zeit in erster Linie als Ergänzung zu den makroseismischen Beobachtungen, d.h. von Personen direkt wahrgenommenen Erscheinungen sowie dokumentierten Schäden an Bauwerken. Anfang der Siebziger Jahre wurde in der Schweiz ein modernes Netz von Seismographen installiert. In der Zentralschweiz wurde der erste stationäre Seismograph oberhalb von Brienz im Jahre 1974 in Betrieb genommen. Erst nach diesem Zeitpunkt war es möglich, einzelne Epizentren mit einer Genauigkeit von einigen km zu lokalisieren. In die Untersuchungen werden jedoch auch die historischen Erdbeben mit einbezogen, die auf makroseismischen Beobachtungen beruhen.

Der vollständige Datenkatalog gliedert sich somit in zwei Teile und umfasst die historischen Erdbeben und die seit 1975 instrumentell registrierten Daten (DEICHMANN et al. in NAGRA 1993c).

Die Datengrundlage der makroseismisch beschriebenen *historischen Erdbeben* bildet der Erdbebenkatalog des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED). Dieser wurde aufgrund historischer Quellen sowie der Jahresberichte des Schweizerischen Erdbebendienstes erstellt (SÄGESSER & MAYER-ROSA 1978).

Die Zentralschweiz ist im Laufe ihrer Geschichte wiederholt von schadenverursachenden Erdbeben betroffen worden (PAVONI 1977). Die zeitliche Verteilung der historischen Erdbeben in der Zentralschweiz von 1300 bis 1972 ist in Figur 4.8-2 dargestellt. In diesem Zeitraum wurden 10 Erdbeben mit einer Intensität ≥ VII beschrieben. Das stärkste Beben mit einer Intensität IX wurde im September 1601 in Unterwalden beobachtet. Eine signifikante Häufung von Erdbeben, fünf Beben der Intensität VII und sechs Beben der Intensität VI, fand in den Jahren 1774 bis 1777 statt. Vor dem Jahre 1765 wurde in den Chroniken nur ein Erdbeben mit der Intensität von kleiner als VII beschrieben. Dies hängt damit zusammen, dass erst seit dem Erdbeben von Lissabon im Jahre 1755, das zu einem Aufschwung der Erdbebenforschung führte, derartige Beben mit geringer Intensität beobachtet und schriftlich festgehalten wurden. Mit der Installation von seismischen Messgeräten anfangs des 20. Jahrhunderts kam es zu einer weiteren Zunahme registrierter Beben mit geringerer Intensität.

Der historische Datenkatalog enthält auch einzelne Informationen über Bergstürze und Rutschungen, die möglicherweise im Zusammenhang mit Erdbeben aufgetreten sind (DEICHMANN et al. in NAGRA 1993c). So wurde beschrieben, dass im Jahre 1375 die Salzquelle bei Wolfenschiessen und das Dorf Humligen in Unterwalden durch einen Bergsturz verschüttet wurden. Inwieweit das Erdbeben von 1375 im Zusammenhang mit dem Bergsturz steht, ist unsicher, da die Datumsangabe nur das Jahr beinhaltet.



Figur 4.8-2: Zeitliche Verteilung der Erdbebenintensität in der Zentralschweiz (5-Jahres-Periode) I: Intensität

Aufgrund dieser makroseismisch erfassten Beben, deren Aufarbeitung aus den Chroniken oft mit sehr grossen Schwierigkeiten verbunden war, kann die historische Seismizität in der Zentralschweiz nur vorsichtig interpretiert werden. Auffallend ist das seit dem 18. Jahrhundert wiederholte Auftreten von Erdbeben in der Region Sarnen (Fig. 4.8-3). Auch die Gegend um den Urnersee und um Altdorf war wiederholt Schauplatz stärkerer Beben. Da fast alle diese Beben in den Jahren 1774 und 1775 auftraten, gehören diese Ereignisse möglicherweise alle zu einem einzigen kleineren Epizentralgebiet, analog der Beben von Sarnen. Auffallend ist auch, dass im Vergleich zu Sarnen und Altdorf die Gegend um Engelberg seit dem 18. Jahrhundert seismisch sehr ruhig war (Fig. 4.8-3).

Die *rezenten Erdbeben* in der Zentralschweiz werden seit 1974 mit der bereits erwähnten Station bei Brienz erfasst. Ende 1981 wurde im Muotatal eine zweite Station in Betrieb genommen. Zur weiteren Verbesserung der Erfassung und Lokalisierung von Erdbeben wurde 1988 auf Antrag der NAGRA das Stationsnetz der Innerschweiz durch drei mobile Seismographen bei Alpnach, Flüeli Ranft und Erstfeld verdichtet.

Figur 4.8-4a zeigt die Epizentren aller erfassten Erdbeben für den Zeitraum von 1975 bis 1995. Bedingt durch die instrumentelle Erfassung und Aufzeichnung der Daten lassen sich für die Beben ab 1975 nicht nur die subjektiven Intensitäten angeben, sondern auch Magnituden berechnen. Die beiden stärksten Ereignisse erreichten eine Magnitude von 4.2 (16. November 1995 bei Oberiberg) und 3.6 (28. August 1994 bei Unterschächen). Bei allen anderen registrierten Beben lag die Magnitude unter 3. Ein Vergleich der rezenten Seismizität mit den historischen Erdbeben in der Zentralschweiz ist wegen der unterschiedlichen Datenbasis nur bedingt möglich. Beschränkt man sich aber auf einen Vergleich mit der Intensität VI und 9 Beben mit der Intensität V), und berücksichtigt man die Tatsache, dass die Bebenserie von Sarnen im Jahre 1964 einen



Figur 4.8-3: Epizentren historischer Erdbeben in der Zentralschweiz während verschiedener Zeitabschnitte:
a) 1300 - 1754, l ≥ V
b) 1755 - 1878, l ≥ V

a) 1300 - 1754, $I \ge V$	D) 1755 - 1878, I ≥ V
c) 1879 - 1941, l ≥ V	d) 1942 - 1974, l≥IV

grossen Teil des historischen Erdbebenkatalogs dieser Periode ausmacht, so zeigt sich, dass seit Beginn der modernen instrumentellen seismischen Überwachung die seismische Aktivität ausserordentlich gering war. Ausserdem deuten die makroseismisch bestimmten Epizentren auf eine Konzentration der Aktivität auf die Gegend von Altdorf und Sarnen, während die Verteilung der in den letzten Jahren beobachteten Mikrobeben gleichmässiger erscheint. Zudem ist gegenüber der Molasse eine etwas grössere Anzahl von Mikrobeben im Helvetikum zu erkennen.

Die Herdtiefen im Profil von Figur 4.8-4b zeigen einen auffallenden Sprung in der Untergrenze ihrer Verteilung, der mit der Grenze zwischen subalpiner Molasse und Helvetikum korreliert werden kann. Unter dem Mittelland erreichen die Erdbebenherde Tiefen bis zu 30 km und damit beinahe die Grenze zur Moho, während unter den Alpen die Beben auf die oberen 12 -15 km der Erdkruste beschränkt sind.

145





a)

Figur 4.8-4: Epizentren (a) der zwischen 1975 und 1995 registrierten Mikrobeben mit ihrer ungefähren Tiefenlage und NNW-SSE gerichteter Tiefenschnitt (b) mit einem reduzierten Datensatz, der nur die Beben enthält, deren Herdtiefen genügend sicher bestimmt werden konnten



Figur 4.8-5:	Epizentrenkarte mit den Herdmechanismen			
-	1: Sarnen 1964	2: Hochdorf 1985	3: Kerns 1985	
	4: Sachseln 1985	5: Root 1988	6: Engelberg 1989	

Die Herdmechanismen von sechs ausgewerteten Erdbeben sind in der Epizentrenkarte in Figur 4.8-5 zusammengefasst. Die nördlichen beiden Beben (Hochdorf, Root) in der unteren Kruste (Herdtiefe 27 bzw. 29 km) unter der Molasse stehen in Einklang mit der in der Nordschweiz allgemein beobachteten NNW-SSE gerichteten maximalen Einengung und der entsprechenden WSW-ENE gerichteten Ausdehnung (DEICHMANN 1990). Die Mechanismen im Helvetikum (Herdtiefen zwischen 1 und 7 km) weisen demgegenüber eine leichte Drehung im Gegenuhrzeigersinn auf. Diese Drehung ist besonders ausgeprägt für den Aufschiebungsmechanismus des Bebens von Kerns mit einer WNW-ENE Ausrichtung der maximalen Kompression. Bemerkenswert ist ausserdem die Koexistenz von Aufschiebungsmechanismen (Sarnen und Kerns) mit einem Abschiebungsmechanismus (Sachseln) innerhalb einer Entfernung von nur 5 km.

Bei den Sicherheitsbetrachtungen ist die *Gefährdung des Endlagers durch Erdbeben* eine zentrale Frage, denn mit Erdbeben höherer Magnitude muss in der Zentralschweiz gerechnet werden. Aufgrund der Studie "Earthquake hazard evaluation for Switzerland" (RÜTTENER 1995) ist ein Erdbeben der Magnitude 7 in der Schweiz sehr unwahrscheinlich, kann aber nicht vollständig ausgeschlossen werden. Dabei stellt sich die Frage, inwieweit ein Endlager durch derartige starke Erdbeben gefährdet sein könnte. Dazu müssen zwei Fälle betrachtet werden:

- die Auswirkungen einer direkt durch das Endlager verlaufenden Erdbeben-Bruchfläche und
- die allgemeine Gefährdung von Untertagebauten durch Erdbeben.

In bezug auf den ersten Fall lässt sich feststellen, dass die erdbebenverursachenden Verstellungen des Gebirges meistens an schon bestehenden, grossen regionalen Schwächezonen erfolgen, die beim Endlagerbau selbstverständlich gemieden werden. Daher kann das Auftreten dieses sehr unwahrscheinlichen Falls praktisch von vornherein ausgeschlossen werden.

Zum zweiten Fall kann auf Untersuchungen von DOWDING & ROZEN (1978) über die Gefährdung von Untertagebauten durch Erdbeben hingewiesen werden (siehe auch NAGRA 1993c). Diese beruhen auf weltweiten und über Jahrzehnte dokumentierten Beobachtungen sowie gezielten Messungen. Anhand dieser Studien lässt sich zeigen, dass Untertagebauten im Vergleich zu Oberflächenbauten weitaus günstigere Eigenschaften in bezug auf die Erdbebensicherheit aufweisen (Fig. 4.8--6). Diese Befunde bestätigen auch zielgerichtete Messungen in verschiedenen Erdtiefen während diverser Beben in der Kamaishi Mine in Japan (SHIMIZU et al. 1996). Diese Messungen zeigen, dass mit einer Abschwächung der maximalen Beschleunigung um ca. 50 % in einer Tiefenlage von 200 m bis 300 m zu rechnen ist. Bei Tiefenlagen von ca. 500 m ist mit einer weiteren Verminderung auf ca. 25 % der Oberflächenbeschleunigung zu rechnen. Diese Untersuchungen zeigen, dass selbst geringe Schäden, insbesondere an verfüllten Endlagerkavernen, auch längerfristig kaum zu erwarten sind. Auch sind dem Schweizerischen Erdbebendienst keine bedeutenden Schäden in den seit z.T. über 100 Jahre bestehenden Untertagebauten (Tunnels, Kraftwerkkavernen, Militäranlagen etc.) in der Schweiz bekannt, die auf ein Erdbeben zurückzuführen wären.

Obwohl die Zentralschweiz zu den Schweizer Regionen mit erhöhter Erdbebenaktivität gehört, ist nicht damit zu rechnen, dass durch Erdbeben *neue Wasserfliesswege im Wirtgesteinskörper entstehen* können. Für diese Aussage können folgende Gründe angeführt werden:

Der Wirtgesteinskörper liegt zwischen grossen, regionalen Störungen, Engelbergertal-Störung und Secklis-Bach-Störung, die wahrscheinlich sind, aber nicht durch Bohrungen belegt werden können. Durch Erdbeben verursachte Verschiebungen werden aus physikalischen Gründen bevorzugt von solchen bereits bestehenden Störungszonen aufgenommen. In diesen Störungszonen kann bei einem grossen Erdbeben das Gefüge aufgelockert werden, wodurch auch die hydraulische Durchlässigkeit der Störung, bzw. die Durchlässigkeitsverteilung innerhalb der Störung verändert werden kann. Der Gesteinskörper zwischen diesen grossen Störungssystemen wird aber nur geringfügig mechanisch beansprucht.

Der Wirtgesteinskörper besteht aus einem sehr geringdurchlässigen, tonhaltigen Mergel, einer Gesteinsart, die sich aufgrund ihrer rheologischen Eigenschaften gegenüber den kalkigen Nebengesteinen weniger kompetent verhält und deren hydraulische Durchlässigkeit auch bei mechanischer Beanspruchung nur geringfügig verändert wird.

In allen Bohrungen, die das Wirtgestein durchteuften, sind Unterdrücke (Kap. 7.2.2.2) nachgewiesen worden. Sie beschränken sich auf den geringdurchlässigen Wirtgesteinskörper. Aufgrund der heutigen Erkenntnisse ist zu vermuten, dass die in den ein-

zelnen Bohrungen nachgewiesenen Unterdrücke zu einer grossen zusammenhängenden Unterdruckzone gehören. Der Abbau einer Unterdruckzone braucht bei den heute im Vordergrund stehenden Szenarien (Anhang A6) sehr viel Zeit: Im Falle der Entlastung der Formation durch die glaziale Überlast dauert ein völliger Abbau Zehntausende von Jahren, im Falle der Entlastung durch fortschreitende Erosion im Untersuchungsgebiet sogar Hunderttausende von Jahren. Wären durch eines der vielen Erdbeben in dieser langen Zeitspanne neue Wasserfliesswege entstanden, hätte sich diese Unterdruckzone durch das nachfliessende Wasser bereits vor langer Zeit abgebaut.



Figur 4.8-6: Beziehung zwischen Tunnelschäden und verschiedenen charakteristischen Grössen eines Erdbebens (DOWDING & ROZEN 1978)

Im Wirtgesteinskörper sind saline Grundwässer (Kap. 6.3.4) nachgewiesen worden. Die stabilen Isotope dieser Wässer zeigen Isotopenverhältnisse, die auf reliktische Anteile von Meerwasser hinweisen. Die hydrochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen (Kap. 6.5.1) zeigen, dass diese Formationswässer eine Verweildauer im Untergrund von mehreren Millionen Jahren aufweisen. Die Tatsache, dass seit der grossen Eintalung während der grössten Vergletscherung vor ca. 780'000 Jahren (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996) keine Verdrängung der sehr alten salinen Wässer durch jüngere Wässer stattgefunden hat, spricht gegen eine seismisch induzierte Öffnung von bedeutenden Wasserfliesswegen.

Die salinen Wässer wurden auch nicht durch die im Liegenden des Wirtgesteinskörpers festgestellten, unter artesischem Druck stehenden, tiefen Na-HCO₃-Grundwässer der "Wissberg-Scholle", deren Alter als eiszeitlich eingestuft wurden (Kap. 6.3.5), also viel jünger sind, wesentlich beeinflusst, was wiederum für die langfristig gleichbleibend geringe Durchlässigkeit des Wirtgesteins spricht.

4.8.1.3 Rezentes Spannungsfeld

Informationen über das rezente Spannungsfeld sind notwendig für die Interpretation von hydrogeologischen Untersuchungen (z.B. das Unterdruckphänomen am Wellenberg bzw. die Durchlässigkeitsverteilung) und die Auslegung und Orientierung der Untertagebauten. Zudem tragen sie zum Verständnis der Langzeitentwicklung des Standorts und damit zur Beurteilung der Sicherheit bei. Im Rahmen der Untersuchungen der Phasen I und II am Wellenberg konnten aus folgenden Messungen direkte oder indirekte Informationen über das Spannungsfeld am Wellenberg gewonnen werden:

- Spannungsmessungen durch Hydraulic Fracturing in den Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4a/v (KONIETZKY & RUMMEL 1991; KONIETZKY et al. 1991; KLEE & RUMMEL 1992, 1995)
- Messung der Bohrlochstabilität (Bohrlochrandausbrüche) in den Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4a/v, SB4a/s (KRAMMER & MÜLLER 1992a,b; KRAMMER & HEPPNER 1993; HUBER & WEHRLE 1995; HUBER 1996)
- Analyse von induzierten Rissneubildungen in den Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s (KRAMMER & MÜLLER 1992a,b, 1993; KRAMMER & HEPPNER 1993; HUBER & WEHRLE 1995; HUBER 1996)
- Herdflächenanalysen von lokalen Erdbeben (Fig. 4.8-5)

Direkte Informationen über das rezente Spannungsfeld können von der Oberfläche aus mit der Methode des Hydraulic Fracturing gewonnen werden. Voraussetzung für eine erfolgreiche Interpretation eines klassischen Hydrofracs ist der Verlauf der Bohrachse parallel zu einer der Hauptspannungsrichtungen. Bei Vertikalbohrungen ist dies, zumindestens bei grösseren Bohrtiefen und nicht allzu komplizierten topographischen Verhältnissen, meist gegeben, da eine Hauptspannungskomponente der vertikalen Auflast der überlagernden Gesteinssäule entspricht. Weiterhin ist zu beachten, dass die verlässlichsten Daten bei dieser Methode die minimalen horizontalen Hauptspannungen (S_h) sind und dass die maximalen horizontalen Hauptspannungen (S_h) und deren Richtungen weniger belastbare Ergebnisse darstellen. Die Problematik der Spannungsorientierung kann durch die Analyse von Bohrlochinstabilitäten (Bohrlochrandausbrüche) und induzierten Rissen entschärft werden.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen für den Wellenberg ein sehr konsistentes Bild. In der Nähe der Oberfläche (bis max. 500 m unter dem Bohransatzpunkt) ist das Spannungsfeld in einigen Fällen durch topographische Einflüsse gestört (z.B. SB1). In grösserer Tiefe zeigen sich jedoch sehr einheitliche Verhältnisse. Die Hauptspannungsrichtung beträgt $131^{\circ} \pm 10^{\circ}$, und auch die Beträge der Spannungen erscheinen im Untersuchungsgebiet einheitlich eine Funktion der Kote zu sein. Die einzige Ausnahme bildet die Bohrung SB2 im Engelbergertal. In dieser exponierten Lage sind die Spannungen niedriger als im Bereich des Wellenbergs. Die Auswertung der Daten aus der Bohrung SB4a/v bildet die für das Endlager im Moment wichtigste Information, da diese erstens direkt auf Endlagerniveau und zweitens in der geringsten Entfernung zum geplanten Endlager erhoben wurden. Die ermittelten Spannungsprofile zeigen im interessierenden Bereich eine nahezu lineare Tiefenabhängigkeit, die im Bereich der SB4a/v folgendermassen beschrieben werden kann:

$$S_h [MPa] = 4.3 + 0.0210 \cdot (Z [m] - 199 [m])$$

 $S_H [MPa] = 9.35 + 0.0381 \cdot (Z [m] - 199 [m])$

wobei Z die Bohrlochtiefe des interessierenden Punkts ist. Da der Bohransatzpunkt der SB4a auf Kote 942 m liegt, ergibt sich für das Endlagerniveau (Kote = 540 m; Z = 402 m Tiefe)

 $S_h = 8.5 \text{ MPa}$ und $S_H = 17.0 \text{ MPa}$

In einem weiteren Schritt wurden verschiedene Modellrechnungen mit der "Distinct Element Method" durchgeführt (TE KAMP & KONIETZKY 1996). Das Ziel dieser Modellrechnungen war, mit den erhobenen Daten und den tektonischen Gegebenheiten den Gesamtspannungszustand des Gebietes zu erklären. Die Rechnungen ergaben folgende Aussagen:

- Das Spannungsfeld ist nicht rein gravitativ erklärbar.
- Mit einer tektonischen Komponente (Schubrichtung = 135°) und Gravitation lassen sich die beobachteten Daten erklären (Fig. 4.8-7).
- In der Ebene des geplanten Endlagers ist die maximale horizontale Spannungskomponente zwei- bis dreimal grösser als die minimale, wobei diese etwas kleiner als die vertikale Komponente ist.
- Die Spannungsverteilung im Endlagerbereich ergibt folgendes Bild:

 $S_h < S_v < S_H$; $S_H = 25 - 30$ MPa; $S_v = 14 - 18$ MPa; $S_h = 11 - 14$ MPa (Fig. 4.8-8)

Die Beobachtungen der in situ Spannungsmessungen stimmen mit den aus der Weltspannungskarte (ZOBACK et al. 1989, MÜLLER et al. 1992) abgeleiteten regionalen Spannungsrichtungen für die Schweiz sehr gut überein. Auch die Korrelation mit den Spannungsmessungen aus der Nordschweiz (MÜLLER et al. 1987) und dem Felslabor Grimsel (BRÄUER et al. 1989) ist sehr gut. Die Spannungsmagnituden im Felslabor Grimsel sind im ungestörten Gestein etwas höher als im Wellenberg. Während im Felslabor Grimsel das Verhältnis von maximaler horizontaler Hauptspannung zu vertikaler Hauptspannung Werte bis zu 3.3 annimmt, wurden am Wellenberg keine Werte gemessen, die signifikant grösser als 2 sind.



Figur 4.8-7: Vergleich der numerischen Resultate der minimalen Hauptspannung mit den shut-in Drücken des Hydraulic Fracturings aus den Bohrungen SB1, SB2, SB3 und SB4a/v für den Modellfall WRM-96/T3-EP (TE KAMP & KONIETZKY 1996)



Figur 4.8-8: Magnitude und Ausrichtung der maximalen Hauptspannungskomponente (σ₁) auf Endlagerebene. Die Länge der Balken richtet sich nach dem Einfallswinkel der Spannungskomponente (vertikales Einfallen entspricht der minimalen Länge). Die Magnitude der Spannungskomponente (in MPa) entspricht der Farbkodierung (TE KAMP & KONIETZKY 1996).

4.8.1.4 Zusätzliche Feldstudien

Speläologische Beobachtungen

Über rezente, vertikale Krustenbewegungen sind die Kenntnisse recht gut (Kap. 4.5.1), hingegen existieren keine direkten Daten über horizontale Bewegungen während des Quartärs und der jüngsten Vergangenheit. Mit den neotektonischen Untersuchungen im Höhlensystem Melchsee-Frutt (GUBLER & TRÜSSEL 1995) hoffte man, entsprechende Daten zu erhalten. In diesem Höhlensystem wurden Höhlengänge beobachtet, die nach ihrer Genese entlang einer Kluftfläche um 5 cm bzw. 34 cm verschert wurden. Für diese Verschiebungen stand eine maximale Zeitspanne von der grössten Vergletscherung (DICK et al. 1996) bis heute zur Verfügung. Unter der Annahme, dass die grösste Vergletscherung rund 780'000 Jahre zurückliegt, beträgt die Verschiebungsrate somit ca. 0.4 mm pro 1000 Jahre. Haben die Bewegungen später eingesetzt, so nimmt die Verschiebungsrate entsprechend zu.

Kiesgrube Ennerberg (Stans NW)

An den Abbauwänden in der Kiesgrube Ennerberg bei Stans wurden verschiedene steilstehende Störungen beobachtet. Als Ursache für die Entstehung der Brüche standen folgende Möglichkeiten zur Diskussion:

- synsedimentäre Deformation
- quartäre Neotektonik
- glaziale Deformation durch den jüngsten Gletschervorstoss

Der Ennerberg ist aus fluvioglazialen Deltaschottern aufgebaut, die von pelitischen eiszeitlichen Seeablagerungen unbekannter Mächtigkeit unterlagert werden. Diese Deltaschotter von Ennerberg, die bei der vorletzten Rückzugsphase der Gletscher in NE-Richtung geschüttet wurden, werden durch jüngere Moränen des letzten Gletschervorstosses überdeckt.

Insgesamt liessen sich 15 Brüche in der Kiesgrube Ennerberg beobachten (KELLER 1996). Diese Brüche fallen steil ein und streichen im Mittel WNW-ESE. Damit verlaufen die Störungen parallel bis subparallel zum Streichen der Vorschütt-Schichtung des Deltas. Drei der Brüche sind als Horst-Graben-Strukturen ausgebildet, bei denen im Gegensatz zu den anderen Störungen ein eindeutiger Versatz beobachtet werden konnte.

KELLER (1996) kommt aufgrund seiner Untersuchungen zum Schluss, dass sich diese beobachteten Störungen am ehesten durch glazialtektonische Prozesse erklären lassen. Dafür sprechen die folgenden Fakten:

Die Beobachtungen zeigen, dass der Kieskörper vor allem eine Extension erfahren hat, und dass die Lage der Brüche nicht den tektonischen Hauptlineamenten folgt, sondern senkrecht zur vermuteten Fliessrichtung des Eises streicht. Unter diesen Gesichtspunkten ist es naheliegend, dass die beobachteten Störungen in der Kiesgrube Ennerberg durch den letztmals vorstossenden Gletscher verursacht wurden und nicht durch neotektonische Prozesse entstanden sind.

4.8.2 Erosionsszenarien

Zur Abschätzung der Langzeitsicherheit des Endlagers stellt sich nun die Frage, wie gut bzw. wie lange ein horizontal erschlossenes Endlager innerhalb des mergeligen Wirtgesteinskomplexes, der nicht durch einen erosionsresistenteren Gesteinskörper *Geologische Detailkartierung:* Die klassische Erkundung der geologischen Kartierung steht am Anfang jeder erdwissenschaftlichen Exploration. Sie bildete hier die Basis für die Planung aller weiteren Untersuchungen.

Strukturstudien in regionalem Massstab wurden für Korrelationen von Grossstrukturen eingesetzt, um das Verständnis der tektonischen Zusammenhänge zu erleichtern.

Hydrogeologisches Messprogramm: Es wurde als Grundlage für die hydrogeologische Charakterisierung und als Ergänzung der in den Bohrungen erhobenen Daten vorgesehen. Zudem diente es zur vorsorglichen Beweissicherung im Hinblick auf künftige Sondierungen.

Bodengasmessungen wurden ins Programm aufgenommen, um die geochemische Kartierung von Störungszonen über schlecht aufgeschlossenen Wirtgesteinsbereichen zu erproben.

Geodätische Kontrollmessungen wurden zur Erfassung allfälliger Bewegungen in den Rutschgebieten des Standorts geplant, insbesondere in der Rutschmasse Altzellen.

Zu den bewilligungspflichtigen Sondierungen des Untersuchungsprogramms der Phase I gehörten:

Geophysikalische Messungen: Fünf Messlinien von nahezu 20 km Gesamtlänge wurden für reflexionsseismische Messungen vorgesehen, um den strukturellen Aufbau des Untersuchungsgebietes kennenzulernen.

Auf drei parallelen Profilen im Talboden der Engelberger Aa sollte mit refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen die Mächtigkeit der Lockergesteine über dem Felsuntergrund erkundet werden.

Sondierbohrungen wurden auf allen Seiten der potentiellen Lagerzone vorgesehen, um den geologischen Bau des Standorts abzuklären und – zusammen mit den darin geplanten hydraulischen, hydrochemischen und geophysikalischen Untersuchungen – das Wirtgestein zu charakterisieren.

- SB1 sollte bei Oberrickenbach nordöstlich der potentiellen Lagerzone das Wirtgestein durchteufen und sein Liegendes erbohren.
- SB3 wurde im Gebiet Altzellen geplant, wo sie unter Berücksichtigung der ENE -WSW streichenden Grossstrukturen den für das Lager repräsentativen Wirtgesteinsbereich charakterisieren sollte.
- SB4 wurde im südlichen Randgebiet des Wirtgesteins vorgesehen, wo sie mit einer Neigung von ca. 70° gegen SSE niedergebracht werden sollte, um den Kontakt Drusberg-/Axen-Decke zu orten und die hydrogeologischen Verhältnisse in diesem Bereich abzuklären.
- SB2 wurde beim Stollenportal im Engelbergertal angesetzt, um im Abstrombereich des geplanten Endlagers den geologischen Bau und die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrundes zu erkunden.
- SB6 wurde aufgrund der Interpretation der refraktionssseismischen Daten nordnordöstlich Grafenort plaziert, um den frontalen Bereich der Rutschmasse von Altzellen zu durchbohren und den Felsuntergrund des Engelbergertals in seiner annähernd tiefsten Lage zu orten.

überlagert wird, gegen die Freilegung durch langfristige erosive Prozesse geschützt ist. In der Sicherheitsanalyse Wellenberg (NAGRA 1993a) wird ein Zeitraum von 100'000 Jahren betrachtet. Für die Studie über die "Erosionsszenarien Wellenberg" (KLEMENZ 1993) wurde daher der gleiche Zeithorizont gewählt. Die Ergebnisse dieser Studie werden im folgenden zusammengefasst.

4.8.2.1 Berücksichtigte Prozesse

Bei der Untersuchung des Langzeitverhaltens des Standorts Wellenberg werden die folgenden Prozesse berücksichtigt, die direkt oder indirekt mit der Erosionsbetrachtung im Gebiet des Standorts verbunden sind: Klimaänderungen, Änderungen der hydrologischen Verhältnisse, Änderungen der Erosionsbasis, Denudation, Flusserosion, Glazialerosion, Sedimentation, orogenetische, epirogenetische und isostatische Hebungen und/oder Senkungen.

Die angeführten Prozesse werden auf verschiedenen Stufen in die Untersuchung miteinbezogen: Allfällige Klimaänderungen werden z.B. in Form von Szenarien mit unterschiedlichen Klimaverhältnissen berücksichtigt. Dabei wird darauf verzichtet, ihre Wahrscheinlichkeit zu diskutieren. Es wird vielmehr versucht, eine Liste aller denkbarer Entwicklungen aufzustellen und die Folgen dieser Veränderungen bis zum Zeithorizont von 100'000 Jahren nach heute soweit als möglich guantitativ abzuschätzen. Denudation, Flusserosion, Glazialerosion und Sedimentation sind klimaabhängig und werden in den verschiedenen Szenarien mit entsprechenden Parameteränderungen berücksichtigt. Dabei wird für jedes Szenarium in einem ersten Schritt die grossräumige Entwicklung des Ablagerungsraums diskutiert. Dieses Vorgehen dient der Abschätzung von Lageveränderungen der Sohle des Engelbergertals bzw. des Bezugshorizonts für die Lokalerosion im Bereich des Standortgebietes. Da die relativen tektonischen Hebungen im Ablagerungsraum bzw. im Gebiet zwischen dem Modellstandort und der Schwelle von Luzern (Abflussstelle des Vierwaldstättersees) in den Alluvionen laufend ausgeglichen werden, sind neben den bereits angeführten Prozessen die Hebungen/-Senkungen des Felsuntergrunds aufgrund orogenetischer, epirogenetischer oder isostatischer Prozesse von entscheidender Bedeutung. Die Erosionsprozesse (Denudation, fluviatile Erosion, Glazialerosion) wirken erneut in der Lokalerosion im Standortgebiet, wobei die Parameter auch hier unter verschiedenen Klimabedingungen unterschiedliche Werte aufweisen.

4.8.2.2 Szenarien

In Tabelle 4.8-1 sind die verschiedenen untersuchten Szenarien dargelegt.

Tabelle 4.8-1: Untersuchte Langzeitszenarien

Szenarium	Klima, Dauer (betrachteter Zeitabschnitt generell 100'000 Jahre)		
Szenarium 1	Klima unverändert		
Szenarium 2a ²⁾	Eiszeit vom Ausmass der Würm-Vereisung; Dauer: 60'000 Jahre		
	Variante 1 – <u>Keine Tiefenerosion</u> im Engelbergertal und im Bereich der Rutschmasse Altzellen während der nächsten Eiszeit ¹⁾		
	 Deltastand am Ende der n		
	Variante 2 – Ausräumung des Engelbergertals während der nächsten Eiszeit bis Stans		
	 Tiefenerosion in der Talsohle bis 50 m unter die Basis der Rutschmasse Altzellen 		
	Variante 3 – Ausräumung des Engelbergertals während der nächsten Eiszeit <u>bis</u> Buochs / Stansstad		
	 Tiefenerosion in der Talsohle bis 50 m unter die Basis der Rutschmasse Altzellen 		
Szenarium 2b ²⁾	Nacheiszeit nach dem Szenarium 2a ähnlich den heutigen Klima- verhältnissen; Dauer: 40'000 Jahre		
Szenarium 3	Semiarides Klima		
	mit nur saisonaler Vegetation und intensiven Niederschlägen		
Szenarium 4	Arides Klima		
	Verdunstung im Vierwaldstättersee grösser als zufliessende Wassermenge; Absinken des Seespiegels		
Szenarium 5a/b	Feuchtwarmes Klima mit hohen Niederschlägen		
	Szenarium 5a:mit natürlichen VegetationsverhältnissenSzenarium 5b:Vegetationsverhältnisse gestört durch menschliche Einflüsse		

¹⁾ SCHLÜCHTER (1995) kommt aufgrund der Untersuchung von Grundmoränenproben aus der Sondierbohrung SB6 zum Schluss, dass diese vom letzteiszeitlichen Talgletscher überfahren und vorbelastet worden seien. Dementsprechend hätte die letzte Vergletscherung im Untersuchungsgebiet praktisch keine Tiefenerosion verursacht.

²⁾ In diesem Szenarium wurde noch die "klassische" Würm-Eiszeit als Vorbild genommen und nicht die in Fig. 2.3-6 gezeigten Eisvorstösse. Das Verhältnis zwischen Vereisung und eisfreier Zeit ändert sich dadurch aber unwesentlich.

- Die fünf Szenarien decken alle denkbaren Klimaentwicklungen ab, indem sie Extreme darstellen, zwischen denen die künftige Realität liegen wird.
- Aus Gründen der Vereinfachung, wird die Wirkung aller Klimata ohne Übergang wirksam: Bei Szenarium 4 herrscht ab dem Jahre 0 Wüstenklima ⇒ Vereinfachung in konservativer Richtung.
- Anthropogene Einflüsse, die normalerweise die Erosion vermindern (z.B. Wildbachverbauungen), wurden nicht in Rechnung gestellt ⇒ nochmalige Erhöhung der Konservativität.

4.8.2.3 Entwicklung der Erosionsbasis

Die Entwicklung der Sohle des Engelbergertals im Untersuchungsgebiet ist von grosser Bedeutung, da diese die Basis für die Lokalerosion darstellt. Sie bildet den Bezugshorizont für die Entwicklung der lokalen Entwässerungsrinnen.

Die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis des Engelbergertals ist bis zur vollständigen Verlandung des Vierwaldstättersees von den folgenden Punkten abhängig:

- Vorstossgeschwindigkeit des in den See wachsenden Deltas der Engelberger Aa
- Gleichgewichtsgefälle der Deltaablagerungen sowohl im neugeschaffenen Deltaabschnitt zwischen Buochs/Stansstad und der Schwelle von Luzern als auch im Abschnitt der bereits bestehenden Talsohle unterhalb des Standortgebietes
- Hebungsrate des Felsuntergrunds im Standortgebiet bezüglich der Schwelle von Luzern (Annahme: 0.5 mm/a, Kap. 4.8.1.1)

Nach der vollständigen Verlandung des Vierwaldstättersees wird infolge der Überströmung der Schwelle von Luzern im Abschnitt Basel-Luzern eine markante Verstärkung der Tiefenerosion einsetzen. Folglich wird es zwischen dem Gefällsende bei Basel und dem Untersuchungsgebiet zur Ausbildung eines Ausgleichsgefälles kommen. Da der Prozess kaum quantifizierbar ist, wird bis zum Ende der Betrachtungsperiode ein vollständiger Ablauf dieses Prozesses angenommen. Bei den angenommenen Werten für das Ausgleichsgefälle muss die Schwelle von Luzern gegenüber heute um 75 m abgetragen werden. Im weiteren ist zur Ausbildung eines Ausgleichsgefälles zwischen Basel und Luzern noch der Hebungsbetrag der Schwelle von Luzern gegenüber dem Vorland mit einzubeziehen (Annahme 0.3 mm/a).

Wesentlich für die Betrachtung der Entwicklung der Talsohle im Untersuchungsgebiet sind damit die folgenden Parameter:

- Hebungsrate im Untersuchungsgebiet, am Alpenrand und im schweizerischen Mittelland
- Gleichgewichtsgefälle der Deltaablagerungen im Ablagerungsraum Vierwaldstättersee und in den rückwärtigen Flusstälern (v.a. im Engelbergertal)
- Ablagerungsrate der in den Vierwaldstättersee mündenden Flüsse
- Ablagerungsraum
- Das sich ausbildende Ausgleichsgefälle zwischen Basel und Luzern
- Erosiver Abtrag der Schwelle von Luzern nach der vollständigen Auffüllung des Seebeckens
- Wasserführung der Flüsse

Die Wahl der Parameter-Werte für die verschiedenen Szenarien erfolgte aufgrund von Analogien im schweizerischen Alpenraum (Szenarien 1 und 2) und aus anderen Klimagebieten (Szenarien 3 - 5).

Die daraus abgeleiteten Höhendifferenzen zwischen Endlager und Sohle des Engelbergertals sind aus Tabelle 4.8-2 und Beilage 4.8-1 ersichtlich und ergeben für die verschiedenen Erosionsszenarien folgendes Bild:

	Zeitpunkt	Höhendifferenz zwischen End- lager und Tal- sohle ¹⁾
	[Jahre n.h.]	[m]
Anfangszustand	0	5 m
Szenarium 1:		
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	36'000	-7 m ²⁾
- Erosion Schwelle von Luzern	bis 100'000	130 m
Szenarien 2a/2b (ohne Tiefenerosion) - Variante 1		
- Ende der nächsten Eiszeit (beim Gletscherrückzug)	60'000	5 m
- Ende der nächsten Eiszeit (nach Ausbildung Gleichgewichtsgefälle bis Buochs/ Stansstad)	60'000	35 m
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	80'000	15 m
- Erosion Schwelle von Luzern	bis 100'000	130 m
Szenarien 2a/2b (mit Tiefenerosion bis Stans - Variante 2		
- Ende der nächsten Eiszeit (beim Gletscherrückzug)	60'000	240 m
- Ende der nächsten Eiszeit (nach Reaktivierung der Rutschung Altzellen)	60'000	120 m
- Deltastand Stans	74'000	12 m
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	91'000	-5 m ⁽²⁾
- Erosion Schwelle von Luzern	bis 100'000	130 m
Szenarien 2a/2b (mit Tiefenerosion bis Buochs/Stansstad - Variante 3		
- Ende der nächsten Eiszeit (beim Gletscherrückzug)	60'000	240 m
- Ende der nächsten Eiszeit (nach Reaktivierung der Rutschung Altzellen)	60'000	135 m
- Deltastand Buochs	100'000	25 m
Szenarium 3		
- Nach Ausbildung Gleichgewichtsgefälle bis Vierwaldstättersee	< 1'000	35 m
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	16'000	26 m
- Erosion Schwelle von Luzern	bis 100'000	173 m
Szenarium 4		
- Nach Ausbildung Gleichgewichtsgefälle bis Vierwaldstättersee	< 1'000	-37 m ⁽²⁾
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	55'000	-66 m ⁽²⁾
Szenarium 5a		
- Nach Ausbildung Gleichgewichtsgefälle bis Vierwaldstättersee	< 1'000	82 m
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	30'000	90 m
- Erosion Schwelle von Luzern	bis 100'000	230 m
Szenarium 5b		
- Nach Ausbildung Gleichgewichtsgefälle bis Vierwaldstättersee	< 1'000	35 m
- Vollständige Verlandung Vierwaldstättersee	5'100	20 m
- Erosion Schwelle von Luzern	bis 100'000	173 m

¹⁾ Distanz zwischen Talweg und westlicher Begrenzung des Endlagers = 2'000 m

²⁾ Negativer Wert: Talsohle liegt höher als Endlager

- Während der Verlandung des Vierwaldstättersees beschränkt sich die Höhenänderung in der Talsohle im Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des Szenariums 5a (90 m) auf wenige Dekameter. Mit Ausnahme der Variante 3 des Szenariums 2b verlandet der Vierwaldstättersee durchwegs weit vor dem Ende der Betrachtungsperiode. Die Verlandungszeit wird dominiert von der Ablagerungsrate und liegt zwischen rund 5'000 Jahren im Szenarium 5b und 55'000 Jahren im Szenarium 4. Im Szenarium 1 weist sie mit rund 36'000 Jahren einen mittleren Wert auf.
- Nach der Verlandung des Vierwaldstättersees findet in allen Szenarien (mit Ausnahme des Szenariums 4 und der Variante 3 des Szenariums 2b) bis zum Ende der Betrachtungsperiode ein massiver Abtrag der Talsohle statt, so dass sich bis zu diesem Zeitpunkt der Höhenunterschied zwischen Lager und Talsohle auf 130 m (Szenarium 1, Varianten 1 und 2 des Szenarium 2b), 173 m (Szenarien 3 und 5b) und auf 230 m (Szenarium 5a) vergrössert. Die Unterschiede sind vor allem das Resultat der unterschiedlichen Gleichgewichtsgefälle.

4.8.2.4 Lokalerosion

Für die Lokalerosion sind mehrere durch die lokalen Standortverhältnisse bestimmte Erosionsvorgänge von Bedeutung. Die Entwicklung der Talsohle bei Oberrickenbach, die zugleich die Erosionsbasis für den Abtrag der E-Flanke des Eggeligrats ist, hängt infolge der Steilstufe an ihrem Ausgang nicht von der Entwicklung des Engelbergertals sondern wesentlich von der Erosionsrate der Kieselkalkschwelle von Burgholz, dem Gleichgewichtsgefälle des Secklis Bachs in den Mergeln (Wirtgestein) und dem Abtrag in den Quartärablagerungen im Tal von Oberrickenbach ab.

Szenarium	Wesentliche Erosionsfaktoren
Szenarium 1	Tiefenerosion im Tal von Oberrickenbach und flächenhafte Erosion der Mergel (Wirtgestein)
Szenarium 2b	Tiefenerosion im Tal von Oberrickenbach und flächenhafte Erosion der Mergel
Szenarium 3	Flächenhafte Erosion der Mergel und Entwicklung eines Gleichge- wichtsgefälles der Entwässerungsrinnen der "bad lands" ¹⁾ von Altzellen
Szenarium 4	Flächenhafte Erosion der Mergel
Szenarium 5a	Flächenhafte Erosion der Mergel
Szenarium 5b	Flächenhafte Erosion der Mergel, Entwicklung eines Gleichgewichts- gefälles der Entwässerungsrinne der "bad lands" Altzellen, Tiefen- erosion im Tal von Oberrickenbach

Tabelle 4.8-3:	Erosionsbestimmende	Faktoren	über dem	Endlager
100010 1.0 0.		i untoi on	abor aom	Lindiagor

¹⁾ "bad lands" bezeichnet eine v.a. in tonreichen Gesteinen bei fehlender Vegetationsdecke und semiaridem Klima auftretende Erosionsform mit zahlreichen ausgeprägten Entwässerungsfurchen.

Der Abtrag der Mergel im Gebiet Altzellen - Eggeligrat - Oberrickenbach wird durch die Stabilitätsverhältnisse in den Mergeln (inkl. Rutschmasse Altzellen), die flächenhafte

Erosion, die Tiefenerosion und durch das erosive Gleichgewichtsgefälle des Eltschenbachs bestimmt. Tabelle 4.8-3 gibt eine Übersicht über die wesentlichen Erosionsfaktoren der verschiedenen Szenarien. Die Entwicklung der Lokalerosion für das jeweilige Szenarium ist aus Beilage 4.8-1 ersichtlich.

Der Zustand am Ende der Betrachtungsperiode wird als minimale Mächtigkeit der verbleibenden Felsüberlagerung über dem Endlager definiert. Die angeführten Werte stellen Minimalwerte dar. In weiter nördlich oder südlich gelegenen Schnitten ist die Restüberlagerung daher grösser. Die Gesteinsüberdeckung des Endlagers zum heutigen Zeitpunkt und am Ende der Betrachtungsperiode der verschiedenen Szenarien ist in Tabelle 4.8-4 zusammengefasst.

	Zeitpunkt	Gesteinsüberdeckung des Lagers	
		Westliche	Östliche
	(Jahre)	Begrenzung	Begrenzung
Heutiger Zustand	0	420 m	360 m
Szenarium 1	100'000	260 m	140 m
Szenarium 2a			
Variante 1	60'000	380 m	300 m
Variante 2	60'000	380 m	300 m
Variante 3	60'000	360 m	300 m
Eistransfluenz über Eggeligrat	60'000	380 m	300 m
Szenarium 2b			
Variante 1	100'000	340 m	280 m
Variante 2	100'000	330 m	260 m
Variante 3	100'000	320 m	220 m
Eistransfluenz über Eggeligrat	100'000	340 m	280 m
Szenarium 3	100'000	80 m	170 m
Szenarium 4	100'000	360 m	300 m
Szenarium 5a	100'000	140 m	180 m
Szenarium 5b	100'000	60 m	60 m

Tabelle 4.8-4: Minimale Überdeckung der Endlagerzone heute und nach 100'000 Jahren

Wegen der Verbreiterung des Endlager-Layouts ergibt sich gegenüber den im KLEMENZ (1993) publizierten Daten (Tabelle E-10) in allen Szenarien eine geringere Endlagerüberdeckung. Das hier benützte Endlager-Layout enthält doppelt so viele Kavernenachsen wie wahrscheinlich benötigt werden, sodass die schliessliche Überdekkung grösser sein wird als die in der Tabelle 4.8-4 aufgeführte.

4.8.2.5 Beeinflussung der hydrogeologischen Verhältnisse

In den verschiedenen Szenarien sind durch die Erosionsvorgänge topographische, hydrologische und hydrogeologische Änderungen zu erwarten.

Topographische Änderungen ergeben sich vor allem in den Talsohlen des Engelbergertals und des Tals von Oberrickenbach sowie im Bereich des an der Oberfläche anstehenden Wirtgesteins (Beilage 4.8-1). Im weiteren wird das Relief zwischen der Zone des Wirtgesteins und den angrenzenden, aus erosionsresistenten Gesteinen aufgebauten Gebieten des Wellenbergs im Norden und der Walegg im Süden akzentuiert.

Hydrologische Änderungen bilden die Grundlage für die unterschiedlichen Annahmen über die Klimaentwicklung. So verändern sich die Niederschlagsverhältnisse in den Szenarien 2a, 3, 4 und 5a/5b. Dementsprechend ist eine Verringerung des Abflusses in den Szenarien 2a, 3 und 4 sowie eine Zunahme in den Szenarien 5a und 5b gegeben.

Hydrogeologische Änderungen werden durch die topographischen und hydrologischen Änderungen verursacht. In mittel- bis gutdurchlässigen Gesteinen wird sich der Grundwasserspiegel rasch an die neuen topographischen und bei Klimaänderungen überdies an die geänderten hydrologischen Verhältnisse anpassen. Bei den geringdurchlässigen Gesteinen (Wirtgestein) wird dies nur in Oberflächennähe oder in der unmittelbaren Nachbarschaft von Aquiferen der Fall sein. Infolge der Erosionsentlastung sind in mächtigeren Sedimentpaketen Verzögerungserscheinungen in der Anpassung der Potentiale möglich.

Ebenfalls durch die Erosionsentlastung sind zusammen mit der sukzessiven Tieferlegung der Geländeoberfläche Verlagerungen der K-Verteilung im Wirtgestein (Kap. 7.4.5) zu erwarten. Die höher- und mitteldurchlässigen Partien werden entsprechend dem erosiven Abtrag tiefergelegt, sodass das Endlager allmählich in Bereiche mit höherem K-Wert zu liegen kommt. Die künftigen Durchlässigkeiten im Umkreis des Endlagers können näherungsweise quantifiziert werden, wenn man die in Kapitel 7.4.4 dargestellte Methodik zur Ermittlung der Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein verwendet (K-Modell). Dabei wird vorausgesetzt, dass die vom K-Modell abgeleiteten ortsabhängigen K-Tiefenfunktionen, bezogen auf die sich verändernde Topographie, ihre Gültigkeit über den betrachteten Zeitraum behalten.

Legt man das ungünstigste Szenarium 5b mit den generell höchsten Erosionsbeträgen zugrunde, so ergeben sich nach 50'000 Jahren am Rand des Kavernenbereichs K-Werte von $\leq 10^{-9}$ m/s, am Rand der Endlagerzone von $\leq 5 \cdot 10^{-9}$ m/s. Das Zentrum der Endlagerzone liegt im Bereich von K $\approx 5 \cdot 10^{-11}$ m/s.

Bei der Ermittlung der K-Werte für sehr geringe Gesteinsüberlagerungen zeigt sich, dass der zur Beschreibung der Tiefenabhängigkeit verwendete S-förmige Tiefentrend (erfc-Funktion, vgl. Kap.7.4.4) sich im oberen Teil einem konstanten K-Wert annähert, der für diese Bereiche unrealistisch tief liegt. Die so ermittelten Durchlässigkeiten für Überlagerungen unter 100 m werden deshalb auf Werte angehoben, die mit Beobachtungen in entsprechend gelegenen Untertagebauten kompatibel sind.

Für die Situation nach 100'000 Jahren ergeben die auf diese Weise durchgeführten Abschätzungen für das Szenarium 5b an den Rändern von Kavernenbereich und End-

lagerzone K-Werte von $\leq 5 \cdot 10^{-8}$ m/s. Für das Zentrum der Endlagerzone ist $K \approx 10^{-9}$ m/s zu erwarten.

Der freie Grundwasserspiegel wird sich folgendermassen ändern:

- In den Szenarien 1, 3 und 5a/5b wird der Grundwasserspiegel im Engelbergertal wie heute an oder wenig unterhalb der Talsohle liegen.
- Beim Szenarium 2a wird im Gebiet Wellenberg von einer nicht an den Untergrund angefrorenen Eismasse ausgegangen, wodurch eine Drainage des Untergrunds möglich ist. In Variante 1 wird der Grundwasserspiegel an der Oberfläche der Lokkergesteine liegen. In den Varianten 2 und 3, in denen eine markante Tiefenerosion vorausgesetzt wird, dürfte dagegen der Wasserspiegel im Gletscher bis auf die Höhe der Schwelle von Luzern, d.h. um rund 100 m absinken.
- Im Szenarium 4 wird der Wasserspiegel in der Lockergesteinsdecke im Extremfall bis auf die Felsoberfläche (350 m ü.M.) absinken.

Im Wirtgestein wird der freie Wasserspiegel in den Szenarien 1, 3 und 5 wie heute meistens ungefähr mit der Terrainoberfläche zusammenfallen. In den Szenarien 3 und insbesondere 4 ist dagegen zu erwarten, dass sich entlang der Terrainoberfläche eine ungesättigte Zone von mehreren Dekametern ausbilden wird. Im Szenarium 3 kann daher der Grundwasserspiegel am Ende der Betrachtungsperiode nur noch wenige Meter bis Zehner von Metern über dem Endlager liegen.

Im Gebiet Wellenberg - Eggeligrat - Walegg wird die Geländeoberfläche, wie bereits erwähnt, eine Akzentuierung erfahren. Besonders bei einem starken Abtrag der Wirtgesteins-Mergel und einem feuchten Klima (Szenarium 5a) ist deshalb ein starkes Anwachsen der Potentialdifferenz zwischen der Axen-Decke (Walegg) und dem Wirtgestein zu erwarten sofern nicht in der Axen-Decke ein tiefer Karstwasserspiegel vorliegt.

4.8.2.6 Bemerkungen zur Konservativität

Bei der grossen Variationsbreite der Szenarien bestehen für die Parameter keine eindeutigen, allgemein anerkannten Werte. Sowohl bei der Abschätzung der lokalen Erosionsbasis Engelbergertal als auch bei der Lokalerosion am Standort Wellenberg mussten Annahmen über ablaufende Prozesse und deren Ausmass getroffen werden. Im Bericht "Erosionsszenarien Wellenberg" (KLEMENZ 1993) wird eine Beurteilung gegeben, inwieweit die in die Abschätzung der beiden Hauptfaktoren "Entwicklung der lokalen Erosionsbasis" und "Lokalerosion" eingehenden Parameter und Annahmen als konservativ zu betrachten sind. Bei den meisten Parametern, die die Erosion am Standort Wellenberg beeinflussen, sind mässig konservative bis sehr konservative Parameter (Beispiel: Hebungsrate zwischen Wellenberg und Luzern: Abgeschätzter Wert aufgrund der Analyse des Landesnivellements 0.20 - 0.25 mm/a, in die Erosionsszenarieren eingesetzter Wert 0.50 mm/a, Kap. 4.8.1.1) gewählt worden. Da sich ihre Einflüsse in vielen Fällen kumulieren, ist insgesamt die Parameterwahl als konservativ bis sehr konservativ zu betrachten.

Vor allem die Annahme, dass sich zwischen Basel und Luzern bis zum Ende der Betrachtungsperiode ein Gleichgewichtsgefälle ausbilden wird, muss als sehr konservativ betrachtet werden, denn ob die Flüsse (Engelberger Aa, Reuss, Aare, Rhein) die notwendigen Energien zur Tiefenerosion in den zur Verfügung stehenden Zeiträumen bei den verschiedenen Szenarien aufbringen, kann bezweifelt werden. Eine Ausnahme bildet jedoch gerade das ungünstige Szenarium 5b, bei dem infolge der hohen permanenten Wasserführung, der grossen Ablagerungsrate und des langen, für die Schaffung des Gleichgewichtsgefälles zur Verfügung stehenden Zeitraums dessen Ausbildung am ehesten möglich ist.

Bei der Lokalerosion sind in den Szenarien 1, 2b, 3 und 5a die Annahmen generell konservativ, im Szenarium 4 sogar sehr konservativ (KLEMENZ 1993). Im ungünstigen Szenarium 5b werden die Annahmen als mässig konservativ bis konservativ angesehen. Das Szenarium 5b gilt jedoch als Extremszenarium, da es schon morgen mit einem feuchtwarmen Klima beginnt, 100'000 Jahre andauert und von einer lückenhaften Vegetationsdecke ausgeht, wodurch es in den wenig erosionsresistenten Mergel des Wirtgesteins zu hohen Abtragungsraten durch mechanische und chemische Verwitterung kommt.

4.9 Zusammenfassung und Bedeutung für den Geodatensatz

In diesem Kapitel wurden die geologischen Verhältnisse am Standort Wellenberg und die möglichen zukünftigen geologischen Entwicklungen der Standortregion dargelegt. Sie bilden die Basis für die Beschreibung der wasserführenden Systeme und die Konzeptualisierung des geologischen Blockmodells, die Erstellung des hydrodynamischen Regionalmodells und liefern einen Beitrag zum Verständnis der geochemischen Verhältnisse sowie für die Geodatensätze für die Sicherheitsanalyse und den Bau.

Die im Untersuchungsgebiet kartierten und erbohrten geologischen Einheiten oder Formationen wurden lithologisch beschrieben, stratigraphisch eingeordnet sowie paläogeographisch beheimatet. Alle in den Bohrungen angetroffenen Lithologien wurden betreffend ihrer mineralogischen Zusammensetzung und petrophysikalischen Eigenschaften analysiert, wobei der Schwerpunkt der Untersuchungen die zum Wirtgestein gehörenden geologischen Einheiten betraf.

Zum Wirtgestein gehören die Palfris-Formation und die Vitznau-Mergel der Drusberg-Decke, die Globigerinenmergel und die Schimberg-Schiefer der Axen-Decke und das interhelvetische Mélange. Die Palfris-Formation nimmt jedoch bezogen auf das Gesamtvolumen des Wirtgesteins den weitaus grössten Anteil ein. Die Untersuchungen zeigen, dass die verschiedenen, zum Wirtgestein gehörenden geologischen Einheiten oder Formationen sich bezüglich ihrer sicherheitsrelevanten geologischen Eigenschaften (mineralogische Zusammensetzung, petrophysikalische Eigenschaften) nur unwesentlich voneinander unterscheiden.

Der Wirtgesteinskörper wird im Norden durch die Kalke der Drusberg-Decke und im Süden durch die Kalke und Sandsteine der Axen-Decke begrenzt. Die Basis bildet das infrahelvetische Mélange bzw. die Oberfläche des tektonischen Äquivalents der "Wissberg-Scholle", die etwa 1000 m unter der geplanten Lagerebene liegen. Die räumliche Ausdehnung des Wirtgesteinskörpers ist in den geologischen Profilen (Bei-
lage 4.7-1a bis e) dargelegt. Der Wirtgesteinskörper hat auf Endlagerniveau bei der realistischen Variante eine N-S Ausdehnung von über 1700 m. Die Begrenzung des Wirtgesteinskörpers und die Definition des Wirtgesteins sind Bestandteil des Geodatensatzes.

Für den bautechnischen Geodatensatz wurden das Spektrum der Projektvarianten der Wirtgesteinsgrenzen (optimistische, realistische, pessimistische) dargestellt (Fig. 4.7-6), die geotechnischen Eigenschaften der beim zukünftigen untertägigen Bau wichtigen Formationen detailliert beschrieben und der Datensatz zum rezenten Spannungsfeld im Bereiche der Bohrung SB4a/v (Bezugspunkt Kote 540 m) dargelegt (Generelle Richtung $S_H = 131^{\circ} \pm 10^{\circ}$, $S_H = 16$ -17 MPa, $S_v = 10$ -11 MPa, $S_h = 8$ -9 MPa) und für den eigentlichen EL-Bereich durch Modellrechnungen extrapoliert ($S_H = 25$ - 30 MPa, $S_v = 14$ -18 MPa, $S_h = 11$ -14 MPa).

Der Wirtgesteinskörper, der sich aus verschiedenen tektonischen Einheiten, den tertiären Schiefern der Axen-Decke, den Sinsgäu-Einheiten und den unterkretazischen Mergeln der Drusberg-Decke zusammensetzt, unterlag während seiner langen Entwicklungsgeschichte duktiler und spröder Deformation.

Die duktilen Strukturen entstanden im wesentlichen während der neoalpinen tektonischen Sequenz. In dieser Phase kam es zur Entwicklung von duktilen Überschiebungszonen, Falten, duktilen Scherzonen und zur Boudinierung von Kalkbänken und Kalkbankabfolgen sowie zur Ausbildung einer ausgeprägten Hauptschieferung. Diese ist meist (sub)parallel zur Schichtung und fällt flach gegen NW ein (310 - 330°/15 - 35°). Die boudinierten Kalkbänke und Kalkbankabfolgen folgen in ihrer Orientierung mehrheitlich der Hauptschieferung.

Die spröden Strukturen, an welche die Wasserführung im Wirtgestein gebunden ist, standen bei der strukturgeologischen Analyse im Vordergrund. Sie entstanden am Ende der neoalpinen Sequenz und den darauffolgenden späteren Phasen. Die erfassten grossen Störungen fallen bevorzugt nach NNW bis NW ein, die Fallwinkel liegen mehrheitlich im Bereich zwischen 20° - 60°. Von diesen grossen Störungen haben rund ein Drittel wahre Mächtigkeiten über 2.0 m. In den Bohrungen wurden alle 30 - 40 m eine grosse Störung angetroffen. Eine Störungszone in der Bohrung SB1 zwischen 55 - 91 m Teufe (Zusammenfassung von Störungen mit geringen Abständen) liegt im Mächtigkeitsbereich von regionalen Störungen (> 10 m).

Die Grundlage für das hydrodynamische Regionalmodell liefert das geologische Standortmodell (Beilage 4.7-1), das die Grenzen der verschiedenen tektonischen Einheiten, der geologischen Einheiten oder Formationen und die Verteilung der grossen Störungen beschreibt. Es basiert auf einer realistischen Annahme aufgrund des heutigen Kenntnisstands.

Fremdgesteinseinschlüsse wurden in keiner der Bohrungen angetroffen. Ganz auszuschliessen ist es jedoch nicht, dass im Standortgebiet nach heutiger Modellvorstellung an der Überschiebungsfläche der Sinsgäu-Einheiten bzw. an der Basis der abgescherten Drusberg-Decke Fremdgesteinseinschlüsse vorkommen können.

Die Untersuchungen über die Erdbebentätigkeit haben gezeigt, dass die Zentralschweiz in der Vergangenheit wiederholt von schadenverursachenden Beben heimgesucht wurde. Das stärkste historische Erdbeben mit einer Intensität von VIII - IX fand im September 1601 in Unterwalden statt. Besonders auffallend war das Auftreten von starken Beben in der Region von Sarnen und Altdorf, wohingegen das Gebiet um Engelberg sich seit dem 18. Jahrhundert vergleichsweise ruhig verhielt. Das Auftreten eines Erdbebens der Magnitude 7 ist sehr unwahrscheinlich, kann aber nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Eine Gefährdung des verfüllten Endlagers kann jedoch aufgrund der durchgeführten Studien ausgeschlossen werden. Wegen der in den Bohrungen nachgewiesenen Unterdruckzone und der Tatsache, dass über einen Zeitraum von über 100'000 Jahren keine Verdrängung der mehrere Millionen alten salinen Formationswässer stattgefunden hat, ist auch in Zukunft nicht damit zu rechnen, dass durch Erdbeben neue Wasserfliesswege im sehr dichten mergeligen Wirtgestein entstehen. Die Aussagen über die Studie der Erdbebentätigkeit in der Zentralschweiz sind für Abschätzung der Bemessungserdbeben und die Sicherheitsbetrachtungen von zentraler Bedeutung und sind daher Bestandteil des Geodatensatzes.

Aufgrund der neotektonischen Studien, d.h. der Analysen des Landesnivellements, den Spannungsmessungen sowie der Studien über die Erdbebentätigkeit muss angenommen werden, dass die alpine Gebirgsbildung nicht abgeschlossen ist. Für die Langzeitszenarien ist daher mit einer anhaltenden alpinen Orogenese zu rechnen.

Die geologischen Langzeitszenarien, in denen künftige Klimaänderungen in Form von Szenarien berücksichtigt wurden, ergeben auch bei sehr konservativen Annahmen nach 100'000 Jahren noch eine genügende Felsüberdeckung des Endlagers. Die geringste Felsüberdeckung von ca. 60 m am Rande der Endlagerzone liefert das extreme Szenarium 5b (Annahme: feuchtwarmes Klima mit hohen Niederschlägen, bei dem zusätzlich die Vegetationsverhältnisse durch menschliche Einflüsse gestört sind), bei allen andern Szenarien ist die Felsüberdeckung nach der Betrachtungszeit bedeutend mächtiger. Die Resultate der geologischen Langzeitszenarien werden für die Langzeitsicherheitsbetrachtungen benötigt und fliessen direkt in den Geodatensatz.

5 GEOLOGISCHE EIGENSCHAFTEN DER WASSERFÜHRENDEN SYSTEME

5.1 Einleitung

Radionuklide migrieren durch die Geosphäre mittels Advektion und Diffusion im verbundenen Porenraum des Gesteins, sei es gelöst im Tiefengrundwasser oder an kolloidalen Partikeln. Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der geologischen Charakterisierung der Fliesspfade, in denen Wasserfluss und Radionuklid-Transport in der Geosphäre stattfinden.

Die Geometrie der Fliesspfade (z.B. verbundenes Kluftnetzwerk, mikroporöse Matrix) bestimmt die dominanten Transportmechanismen (z.B. Advektion, Diffusion) und hat Einfluss auf die Fliessgeschwindigkeiten. Die Eigenschaften des Gesteins entlang des Fliesspfades bestimmen die Art und das Ausmass von Wechselwirkungen zwischen gelösten Radionukliden und dem Gestein (z.B. Sorption). Somit stellt die Kenntnis der Fliessweggeometrie und der Gesteinseigenschaften entlang des Fliessweges die Basis einerseits für die Modellierung des Grundwasserflusses (hydrogeologisches Blockmodell, konzeptualisiert in Kap. 5.6) andererseits für die Quantifizierung des Radionuklid-Transports durch die Geosphäre dar, wie sie im Rahmen der Sicherheitsanalyse des Endlagers durchgeführt wird (konzeptualisiert in Kap. 5.7).

Detailliertere Basisinformationen zu diesem Kapitel finden sich in den folgenden Nagra Internen Berichten:

GÜBELI & THALMANN 1993; KELLERHALS & HAEFELI et al. 1995a,b; HUBER et al. 1993; HUBER & HUBER 1994a,b, 1997; MAZUREK 1992; MAZUREK et al. 1994; MAZUREK 1997; MÖRI & BOSSART 1996; SCHLANKE 1997.

5.2 Methodik

5.2.1 Datenbasis

Für die Untersuchungen wurden die folgenden Daten verwendet:

- Analyse von Bohrkernen der Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB6, SB4a/v und SB4a/s (total 7002 Bohrmeter unterhalb des Quartärs, Kernausbeute nahezu 100 %)
- Hydraulische Packertests und Fluid Logs derselben Bohrungen
- Analyse geophysikalischer Logs derselben Bohrungen (Schwergewicht auf SB4, SB4a/v, SB4a/s)
- Oberflächenaufschlüsse, hauptsächlich am Haldibach.

5.2.2 Identifikation der Zuflusspunkte

Wird das hydraulische Potential im Bohrloch durch Pumpen oder durch artesischen Ausfluss gesenkt, fliesst in permeablen Zonen Formationswasser ins Bohrloch hinein. Diese Zuflüsse sind im Anstehenden des Wellenbergs sehr diskret (dm – 1 m), da sie an spröde Strukturen im Gebirge gebunden sind. Aus diesem Grund werden sie fortan als *Zuflusspunkte* bezeichnet.

Zuflusspunkte von Formationswasser ins Bohrloch wurden anhand von Fluid Logs (Messungen der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit im Bohrloch) identifiziert. Da Bohrspülung und einfliessendes Formationswasser in der Regel verschiedene Leitfähigkeiten und Temperaturen aufweisen, liefern die Zuflusspunkte Peaks oder Diskontinuitäten in Temperatur- und Leitfähigkeitslogs. Die Identifikation wird besonders genau und empfindlich, wenn vor der Aufnahme der Logs die Bohrspülung entweder durch deionisiertes oder hochsalines Wasser ersetzt wird (Spülungsaustausch), da beides den Kontrast der elektrischen Leitfähigkeit zwischen Spülung und Formationswasser vergrössert. Die Nachweisgrenze der Fluid Logging-Methode ist von vielen Faktoren abhängig, liegt aber bei guten Verhältnissen (geringer Vertikalfluss im Bohrloch, guter Spülungsaustausch, grosser hydraulischer Gradient zwischen Formation und Bohrloch) im Bereich einer Transmissivität von 10⁻¹⁰ - 10⁻⁹ m²/s. In gewissen Bohrlochabschnitten (z.B. falls aus Gründen der Bohrlochstabilität kein Spülungsaustausch möglich war) kann sie aber bei wesentlich höheren Transmissivitäten liegen; dies gilt inbesondere für die tiefsten Bereiche mancher Bohrungen. Eine Übersicht über die Nachweisgrenzen von Zuflusspunkten in verschiedenen Teufenabschnitten der Bohrungen ist in MAZUREK (1997, Tab. 1) zu finden.

Die Genauigkeit der Identifikation der Zuflusspunkte ist in Bohrloch-Abschnitten mit guter Log-Qualität mit ± 1 m ausgezeichnet, nimmt aber in Abschnitten mit nichtoptimalen Versuchsbedingungen oder starkem vertikalen Wasserfluss im Bohrloch auf $\pm 2 - 4$ m ab.

5.2.3 Von Zuflusspunkten zu wasserführenden Systemen: Kriterien zur Charakterisierung

Die durch Fluid Logging identifizierten Zuflusspunkte wurden mit permeablen Strukturen der entsprechenden Kernstrecken korreliert und letztere im Detail beschrieben. Es hat sich gezeigt, dass sämtliche permeablen Zonen auf spröde Deformation des Gesteins zurückzuführen sind. Die Deformationsgeschichte der Gesteine ist mehrphasig und in ihrem Charakter stark lithologieabhängig. Deformationstyp, Lithologie (und somit auch Mineralogie) und Art der Kluftbeläge sind die wichtigsten Kriterien zur geologischen Charakterisierung und Typisierung von Zuflusspunkten. Die im Kernbefund erfassbaren Typen von Strukturen mit Zuflusspunkten sowie analoge Strukturen ohne Zuflusspunkte (Kap. 5.3) werden fortan *wasserführende Systeme* genannt.

Permeable Strukturen im Kern wurden konsequent nur innerhalb der durch die Fluid Logs definierten Intervalle gesucht (d.h. Peak ± Ablesefehler). Diese Regel wurde auch dann angewendet, wenn knapp ausserhalb des Intervalls bedeutendere Sprödstruktu-

ren vorgefunden wurden als im Intervall selbst, d.h. diese wurden nicht dem Zuflusspunkt zugeordnet.

Insbesondere in den tieferen Bereichen der Bohrungen nahm nicht nur die Ablesegenauigkeit der Fluid Logs ab, sondern auch die Unterscheidung zwischen tatsächlichen Zuflüssen und dem Rauschen der Daten wurde zuweilen schwieriger. In VINARD & LAVANCHY (1994) und LAVANCHY (1996) sind zweifelhafte Zuflüsse als "possible" bzw. "questionable" definiert. In denjenigen Fällen, bei denen im Kern keine permeablen Strukturen zugeordnet werden konnten, wurden solche Zuflusspunkte als analytische Artefakte aufgefasst und daher nicht berücksichtigt. Mit diesen wenigen Ausnahmen entsprechen die geologisch charakterisierten Zuflusspunkte denjenigen, die von den Hydrogeologen definiert worden sind.

5.2.4 Grösserräumige Geometrie der Wasserfliesswege

Anhand des Kernbefunds allein ist es schwierig, die grösserräumige (Dekameter und mehr) Geometrie und Verbundenheit der wasserführenden Systeme zu beurteilen. Die weiter unten diskutierten Herleitungen geometrischer Modelle integrieren zusätzlich folgende Informationen:

- Oberflächenuntersuchungen der Aufschlüsse am Haldibach liefern Beobachtungen zur Geometrie struktureller Elemente (Ausdehnung, Heterogenität, Verbundenheit, Orientierung), die auch in den Bohrungen beobachtet wurden und dort teilweise wasserführend sind. Das Beobachtungsfenster der einzelnen Aufschlüsse liegt im m-dam-Bereich. Da die Aufschlüsse verschiedene Orientierungen aufweisen, können Rückschlüsse auf die dreidimensionale Geometrie gemacht werden, z.B. im Fall boudinierter Kalk(mergel)bänke.
- Die Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s liegen sehr nahe beieinander (nahezu identische Bohrstandorte) und spannen somit eine schiefe Pyramide mit Dreiecksbasis im Wirtgestein auf. Dies bietet die Gelegenheit, grössere Strukturen deterministisch zwischen den Bohrungen zu korrelieren. SCHLANKE (1997) hat mit Hilfe von Bohrloch-Logs geophysikalische Einheiten definiert und diese innerhalb der 3 Bohrungen räumlich korreliert. Für die Fliessweggeometrie wesentliche Resultate betreffen hauptsächlich die Ausdehnung von Kalkbankabfolgen im Wirtgesteinsblock, wobei die deterministische Information aus der SB4-Pyramide als generischer Input in die Modelle einfliesst.

5.2.5 Verbesserung des Kenntnisstands seit 1993

Seit Fertigstellung des Berichts im Jahre 1993 (NAGRA 1993b) haben sich aufgrund neuer Konzepte und Untersuchungsergebnisse Änderungen und Verbesserungen bezüglich der Charakterisierung wasserführender Systeme ergeben. Diese Neuerungen gehen auf folgende Grundlagen zurück:

- Zur Zeit der Fertigstellung des Berichts (NAGRA 1993b) waren die Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4 und SB6 zwar abgeteuft, aber nur SB4 war abschliessend ausgewertet. Während in NAGRA (1993b) insbesondere die mineralogischen, geochemischen und petrophysikalischen Parameter wasserführender Systeme sich nur auf die Bohrung SB4 stützen, werden nun die Resultate sämtlicher Bohrungen integriert.
- In allen Bohrungen wurde, soweit es die Datenqualität erlaubte, die Raumlage der Schieferung und der grossen Störungen bestimmt.
- Im derzeitigen Konzept werden nicht nur die unterkretazischen Gesteine (Palfris-Formation und Vitznau-Mergel) zum Wirtgestein gezählt, sondern auch die tertiären Schimberg-Schiefer und Globigerinenmergel (Kap. 4.1). Die Charakterisierung wasserführender Systeme in NAGRA (1993b) beschränkte sich hingegen weitgehend auf die kretazischen Formationen.
- Die jüngsten Bohrungen (SB4a/v, SB4a/s) wurden mit einem neuen Verfahren gebohrt, das die Kernqualität insbesondere in stark deformierten Zonen wesentlich verbessert. Basierten die Beschreibungen und Konzeptualisierungen kataklastischer Scherzonen in NAGRA (1993b) auf mehrheitlich sehr stark zerbrochenem Kernmaterial, ist in den jüngsten Bohrungen die Kernqualität in spröd deformierten Bereichen bedeutend besser. So lassen sich die Orientierungen spröder Strukturen, ihre räumliche Vernetzung und die Beziehung zu älteren Strukturelementen (z.B. Schichtung, Schieferung) sicherer und aussagekräftiger erfassen.
- Die Feldstudie im Haldibach hat wesentliche neue Erkenntnisse gebracht, insbesondere bezüglich der grösserräumigen Geometrie und Verbundenheit der wasserführenden Systeme.
- Die petrophysikalische Korrelationsstudie von Strukturen im durch die Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s aufgespannten Raum hat Argumente zur räumlichen Ausdehnung von grossen Störungen und Kalkbankabfolgen geliefert.

5.3 Wasserführende Systeme im Wirtgestein

In den Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB6, SB4a/v und SB4a/s wurden insgesamt 163 Zuflusspunkte identifiziert, von denen 106 - 107 in der Palfris-Formation bzw. den Vitznau-Mergeln, 10 - 12 in den Schimberg-Schiefern bzw. Globigerinenmergeln und 45 - 46²¹ in anderen Einheiten liegen (Beilagen A3.6-1 bis A3.6-5).

Die geologische Beschreibung der Wasserzutrittstellen aller Bohrungen ist in den Beilagen A3.6-1 bis A3.6-5 zusammengefasst. Diese Ergebnisse stellen die Basis für die Klassifikation und Charakterisierung der wasserführenden Systeme dar. Zusätzlich zur Charakterisierung der Zuflusspunkte wurden auch Sprödstrukturen untersucht, die keine Zuflusspunkte aufweisen (aber in Bereichen ausserhalb der unmittelbaren Nähe der Bohrung dennoch wasserführend sein können). Während die erwähnten Datentabellen auf den ersten Blick ein sehr weitgefächertes Spektrum geologischer Eigen-

²¹ Angabe von Bereichen wegen Mehrdeutigkeit der Zuordnung von Zuflusspunkten zu geologischen Strukturen.

schaften aufweisen, lässt sich bei genauer Analyse eine klare Systematik ausarbeiten. Es lassen sich die folgenden Typen wasserführender Systeme unterscheiden:

- Typ 1: Kataklastische Scherzonen (Störungen)
- Typ 2: Dünne diskrete Scherzonen (reaktivierte Schervenen)
- Typ 3: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern
 - Typ 3a: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb von Kalkbankabfolgen
 - Typ 3b: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern ausserhalb von Kalkbankabfolgen
- Typ 4: Klüfte in Tonmergeln und Mergeln.

Tabelle 5.3-1: Übersicht der mit Fluid Logs identifizierten Zuflusspunkte in den Wellenberg-Bohrungen

	Zuflusspunkte			
Bohrung	Total	Palfris-Forma- tion und Vitznau-Mergel	Tertiäre Wirtgesteins- einheiten	Andere Formationen
SB1	37	28	1 - 2	7 - 8
SB2	34	3	nicht erbohrt	31
SB3	32	28	nicht erbohrt	4
SB4	3	3	0	0
SB4a/s	16	16	0	0
SB4a/v	35	25 - 26	9 - 10	0
SB6	6 ¹⁾	3	nicht erbohrt	3 ¹⁾
Total	163 ¹⁾	106 - 107	10 -12	45 - 46 ¹⁾

1) 3 Zuflüsse in der Rutschmasse

Die Klassifikation bezieht sich weitgehend auf den Kleinbereich (dm - m), wie er im Bohrkern direkt beobachtbar ist. Die grösserräumige Geometrie und hydraulische Verbundenheit werden weiter unten diskutiert. Die Unterscheidung zwischen den Haupttypen 1 und 3 erfolgt aufgrund von strukturellen Kriterien:

- Kataklastische Scherzonen (Störungen, Typ 1) kommen hauptsächlich und überproportional in den tonmergeligen Partien des Wirtgesteins vor. Sie sind charakterisiert durch das Vorkommen von Fault breccias oder Fault gouges (Störungsbrekzien oder Gesteinsmehl), die auf eine Scherbewegung hinweisen. Des weiteren ist das Gestein in der Nähe von Scherzonen in verschiedenem Ausmass aufgelockert (Auflockerungszone, Damage zone).
- Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern (Typ 3) zeigen meist wenig Anzeichen von spröder Scherdeformation (mit Ausnahme von allfälligen Rutschharnischen), d.h. es fehlen Fault gouges, aufgelockerte Wirtgesteinsmatrix wie auch das den

Scherzonen eigene Muster oft unregelmässig verlaufender verästelter Scherflächen. Die makroskopisch sichtbare Dehnung beschränkt sich auf kompetente Lagen (Kalk/Kalkmergel). Durch lokale, drucklösungsbedingte Stofftransporte werden die bankrechten Zerrstrukturen zumindest teilweise von Calcit verfüllt, es kommt also zu Aderbildungen.

5.3.1 Typ 1: Kataklastische Scherzonen (Störungen)

Im durch die Bohrungen erfassten Wirtgestein sind kataklastische Scherzonen der häufigste Zuflusstyp (Fig. 5.3-1 und 5.3-2). Aufgrund der variablen, teilweise beträchtlichen Mächtigkeit solcher Bruchstrukturen in den Wellenberg-Bohrungen ist darauf zu schliessen, dass ihre Grösse (definiert durch Länge, Mächtigkeit und Versatz) über mehrere Grössenordnungen variieren kann (Kap. 5.6.1).

5.3.1.1 Orientierung kataklastischer Scherzonen

Die besten Daten bezüglich der Orientierung kataklastischer Zonen haben die Bohrungen SB4a/v und SB4a/s geliefert, die somit die wichtigste Datenbasis für diesen Abschnitt sind. Die Daten sind (soweit überprüfbar²²) konsistent mit den anderen Bohrungen.

Relative Orientierung bezüglich der Schieferung/Stoffbänderung

Etwa 2/3 der kataklastischen Zonen mit Zuflusspunkten sind konkordant oder subkonkordant zur Schieferung bzw. Bankung, die ihrerseits flach nach NW fällt (Fig. 4.6-1). Etwa 1/3 sind diskordant oder weisen ein komplexes Muster konkordanter wie diskordanter Diskontinuitäten auf (Daten aus den Bohrungen SB4a/v und SB4a/s). Es ist daher möglich, dass die hydraulische Leitfähigkeit (K_{eff}) im Wirtgestein leicht anisotrop ist und senkrecht zur Schieferung (grob gesehen in der Vertikalen) ein Minimum aufweist.

Absolute Orientierungen

Die Schieferung ist eine wichtige Leitstruktur für kataklastische Scherzonen. Im Bereich spröder Strukturen ist die Schieferung lokal oft inhomogen verteilt, d.h. durch die Deformationsprozesse rotiert. Viele der Scherzonen verursachen lokal Schleppungen der Schieferung (*drag faults*).

Figur 5.3-3 zeigt die Orientierungen von Strukturelementen in kataklastischen Scherzonen mit Zuflusspunkten der Bohrung SB4a/v im Vergleich zum Datensatz der kataklastischen Scherzonen ausserhalb von Zuflusspunkten, beruhend auf der Struktur-Datenbank (KELLERHALS & HAEFELI et al. 1995a). Folgendes kann festgestellt werden:

²² Die Datensätze der älteren Bohrungen sind aufgrund bohrtechnischer Randbedingungen weniger vollständig.



fault breccias



b.

Figur 5.3-1:

1: Geometrie kataklastischer Scherzonen.

- a. Kataklastische Scherzone entlang der Grenze einer älteren duktilen Scherzone. Die mehrere cm mächtige Fault breccia ist einseitig von einer Auflockerungszone umgeben. Kernprobe SB4a/s 304.40 m, Palfris-Formation.
- b. Mächtige kataklastische Scherzone in einem Aufschluss der Palfris-Formation im Sulzbachgraben (Haldibach). Bildbreite 2.5 m.



Figur 5.3-2: Kataklastische Scherzone, Aufschluss Haldibachtobel

- Kataklastische Störungen (STOE) und Fault breccias, Fault gouges (KAKI) mit Zuflusspunkten befinden sich fast ausschliesslich im 2. Quadranten (Schwerpunkt 320 / 27), d.h. sie fallen nach NW ein, grob gesehen subkonkordant zur regionalen Schieferung (Schwerpunkt in SB4a/v: 296 / 20). Die Fallazimute stimmen mit dem Befund in den Bohrungen SB1, SB3 und SB4 überein; hingegen variieren die dortigen Fallwinkel von 20° bis 60°. Verschiebungsflächen (VSFL, d.h. die Kleinstrukturen innerhalb von STOE und KAKI) zeigen eine grössere Variation ihrer Orientierung. Es zeichnen sich 2 Maxima ab, eines davon schieferungsparallel (Schwerpunkt 310 / 37), das andere diskordant und SSE-fallend (Schwerpunkt 155 / 28).
- 2. Die Daten von Strukturen mit Zuflusspunkten unterscheiden sich nicht grundlegend von denjenigen ausserhalb von Zuflusspunkten. Bei Störungen und Fault breccias/gouges erkennt man im Falle des Datensatzes der nicht mit Zuflusspunkten korrelierenden Strukturen zusätzlich zum NW-fallenden System auch ein S-fallendes System mit einem Schwerpunkt bei 212 / 18. Die Daten scheinen also darauf zu deuten, dass die S-fallenden Strukturen mehrheitlich nicht transmissiv sind. Allerdings ist dies mit dem Datensatz der einzelnen Verschiebungsflächen (VSFL) in oder nahe bei Störungszonen nicht einfach nachvollziehbar, indem diese auch in wasserführenden Strukturen oft ein S-Fallen aufweisen (Fig. 5.3-3, Mitte). Zur endgültigen Abklärung wäre die Ausweitung der Datenbasis notwendig.
- 3. In vielen Strukturen sind beide Systeme (NW- und S-fallend, s. Kap. 4.6.4) vorhanden, und Ober- und Untergrenzen von Störungen sind oft nicht parallel. Auch Scherzonen, deren wichtigsten Bewegungsflächen und Kontakte konkordant sind, enthalten diskordante Verschiebungsflächen und umgekehrt. Ein genetischer Zusammenhang beider Systeme ist zu vermuten, am wahrscheinlichsten ein konjugiertes Netzwerk, wobei sich eines der Systeme an der Schieferung orientiert (relative Häufigkeit ca. 2/3) und das andere diskordant nach S-SSE (ca. 1/3) fällt.

5.3.1.2 Interner Aufbau kataklastischer Scherzonen

Der interne Aufbau wurde einerseits makroskopisch am Bohrkern untersucht und quantifiziert, andererseits wurden ausgewählte Proben der Bohrungen SB4a/v und SB4a/s zwecks Abbildung der verschiedenen Porentypen mit einem Epoxidharz imprägniert und stabilisiert. Die folgende Beschreibung beruht vor allem auf Proben von kataklastischen Zonen mit Zuflusspunkten, wobei keine systematischen Unterschiede gegenüber den kataklastischen Zonen ausserhalb der Zuflusspunkte festgestellt wurden.

Strukturelle Domänen

Der interne Aufbau kataklastischer Scherzonen ist qualitativ stets derselbe, wenn auch die geometrischen Parameter stark schwanken. Viele dieser Schwankungen sind untereinander korreliert und Ausdruck der Bandbreite der Grösse kataklastischer Strukturen. Die Internstruktur kann folgendermassen eingeteilt werden (Fig. 5.3-1a):

Figur 5.3-3: Orientierungen verschiedener Strukturelemente in der Bohrung SB4a/v innerhalb kataklastischer Scherzonen mit Zuflusspunkten im Vergleich zum Datensatz ausserhalb von Zuflusspunkten.



- 1. Fault breccias oder Fault gouges
- 2. Aufgelockerte Wirtgesteinsmatrix (Damage zone)
- 3. Durch Spröddeformation unbeeinflusste Wirtgesteinsmatrix²³

Wasserfluss kann in Mikrorissen innerhalb der Fault gouges, entlang deren Rändern wie auch in der aufgelockerten Wirtgesteinsmatrix stattfinden.

Mächtigkeit

Da es in diesem Abschnitt um Parameter zur Charakterisierung des Wasserflusses geht, ist hier die Mächtigkeit der spröd deformierten Teile von Störungen (Fault breccias/gouges, Auflockerungszone) von Belang. Die wenig bis gar nicht deformierten Bereiche, die viele der Störungen enthalten (z.B. geschonte Gesteinslinsen zwischen den eigentlichen Bewegungszonen) werden hier ausgeklammert²⁴.

Die wahre Mächtigkeit der Fault breccias/gouges und der Auflockerungszone kataklastischer Scherzonen mit Zuflusspunkten in SB4a/v und SB4a/s schwankt innerhalb weiter Grenzen (4 - 180 cm), mit einem Mittelwert bei 40 cm (Datenbasis: Kolonne 7 in Beilagen A3.6-1 bis 5²⁵). In den älteren Bohrungen gibt es aber auch einige mächtigere Scherzonen, wenn auch ihre wahre Mächtigkeit aufgrund fehlender Orientierungsdaten nicht genau bekannt ist. Als repräsentativer Schwankungsbereich für die wahre Mächtigkeit kataklastischer Scherzonen werden 4 - 400 cm verwendet.

Fault breccias und Fault gouges

Fault breccias ("Bruchbrekzie", Komponenten > 1 mm) bzw. Fault gouges ("Gesteinsmehl", Komponenten < 1 mm) sind die zentralen Bereiche kataklastischer Scherzonen, entlang derer der grösste Teil der spröden Scherverformung stattgefunden hat. Sie weisen eine sehr grosse Mikroporosität auf und enthalten zudem Mikrorisse, v.a. an den Kontakten zu kataklastischen Komponenten und der Wirtgesteinsmatrix. Die Anzahl solcher Strukturen innerhalb einer kataklastischen Scherzone schwankt zwischen

²³ Diese Einteilung ist von derjenigen in NAGRA (1993b) etwas verschieden. Dort wurde zwischen Fault gouges, stark aufgelockertem Nebengestein, schwach aufgelockertem Nebengestein sowie unbeeinflusstem Nebengestein unterschieden. Die bohrtechnisch bedingten neuen Erkenntnisse aus den Bohrungen SB4a/v/s haben gezeigt, dass ein Teil des "stark aufgelockerten Nebengesteins", das in den älteren Bohrungen oft in Form loser, ausgewaschener Bruchstücke vorlag, in Tat und Wahrheit Fault breccias darstellen, d.h. cm-grosse Komponenten, eingebettet in einer sehr feinkörnigen Fault gouge-Matrix.

²⁴ Die in den Beilagen A3.6-1 bis 5, Kolonne 4 angegebenen Teufenbereiche sollten nicht als Mass für die Mächtigkiet kataklastischer Scherzonen verwendet werden. Einerseits enthalten diese Bereiche auch geschonte Linsen, andererseits beziehen sie sich auf das in Kolonne 1 hydrogeologisch definierte Intervall. Eine kataklastische Scherzone kann sich jenseits dieses Intervalls aber durchaus weiter fortsetzen.

²⁵ In den Beilagen A3.6-1 bis 5, Kolonne 7, sind die beobachteten Bereiche geometrischer Parameter oft mit einer speziellen Notation tabelliert. Die Angabe der Mächtigkeit von Fault gouge/breccia als "X x 0.X cm" bedeutet "mehrere Horizonte mit Mächtigkeiten von je mehreren mm". Für die Parametrisierung dieser Angaben wurde "X" jeweils durch "3" ersetzt, im erwähnten Beispiel ergibt sich daraus eine Gesamtmächtigkeit von 0.9 cm

1 und 7 (Daten aus den Bohrungen SB4a/v und SB4a/s²⁶). Auch die Mächtigkeit der Fault breccias/gouges schwankt innerhalb sehr weiter Grenzen (0.1 - 40 cm in SB4a/v und SB4a/s). Es besteht eine gewisse Korrelation zwischen der Anzahl von Fault breccia/gouge-Horizonten und deren Mächtigkeit (Fig. 5.3-4). In Segmenten kataklastischer Zonen mit mehreren Fault gouge-Horizonten ist die Gouge-Dicke oft im Bereich von 10 cm, während kleine Zonen mit einem einzigen Gouge-Horizont eine Gouge-Dicke von unter 1 cm aufweisen. Es ist aufgrund von Feldbeobachtungen anzunehmen, dass sich die einzelnen Horizonte entlang des Streichens der Scherzone verästeln und wieder verbinden, so dass sie ein einziges, geometrisch verbundenes System darstellen (Fig. 5.3-2).



Figur 5.3-4: Geometrische Parameter wasserführender kataklastischer Scherzonen der Bohrungen SB4a/v und SB4a/s.

²⁶ Angesichts der wesentlich verbesserten Kernqualität kann die Internstruktur kataklastischer Scherzonen in den Bohrungen SB4a/v und SB4a/s am besten untersucht werden. Solange die Daten nicht in Widerspruch zu Evidenzen aus anderen Bohrungen oder Oberflächenuntersuchungen stehen, werden sie als repräsentativ betrachtet.

Die Übergänge zwischen Fault gouges (feinkörnige Bereiche) und Fault breccias (mit einem Anteil von 50 - 80 % Komponenten in einer feinkörnigen Matrix) sind fliessend, d.h. die Dichte und Grösse von Brekzienkomponenten ändert im cm-Bereich. Typische Fault breccias enthalten isometrische Komponenten von 0.2 - 2 cm Durchmesser und sind weitgehend kohäsionslos. Da der Deformation eine im besten Fall sehr schwache hydrothermale Umwandlungsphase folgte, sind die deformationsbedingten Porenräume nicht zementiert worden, und die offene Porosität kann 10 Vol.-% oft übersteigen.

In der Palfris-Formation sind Fault breccias/gouges meistens in den tonigsten Partien (aber sehr selten in kalkigen Lithologien) zu finden, da diese mechanisch das schwächste Glied darstellen. Auch in den tertiären Wirtgesteinseinheiten sind sie in tonmergeligen oder mergeligen, aber kaum je in kalkigen Lithologien zu finden. Wegen des weitgehenden Fehlens hydrothermaler Umwandlungen ist in allen Lithologien die mineralogische Zusammensetzung mit derjenigen der lokalen Wirtgesteinsmatrix nahezu identisch.

Aufgelockerte Wirtgesteinsmatrix (Damage zone)

Die Wirtgesteinsmatrix, welche die Fault breccias/gouges einbettet, ist durch die spröde Deformation aufgelockert und im Handstück zwar kohäsiv, aber sehr brüchig. Während Fault gouges fehlen, enthält dieser Gesteinsbereich zahlreiche, oft schieferungsparallele Scherbahnen, die sich durch polierte Tonbeläge äussern. Ausserdem ist auch die Gesteinsmatrix von dichten Netzwerken von Mikrorissen durchzogen. Die Auflockerung führt zu einer Erhöhung der Porosität des Gesteins (Kap. 4.3.1.2, Tab. 4.3-2).

Die Mächtigkeit der aufgelockerten Wirtgesteinsmatrix variiert zwischen einigen cm bis einigen m. Zwischen dieser Grösse, der Mächtigkeit und der Anzahl von Fault breccia/gouge-Horizonten besteht trotz erheblicher Streuung eine Korrelation (Fig. 5.3-4). Kataklastische Scherzonen mit vielen und mächtigen Fault breccia/gouge-Horizonten haben tendenziell auch eine mächtigere aufgelockerte Zone (und umgekehrt). Es ist anzunehmen, dass der Scherbetrag entlang solcher Zonen gross ist, was auch auf eine beträchtliche Längenausdehnung solcher Strukturen schliessen lässt.

Porenraumverteilung: Fliess- und diffusionszugängliche Porosität

Figur 5.3-5 (epoxidharz-imprägnierte Probe) illustriert die zentralen Teile von kataklastischen Störungen und zeigt die Porenraumverteilung. Ein ca. 10 cm mächtiger Fault breccia-Horizont mit cm-grossen Komponenten ist eingebettet in der Auflockerungszone. Die Fliessporosität ist auf beiden Seiten konzentriert auf die Kontaktbereiche zwischen Fault breccia und Auflockerungszone. Der zentrale Teil der Fault breccia kann recht grobkörnige Komponenten aufweisen, während die Randbereiche durchwegs feinkörnige Fault gouges sind, wohl also den grössten Teil der Scherdeformation aufgenommen haben. Die Fault breccia enthält ein Netzwerk von grösseren Poren, in denen Wasserfluss zu erwarten ist, insbesondere entlang der kataklastischen Komponenten. Die Aufnahme mit kurzwelligem UV-Licht zeigt, dass die kataklastische Matrix, welche die Komponenten einbettet, eine hohe Matrixporosität



Figur 5.3-5: Imprägnierte Kernprobe SB4a/v 421.58 m, Palfris-Formation. Der fluoreszierende Fleck rechts vom Bildzentrum (sowie einige kleinere Stellen im ganzen Bild) ist nicht Abbild der Porosität, sondern ein Fluoreszenzeffekt des Adercalcits wegen Einlagerung organischen Materials oder spezifischer Spurenelemente.

a. Skizze der Gesteinsdomänen, b. Aufnahme mit sichtbarem Licht c. Aufnahme mit langwelligem UV-Licht, d. Aufnahme mit kurzwelligem UV-Licht aufweist. Diese hat aber gemäss Messungen mit der Quecksilber-Injektionsmethode derart kleine Porenaperturen (typischerweise 0.01 - 0.1 μ m), dass Fluss durch diese Poren unwahrscheinlich ist, wohl aber diffusiver Transport.

Die Auflockerungszone weist zahlreiche Mikrorisse auf; gemäss Dünnschliffbefund ist das Mikrorissnetzwerk noch dichter als in Figur 5.3-5c abgebildet. Figur 5.3-5d zeigt, dass entlang der Mikrorisse eine erhöhte Mikroporosität vorhanden ist, die vermutlich auf Matrixcalcit-Lösung durch zirkulierende Wässer zurückzuführen ist (eine solche ist auch in den *Fault breccias/gouges* zu erwarten).

Mikroskopische Geometrie und Grösse der diffusionszugänglichen Porosität

Messungen der Gesteinsporosität sind in Tabelle 4.3-2 dokumentiert. Die wichtigsten Parameter, welche die Porosität bestimmen, sind die Mineralogie und der Grad der kataklastischen Deformation. Mit zunehmendem Tongehalt (und somit abnehmendem Calcitgehalt) nimmt die mittlere Porosität undeformierter Proben der Palfris-Formation von ca. 1 auf 3 Vol.-% zu (vgl. auch HELLMUTH & SIITARI-KAUPPI 1997). Während in Kalkmergeln sowohl Lösungsporen als auch Tonmineralporen²⁷ vorkommen, überwiegen in Tonmergeln die Tonmineralporen (MAZUREK et al. 1994). Die äquivalenten Radien dieser Porentypen haben Peaks bei 0.1 µm (Lösungsporen) bzw. 0.01 µm (Tonmineralporen).

Der Effekt der kataklastischen Deformation auf die Porosität ist sehr bedeutend, indem dichte Netzwerke von Mikrorissen entstehen. Die aufgelockerte Wirtgesteinsmatrix (damage zone) einer kataklastischen Scherzone in der Palfris-Formation weist mittlere Porositäten von 3 - 4 Vol.-% auf, im Vergleich zum Mittelwert von ca. 1.5 Vol.-% in der undeformierten Wirtgesteinsmatrix. Die Verteilung der äquivalenten Radien dieser Poren hat einen breiten Peak im Bereich von 0.1 µm. Fault gouges haben Mikro- und Makroporositäten im Bereich von 10 Vol.-%.

Eigenschaften kataklastischer Scherzonen in verschiedenen Formationen

In NAGRA (1993b) wurden kataklastische Scherzonen hauptsächlich für die Palfris-Formation im Detail charakterisiert. In der Bohrung SB4a/v wurden aber auch Wasserzutritte in den tertiären Wirtgesteinseinheiten identifiziert. In den Vitznau-Mergeln wurde hier der bisher einzige Zutrittspunkt festgestellt. Es hat sich hierbei gezeigt, dass die Eigenschaften kataklastischer Scherzonen in allen Wirtgesteinsformationen sehr ähnlich sind, insbesondere die geometrischen Parameter. Kleinere Unterschiede bestehen bei der Mineralogie und der Matrixporosität. Somit kann das wasserführende System "kataklastische Scherzonen", ursprünglich für die Palfris-Formation definiert, auf alle Wirtgesteinseinheiten angewendet werden.

²⁷ Lösungsporen sind Ätzstrukturen in Karbonatmineralien, entstanden durch Interaktion mit an Karbonat untersättigten Wässern. Tonmineralporen sind unzementierte Zwischenräume zwischen den einzelnen Tonplättchen, also Relikte der primär-sedimentären Porosität.

5.3.1.3 Variation der Häufigkeit und des internen Aufbaus kataklastischer Zonen mit der Tiefe

Variabilität der kataklastischen Deformation in allen Scherzonen (inkl. derjenigen ohne Zuflusspunkte) mit der Tiefe

In Kapitel 4.6.4 (v.a. Tab. 4.6-4) sind für alle Bohrungen Störungen mit wahrer Mächtigkeit > 0.5 m erfasst. Bezogen auf Intervalle von jeweils 100 m a.h. bewegen sich die Anteile von Störungen mit Mächtigkeiten > 0.5 m zwischen 0 und ca. 30 m a.h., also 0 -30 %. Aufgrund dieser Datenbasis ist keine systematische Änderung der Intensität der kataklastischen Deformation mit der Tiefe festzustellen. Je nach Bohrung fehlt ein Tiefentrend, oder es zeigt sich eine gewisse Abnahme, oder eine gewisse Zunahme. Die benachbarten Bohrungen SB4 (Abnahme), SB4a/v und SB4a/s (beide ohne Tiefentrend) liefern diesbezüglich gegensätzliche Resultate, was auf lokale Heterogenität hindeutet.

Interner Aufbau kataklastischer Scherzonen mit Zuflusspunkten als Funktion der Tiefe

In den Bohrungen SB4a/v und SB4a/s wurde keine Abhängigkeit der geometrischen Parameter kataklastischer Scherzonen (z.B. Ausbildung der Fault gouges und der aufgelockerten Wirtgesteinsmatrix) mit der Tiefe festgestellt. Soweit es mit dem im Bereich kataklastischer Zonen weniger guten Kernmaterial der anderen Bohrungen zu beurteilen ist, stimmt diese Aussage auch für die tieferen Bereiche des Wellenbergs, die mit den Bohrungen SB1 und SB3 erbohrt worden sind. In der Bohrung SB1 wurde trendmässig eine Abnahme der Mächtigkeit von Fault gouges mit der Tiefe beobachtet. Dies hängt aber damit zusammen, dass im obersten Teil dieser Bohrung eine grössere Störung angefahren worden ist, die mächtige Fault breccias/gouges enthält. Abgesehen von dieser in seichten Bereichen durchteuften Störung besteht aber auch in SB1 kein systematischer Zusammenhang der Fault gouges mit der Tiefe. Somit kann die beobachtete Abnahme der Transmissivität mit der Tiefe, wie sie in allen Bohrungen beobachtet worden ist, nicht mit der strukturellen Ausbildung kataklastischer Scherzonen erklärt werden. Vielmehr sind mit der Tiefe abnehmende Poren- und Mikrorissaperturen (und somit kleinere Fliessporosität) und eine hiermit einhergehende verringerte Vernetzung der wasserführenden Systeme in tiefen Bereichen der Bohrungen zu vermuten. Dies wird auch durch bohrlochgeophysikalische Messungen in der Bohrung SB4a/v bestätigt (HÄRING 1995): Die seismischen Geschwindigkeiten von P- und vor allem S-Wellen sind im unteren Palfris-Paket (630 - 735 m) deutlich höher als im oberen Palfris-Paket (104 - 426 m) und werden auch verschiedenen petrophysikalischen Einheiten zugeordnet. Geologisch-lithologisch lassen sich die beiden Palfris-Pakete nicht unterscheiden, vielmehr deuten die unterschiedlichen seismischen Geschwindigkeiten auf eine Öffnung von kataklastischen Strukturen in den seichteren Bereichen der Bohrung infolge der Abnahme der Überlast.

5.3.1.4 Strukturelle und hydrogeologische Heterogenität kataklastischer Scherzonen

Im Bohrkern sind keine strukturellen Unterschiede zwischen Scherzonen mit und ohne Zuflusspunkten feststellbar. Wie in MAZUREK (1997) im Detail diskutiert, ist zu vermuten, dass die meisten (wenn nicht alle) strukturell identifizierten kataklastischen Scherzonen grösserräumig transmissiv sind, auch wenn sie keine Zuflusspunkte liefern. Die Scherzonen sind intern heterogen aufgebaut (Fig. 5.3-2), so dass auch eine Heterogenität der hydrogeologischen Eigenschaften im m-dam-Bereich zu erwarten ist. Da die durch Fluid Logs betesteten Gesteinsvolumina klein sind (Reichweite der Tests in den geringdurchlässigen Bereichen der Bohrungen oft im dm-m-Bereich), sind grosse Schwankungen der gemessenen Transmissivität zu erwarten. Wenn die Bohrung eine geringerdurchlässige Partie einer Scherzone durchteuft, werden (zumindest in den geringdurchlässigen hydrogeologischen Bereichen des Wirtgesteins) die lokalen Transmissivitäten unterhalb der Nachweisgrenze liegen.

5.3.2 Typ 2: Dünne diskrete Scherzonen (reaktivierte Schervenen)

Bezüglich der Charakterisierung dünner diskreter Scherzonen (s. auch Kap. 4.6.2) haben die Bohrungen SB4a/v/s keine grundlegend neuen Erkenntnisse gebracht, so dass die Beschreibung in MAZUREK et al. (1994) weitgehend ihre Gültigkeit behält.

Bei den dünnen diskreten Scherzonen handelt sich um ca. 0.5 - 2 cm mächtige, streng planare Schervenen, die in späten Phasen der Neoalpinen Deformation entstanden sind. Oft bilden sie die Begrenzung duktiler Scherzonen, oder sie sind ganz innerhalb duktiler Scherzonen anzutreffen. Der interne Aufbau beinhaltet die gebänderte, calcitdominierte Schervene mit tonreichen Zwischenlagen. Die potentiell wasserführende Diskontinuität liegt meist am Kontakt zwischen Schervene und Gesteinsmatrix.

Dünne diskrete Scherzonen wurden vor allem in der Palfris-Formation beobachtet, und nur dort sind sie auch transmissiv. Die mittlere Frequenz dieser in der Palfris-Formation ausgesprochen häufigen Strukturen beträgt 1.5 pro Bohrmeter in den Bohrungen SB4a/v/s. Auch in den Aufschlüssen des Haldibachs sind sie sehr häufig zu finden (MÖRI & BOSSART 1996) und sind oft mit kataklastischen Strukturen vernetzt. Die grosse Mehrheit der dünnen diskreten Scherzonen enthält keine offenen Trennflächen und ist somit als Wasserfliessweg nicht relevant. Eine kleine Minderheit wurde hingegen spröd reaktiviert, und offene Bruchflächen mit Striemungen zeigen eine spröde Scherbewegung an. In seltenen Fällen sind die Harnischflächen mit idiomorphen Calcitkristallen bedeckt, was einerseits auf geologisch junge Gestein/Wasser-Interaktionen hinweist und ausserdem zeigt, dass diese Strukturen eine natürliche (d.h. nicht durch den Bohrvorgang erzeugte) Fliessporosität aufweisen. Die Orientierung der dünnen diskreten Scherzonen ist recht variabel, folgt aber zum grossen Teil (sub)konkordant der Schieferung (Fig. 4.6-1).

In den Aufschlüssen des Haldibachs weist die Mehrheit der dünnen diskreten Scherzonen eine Längserstreckung im m-Bereich auf (MÖRI & BOSSART 1996). Es wurden aber einige Strukturen über ca. 20 m beobachtet, wobei sie sich über die Aufschlussgrenzen hinweg fortsetzen.

5.3.3 Typ 3: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern

5.3.3.1 Genese und Geometrie der Adern

Die kretazischen Wirtgesteinseinheiten (Palfris-Formation, Vitznau-Mergel) bestehen aus einer Wechsellagerung von tonigeren und kalkigeren Lagen, wobei letztere entweder in Scharen vorkommen oder als einzelne Horizonte in den tonmergeligen Partien eingebettet sind. Kalk- und Kalkmergelbänke enthalten zahlreiche Adern, die ganz oder teilweise mit Calcit verfüllt sind. In letzterem Fall sind drusige Hohlräume mit idiomorphen Calcitkristallen vorhanden; diese Drusen können im Extremfall die Grösse des Kerndurchmessers übersteigen (Fig. 5.3-6a). In den meisten Fällen sind die drusigen Hohlräume nicht über mehr als einige dm vernetzt und somit nicht transmissiv. Eine Minderheit der drusigen Adern kann hingegen mit Zuflusspunkten korreliert werden.

Wie in Kapitel 4.6.2 diskutiert, ist die Aderbildung ein Produkt der Neoalpinen Deformation, in der die inkompetenten Schichtglieder plastisch verformt wurden, während sich die schichtparallele Zerrung in den kalkigeren Lagen durch Klüftung und Boudinage ausgedrückt hat. Die sich öffnenden Klüfte wurden aufgrund bedeutender lokaler Stofftransporte durch Drucklösung mit mehreren Generationen von Adercalcit ± -quarz verfüllt. Durchaderte Kalkbänke sind die ältesten erkennbaren Fliesswege im Gestein und stellen vermutlich die dominanten Fliesspfade während der Neoalpinen Metamorphose dar. Die Adern setzen sich nicht in die inkompetenten Tonmergel fort, d.h. ihr Vorkommen ist weitgehend auf die kompetenten Schichtglieder beschränkt. Da sich solche Strukturen nur in einem geschichteten Medium mit Kompetenzkontrasten zwischen den einzelnen Lagen ausbilden, ist ihr Vorkommen im Wirtgestein auf die kretazischen Einheiten (Palfris-Formation, Vitznau-Mergel) beschränkt, während sie in den eher homogenen tertiären Einheiten (Globigerinenmergel, Schimberg-Schiefer) kaum vorkommen.

5.3.3.2 Geometrie von Kalkbänken

Die *Schichtung der Kalk- und Tonmergel* ist meist parallel zur Hauptschieferung, d.h. flach nach NW fallend. Die einzelnen Adern innerhalb der Kalkbänke sind typischerweise bankrecht und stehen somit steil.

Die laterale Ausdehnung der Kalkbank, in der ein potentiell verbundenes Netz drusiger Adern vorhanden ist, ist beschränkt. In Richtung des neoalpinen Deckentransports (SE-NW) sind die Kalkbänke boudiniert, d.h. in ihrer Kontinuität unterbrochen. Aufgrund der Haldibach-Aufschlüsse wurde eine mittlere Boudinlänge von 1 m abgeleitet, mit einer Streubreite von 0.1 - 4 m. In Richtung senkrecht zur neoalpinen Schubrichtung (parallel zu den Faltenachsen, also SW-NE) ist infolge Abbiegen des axialen Streichens von WSW-ENE nach SW-NE (SPÖRLI 1966; SCHNEIDER 1988a) auch grossräumig Zerrung zu erwarten, die zu Boudinstrukturen führen kann. Nach MILNES & KOESTLER (1994) kann allerdings "eine signifikante Längung parallel zur Faltenachse nicht angenommen" werden. Demgegenüber zeigt der Haldibach-Aufschluss HB4, dass kleinräumig viele strukturelle Komplikationen auftreten, die auch in der SW-NE-Richtung die laterale Persistenz der Kalkbänke beschränken (Fig. 5.3-6b und 5.3-7). Einerseits erkennt man Boudinage und Pinch and Swell-Strukturen, andererseits aber auch lokale flache Überschiebungen. Das Nebeneinander von Zerr- und Kompressionsstrukturen kann entweder durch die Mehrphasigkeit der Deformation oder durch lokal nicht planare Verformung (Schlingern) erklärt



a.

5 cm



b.

Figur 5.3-6:

-6: Wasserführendes System 3 im Kern und im Aufschluss

- a. Durchaderte Kalkbank in der Palfris-Formation mit grosser offener Druse
- b. Detail aus Aufschluss HB4 im Haldibach (Vitznau-Mergel; s. MÖRI & BOSSART 1996) mit boudinierten Kalklagen in Tonmergel. Eine kompressive Deformationskomponente ist durch Überschiebungen von Boudins dokumentiert (oben rechts). Bildbreite 1 m



werden. Aufgrund der Haldibach-Aufschlüsse wird die laterale Persistenz von Kalkbänken in Richtung der neoalpinen Faltenachsen auf 2 - 3 m mit einer Variationsbreite von 0.25 - 20 m geschätzt.

Die Schichtmächtigkeiten und Abstände von Kalk(mergel)lagen wurden in allen Bohrungen erfasst. Die mittlere wahre Mächtigkeit von Kalk(mergel)lagen liegt im Fall einzelner Bänke bei ca. 0.2 m, im Falle von Kalkbankabfolgen (Definition s.u.) bei 0.3 m. Die Extremwerte liegen bei 0.1 und 2 m, wobei Lagen mit Mächtigkeiten von über 1 m sehr selten vorkommen. Die Tonmergel, die Kalk(mergel)bänke trennen, sind ausserhalb von Kalkbankabfolgen im Mittel 3.0 m mächtig, innerhalb von Kalkbankabfolgen 0.6 m.

5.3.3.3 Verbindung zwischen Fliessporosität und Matrixporosität der Wirtgesteinsmatrix

In den meisten Fällen sind die Aderwände vollständig mit Calcit ± Quarz bedeckt, und in den Adern migrierendes Grundwasser hat mit der Matrixporosität des Wirtgesteinsmatrix nur via Mikroporosität des Kluftbelags eine Verbindung (vgl. auch HELLMUTH & SIITARI-KAUPPI 1997). Transport durch diese Mikroporosität ist wahrscheinlich von Diffusion dominiert. In den Kluftbelägen wurde eine mittlere offene Porosität von ca. 1 Vol.-% bestimmt. Mikroskopische Untersuchungen zeigen, dass es sich hierbei einerseits um ein Netzwerk von Korngrenz- und transgranularen Poren handelt, andererseits um eine ausgeprägte Lösungsporosität (insbesondere in den älteren Adercalcit-Typen) (Kap. 4.3.2).

5.3.3.4 Subtypen 3a und 3b: Kalkbänke und Kalkbankabfolgen

Die Bedeutung der Adern in Kalkmergel-/Kalkbänken für die Migration von Radionukliden ist verschieden, je nach dem, ob einzelne Kalkbänke isoliert in Tonmergel vorliegen oder aber Teile von Kalkbankabfolgen (Definition s. Kap. 4.6.3) bilden. Während die kleinräumige Geometrie in beiden Fällen sehr ähnlich ist (beide Fälle sind durch Fig. 5.7-3 abgedeckt), kann der grösserräumige Fliesspfad wesentlich unterschiedlich sein. Es werden daher die folgenden Subtypen unterschieden:

3a Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb von Kalkbankabfolgen

3b Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern ausserhalb von Kalkbankabfolgen.

Die Lage von Kalkbankabfolgen in allen Bohrungen ist in Tabelle 4.6-2 zusammengestellt.

Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb von Kalkbankabfolgen: Typ 3a

Ist die Kalkbank Teil einer Kalkbankabfolge, also einer Wechsellagerung von Ton- und Kalkmergeln, in denen die Abstände der Kalkmergelbänke im Bereich von 1 m liegen, kann die grösserräumige Geometrie des Fliesspfades besondere Eigenschaften auf-

weisen. Dies, obwohl auch innerhalb von Kalkbankabfolgen die laterale Ausdehnung der einzelnen Kalkbänke durch Boudinage und andere Deformationsprozesse beschränkt ist. Im konservativsten Fall ist es denkbar, dass andere wasserführende Systeme Kalkbänke derart verbinden, dass diese einen bedeutenden Anteil am Fliesspfad haben. Die grösserräumige Fliessweggeometrie in Kalkbankabfolgen ist Thema von Kapitel 5.6.

Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern ausserhalb von Kalkbankabfolgen: Typ 3b

Wegen der komplexen Neoalpinen Deformation (Boudinage, Überschiebungen, s.o.) ist eine einzelne in Tonmergeln eingebettete Kalkbank nur dann Teil des verbundenen Netzwerks wasserführender Systeme, wenn sie durch andere Systeme (z.B. kataklastische Scherzonen) geschnitten wird. Grösserräumig findet also der Fliesspfad hauptsächlich in den anderen Systemen statt, und die durchlässige Kalkbank ist ein eher lokales Phänomen. Der mittlere Abstand von Kalkbänken ausserhalb von Kalkbankabfolgen liegt im Bereich von 2 - 4 m.

Etwa ein Drittel der Zuflüsse vom Typ 3 liegt innerhalb von Kalkbankabfolgen. Ausserdem wurden auch zahlreiche Zuflüsse anderer Typen innerhalb von Kalkbankabfolgen festgestellt.

5.3.4 Typ 4: Klüfte in Tonmergeln und Mergeln

Wenn auch quantitativ sehr untergeordnet, wurden in den tonmergeligen und mergeligen Lithologien aller Wirtgesteinsformationen Klüfte ohne erkennbare Scherbewegung beobachtet. Solche Klüfte sind im Gegensatz zu den verästelten kataklastischen Zonen sehr einfach aufgebaut und bestehen meist aus einer einzigen, oft steilstehenden, recht planaren Fläche, die das Gestein durchschlägt. Teilweise kann man auch eine subparallele Kluftschar mit Kluftabständen im dm-Bereich feststellen. Diese Klüfte haben keine Kluftbeläge aus neoalpinen Calcitgenerationen (es sei denn, sie reaktivieren eine bestehende Ader) und sind vermutlich jünger (möglicherweise syngenetisch mit der oben beschriebenen Kataklase). Allfällige dünne Kluftbeläge bestehen aus Calcit 4 (Kap. 4.3.2), der als post-kataklastisch angesehen wird. Nur an wenigen Stellen konnte ein Zufluss eindeutig solchen Strukturen zugeordnet werden.

5.4 Wasserführende Systeme im Nebengestein

Ausserhalb des Wirtgesteins wurden Zuflüsse hauptsächlich in massiven Kalkformationen (v.a. Kieselkalk und Sichel-Kalk in den Bohrungen SB1 und SB2) sowie in den helvetischen Flyschen festgestellt. Mehrheitlich weisen diese Zuflussstellen andere geometrische und/oder mineralogische Eigenschaften auf als die oben beschriebenen wasserführenden Systeme des Wirtgesteins.

5.4.1 Typ 5: Klüfte oder Bruchnetzwerke in Kalkformationen

Die massiven Kalke zeigen ein Spektrum von spröden Strukturelementen, das von Einzelklüften ohne erkennbare Scherbewegung bis zu über mehrere Meter hinweg vollkommen desintegriertem Kernmaterial (vermutlich Scherbrüche) reicht. Anhand des Kernbefunds lässt sich vielfach nicht entscheiden, ob die Fragmentierung der Kalkformationen auf Klüftung oder Scherbrüche zurückgeht. Fault gouges werden sehr selten beobachtet, und oft fehlen auch Rutschharnische als Indikatoren von Scherbewegungen. Teilweise ist das Kernmaterial vollkommen in Fragmente von cm-dm-Grösse zerlegt, so dass der Kern nicht zusammengesetzt werden kann. Allen Zuflüssen ist gemeinsam, dass die Deformation jünger ist als die Neoalpine Metamorphose, da die alpinen Calcitgenerationen mit in die Deformation einbezogen sind und Kluftbeläge in den deformierten Zonen weitgehend fehlen. Die quantitativ wenig bedeutenden Kluftbeläge bestehen aus Calcit, Pyrit sowie, im Kieselkalk der Bohrung SB2, zusätzlich aus Palygorskit.

5.4.2 Typ analog 3b: Sandsteinbänke mit drusigen Adern

Die helvetischen Flysch-Einheiten enthalten u.a. Abfolgen von Sandsteinen und Tonen, die mechanisch gesehen wie die Palfris-Formation eine Wechsellagerung aus kompetenten und inkompetenten Schichtgliedern darstellen. Dasselbe gilt im weiteren Sinn auch für die infrahelvetischen Mélange-Formationen, die sowohl tonige wie auch sandige Lithologien enthalten. Ganz analog zum wasserführenden System 3b können die Sandsteinbänke bankrechte, teilweise drusige Adern enthalten, die teilweise wasserbzw. gasführend sind. Während geometrisch und genetisch grosse Ähnlichkeit besteht, sind die mineralogischen Werte deutlich verschieden (Tab. 4.3-1). Aus der geometrischen Analogie werden Zuflüsse aus Sandsteinbänken als "analog Typ 3b" klassifiziert.

5.4.3 Weitere Zuflüsse

Einige Zuflüsse im Kieselkalk der Bohrung SB2 sind gebunden an klar als solche erkennbare kataklastische Scherzonen, die in den etwas tonigeren Lagen dieses Gesteins vorkommen. Grob gesehen zeigen sie geometrische Ähnlichkeiten zum System 1 im Wirtgestein und sind als "analog Typ 1" klassifiziert. Ebenso verfahren wurde mit kataklastischen Zonen mit Zuflusspunkten in Mélange-Formationen und im Südhelvetischen Flysch. Bei diesen ist die geometrische wie auch lithologische Verwandschaft zu kataklastischen Scherzonen im Wirtgestein sehr gross, und auch bezüglich Mineralogie und Porenverteilung sind keine signifikanten Unterschiede zu erwarten.

5.4.4 Wasserführende Systeme in der Rutschmasse

In der Bohrung SB6 wurden 3 Zuflusspunkte in der Rutschmasse identifiziert. Diese lassen sich nicht ins Schema der wasserführenden Systeme im anstehenden Gestein eingliedern. Folgende allgemeinen Aussagen können zum Wasserfluss in der Rutschmasse gemacht werden:

- Die Rutschmasse besteht vorwiegend aus tonmergeligen (± mergeligen, kalkmergeligen) Lithologien und ist mineralogisch der anstehenden Palfris-Formation sehr ähnlich.
- Die Fliess- und Matrixporosität der Rutschmasse wurde nicht gemessen, muss aber erheblich grösser sein als im Anstehenden.
- Angesichts der Fragmentierung und Durchmischung verschiedener Lithologien ist zu erwarten, dass der Fliesspfad sehr heterogen ist.

5.5 Häufigkeitsverteilung der Zuflusspunkte der wasserführenden Systeme

5.5.1 Relative Verteilung

Im Anstehenden aller bisher abgeteuften Bohrungen wurden über eine totale Bohrstrecke von 5708 m, in der Fluid Logs gefahren werden konnten, insgesamt 160 Zuflusspunkte registriert (Beilagen A3.6-1 bis 5). Dies entspricht einem mittleren Abstand zwischen 2 Zuflusspunkten von ca. 35 m entlang des Bohrlochs (Kein signifikanter Unterschied zwischen Wirt- und Nebengestein). Im Wirtgestein verteilen sich die relativen Häufigkeiten der Zuflusspunkte wie folgt (Erläuterungen zur Berechnung s. MAZUREK 1997):

Typ 1	55 %
Тур 2	7 %
Тур За	9 %
Тур Зb	22 %
Тур 4	6 % ²⁸

Kataklastische Scherzonen (Typ 1) sowie durchaderte Kalk(mergel)bänke (Typen 3a,b) dominieren also mengenmässig. Aus diesen Daten können im Prinzip die mittleren Abstände von Zuflüssen jedes wasserführenden Systems im Wirtgestein berechnet werden (z.B. 62 m für kataklastische Scherzonen), doch bedarf dies wegen der Tiefenabhängigkeit der Transmissivität sowie der variablen Qualität der Fluid Logs und deren Nachweisgrenzen grosser Vorsicht. Während die relativen Anteile der wasserführenden Systeme von der Logging-Qualität unabhängig sind, sollten sich Berechnungen mittlerer Abstände von Zuflüssen verschiedener Systeme auf jeweils definierte hydrogeologische Bereiche (bzw. Teufenintervalle) beziehen, die in allen Bohrungen vergleichbare Transmissivitäten und Nachweisgrenzen des Fluid Loggings aufweisen.

²⁸ Zusätzlich ein Zuflusspunkt in SB3, der wegen Kernverlust nicht zugeordnet werden konnte.)

5.5.2 Tiefenabhängigkeit

In allen Bohrungen sind in den obersten Abschnitten (wenige hundert Meter) angesichts der erhöhten Transmissivitäten weitaus am meisten Zuflüsse identifiziert worden. Trotz tieferer Nachweisgrenze des Fluid Loggings in den Abschnitten im Liegenden sind dort die mittleren Abstände zwischen Zuflüssen deutlich grösser. Am Beispiel der Bohrungen SB4a/v und SB4a/s, die aufgrund ihrer guten Kernqualität und optimierter Kernaufnahme die aussagekräftigsten Daten liefern, sollen nun die strukturellen und hydrogeologischen Eigenschaften als Funktion der Tiefe untersucht werden. Trotz der erwähnten methodischen Einschränkungen können folgende Schlüsse gezogen werden:

- Wie schon oben festgestellt, nimmt die Häufigkeit der im Kern strukturell identifizierten kataklastischen Scherzonen mit der Tiefe nicht systematisch ab. Dasselbe gilt auch für alle anderen wasserführenden Systeme wie z.B. einzelne Kalkbänke oder Kalkbankabfolgen.
- Die Häufigkeit wie auch die Transmissivität der mit Fluid Logging identifizierten Zuflusspunkte nehmen mit der Tiefe ab (gilt für alle wasserführenden Systeme).
- In einem gegebenen Tiefenintervall schwankt die Transmissivität der Zuflüsse innerhalb eines breiten Bereichs (1σ-Streuung von 0.7 Log-Einheiten, s. Kap 7.3.1.2)
- ⇒ Daraus folgt, dass mit zunehmender Tiefe ein immer grösserer Teil der potentiell permeablen Strukturen nicht als Zuflusspunkte identifiziert wurde, d.h. die Transmissivität dieser Zuflusspunkte liegt unterhalb der Nachweisgrenze. Die Abnahme der Transmissivität der wasserführenden Systeme mit der Tiefe ist offenbar stärker als die Verbesserung der Nachweisgrenze von Zuflusspunkten.

5.6 Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für die Kluftnetzwerkmodellierung²⁹ (Blockmodell)

In Kapitel 4.7 wurde ein grossräumiges, deterministisches Modell des Wirtgesteinsblocks, seiner Begrenzungen, der ihn einbettenden Nebengesteine sowie anderer Grossstrukturen wie z.B. regionaler Störungen abgeleitet. Im vorliegenden Abschnitt werden Strukturen behandelt, die in einem modellhaften Wirtgesteins-Würfel mit 500 m Kantenlänge den Wasserfluss bestimmen. Dieses Blockmodell ist generisch (nichtdeterministisch), d.h. es ist in Bezug auf die geometrischen Eigenschaften innerhalb des Wirtgesteins frei verschiebbar, und es beruht auf statistischer Analyse der geologischen und hydrogeologischen Beobachtungen. Die Annahme eines im Grössenbereich von 500 m geologisch homogenen und somit repräsentativen Wirtgesteinsblocks ist durch die Resultate der Bohrungen gerechtfertigt. Demgegenüber besteht eine ausgeprägte Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Parameter, und diese wird für die Model-

²⁹ NB: Der Begriff "Kluftnetzwerk" (engl. fracture network) ist ein etablierter Begriff in der Hydrogeologie. Geologisch gesehen besteht ein solches Netzwerk aus beliebigen Diskontinuitäten, d.h. Störungen, Klüften, Adern usw. Im Fall des Wellenbergs dominieren Störungen (kataklastische Zonen) verschiedener Grössenordnungen und Kalkbankabfolgen das "Kluft"netzwerk.

lierung durch mit der Tiefe variable Mittelwerte charakterisiert. Die wesentlichen geologischen Rohdaten, die für die dem Blockmodell zugrundeliegende Kluftnetzwerkmodellierung benötigt werden, sind

- Ausdehnung (Persistenz)
- Häufigkeit (z.B. ausgedrückt als Frequenz entlang Bohrloch)
- Orientierung
- Heterogenität innerhalb eines Elements (Channeling)

aller Typen von wasserführenden Systemen. Die natürliche Variabilität dieser Parameter wird statistisch durch Mittelwerte und Varianzen beschrieben. Ein Teil der hier abgeleiteten Konzepte wird auch für die Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme für die Transportmodellierung (Kap. 5.7) direkt verwendet, so z.B. die grossräumige Fliesspfadzusammensetzung oder der Fliesspfad innerhalb von Kalkbankabfolgen.

Die in diesem Abschnitt hergeleitete interne Geometrie des Blockmodells (Aufbau des Kluftnetzwerks) wird in Kapitel 7.3 durch die hydraulischen Parameter der wasserführenden Systeme ergänzt und zur Quantifizierung der Strömungsverhältnisse verwendet. Das Blockmodell dient dort u.a. zur Berechnung der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit K_{eff} aus den in den Bohrungen gemessenen Transmissivitäten T (T \rightarrow K-Konversion) und deren Verteilung im Wirtgestein (Kap. 7.4). Dieses sogenannte K-Modell wird für das Regionalmodell (grossräumiger Wasserfluss), das Endlagermodell (Strömungsverhältnisse im Bereich des Endlagers) sowie das Kavernenumfeldmodell (Fluss im Bereich einzelner Endlagerkavernen) verwendet.

Die Resultate dieser Modellrechnungen (Kap. 7.7) liefern Parameter, die direkt in die Sicherheitsanalyse eines Endlagers einfliessen. Dazu gehören u.a. der normierte Fluss (Fluss innerhalb einer einzelnen wasserführenden Struktur), der Volumenfluss (Fluss im betrachteten Strömungsquerschnitt) sowie der Gesamtfluss in einem Stollen oder einer Kaverne. Die Resultate werden analog der Eingabedaten durch Mittelwerte und Varianzen dargestellt und repräsentieren den Streubereich einer Anzahl von stochastischen Modellrealisationen.

5.6.1 Hydrogeologisch relevante strukturgeologische Elemente

In Kapitel 5.3 wurden im Wirtgestein 4 Typen wasserführender Systeme beschrieben. Für die Strömungsverhältnisse in einem Wirtgesteinsblock sind nicht alle von gleicher Wichtigkeit. Besonders relevant sind Strukturen mit einer grossen Ausdehnung, während kleineren Strukturen allenfalls durch Verbindung mit den grösseren eine hydrogeologische Bedeutung erlangen können. Aufgrund dieser Überlegungen wird die Systematik der wasserführenden Systeme gemäss Kapitel 5.3 verfeinert:

- System 1 (kataklastische Scherzonen) beinhaltet sowohl kleine wie auch sehr mächtige und potentiell weit ausgedehnte Strukturen. Die hydrogeologische Bedeutung der grossen Strukturen ist ungleich grösser, und es werden also "kleine" und "grosse" kataklastische Scherzonen unterschieden. Das Kriterium ist (analog Kap. 4.6) die wahre Mächtigkeit der Zone im Bohrkern (0.1 < 0.5 m: kleine Störung/kataklastische Scherzone; > 0.5 m: grosse Störung/kataklastische Scherzone).
- System 3a (Kalk(mergel)bänke mit drusigen Adern innerhalb von Kalkbankabfolgen) bezeichnet Kleinstrukturen innerhalb eines grösseren wasserführenden Verbands, den Kalkbankabfolgen. Für die Kluftnetzwerkmodellierung braucht es zusätzlich zur kleinräumigen Information noch eine geometrische Beschreibung der Kalkbankabfolgen in grösserem Massstab³⁰.
- Alle anderen wasserführenden Systeme haben eine kleinere aber nicht zuverlässig quantifizierbare Ausdehnung und bilden eine eigene Gruppe, die für die Kluftnetzwerkmodellierung weniger wichtig ist.

Aufgrund dieser Überlegungen werden die folgenden Gruppen wasserführender Systeme unterschieden und mit spezifischen Datensätzen für die Kluftnetzwerkmodellierung charakterisiert:

- Grosse Störungen (grosse kataklastische Scherzonen), wahre Mächtigkeit 0.5 -10 m (Teilmenge des Systems 1)
- Kleinere wasserführende Systeme:
 - kleine Störungen (kleine kataklastische Scherzonen), wahre Mächtigkeit 0.1 -0.5 m (Teilmenge des Systems 1)
 - dünne, diskrete Scherzonen (System 2)
 - Klüfte in Tonmergeln und Mergeln (System 4)
 - Kalk(mergel)bänke mit drusigen Adern, ausserhalb von Kalkbankabfolgen (System 3b)
- Kalkbankabfolgen (grösserräumige Betrachtung von System 3a).

5.6.2 Grosse Störungen

Definition

Grosse Störungen sind kataklastische Scherzonen mit wahrer Mächtigkeit > 0.5 m³¹. Störungen (grosse wie kleine), die im Bohrloch mit Zuflüssen korreliert werden können, unterscheiden sich geologisch nicht von Störungen ohne Zuflüsse und weisen zudem eine sehr ähnliche Orientierungsverteilung auf wie diese (Fig. 5.3-3). Es wird deshalb angenommen, dass in allen Störungen Wasserfluss stattfinden kann, dass aber die Transmissivitätsverteilung innerhalb der Störungen heterogen ist, was durch die unter-

³⁰ NB: Im Gegensatz zur Transportmodellierung sind die geochemischen Eigenschaften der Gesteine hier nicht von Belang, daher ist auch die konzeptuelle Behandlung verschieden.

³¹ Sie umfassen die Kategorien 'grosse' und 'mittlere' Störungen nach der Definition in NAGRA (1993b).

schiedlichen gemessenen Transmissivitäten zum Ausdruck kommt. Somit bildet Tabelle 4.6-4 die Basis für die Charakterisierung der grossen Störungen.

Die einzelnen Störungen werden im Kluftnetzwerk als zweidimensionale, planare quadratische Elemente dargestellt. Die interne strukturelle und hydrogeologische Heterogenität wird durch Bereiche verschiedener Transmissivität innerhalb jeder Störung repräsentiert. Zudem wird die mit der Tiefe abnehmende Transmissivität berücksichtigt.

Orientierung

Die Schieferung ist für die spröde Deformation eine wichtige Leitstruktur, und die Mehrheit der kataklastischen Zonen ist (sub)konkordant. Eine Minderheit ist diskordant zur Schieferung, und es wird ein konjugiertes System vermutet (Fig. 4.6-1, Kap. 4.6.2 und 5.3.1). Es ist eine gewisse Anisotropie der Vernetzung (und der Durchlässigkeit) zu erwarten, mit einem Minimalwert in der Richtung senkrecht zur Schieferung. Steilstehende, diskordante Segmente kataklastischer Strukturen kommen vor, insbesondere wenn sie kompetentere Schichtglieder (Kalk(mergel)lagen, Kalkbankabfolgen) durchschlagen. Wie die Haldibach-Kartierungen zeigen, biegen die kataklastischen Strukturen in tonigeren Partien wieder in eine konkordante Position ein.

Da gemäss obiger Definition alle in Tabelle 4.6-4 und Figur 4.6-1 dargestellten grossen Störungen des Wirtgesteins als wasserführend aufgefasst werden (d.h. nicht nur diejenigen, die Zuflusspunkte geliefert haben), werden auch die Raumlagedaten aller grossen Störungen berücksichtigt und als repräsentativ für den Wirtgesteinsblock angenommen. Diese Daten werden in Kapitel 7.3 vor ihrer Verwendung für das Blockmodell mithilfe des Terzaghi-Verfahrens korrigiert. Mit dieser Prozedur wird die Unterrepräsentierung von Strukturen korrigiert, die mit der jeweiligen Bohrung spitze Winkel bilden.

Häufigkeit

Grundlage für die Häufigkeitsverteilung ist Tabelle 4.6-4. Aus den Abständen der grossen Störungen entlang der Bohrlöcher sowie deren Orientierung und der Annahme quadratischer Form wird in Kapitel 7.3 mit Hilfe des P₃₂-Verfahrens eine flächenhafte oder räumliche Häufigkeitsverteilung berechnet. Dieses Verfahren erlaubt die Übersetzung von Informationen, die in verschiedenen Dimensionen erhoben worden sind. So ist es z.B. möglich, aus eindimensionalen Bohrlochdaten (Abstand und Orientierung von Strukturen) kompatible zweidimensionale Informationen zu extrahieren (also z.B. Spurlänge von Strukturen in einer Profilebene).

Laterale Ausdehnung

Die Ausdehnung von Diskontinuitäten ist im Kernbefund oder in Bohrlochlogs nicht direkt beobachtbar, so dass ihre Herleitung auf Modellvorstellungen beruht. Es gibt eine Anzahl von indirekten Argumenten, die im folgenden diskutiert werden.

- Hydrogeologische Daten: Hydraulische Packertests charakterisieren ein bestimmtes Gesteinsvolumen in der Umgebung des Testintervalls, dessen Grösse von den Testbedingungen und den Gesteinseigenschaften abhängt. Im Fall des Wellenbergs wurde aus den Tests radialer Fluss (Fliessdimension ca. 2, s. Kap. 7.2.2) festgestellt, d.h. permeable Strukturen sind (in Übereinstimmung mit dem geologischen Befund) planare Elemente. In Kenntnis der Fliessdimension und mit Hilfe einer Abschätzung des hydraulischen Speicherkoeffizienten lässt sich die Reichweite des Tests berechnen (*Radius of investigation/visibility*). Nach LAVANCHY & MAR-SCHALL (1997) liegen die Radien zwischen < 1 m und ca. 400 m. Dabei sind von 105 ermittelten Werten 57 Reichweiten < 1 m und 17 > 10 m. Sie nehmen generell mit zunehmender Tiefe stark ab. Da keine hydraulischen Grenzen festgestellt wurden, sind diese Radien als minimale Ausdehnungen der permeablen Strukturen zu verstehen.
- Resultate der Haldibach-Kartierung: Am Haldibach wurde eine Reihe von strukturellen Aufschlusskartierungen erstellt. Die Grösse der Aufschlüsse liegt im Maximum bei wenigen Dekametern. Viele der kartierten Strukturen beginnen und enden innerhalb des Aufschlusses, während andere beidseitig Fortsetzungen im nicht aufgeschlossenen Bereich haben. Dennoch ist es möglich, anhand der Beziehung zwischen aufgeschlossenen Längen von Strukturen und der Anzahl sichtbarer Enden von Strukturen im Aufschluss Rückschlüsse auf die mittleren Spurlängen zu machen (MAZUREK 1997). Die Aufgabe ist hierbei, aus dem beschränkten Beobachtungsfenster Informationen über die teilweise grösseren Strukturen zu erhalten. Eine Methode zur Berechnung mittlerer Spurlängen aus beschränkten Aufschlussdaten ist von PRIEST (1993) und PAHL (1981) beschrieben und wurde zur Auswertung der Haldibach-Karten angewendet. Wegen des pro Aufschluss bescheidenen Datenkörpers schwanken die berechneten mittleren Spurlängen beträchtlich und liegen im Bereich 1 - 10 m. Diese Angaben beinhalten aber potentiell ein methodisches Problem, indem grosse kataklastische Scherzonen gar nicht angetroffen wurden (wegen ihrer Seltenheit und/oder wegen der für Bruchzonen typischen schlechten Aufschlussverhältnisse).
- Geometrische Korrelation zwischen den Bohrungen SB4a/v/s und SB4: Die Ergebnisse der drei nahe beieinander abgeteuften Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s gaben die Möglichkeit, eine Abschätzung der Ausdehnung grosser Störungen auf geometrischer Grundlage zu versuchen (HUBER & HUBER 1997). Am Beispiel ausgewählter Störungen, von denen erwartet werden konnte, dass sie aufgrund ihrer Orientierung in mehr als einer Bohrung durchteuft worden waren, wurden unter vereinfachten Annahmen (Störungen sind perfekte Ebenen, die mittleren Raumlagen sind mindestens über die zu korrelierende Strecke anwendbar) ideale Verbindungsebenen konstruiert. Für vier grosse Störungen liess sich zwischen zwei oder drei Bohrungen eine passende Verbindungsebene konstruieren (Fig. 5.6-3). Aufgrund dieses Korrelationsversuchs ergibt sich für das Verhältnis von Störungsmächtigkeit zu Störungslänge ein minimaler Faktor zwischen 1:30 und 1:100. Aufgrund der Schwierigkeiten bei der Orientierung und der grossräumigen Geometrie der Störungen ist ein solcher Korrelationsversuch immer mit Unsicherheiten behaftet.
- Beobachtungen im Seelisberg-Tunnel: Grössere Strecken mit Gesteinen der Palfris-Formation wurden beim Bau des Seelisberg-Tunnels in den Pilotstollen und den zwei Hauptröhren aufgefahren. Verteilung, Häufigkeit und Ausbildung von Störungen im Wirtgestein konnten aufgrund der geologischen Unterlagen abgeschätzt werden (SCHNEIDER & KAPPELER 1984, SCHNEIDER 1992, HUBER et al. 1993).

Hierbei hat sich gezeigt, dass die Mehrheit der wasserführenden Strukturen der Palfris-Formation nicht zwischen den Tunnelröhren korreliert werden konnte, eine Minderheit eine solche Korrelation hingegen durchaus aufwies. Es gibt im Bereich des Seelisbergtunnels also wasserführende Störungen, deren Länge mindestens 45 m (Abstand der beiden Tunnelwände) beträgt (RESELE & TRIPET 1985). Ein stark gestörter Bereich zwischen Tunnel-km 126.200 und 126.400 kann wahrscheinlich mit einer Störung an der Oberfläche korreliert werden, was eine minimale Ausdehnung der Störung von 150 m ergibt. Die Verbindung einer im Nebengestein an der Oberfläche (Hutztal) aufgeschlossenen grossen Störungszone mit gestörten, wasserführenden Zonen im Seelisberg-Tunnel im Bereich der Zentrale Huttegg lässt ebenfalls eine minimale Länge von ca. 150 m vermuten.

Beziehung zwischen Mächtigkeit und Länge: Es bestehen Beziehungen zwischen Mächtigkeit, Versatz und Ausdehnung (Länge) von Störungen (z.B. BARNETT et al. 1987) .Solche Beziehungen, stets in log-log-Diagrammen dargestellt, haben allerdings eine Variationsbreite über mehrere Grössenordnungen, so dass die Quantifizierung mit Unsicherheiten behaftet ist. Der strukturelle Charakter von Störungen kann auf kürzeste Distanz ändern (z.B. Aufgliederung eines einzelnen Fault gouge-Horizonts in mehrere dünne Äste, Übergang eines relativ mächtigen Fault gouge-Horizonts in eine dünne diskrete Scherzone innerhalb eines Meters, s. Fig. 4.6-4).

Die obige Diskussion zeigt, dass die Ausdehnung von Störungen derjenige Parameter ist, der mit den grössten Unsicherheiten behaftet ist. Geologische und hydrogeologische Beobachtungen zeigen Längen im m-dam-Bereich, wobei allenfalls vorhandene längere Strukturen aus methodischen Gründen (Aufschlussgrösse und -häufigkeit) nicht erfasst wurden. Hydrogeologische und hydrochemische Argumente wie das Vorhandensein einer Schichtung von Transmissivitätsklassen, Heads und Grundwassertypen (s. Kap. 6 und 7) zeigen, dass die *hydrogeologische* Verbundenheit zumindest in der Vertikalen beschränkt ist und steilstehende hochtransmissive Fliesspfade mit mehr als einigen 100 m Länge wenig wahrscheinlich sind.

Zum Zweck der Kluftnetzwerkmodellierung wird vorgeschlagen, die Ausdehnung durch Multiplikation der beobachteten wahren Mächtigkeitsverteilung (Tab. 4.6-4) mit einem Faktor 100 zu berechnen. Dadurch entstehen im Modell u.a. auch Strukturen, die einen grossen Teil des zu modellierenden Blocks durchschlagen und deren Ausdehnung grösser ist als die aufgrund verschiedener Methoden hergeleiteten Werte (die Minima darstellen). Um die Effekte der Unsicherheit in der Abschätzung der Ausdehnung grosser Störungen abzuschätzen, wird die Sensitivität mit Hilfe einer Parametervariation des Multiplikationsfaktors zwischen 20 und 200 geprüft.

Charakterisierung der Heterogenität (Channeling)

Sowohl geologische Argumente (z.B. Kartierungen am Haldibach) wie auch hydrogeologische Beobachtungen in den Bohrungen zeigen, dass Störungen strukturell und hydraulisch heterogen aufgebaut sind.

- Hydrogeologische Beobachtungen: Störungen umfassen nach ihrer Definition das gesamte in den Bohrungen strukturell festgestellte Inventar (Tab. 4.6-4). Ein Teil der Störungen ist im lokalen Bereich der Bohrung höhertransmissiv als die Nachweisgrenze des Fluid Logging³² und wird als Zuflusspunkt identifiziert, der Rest ist lokal weniger transmissiv und liefert keine Zuflusspunkte. Aus dem Bruchteil aller durchbohrten Störungen, die mit Zuflusspunkten korreliert werden können, kann der Anteil des höher transmissiven Teils einer Störung (*Channeling fraction* bezüglich der Nachweisgrenze, s. Kap. 7.3.1) berechnet werden. Für die grossen Störungen kann die Channeling fraction durch Vergleich der Beilagen A3.6-1 bis 5 (Charakterisierung aller Zuflusspunkte) mit Tabelle 4.6-4 (Liste aller grossen Störungen) berechnet werden³³.
- Strukturelle Beobachtungen: In den kartierten Aufschlüssen am Haldibach ist eine starke laterale Heterogenität innerhalb derselben kataklastischen Struktur festzustellen. So kann sich eine kataklastische Scherzone, die aus einem einzigen Fault gouge-Horizont mit wenig Auflockerungszone (Damage zone) besteht, innerhalb von Metern zu einem komplexen Netzwerk zahlreicher Fault gouge-Horizonte entwickeln (Fig. 5.3-2). Für die Konzeptualisierung wird davon ausgegangen, dass die einzelnen strukturgeologisch mehr oder weniger homogen aufgebauten Abschnitte einer Störung auch eine mehr oder weniger homogene durchschnittliche Transmissivität aufweisen, die mit hydraulischen Tests erfasst wird (*radius of visibility* maximal im m-Bereich). Die Grösse solcher homogener Bereiche hängt von der Grösse der Störung ab.

Aufgrund der hydrogeologischen und strukturellen Beobachtungen wird die folgende Darstellung der Heterogenität vorgeschlagen:

– Jede Störung, im Modell als quadratische Fläche mit Kantenlänge 100 x (Parametervariation: 20 x, 200 x) Mächtigkeit dargestellt, wird in eine Anzahl Felder (*patches*) eingeteilt, die sich untereinander in ihrer Transmissivität unterscheiden. Innerhalb jedes Feldes sind alle Eigenschaften konstant und isotrop. Die Felder werden dargestellt als Quadrate mit einer Kantenlänge 1/10 x Ausdehnung der gesamten Struktur. Aus Gründen des Rechenaufwands bei der Kluftnetzwerkmodellierung wird die minimale Grösse der Felder auf ≥ 10 m beschränkt. Im Modell besteht also jede grosse Störung aus einem Schachbrettmuster von Feldern mit unterschiedlichen Eigenschaften, womit die Heterogenität des internen Aufbaus von Störungen schematisiert wird.

Diejenigen Felder, deren Transmissivität höher ist als die Nachweisgrenze der Fluid Logs, werden als *channel patches* bezeichnet, und ihr Anteil innerhalb einer Störungsfläche entspricht der *channeling fraction*. Den restlichen Feldern wird eine Transmissivität unterhalb der jeweiligen Nachweisgrenze der Fluid Logs zugewiesen.

³² NB: Diese Nachweisgrenze ist keine Konstante und hängt von den jeweiligen Testbedingungen ab. Sie ist in MAZUREK (1997) für alle Bohrungen tabelliert.

³³ Es gilt im weiteren zu unterscheiden zwischen allen identifizierten Zuflusspunkten und denjenigen, für welche die Transmissivität quantifiziert werden konnte (letztere sind eine Teilmenge). Da für die Kluftnetzwerkmodellierung nur Zuflusspunkte mit quantifizierter Transmissivität verwendet werden (s. Kap. 7.3.1), muss auch die Channeling fraction sich auf diese beziehen.

- Meist sind die jüngsten Bewegungen entlang bestehender, u.U. bereits mehrpasig deformierter Strukturen bestimmend für die heute zu beobachtende Durchlässigkeit. Hierbei muss der Bewegungsmechanismus der jüngsten Bewegung nicht derselbe sein wie der Mechanismus, der in früheren Phasen zur Bildung der Struktur geführt hat. So ist es wahrscheinlich, dass am Wellenberg die heutige Durchlässigkeit durch Dekompaktionsvorgänge (erosive oder postglaziale Abnahme der Überlast) bestimmt wird. In diesem Fall erfahren die (seit langem schon bestehenden) Störungen eine Weitung, ohne dass notwendigerweise eine Scherbewegung stattfinden muss. Der permeabilitätsbestimmende Bewegungsmechanimus ist also eine Extension entlang präexistenter Störungen (Fig. 5.6-1). Ein solcher Mechanismus lässt eine eher isotrope Verteilung der channel patches innerhalb einer Störung vermuten. Im Basisfall für die Kluftnetzwerkmodellierung wird angenommen, dass die Verteilung der channel patches innerhalb der Störungsebene isotrop und unkorreliert ist.
- Dieser wahrscheinliche Basisfall ist nicht konservativ, da er nicht von einer linearen Kanalisierung des Flusses innerhalb der Ebene ausgeht. Falls die permeabilitätsbestimmende Bewegung entlang der Störungen eine Scherung war (z.B. NW-fallende Normalbrüche, s. schematisches Beispiel in Fig. 5.6-1), ist die Ausbildung von linearen Bereichen erhöhter Durchlässigkeit denkbar. Solche Kanäle sind hauptsächlich in strukturellen Komplikationen innerhalb einer Scherzone, wie beim rampenartigen, zur Schieferung diskordanten Springen (*fault steps, relay zones*) zu erwarten. Um diesen Fall zu berücksichtigen, wird als Parametervariation eine grosse Korrelationslänge der Transmissivität subparallel zur Streichrichtung eingeführt ($\lambda_s = 0.5 \times bzw. 0.75 \times Ausdehnung der Störung$), so dass sich im Modell bevorzugt lineare Anordnungen von Channel patches ausbilden (Kap.7.3.2.2).



Figur 5.6-1: Konzeptskizze zur Heterogenität von Störungen. Ist die jüngste Bewegung entlang einer heterogen aufgebauten Störung reine Weitung (linke Seite), ist eine eher homogene Transmissivitätsverteilung zu erwarten. Hat die jüngste Bewegung eine Scherkomponente (rechte Seite), können sich lineare Kanäle erhöhter Transmissivität ausbilden (grau: Teile der Störungsfläche mit durch die Bewegung (Pfeile) erhöhten Aperturen)

5.6.3 Kleine Störungen

Definition

Kleine Störungen sind kataklastische Scherzonen mit wahrer Mächtigkeit 0.1 - 0.5 m. Kleine Störungen wurden nur in den beiden Bohrungen SB4a/v/s mit Mächtigkeit und Raumlage erfasst und werden hier als repräsentativ betrachtet (Tab. 4.6-3). Analog zu den grossen Störungen wird das gesamte strukturell identifizierte Inventar kleiner Störungen als wasserführend angenommen, auch wenn die lokale Transmissivität unterhalb der jeweiligen Nachweisgrenze des Fluid Loggings liegt. Sie werden im Blockmodell als zweidimensionale planare Elemente mit variabler Transmissivität (heterogener Aufbau) dargestellt.

Orientierung

Die Verteilung der Raumlagen der kleinen Störungen in den Bohrungen SB4a/v/s (Fig. 4.6-1) ist sehr ähnlich derjenigen der grossen Störungen aus dem Wirtgestein aller Bohrungen, was angesichts ihrer identischen Entstehungsgeschichte plausibel ist. Für das Blockmodell wird daher dieselbe Verteilung der Raumlagen übernommen wie für die grossen Störungen (einschliesslich Terzaghi-Korrektur).

Häufigkeit

Die Daten der Bohrungen SB4a/v/s (Tab. 4.6-3) werden als repräsentativ für den Wirtgesteinsblock angenommen. Die Verarbeitung der Daten ist analog den grossen Störungen.

Laterale Ausdehnung und Heterogenität (Channeling)

Es gelten die gleichen Überlegungen wie für die grossen Störungen:

- Verhältnis Mächtigkeit : Ausdehnung = 1:100, Parametervariationen 1:20 und 1:200.
- Falls die mit Hilfe der obigen Verhältnisse berechnete Ausdehnung < 10 m ergibt, wird sie mit 10 m eingesetzt.
- Heterogenität des internen Aufbaus und der Transmissivität: Einteilung in quadratische Felder mit Kantenlänge 1/10 der Ausdehnung, stets aber ≥ 10 m ³⁴.

³⁴ Es gibt in den Bohrungen SB4a/v/s einige Zuflusspunkte, die mit Störungen mit einer Mächtigkeit < 0.1 m korrelieren werden. Diese werden wie Störungen mit einer Mächtigkeit von 0.1 m modelliert, da ihre Wasserführung auf eine grössere Verbundenheit schliessen lässt und die Störung vermutlich in einem besonders geringmächtigen Abschnitt durchbohrt worden ist. Es werden nur die tatsächlich beobachteten Kleinstrukturen dieses Typs berücksichtigt, und sie werden als hydrogeologisch homogen betrachtet (kein Channeling).
5.6.4 Verteilung von Ausdehnung und Mächtigkeit grosser und kleiner Störungen

Die beobachtete Verteilung der Mächtigkeiten grosser und kleiner Störungen sowie die gemäss obigen Regeln berechnete Verteilung der lateralen Ausdehnungen sind in Figur 5.6-2 in Form von kumulativen Diagrammen dargestellt. Als Datenbasis dienen die Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6 für grosse Störungen (Tab. 4.6-4) und SB4a/v und SB4a/s für kleine Störungen (Tab. 4.6-3). Um trotz der verschieden grossen Datenbasen die beiden Störungsklassen im selben Diagramm darstellen zu können, wurde die Anzahl der kleinen Störungen mit einem Gewichtungsfaktor von 3.1 multipliziert, der sich aus den Längen der strukturgeologisch ausgewerteten Wirtgesteinskernstrecken der Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6 durch diejenigen der Bohrungen SB4a/v und SB4a/s berechnet³⁵ (Daten aus Tab. 4.6-5). Für die Verteilung der Ausdehnung wurde ausserdem eine Gewichtung der Form



vorgenommen, um die grössere Wahrscheinlichkeit zu kompensieren, ausgedehnte Strukturen im Bohrkern anzutreffen. Die minimale Ausdehnung wurde (unabhängig von der Mächtigkeit und des Ausdehnungsfaktors 20, 100 bzw. 200) als 10 m angenommen.

5.6.5 Dünne diskrete Scherzonen

Definition

Dünne diskrete Scherzonen sind geringmächtige (max. wenige cm), meist sehr geradlinig begrenzte duktile Bewegungshorizonte mit späterer spröder Reaktivierung. Die einzelnen Scherzonen werden in Blockmodell als zweidimensionale planare Elemente dargestellt.

Orientierung

Dünne diskrete Scherzonen bilden häufig die Begrenzung duktiler Scherzonen. Sie sind oft (sub)parallel zur Schieferung, z.T. aber auch diskordant. Polfiguren der Raumlagedaten von dünnen diskreten Scherzonen der Bohrungen SB4a/v/s sind in Figur 4.6- 1 dargestellt und werden (nach erfolgter Terzaghi-Korrektur) als repräsentativ für das Wirtgestein angenommen.

³⁵ Im Fall der wenigen kataklastischen Strukturen mit M\u00e4chtigkeit < 0.1 m, die mit Zuflusspunkten korreliert werden, wurde nur die Frequenz der tats\u00e4chtigkeit korrelierten Strukturen ins Diagramm einbezogen, d.h. die zahlreichen Kleinstrukturen ohne Zuflusspunkte wurden vernachl\u00e4ssigt.



Figur 5.6-2: Verteilung von Ausdehnung und Mächtigkeit grosser und kleiner Störungen

Häufigkeit

Es gibt in den Bohrungen eine sehr grosse Anzahl dünner diskreter Scherzonen, von denen aber nur ein Bruchteil spröd reaktiviert und somit wasserführend ist. Für das Blockmodell werden nur die mit Zuflusspunkten zusammenhängenden Strukturen dieses Typs berücksichtigt (s. Beilagen A3.6-1 bis A3.6-5).

Laterale Ausdehnung und Heterogenität (Channeling)

Die Kartierungen Haldibach zeigen, dass einzelne dünne diskrete Scherzonen mindestens bis zur Aufschlussgrenze persistent sein können (d.h. max. über 10 - 20 m verfolgbar, mehrheitlich aber weniger). Für Modellzwecke wird eine konstante Ausdehnung von 10 m angenommen. Aufgrund der Beobachtungen im Haldibach ändern die dünnen diskreten Scherzonen ihren Charakter entlang ihrer Ausbisslinie kaum. Die sehr einfache Internstruktur lässt vermuten, dass auch die Transmissivitätsverteilung innerhalb derselben Struktur annähernd homogen ist. Für Modellzwecke wird die Transmissivität innerhalb einer dünnen diskreten Scherzone als konstant angenommen.

5.6.6 Kalk(mergel)bänke mit drusigen Adern ausserhalb Kalkbankabfolgen

Boudinierte und zerscherte Kalk-/Kalkmergelbänke innerhalb der Tonmergelpakete kommen in den unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten vor. Der mittlere Abstand von Kalk(mergel)bänken ausserhalb von Kalkbankabfolgen, gemessen senkrecht zur Bankung, ist ca. 3 m (GÜBELI & THALMANN 1993; KELLERHALS & HAEFELI et al. 1995a,b). Die Bänke enthalten Netzwerke von mehr oder weniger bankrechten, teilweise drusigen Calcitadern. Wie Beobachtungen am Haldibach zeigen, sind die Kalk(mergel)bänke sowohl in der neoalpinen Transportrichtung (SE-NW) wie auch in der Richtung der alpinen Faltenachsen (SW-NE) in ihrer Längserstreckung beschränkt (Boudinage, Pinch and Swell-Strukturen, interne Überschiebungen, duktile Scherzonen; Details s. Kap. 4.6 und 5.3.3). Eine hydraulische Vernetzung ist nur via Störungen möglich. Für den Radionuklidtransport spielen Kalk(mergel)bänke ausserhalb von Kalkbankabfolgen nur eine sehr untergeordnete Rolle, weil in ihnen lange Transportwege kaum denkbar sind. Aufgrund dieser Überlegungen werden sie für das Blockmodell vernachlässigt.

5.6.7 Kalkbankabfolgen

Definition

Eine Kalkbankabfolge ist definiert als primär-sedimentäre Anhäufung von Kalkund/oder Kalkmergelbänken (Einzelbänke > 0.1 m mächtig) innerhalb der unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten mit einer Mächtigkeit des Pakets > 10 m und einem Anteil an Kalk- und/oder Kalkmergelbänken > 15 %. Dabei sind sowohl die einzelnen Kalk-(mergel)bänke wie auch die Kalkbankabfolge als Ganzes duktil deformiert (Boudinage, pinch-swell-Strukturen, Faltung) und entlang von Scherzonen versetzt. Tabelle 4.6-2 fasst alle in den Bohrungen identifizierten Kalkbankabfolgen zusammen.

Im Blockmodell werden Kalkbankabfolgen als dreidimensionale Zonen dargestellt, die eine Anhäufung von parallelen, planaren Elementen (boudinierte und anderweitig in ihrer Kontinuität unterbrochene Kalk(mergel)lagen) enthalten. Sie sind mit den Störungen vernetzt, welche die Kalkbankabfolgen durchschlagen.

Orientierung

Kalkbankabfolgen sind von ihrer Anlage her sedimentäre Strukturen und stehen meist parallel zur Schieferung, fallen also im Durchschnitt flach nach NW ein. Die Orientierung der Schieferung im Bereich von Kalkbankabfolgen ist in Figur 4.6-1 dargestellt.

Häufigkeit

Das Vorkommen von Kalkbankabfolgen ist auf die unterkretazischen Wirtgesteinseinheiten beschränkt (Übersicht in Tab. 4.6-2). Der mittlere Abstand zwischen Kalkbankabfolgen in der Palfris-Formation beträgt ca. 150 - 200 m (vgl. Tab. 4.6-2 mit Beilagen A3-3.1 bis A3-3.6).

Petrophysikalische Korrelation der Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s

Die Korrelation der petrophysikalischen Daten (SCHLANKE 1995) besteht im wesentlichen darin, die Bohrprofile in Abschnitte zu gliedern, die jeweils charakteristische Werte der petrophysikalischen Parameter aufweisen. Die Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s konnten aufgrund einer solchen Auswertung in petrophysikalische Einheiten gegliedert und diese Einheiten unter den drei Bohrungen teilweise korreliert werden (SCHLANKE 1997). Kalkbankabfolgen haben eine besonders charakteristische Signatur in den Logs, so dass die Korrelationsstudie einen wesentlichen Beitrag zur grösserräumigen Geometrie von Kalkbankabfolgen geliefert hat.

Die Ergebnisse des Korrelationsversuchs mit petrophysikalischen und strukturgeologischen Daten (Fig. 5.6-3, HUBER & HUBER 1997) zeigen für die Strecke oberhalb der den Kontakt Drusberg- zu Axen-Decke begleitenden Scher- und Mélangezonen, dass trotz intensiver tektonischer Beanspruchung innerhalb der Palfris-Formation Korrelationen verschiedener petrophysikalischer Einheiten über mehrere 100 m möglich sind (max. Korrelationsdistanz SB4 - SB4a/s ca. 400 m), andererseits aber auch Parallelisationen über eine Distanz von ca. 150 m zum Teil nicht mehr durchführbar sind. Zwischen SB4a/s und SB4a/v konnte eine gegen Süden (d.h. gegen SB4 hin) schliessende Synform interpretiert werden, die u.a. durch eine verfaltete Kalkbankabfolge abgebildet wird. Figur 5.6-3 zeigt die Resultate der Korrelation von Kalkbankabfolgen zwischen den 3 Bohrungen. Im zentralen Teil des oberen Abschnitts der drei Bohrungen ist die erwähnte SSE-schliessende, isoklinale Grossfaltenstruktur mit Schenkeln aus Kalkbankabfolgen und einem tonmergelreichen Kern zu erkennen. Dieser dünnt gegen die Umbiegung aus und wird daher in SB4 nicht mehr erfasst.

Die räumliche Extrapolation der Schichten von SB4a/v gegen SB4 und SB4a/s (mit Hilfe der im Kern gemessenen Orientierung) liefert in diesen Bohrungen Positionen, die unterhalb der tatsächlich beobachteten sind. Für diese relativ grosse Höhendifferenz, ebenso wie für die stark unterschiedliche Mächtigkeit der Schimberg-Schiefer in SB4 und SB4a/v, muss eine strukturgeologische Erklärung gefunden werden. Falten im mittleren Grössenbereich (Wellenlängen und Amplituden von einigen Metern bis max. wenigen Dekametern) können zu einem mächtigeren Paket von Schimberg-Schiefern beitragen (Fig. 5.6-3). Die Existenz duktiler Scherzonen, einer grösseren Störung oder einer Flexur zwischen diesen Bohrungen kann ebenfalls einen Einfluss haben, doch ist weder für die duktile Scherzone, die Störung noch für die Verfaltung ein direkter Nachweis möglich.





Figur 5.6-3: Korrelationsversuch im Raume der Bohrungen SB4 - SB4a/v - SB4a/s mit Kalkbankabfolgen sowie duktilen und spröden Grossstrukturen

In Bezug auf die Geometrie von Kalkbankabfolgen lassen sich folgende Schlussfolgerungen ziehen:

- Die Extrapolationen der Kalkbankabfolgen parallel zur Hauptschieferung treffen das tatsächliche Vorkommen der Kalkbankabfolge im benachbarten Bohrloch nicht genau, so dass im durch die Bohrungen aufgespannten Raum mit Komplikationen zu rechnen ist (duktile Scherzonen, Falten, Störungen). Diese Komplikationen können die Kontinuität der Kalkbankabfolge beschränken.
- Die Anzahl und Mächtigkeit der Kalk(mergel)bänke innerhalb einer Kalkbankabfolge, die zwischen den Bohrungen korreliert wurde, ist nicht konstant (Tab. 4.6-2). Das heisst, dass innerhalb der Abfolge grössere duktile Deformationen stattgefunden haben (Boudinage, interne Überschiebungen, Pinch and Swell-Strukturen).
- Es ist möglich, Kalkbankabfolgen (wie auch andere petrophysikalische Einheiten) im Prinzip über mehrere 100 m weit zu verfolgen. Es lässt sich aber schwer beurteilen, ob innerhalb des durch die drei Bohrungen aufgespannten Raums die Kalkbankabfolgen tatsächlich kontinuierlich sind oder durch Boudinage, duktile Scherzonen oder Störungen zerteilt sind.

Laterale Ausdehnung

Zusätzlich zu den lokalen Beobachtungen im Gebiet der Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s lassen sich regionalgeologische Argumente zur Charakterisierung der Längenausdehnung finden.

Die laterale Ausdehnung einer Kalkbankabfolge ist, analog jeder einzelnen Kalk-(mergel)bank, richtungsabhängig (Fig. 5.6-4). In Richtung des neoalpinen Deckentransports (SE-NW, XZ-Schnitt des Verformungsellipsoids) ist auf dem Massstab der Kalkbankabfolgen Boudinage zu erwarten, da in dieser Richtung vor allem während der Abscherung eine Dehnung stattgefunden hat. Angenommen wird eine mittlere Ausdehnung von 100 m, wobei die Variabilität bzw. Unsicherheit gross ist (Bereich 10 -400 m). In Richtung der alpinen Faltenachsen (SW-NE, YZ-Schnitt des Verformungsellipsoids) ist kein derart ausgeprägtes Boudinage der Kalkbankabfolgen als solche zu erwarten, da eine grossräumige laterale Dehnung in jedem Fall geringer ist als diejenige in Transportrichtung (eine gewisse Dehnung ist aber angesichts der im Untersuchungsgebiet beobachteten Änderung der Faltenachsenrichtung zu erwarten). Die Ausdehnung von Kalkbankabfolgen in der SW-NE-Richtung könnte also gross sein. Im Extremfall (d.h. bei idealer Vernetzung via kataklastischer Scherzonen) ist es theoretisch möglich, dass der gesamte Fliesspfad vom Endlager zur Biosphäre in einer einzigen Kalkbankabfolge stattfinden könnte. Allerdings ist angesichts der Häufigkeit duktiler Scherzonen im Wirtgestein denkbar, dass diese die Kalkbankabfolgen in Einzelelemente zerteilen und hydraulisch trennen. Das mögliche Spektrum der Länge der Einzelelemente in Richtung der alpinen Faltenachsen beträgt 200 m bis > 500 m, also im Maximum Längen, welche die Grösse des Blockmodells übersteigen.



Figur 5.6-4: Konzeptskizze zur lateralen Ausdehnung von Kalkbankabfolgen.

Fliesspfadzusammensetzung und Heterogenität (Channeling)

Strukturgeologische Argumente: Die laterale Ausdehnung einzelner Kalk(mergel)bank-Boudins innerhalb von Kalkbankabfolgen ist beschränkt. Aufgrund der Beobachtungen am Haldibach (Kap. 5.3.3) wird ihre mittlere Grösse auf 1 m (0.1 -4 m; NW-SE) x 2 - 3 m (0.25 - 20 m; NE-SW) geschätzt. Angesichts dessen kann Wasserfluss in Kalkbankabfolgen nur stattfinden, wenn die Kalk(mergel)bänke durch andere wasserführende Systeme, am ehesten kataklastische Scherzonen, verbunden werden. Die Feldbeobachtungen am Haldibach sowie die detaillierte Auswertung der Strukturen der Bohrungen SB4a/v/s zeigen, dass kataklastische Störungen vorwiegend (sub)konkordant den inkompetenten Tonmergeln folgen, während die kompetenten Schichtglieder diskordant und steiler durchschlagen werden (MÖRI & BOSSART 1996). Figur 5.6-5 übersetzt diese Beobachtungen in eine Konzeptskizze wasserführender Strukturen in einer Kalkbankabfolge. Es zeigt sich, dass der Anteil der Kalk(mergel)bänke am Fliesspfad innerhalb von Kalkbankabfolgen etwa gleich gross ist wie derjenige in den durch die tonmergeligen Partien verlaufenden kataklastischen Scherzonen. Zum Vergleich: Die Auswertung der 22 Zuflusspunkte innerhalb von Kalkbankabfolgen aller Bohrungen liefert 48 % der Zuflüsse aus Kalk(mergel)bänken, 39 % aus kataklastischen Zonen und 13 % aus anderen wasserführenden Systemen.





Figur 5.6-5: Geometrie der Wasserfliesswege in Kalkbankabfolgen.



- Figur 5.6-6: Modellhafte Konzeptualisierung der Heterogenität von Kalkbankabfolgen. Eine Kalkbankabfolge wird unterteilt in Einzelelemente, die wiederum aus Scharen von Kalkbankboudins bestehen, die in Tonmergel eingebettet sind.
- Hydrogeologische Beobachtungen zur internen Vernetzung: Bei den Kalkbankabfolgen ist keine Abnahme von Vorkommen und Öffnungsweite der drusigen Adern mit der Tiefe zu beobachten. Trotzdem nimmt ihre Transmissivität mit der Tiefe ab, und die Kalkbankabfolgen bilden keine Anomalien, die sich vom allgemeinen Tiefentrend der im Bohrloch gemessenen Transmissivitäten abheben. Daraus wird die Schlussfolgerung gezogen, dass die Transmissivität der Kalkbankabfolgen im wesentlichen von der Vernetzung mit Störungen bestimmt wird. Für die grossräumige Durchlässigkeit (K_{eff}) des Wirtgesteinsblocks haben die Kalkbankabfolgen ohne vernetzende Störungen aufgrund der vorliegenden Daten keine besondere Bedeutung. Dies stimmt mit dem Konzeptbild von Figur 5.6-5 überein, in der Kalk(mergel)bänke auch innerhalb von Kalkbankabfolgen a priori isolierte Elemente sind und nur durch Verbindung zu kataklastischen Zonen grösserräumig transmissiv sind. Sie spielen hingegen für die Modellierung des Radionuklidtransports eine wichtige Rolle (Länge des Fliesspfades in Kalk(mergel)bänken), da die Kalk(mergel)bänke andere Rückhalteeigenschaften als die Tonmergel haben.

Im Blockmodell wird die Internstruktur von Kalkbankabfolgen gemäss der Charakterisierung in Kapitel 5.3.3.2 dargestellt (Fig. 5.6-6). Kalk(mergel)bänke werden als 1 m x 3 m grosse Rechtecke repräsentiert, die allseitig von Tonmergel umschlossen werden. Diese Rechtecke werden zu Stapeln mit Mächtigkeit zwischen 10 und 40 m (gem. Tab. 4.6-2) aufeinandergeschichtet. Die mittlere Mächtigkeit von Kalk(mergel)bänken beträgt gemäss der Beobachtung 30 cm, diejenige des trennenden Tonmergels 60 cm (Kap. 5.3.3.2). Lateral werden in beiden Dimensionen solche Stapel aneinandergereiht, wobei die Abstände der Stapel in beiden Dimensionen als 0.1 m eingesetzt werden³⁶. Daraus werden die Einzelelemente der Kalkbankabfolgen gebildet (Grösse 100 m [NW-SE] x 200 bis > 500 m [NE-SW]). Diese, ihrerseits aneinandergereiht, repräsentieren eine Kalkbankabfolge als ganzes. Die laterale Trennung der Einzelelemente (NW-SE: Boudinage; NE-SW: duktile Scherzonen, evtl. versetzende Störungen, Boudinage) wird mit 20 m (SW-NE) bzw. 10 m (SE-NW) eingesetzt, wobei dieser Parameter für die Modellrechnungen nicht sensitiv ist. Die Vernetzung der Kalkbankabfolgen mit anderen wasserführenden Systemen erfolgt stochastisch im Verlauf des Aufbaus des Kluftnetzwerks.

5.6.8 Klüfte in Tonmergeln und Mergeln

Definition

Klüfte in Mergeln sind eher selten vorkommende, planare Dehnungsstrukturen ohne Scherbewegung. Nur in wenigen Fällen konnte ein Zuflusspunkt im Wirtgestein eindeutig einer Kluft zugeordnet werden (d.h. es kommen oft auch andere Systeme in Betracht). Die wasserführenden Klüfte werden im Blockmodell als zweidimensionale planare Elemente dargestellt.

Orientierung

Die Datenbasis ist sehr bescheiden. Aufgrund der Beobachtungen im Bohrkern werden Fallwinkel im Intervall 45 - 90° bei isotrop verteilter Fallrichtung verwendet.

Häufigkeit

Im Modell werden nur die mit Zuflusspunkten korrelierenden Klüfte berücksichtigt (Daten s. Beilagen A3.6-1 bis 5).

Laterale Ausdehnung und Heterogenität (Channeling)

Aufgrund von allgemeinem Lehrbuchwissen sind Klüfte wenig ausgedehnte Strukturen, und für das Modell werden konstant 10 m eingesetzt. Wegen fehlender geologischer

³⁶ Dieser Wert ist eher kleiner als aufgrund der Haldibach-Aufschlüsse beobachtet. Für Modellierungszwecke ist allein wichtig, dass eine Trennung der Kalkbänke besteht, wogegen die absolute Grösse der trennenden Tonmergel in den Rechnungen nicht sensitiv ist.

Evidenz für Heterogenität (strukturell einfacher und homogener Aufbau) und begrenzter Ausdehnung wird eine konstante Transmissivität innerhalb der mit Zuflusspunkten korrelierenden Klüfte angenommen.

5.6.9 Geologische Eigenschaften des Blockmodells

Kapitel 5.6 bildet die geologische Grundlage für die Geometrie des Kluftnetzwerks im Blockmodell, und Tabelle 5.6-1 fasst die oben begründeten geologischen Parameter zusammen. Diese Daten werden in Kapitel 7.3 mit den hydraulischen Parametern ergänzt und für die Modellierung der Strömungsverhältnisse in verschiedenen Grössenbereichen (Region, Endlager, Kaverne) verwendet.

5.7 Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für Transportmodellierung

Die Quantifizierung des Nuklidtransports durch die Geosphäre, wie sie im Rahmen der Sicherheitsanalyse behandelt wird, beruht auf komplexen mathematischen Modellen, die advektiven Transport, Matrixdiffusion, Interaktion der Nuklide mit dem Gestein (Sorption) und radioaktiven Zerfall der Nuklide (einschliesslich der Berücksichtigung der radioaktiven Tochterprodukte) koppelt. Für die Modellrechnungen muss die Komplexität des Systems auf das notwendige Minimum beschränkt werden, so dass konzeptuelle Vereinfachungen der natürlichen Variabilität vieler Parameter entwickelt werden müssen. Ziel dieses Kapitels ist die Herleitung konzeptueller Modelle der wasserführenden Systeme im Wirtgestein, welche die Quantifizierung von advektivem Transport, Matrixdiffusion und Sorption sowie deren Zusammenhang erlauben. Die konzeptuellen Modelle beruhen auf direkter Beobachtung oder Interpretation des Kernmaterials und umfassen die geometrische Anordnung von advektiv durchflossener Fliessporosität und diffusiv zugänglicher Matrixporosität der verschiedenen Gesteinsdomänen (z.B. Kluftbelag, Bruchbrekzie, undeformierte Wirtgesteinsmatrix) sowie die Mineralogie und Porosität aller Gesteinsdomänen.

5.7.1 Typ 1: Kataklastische Scherzonen

In Kapitel 5.6 (hydrogeologisches Blockmodell) war allein die Geometrie der Fliessporosität (d.h. Ausdehnung, Orientierung, Häufigkeit und Heterogenität wasserführender Strukturen) von Bedeutung, und kataklastische Scherzonen wurden dort demzufolge nach ihrer Ausdehnung getrennt behandelt (grosse und kleine Störungen). Für die Transportmodellierung sind hingegen vor allem die Gesteinseigenschaften entlang des Fliesspfades von Wichtigkeit, und diese unterscheiden sich nicht systematisch zwischen kleinen und grossen Störungen. Daher werden sie hier gemeinsam diskutiert, und das an Zuflusspunkten beobachtete geometrische Spektrum wird durch Mittelwerte und Bereichsangaben abgedeckt.

Hydrogeologisch relevantes strukturelles Element	Orientierung	Häufigkeit	Laterale Ausdehnung	Heterogenität	Anisotropie innerhalb der Fläche der Diskontinuität
Grosse Störungen (Teil von WFS 1)	Übernahme der beobachteten Verteilung gemäss Tab. 4.6.4	Übernahme der beobachteten Verteilung gemäss Tab. 4.6.4	100 x wahre Mächtigkeit. Parametervariation: 20 x, 200 x	Quadratische Felder (<i>patches</i>) innerhalb der Fläche, Kantenlänge 0.1 x Ausdehnung, min. 10 m. Der Anteil von <i>channel patches</i> (d.h. T > Nachweisgrenze der Fluid Logs) entspricht dem Anteil tatsächlich wasserführender grosser Störungen am gesamten Inventar gemäss Tab. 4.6.4.	Basisfall: Isotrop, Transmisivität der <i>channel</i> <i>patches</i> unkorreliert. Parametervariation: Korrelationslänge in Horizontalrichtung = 1/2 x Ausdehnung der Gesamtstruktur
Kleine Störungen (Teil von WFS 1)	Übernahme der beobachteten Verteilung der grossen Störungen gemäss Tab. 4.6.4	Übernahme der beobachteten Verteilung in den Bohrungen SB4a/v/s gemäss Tab. 4.6.3	100 x wahre Mächtigkeit. Parametervariation: 20 x, 200 x	Analog den grossen Störungen	Isotrop
Dünne diskrete Scherzonen (WFS 2)	Übernahme der beobachteten Verteilung gem. Fig. 4.6.1	Nur tatsächlich wasserführende Strukturen werden berücksichtigt; s. Beil. A3.6-1 bis 5	10 m	Strukturell und hydrogeologisch homogene Flächen	Isotrop
Klüfte in Tonmergeln und Mergeln (WFS 4)	Homogene Verteilung innerhalb von Fallazimut 0-360°, Fallwinkel 45-90°	Nur tatsächlich wasserführende Strukturen werden berücksichtigt; s. Beil, A3.6-1 bis 5	10 m	Strukturell und hydrogeologisch homogene Flächen	Isotrop
Kalkbänke mit drusigen Adern, ausserhalb von Kalkbankabfolgen (WFS 3b)	nicht modelliert	<u></u>	L		
Kalkbankabfolgen (grossräumige Betrachtung von WFS 3a)	Parallel zur Schieferung innerhalb der Abfolgen (s. Figur 4.6.1)	Tatsächlich beobachtete Häufigkeit gem. Tabelle 4.6.2	Kalkbankabfolge: >500 m Einzelelement: SW-NE: 200 m bis >500 m SE-NW: 100 m Kalkbank: SW-NE: 3 m SE-NW: 1 m	Dargestellt durch die explizite Modellierung der einzelnen Kalkbänke	Isotrop

Die Datenbasis zur Charakterisierung kataklastischer Scherzonen für die Transportmodellierung beruht weitgehend auf den Beilagen A3.6-1 bis A3.6-5, also der Beschreibung von Zuflusspunkten. Es wurden keine systematischen Unterschiede gegenüber kataklastischen Scherzonen ohne Zuflusspunkte festgestellt, so dass die Datenbasis als repräsentativ betrachtet wird.

Geometrische Anordnung der Strukturelemente in einer kataklastischen Scherzone

Das geometrische konzeptuelle Modell einer typischen kataklastischen Scherzone ist in Figur 5.7-1 dargestellt. Gemäss der geologischen Beschreibung lassen sich Fault gouge/Fault breccia-Horizonte als parallele, planare Strukturen schematisieren. Sie sind eingebettet in der Auflockerungszone (Damage zone). Die Fliessporosität ist hauptsächlich in Form planarer Risse entlang der Fault gouges/Fault breccias sowie in Bruchscharen der Auflockerungszone zu finden, und diese bilden ein verbundenes System. Die Fault gouges/breccias selbst sind ebenfalls von Systemen von Mikrorissen durchzogen, durch die ebenfalls Fluss möglich ist. Ihre grosse Mikroporosität (gemessen an weitgehend rissfreien Proben, d.h. an von Rissen begrenzten Gouge-Stücken) ist hingegen wegen der extrem kleinen Porenaperturen nicht als Fliessporosität zu betrachten (wohl aber als diffusionszugängliche Matrixporosität).

Die Bruchscharen in der Auflockerungszone sind als 2 orthogonale, auf die Fault gouges/Fault breccias normal stehende Systeme schematisiert. In Übereinstimmung mit der Beobachtung fehlen Kluftbeläge an den Wänden der Fliessporosität. Die Kataklase ist jünger als der Hauptteil der Calcit-Aderbildungen, und sie wird nicht von einer Zementationsphase gefolgt, welche die Porenräume verändert. Die kataklastische Scherzone ist als konkordante Struktur konzeptualisiert und liegt (im Fall der Palfris-Formation) innerhalb einer tonmergeligen Partie, was auch der grossen Mehrheit der Beobachtungen entspricht. Die Feldkartierungen von MÖRI & BOSSART (1996) haben gezeigt, dass Kalklagen von Scherzonen in steilem Winkel (diskordant) durchschlagen und sich im inkompetenten Schichtglied (Tonmergel) wieder konkordant fortsetzen. Somit ist der Fliesspfad durch eine kataklastische Scherzone nur zu einem sehr geringen Teil in kalkmergeligem/kalkigem Gestein, und für das konzeptuelle Modell wurde als Basisfall somit Tonmergel gewählt.

Quantifizierung der geometrischen Parameter

Die Herleitung der geometrischen Parameter ist in Kapitel 5.3.1.2 und in MAZUREK (1997) dokumentiert, die Datenbasis ist in Anhang A3.6 tabelliert. Wegen der besseren Datengrundlage (Kernqualität, Orientierungen) basieren die geometrischen Parameter weitgehend auf Beobachtungen an Kernen der Bohrungen SB4a/v/s, wobei selten systematische Unterschiede zu den anderen Bohrungen festgestellt worden sind. In letzterem Fall werden für die Konzeptualisierung gleichwohl die Mittelwerte aus den ; Bohrungen SB4a/v/s verwendet, die Bereichsangaben aber derart angepasst, dass sie das gesamte beobachtete Spektrum aller Bohrungen umfassen. So wurde z.B. die Variationsbreite der Mächtigkeit (ausgedrückt als Summe der Fault breccias/gouges und der Damage zone) von 4 - 180 cm (Daten SB4a/v/s) auf 4 - 400 cm ausgedehnt, da in den älteren Bohrungen auch mächtigere Strukturen vorkommen.



Figur 5.7-1: Geometrisches konzeptuelles Modell von kataklastischen Scherzonen (Typ 1) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität. Die Darstellung von Mineralogie und Porosität ist blau für die kretazischen Gesteine und rot für die tertiären Wirtgesteinseinheiten. Quantifizierung der geometrischen Parameter: Angabe der typischen Bereiche; Mittelwerte in Klammern.

Eine Mittelung der oft grossen Streubreite der Parameter für den Zweck einer konzeptuellen Darstellung ist gerechtfertigt, da ein durch Scherzonen migrierendes Wasser die verschiedensten Teilbereiche der intern heterogen aufgebauten Scherzonen durchfliesst. Die grosse laterale Heterogenität kataklastischer Strukturen haben MÖR! & BOSSART (1996) im Haldibach dokumentiert (Fig. 5.3-2). Eine unauffällige Scherzone mit einem einzigen, dünnen Fault gouge-Horizont kann sich innerhalb weniger Meter in ein Netzwerk von verbundenen Einzelstrukturen verästeln, und die Mächtigkeit der Zone steigt von wenigen dm auf einige m. Diese rampenartigen, oft leicht diskordanten Komplikationen enden nach wenigen m wieder in einer einfachen, eher kleinen Struktur.

Mineralogie

Von den kretazischen Wirtgesteinformationen am Wellenberg ist die Palfris-Formation wesentlich weiter verbreitet als die Vitznau-Mergel. Die lithologischen wie auch mineralogischen Merkmale beider Einheiten sind sehr ähnlich, und die Unterschiede sind zudem wesentlich kleiner als die interne Variabilität innerhalb jeder dieser Einheiten. Für die mineralogischen (wie auch porosimetrischen) Parameter wird daher im folgenden die Palfris-Formation als repräsentative kretazische Wirtgesteinseinheit betrachtet. Wegen der ebenfalls nur geringen mineralogischen Unterschiede zwischen Globigerinenmergeln und Schimberg-Schiefern werden diese Einheiten in Figur 5.7-1 zusammengefasst.

Mineralogie des undeformierten Wirtgesteins: Die Palfris-Formation besteht aus einer Wechsellagerung zwischen Ton- und Kalkmergeln/Kalken, und die mineralogischen Daten für beide Lithologien sind einzeln angegeben. Die tertiären Gesteinseinheiten sind deutlich homogener. Alle Angaben in Figur 5.7-1 sind Durchschnittswerte gemäss Tabelle 4.3-1.

Mineralogie der Auflockerungszone: Da eine hydrothermale Umwandlung entlang von kataklastischen Scherzonen am Wellenberg weitgehend fehlt, ist die Mineralogie der Auflockerungszone identisch mit derjenigen des undeformierten Gesteins. In der umfangreichen mineralogischen Datenbasis am Wellenberg konnte keine Abhängigkeit der Mineralogie vom Grad der kataklastischen Deformation des Gesteins festgestellt werden.

Mineralogie der Fault gouges: Messungen zeigen, dass die Mineralogie derjenigen des undeformierten Gesteins sehr ähnlich ist.

Porosität

Die Angaben über die offene Porosität der Gesteinsmatrix beruhen auf Mittelwerten gemäss Tabelle 4.3-2. Die Daten wurden mit der Quecksilber-Injektionsmethode erhoben, die den verbundenen, unter in situ-Bedingungen wassergefüllten Porenraum mit Aperturen > 4 nm charakterisiert (Kap. 4.3). Nach der Nomenklatur von PEARSON (1997) handelt es sich hierbei um "physikalische Porosität".

Aufgrund von Messungen des Gehalts gelöster Stoffe (z.B. Cl) in Gesamtgesteinsproben (also Cl pro Gesteinsvolumen) und des entsprechenden Gehalts in Grundwasserproben (CI pro Wasservolumen) lässt sich eine "geochemische Porosität" (PEARSON 1997) ableiten. Diese setzt gemessene Konzentrationen von im Wasser gelösten Stoffen zu Konzentrationen pro Gesteinsvolumen in Beziehung. Unter den Annahmen,

- Porenwasser der Gesteinsmatrix und im Bohrloch beprobtes Kluftwasser seien chemisch identisch sowie
- der gemessene Stoff sei ausschliesslich in gelöster Form vorhanden (Annahme für CI realistisch),

berechnet PEARSON (1996b) eine geochemische Porosität von \leq 1 % für die Palfris-Formation. Die Diskrepanz zu den entsprechenden Daten gemäss Quecksilber-Injektion (die Werte von ca. 1 - 3 % für undeformierte Proben ergibt) ist vorderhand nicht klar und erfordert weitergehende Untersuchungen. In diesem Bericht werden die Daten der Quecksilber-Injektionsmethode zur Parametrisierung der wasserführenden Systeme verwendet, da der Datensatz der geochemischen Porosität vorderhand sehr beschränkt ist.

Undeformierte Tonmergel der Palfris-Formation sind deutlich poröser als die besser zementierten Kalkmergel und Kalke. Mit der kataklastischen Deformation (Auflockerungszone) nimmt die Porosität zu und erreicht in den Fault gouges ca. 10 Vol.-%. Zwischen den beiden tertiären Einheiten sind keine systematischen Unterschiede festzustellen, und beide werden daher zusammengefasst. Mangels direkter Messungen werden in Figur 5.7-1 für die Auflockerungszone und die Fault gouges dieselben Werte angenommen wie für die Palfris-Formation.

5.7.2 Typ 2: Dünne diskrete Scherzonen

Die kleinräumige Konzeptualisierung einer dünnen diskreten Scherzone ist in Figur 5.7-2 illustriert. Die Anatomie dieser Strukturen ist sehr einfach und umfasst eine gebänderte Calcitader, die entlang des Kontakts zur Gesteinsmatrix reaktiviert ist, und dort befindet sich auch die Fliessporosität. Die Werte der geometrischen Parameter sind in Kapitel 5.3.2 dargestellt.

Die *Calcit-dominierte Schervenenfüllung* enthält (gemäss Dünnschliffevidenz und der angenommenen Analogie zu tensilen Aderfüllungen der Palfris-Formation) etwas Quarz sowie Spuren weiterer Phasen. Die *tonreichen Häute,* welche die einzelnen Calcitbänder begrenzen, konnten nicht im Detail analysiert werden, und es wird für sie die mineralogische Zusammensetzung eines Tonmergels angenommen. Da dünne diskrete Scherzonen räumlich mehrheitlich mit präexistenten duktilen Scherzonen zusammenhängen, wurde für die mineralogische Zusammensetzung der Wirtgesteinsmatrix der Mittelwert von Ton- und Kalkmergel der Palfris-Formation eingesetzt, da in duktilen Scherzonen die einzelnen Schichtglieder durch Deformation weitgehend homogenisiert sind.

Die Porosität der calcitischen Schervenen und der Tonlagen wurde nicht direkt gemessen, es wurde der Mittelwert von Calcit-Aderfüllungen in der Palfris-Formation eingesetzt, bzw. für die Tonlagen derjenige der Tonmergel. Die Wirtgesteinsmatrix weist im Gegensatz zu den kataklastischen Zonen keine Auflockerungszone auf, es wurde der Mittelwert aller spröd undeformierten Proben der Palfris-Formation verwendet.



Figur 5.7-2: Geometrisches konzeptuelles Modell von dünnen diskreten Scherzonen (Typ 2) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität.

5.7.3 Typ 3: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern

Geometrie

Das kleinräumige konzeptuelle Modell (Fig. 5.7-3) ist für die Subtypen 3a und 3b (d.h. in/ausserhalb von Kalkbankabfolgen) nahezu identisch, und die geringen Unterschiede in den geometrischen Parametern sind in Figur 5.7-3 spezifiziert. Die Adern sind, entsprechend der Beobachtung, bankrecht dargestellt und auf die kompetenten Schichtglieder beschränkt. Sie können die ganze Kalkbank durchschlagen, wobei dies insbesondere bei mächtigen Bänken nicht notwenigerweise der Fall ist. Das Gestein ist als flachliegende Abfolge von Kalk-/Kalkmergel- und Tonmergellagen dargestellt.

Die geometrischen Parameter der Adern beruhen auf Kernbeobachtungen (Kap. 5.3.3.1). Im Modell (wie auch in der Realität) besteht kein direkter Kontakt zwischen drusigem Hohlraum und Wirtgesteinsmatrix. Die Grösse der als rechteckige Kanäle dargestellten Drusen schwankt im Bereich 0.1 - 1 cm x 1 - 10 cm. Die minimale Öffnungsweite der Drusen muss aus oben diskutierten Gründen ausserhalb des Kerns noch wesentlich geringer sein, ansonsten entstehen Inkonsistenzen mit den hydrogeologischen Daten. In Übereinstimmung mit den Beobachtungen am Haldibach werden ins konzeptuelle Modell 2 orthogonale Adersysteme einbezogen.

Die Herleitung der übrigen geometrischen Parameter wurde in Kapitel 5.3.3 diskutiert.

Mineralogie und Porosität

Die verwendete Mineralogie der Kalk(mergel) und Tonmergel entspricht den Mittelwerten für kataklastisch undeformiertes Gestein der Palfris-Formation. Die Mineralogie des Adermaterials entstammt einer Abschätzung aus Dünnschliffbeobachtungen und röntgenographischen Bestimmungen des Restmaterials nach Säurebehandlung (Weglösung von Calcit). Die Porositätswerte sind Tabelle 4.3-2 entnommen. Messungen der Porosität wie auch Dünnschliffbeobachtungen zeigen, dass die Calcit-reichen Aderfüllungen eine diffusionszugängliche Mikroporosität aufweisen (verbundenes Netzwerk von Korngrenz- und transgranularen Poren, Lösungsporen). Somit ist diffusiver Stoffaustausch zwischen Fliessporosität und Wirtgesteinsmatrix zu erwarten.

5.7.4 Typ 4: Klüfte in Tonmergeln und Mergeln

Die Konzeptualisierung dieser einfachen Strukturen ist in Figur 5.7-4 dargestellt. Einseitig ist ein dünner Calcit-Kluftbelag (Calcit-Typ 4, MAZUREK et al. 1994) eingezeichnet. Die mineralogischen und porosimetrischen Angaben stammen aus Tabellen 4.3-1 und 4.3-2.

NAGRA NTB 96-01



Figur 5.7-3: Geometrisches konzeptuelles Modell von Kalkmergel-/Kalkbänken mit drusigen Adern (Typ 3a und 3b) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität. Quantifizierung der geometrischen Parameter: Angabe der typischen Bereiche; Mittelwerte in Klammern.



Figur 5.7-4: Geometrisches konzeptuelles Modell von Klüften in Tonmergel/Mergel (Typ 4) mit Angaben zur Mineralogie und Matrixporosität.

5.8 Wasserfliesswege in der Auflockerungszone von Tunneln und Kavernen

Durch den Bau von Untertagebauwerken entsteht in deren Umgebung eine Auflockerungszone, deren geomechanische (Spannungsfeld), strukturelle (Abplatzungen) und hydrogeologische (Durchlässigkeit) Eigenschaften sich vom ungestörten Gestein unterscheiden. Theoretische Betrachtungen wie auch Beobachtungen in Experimenten und Untertagebauwerken zeigen, dass in einem isotropen Medium eine Auflockerung dort zu erwarten ist, wo eine durch das Zentrum eines runden Tunnelquerschnitts laufende, zur kleinen Spannungskomponente parallele Linie die Tunnelwand schneidet.

5.8.1 Geometrie der zu erwartenden Ausbruchsmuster

Auf Endlagerniveau ist folgendes Spannungsfeld im Bereich der Bohrung SB4a/v zu erwarten (Kap. 4.8.1.3):

- S_H (maximale horizontale Spannung) = 17 MPa $\approx \sigma_1$ (maximale kompressive Hauptspannung)
- S_h (minimale horizontale Spannung) = 9 MPa
- S_V (vertikale Spannung) = 11 MPa.

Die maximale horizontale Spannung hat ein Azimut von ca. 131° (SE-NW) und ist ca. 2 mal grösser als S_h und S_v , wobei $S_h < S_v$.

220

Tunnel und Kavernen am Wellenberg werden im wesentlichen horizontal vorgetrieben. Endlagerkavernen sind nach NW orientiert, d.h. etwa parallel zu S_H, die Stollen werden hingegen variable Azimute aufweisen. In einer Querschnittsfläche durch einen Tunnel oder eine Kaverne wird die horizontale Spannung grösser (SW-NE-streichendes Bauwerk) oder ähnlich gross (SE-NW-streichendes Bauwerk) sein wie die vertikale Spannung. Unter der Annahme eines isotropen Gesteinskörpers wären insbesondere in SW-NE-streichenden Untertagebauwerken eine mechanische Auflockerung sowie Ausbrüche im First- und im Sockelbereich zu erwarten. Durch die Gesteins-Anisotropie werden die Verhältnisse allerdings komplizierter, und je nach relativer Orientierung von Spannungs- und Gesteinsanisotropie ergeben sich verschiedene Resultate:

- a) Eine nach NW gerichtete Endlagerkaverne steht etwa parallel zum Fallazimut der Gesteinsanisotropie (Schieferung, Stoffbänderung) und ebenfalls parallel zur maximalen horizontalen Hauptspannung. Die beiden zum Tunnelquerschnitt parallelen Spannungskomponenten (S_h und S_v) sind ähnlich gross, so dass eher geringe Ausbrüche zu erwarten sind. Das Ausbruchsmuster umfasst nach BLÜMLING (1986) 4 Zonen von Ausbrüchen, die den runden Querschnitt mit Ecken versehen.
- b) In einem nach NE gerichteten Tunnel weicht die Gesteinsanisotropie 20 30° von der Horizontalen ab. Die zu erwartende Intensität der Auflockerung ist intensiver als im Fall a), weil sich die beiden Spannungen im Querschnitt des Tunnels (S_H und S_V) stärker unterscheiden. Ausbrüche für derartige Fälle sind in Fig. A8-4 dargestellt.

5.8.2 Interne Struktur und Wasserfliesswege in der Auflockerungszone

Wie Experimente und Feldbeobachtungen zeigen, liegt die Mächtigkeit der plastischen Zone (Def. siehe Anhang A8.1) der Auflockerungszone im Bereich von einem Tunneldurchmesser. Je nach relativer Orientierung zwischen Gesteins- und Spannungs-Anisotropie sind verschiedene Ausbruchsmuster und verschiedene Geometrien der aufgelockerten Zonen zu erwarten. Es werden bevorzugt bestehende Diskontinuitäten reaktiviert (z.B. Änderung der Porenaperturen, Scherung) und abhängig vom Spannungsfeld sowie der Festigkeit der Gesteine zu einem kleineren Teil neue Strukturen geschaffen. Die Entstehung von Sprödstrukturen und schliesslich Ausbrüchen/Abplatzungen ist stark abhängig von der Festigkeit des Gesteins und beschränkt sich in einem mechanisch inhomogenen Medium weitgehend auf den Gesteinstyp mit der geringeren Festigkeit. Im Fall des Wellenbergs wären also neue Strukturen vor allem in den Tonmergeln, aber weniger in den Kalkmergeln zu erwarten. Kalkbänke können evtl. als ganzes ausbrechen, indem entlang des Kontakts zur nächsten tonmergeligen Lage eine Auflockerung stattfindet.

In Tonmergellagen ist mit der Ausbildung von Klüften und Scherbahnen in verschiedenen Grössenmassstäben zu rechnen. Angesichts der gut ausgeprägten Schieferung werden solche Strukturen vor allem schieferungsparallel orientiert sein. Prinzipiell könnte die Geometrie dem "aufgelockerten Nebengestein" kataklastischer Scherzonen (s. Fig. 5.7-1) verglichen werden. Es entsteht in den Tonmergeln jedenfalls kein prinzipiell neuer Typ von Wasserfliessweg, und advektiv transportiertes Wasser steht in Kontakt mit einer grossen, tonreichen Gesteinsoberfläche. Aufgelockerte Tonmergel können zum heutigen Zeitpunkt am besten mit dem aufgelockerten Gestein (damage zone) kataklastischer Scherzonen verglichen werden. In Kalkmergellagen, die in Tonmergeln eingebettet sind, ist wegen der grösseren Festigkeit eine geringere Auflockerung zu erwarten. Ob und welche neue Strukturen entstehen können, ist mit heutigem Wissen schwer zu beantworten. Denkbar wäre die Öffnung von Fliesspfaden entlang Kalk- und Tonmergelkontakten sowie die Reaktivierung von Calcitadern. Somit entstünden Fliesspfade, die dem wasserführenden System 3 (geklüftete Kalkbänke, s. Fig. 5.7-3) ähnlich sind.

5.8.3 Hydrogeologische Implikationen

Bisherige Feldbeobachtungen (allesamt aus kristallinen Gesteinen) deuten auf eine Erniedrigung der radialen Transmissivität wasserführender Strukturen in der Umgebung von Tunneln hin. Die axiale (tunnelparallele) Transmissivität kann hingegen zunehmen. Es besteht somit die Möglichkeit, dass vormals isolierte wasserführende Strukturen in Tunnelnähe via reaktivierte oder neu entstandene tunnelparallele Strukturen verbunden werden und einen zusammenhängenden Fliesspfad bilden könnten. Die Eigenschaften dieser Strukturen sind den wasserführenden Systemen 1 und 3 analog oder zumindest ähnlich. Der sicherheitstechnisch ungünstigste Fall wäre ein stollenparalleler Wasserfluss innerhalb einer aufgelockerten Kalkmergellage (z.B. in einem durch Auflockerung verbundenen Kluft- bzw. Adernetzwerk). *Boudin necks*, welche die Kalkmergellage vermutlich zerteilen, stellen ihrerseits Diskontinuitäten dar und können somit potentiell durch Auflockerung ihren abdichtenden Effekt verlieren. Dieser schlechteste Fall bedingt allerdings, dass die Schichtung über grössere Bereiche stollenparallel verläuft, was angesichts des Einfallens der Schichten nach NW sowie der strukturellen Inhomogenität unwahrscheinlich ist.

5.9 Zusammenfassung und Bedeutung für den Geo-Datensatz

Klassifikation und Charakterisierung wasserführender Systeme

Aufgrund der hydrogeologischen Information (v.a. Fluid Logging) wurden Bohrkerne im Bereich von diskreten Zuflusspunkten strukturell und mineralogisch charakterisiert. Im Wirtgestein lassen sich die folgenden Typen wasserführender Systeme definieren:

- Typ 1: Kataklastische Scherzonen (Störungen)
- Typ 2: Dünne diskrete Scherzonen (reaktivierte Schervenen)
- Typ 3: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern
 - Typ 3a: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb von Kalkbankabfolgen
 - Typ 3b: Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern ausserhalb von Kalkbankabfolgen
- Typ 4: Klüfte in Tonmergeln und Mergeln.

222

Kataklastische Scherzonen sind der weitaus häufigste Typ wasserführender Strukturen. Sie bestehen je aus mehreren Fault breccia/gouge-Horizonten, eingebettet in einer Auflockerungszone (damage zone). Die Fliessporosität befindet sich entlang und innerhalb der Fault breccias/gouges sowie in der Auflockerungszone. Kataklastische Scherzonen verlaufen mehrheitlich (sub)konkordant innerhalb tonmergeliger Gesteinspartien (d.h. flach bis mässig NW-fallend). Zudem wird ein konjugiertes System diskordanter, steiler gegen SE fallender Strukturen vermutet. Die Längsausdehnung und Verbundenheit kataklastischer Strukturen ist mit Unsicherheiten behaftet, so dass für Modellrechnungen Parametervariationen notwendig sind. Mit der Bohrtiefe bleiben Ausbildung und Frequenz kataklastischer Scherzonen konstant, wogegen die Transmissivität deutlich abnimmt (Effekt der Überlast bzw. der oberflächennahen Dekompaktion). Intern sind kataklastische Scherzonen heterogen aufgebaut und in Oberflächenaufschlüssen in Segmente einteilbar. Dieser Aufbau hat auch eine Heterogenität der hydrogeologischen Eigenschaften zur Folge.

Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern sind bezüglich Wasserführung weniger bedeutend als kataklastische Scherzonen. Nur eine kleine Minderheit der überaus häufig vorkommenden Kalkbänke ist im Bohrloch wasserführend (viele der drusigen Hohlräume sind isolierte Strukturen). Wegen der intensiven alpinen Deformation (Boudinierung, Überschiebungen) sind Kalklagen innerhalb der Palfris-Formation in ihrer Kontinuität unterbrochen, und Kalkbänke sind nur dann grösserräumig wasserführend, wenn sie von kataklastischen Scherzonen durchschlagen werden. Die Transporteigenschaften von Kalkbänken sind weniger günstig als diejenigen der tonreichen kataklastischen Scherzonen. Innerhalb von Kalkbankabfolgen ist der Anteil von Kalkbänken an einem hypothetischen Fliesspfad parallel zur Abfolge etwa gleich gross wie derjenige der verbindenden kataklastischen Strukturen (die auch innerhalb von Kalkbankabfolgen hauptsächlich in tonmergeligen Lagen vorkommen).

Dünne diskrete Scherzonen und Klüfte in Tonmergel und Mergel sind aufgrund ihres untergeordneten Auftretens und ihrer beschränkten Ausdehnung nicht von Bedeutung für den grösserräumigen Fliesspfad.

Im Nebengestein (d.h. in Formationen ausserhalb des Wirtgesteins) wurden teilweise andere Typen wasserführender Systeme festgestellt:

Typ 5: Klüfte oder Bruchnetzwerke in Kalkformationen

Typ analog 3b: Sandsteinbänke mit drusigen Adern.

Klüfte oder Bruchnetzwerke in Kalkformationen kommen in massiven Kalken wie dem Kieselkalk, Sichel-Kalk, Diphyoides-Kalk etc. vor, Sandsteinbänke mit drusigen Adern sind in den Ton-Sandstein-Wechsellagerungen der tertiären Flyscheinheiten zu finden.

Geologische Daten als Basis für Modellrechnungen

Die Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für die Kluftnetzwerkmodellierung (Kap. 5.6) umfasst die Klassifikation der wasserführenden Systeme und Angaben über Häufigkeit, Ausdehnung, Orientierung und Heterogenität der Strukturen innerhalb jedes Systems. Sie bildet die geologische Basis für hydrogeo-

logische Modellrechnungen, die in Kapitel 7 behandelt werden. Mit Hilfe des hydrogeologischen Blockmodells wird die effektive Permeabilität (K_{eff}) eines Wirtgesteinsblocks berechnet (T-K-Konversion), die ihrerseits Eingabeparameter ist für das Regionalmodell (im grossen Massstab) sowie das Endlagermodell und das Kavernenumfeldmodell (im kleinen Massstab). Die Resultate dieser Modellrechnungen gehen schliesslich direkt in die Sicherheitsanalyse eines Endlagers ein.

Die Konzeptualisierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein für die Transportmodellierung (Kap. 5.7) beinhaltet ebenfalls die Klassifikation wasserführender Systeme und liefert geometrische, mineralogische und porosimetrische Daten als direkte geologische Basis für Modellrechnungen der Radionuklid-Ausbreitung in der Geosphäre (die nicht Gegenstand dieses Berichts sind). Die dort betrachteten Prozesse umfassen Advektion, Sorption, Matrixdiffusion sowie den radioaktiven Zerfall der Radionuklide.

6 GRUNDWÄSSER UND GASE

6.1 Einleitung

Die Kenntnis der Herkunft, Entwicklung und Verweilzeit der Grundwässer und Gase im Untergrund liefert einen wichtigen Beitrag für die sicherheitstechnische Beurteilung eines potentiellen Endlager-Standorts. Aus den hydrochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen lassen sich Aussagen zur regionalen Grundwasserströmung ableiten. So können ausgehend von den Isotopenzusammensetzungen der Niederschläge Rückschlüsse auf die unterirdische Verweilzeit, das Einzugsgebiet und die klimatischen Infiltrationsbedingungen von Quell- und Grundwässern gezogen werden. Nach der Infiltration in den Untergrund erhält Grundwasser mit den darin gelösten Gasen seine chemische Beschaffenheit und Isotopen-Signatur durch Wechselwirkung mit dem Gestein, das es durchfliesst oder in dem es sich aufhält. Mit Hilfe geochemischer Rechenmodelle können die dominierenden Reaktionen zwischen Wasser und Gestein, d.h. die geochemische Entwicklung eines Grundwassers im Untergrund, nachvollzogen und interpretiert werden. Bei Mischungen von verschiedenen Grundwassertypen werden die maximal möglichen Anteile guantifiziert. Aufgrund der Abhängigkeit zwischen der Zusammensetzung eines Grundwassers und den von ihm durchflossenen Gesteinen können weiter Aussagen über die Fliesspfade des Grundwassers gemacht werden. Diese hydrochemische Erkenntnis über die regionale Grundwasserströmung kann zur Überprüfung der hydrodynamischen Modellierungen der regionalen Grundwasserströmung herangezogen werden und muss innerhalb der betrachteten Rahmenbedingungen mit dieser konsistent sein. Die Definition von verschiedenen "Referenzwässern", d.h. Grundwässern, die im potentiellen Endlagerbereich erwartet werden können, dient der Modellierung von chemischen Reaktionen dieser Wässer mit den Ausbau- und Verfüllmaterialien des Endlagers sowie als Basisdatensatz für die Transportmodellierung von Radionukliden durch die Geosphäre.

Die Ergebnisse der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen am Wellenberg werden in diesem Kapitel vorgestellt und interpretiert. Die Beschreibung der Grundlagen für die Bestimmung der Grundwassermodellalter und der Infiltrationsgebiete erfolgt im Kapitel 6.2. Das Kapitel 6.3 stellt die chemische Beschaffenheit und Interpretation der Isotopen-Untersuchungen an den Grundwässern vor, wobei ein kurzer Überblick über die verwendeten hydrochemischen und isotopenhydrologischen Methoden in Kapitel 6.3.1 vorangestellt wird. Dabei werden die Grundlagen und Aussagemöglichkeiten der verschiedenen Methoden sowie häufig verwendete Begriffe erläutert und die weiterführende Literatur aufgeführt. Die Ergebnisse der Untersuchungen an den natürlichen Gasen werden im Kapitel 6.4 beschrieben und analog zum Kapitel 6.3 wird eine Einführung zu den generellen Aussagemöglichkeiten und verwendeten Methoden im Kapitel 6.4.1 gegeben. Auf die Genese der Grundwässer und Gase wird im Kapitel 6.5 eingegangen. Anschliessend werden im Kapitel 6.6 aus den bis dahin vorgestellten Erkenntnissen Evidenzen für die regionale Grundwasserströmung abgeleitet. Im Kapitel 6.7 werden die wichtigsten Aussagen der hydrochemischen Untersuchungen zusammengefasst und es wird auf deren Bedeutung für den Geodatensatz für die sicherheitstechnische Beurteilung hingewiesen.

6.2 Grundlagen für die Bestimmung der Grundwassermodellalter und der Infiltrationsgebiete

Die Isotopenverhältnisse der in den Untergrund infiltrierenden Niederschläge sind starken saisonalen und lokalen Schwankungen unterworfen, die sich auch in Quellwässern noch bemerkbar machen. Je länger ein Grundwasser im Untergrund verweilt, desto mehr werden diese Schwankungen durch Dispersion ausgeglichen. Eine Charakterisierung der Verweilzeit im Untergrund (d.h. der Zeit seit der Infiltration in den Untergrund bis heute) und des Infiltrationsgebietes eines in einer Bohrung beprobten Grundwassers verlangt eine langzeitige Überwachung der Niederschläge und der Quellwässer im Untersuchungsgebiet. Zur Erklärung der Genese, der Verweilzeiten und der Herkunft (Fliesswege) der in den Sondierbohrungen beprobten Grundwässer wurden deshalb seit 1989 sowohl die Niederschläge als auch die Quellwässer im Gebiet in regelmässigen Abständen untersucht. Der gesamte über diesen Zeitraum erhobene Datensatz von Niederschlägen und Quellwässern findet sich zusammen mit einer ausführlichen Beschreibung in SCHMASSMANN et al. (1993a, b), SCHMASSMANN & SCHNEE-MANN (1993) und SCHNEEMANN (1994, 1995, 1996).

6.2.1 Die Isotopenverhältnisse von Wasserstoff (²H/¹H) und Sauerstoff (¹⁸O/¹⁶O) in Niederschlägen und Grundwässern

In der Natur weist Wasserstoff zwei (¹H, ²H \cong D, D = Deuterium) und Sauerstoff drei (¹⁶O, ¹⁷O, ¹⁸O) stabile Isotope auf, womit ein Wassermolekül (H₂O) neun verschiedene Isotopenkonfigurationen haben kann. Die unterschiedliche Masse der stabilen Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff hat bei den verschiedenen chemischen und physikalischen Prozessen, in denen Wasser involviert ist, eine Isotopenfraktionierung zur Folge, so dass jedes Wasser eine für seine Herkunftsgeschichte spezifische Isotopenzusammensetzung besitzt. Die Isotopenfraktionierung von Wasserstoff und Sauerstoff ist temperaturabhängig und findet z.B. bei der Evaporation oder Kondensation von Wasser, beim Kristallisieren oder Schmelzen von Eis und Schnee, aber auch bei der Reaktion von Wasser mit Feststoffen statt.

Diese systematischen Abhängigkeiten der Isotopenverhältnisse von Wasserstoff und Sauerstoff in Niederschlägen und Grundwässern werden in der Hydrogeologie verwendet für die

- Abschätzung der mittleren Höhe eines Einzugsgebietes,
- Abschätzung der klimatischen Infiltrationsbedingungen des Grundwassers,
- Unterscheidung von verschiedenen Wasserkomponenten.

Die Isotopenverhältnisse von Wasserstoff (²H/¹H) und Sauerstoff (¹⁸O/¹⁶O) werden massenspektrometrisch bestimmt und gewöhnlich als Differenz in Promillen bezüglich einem Meerwasser-Standard, dem Standard Mean Ocean Water (SMOW; CRAIG 1961) angegeben:

$$\delta [\%] = \frac{R_{Probe} - R_{Standard}}{R_{Standard}} \bullet 1000$$

wobei R_{Probe} und R_{Standard} die entsprechenden Isotopenverhältnisse (²H/¹H resp. ¹⁸O/¹⁶O) von Probe und Standard bezeichnen.

Der Dampfdruck einer Isotopenart ist invers proportional zu deren Masse. Daraus folgt, dass bei der Verdunstung von Wasser ¹H und ¹⁶O bevorzugt in die Dampfphase übertreten, während das zurückbleibende Wasser an ²H (=D) und ¹⁸O angereichert wird. Meerwasser, als grösstes Wasserreservoir für die Bildung von Wasserdampf durch Verdunstung, hat definitionsgemäss δ^2 H- und δ^{18} O-Werte von 0 ‰. Niederschlag, der sich aus dem verdunsteten Meerwasser bildet, weist wegen der Isotopenfraktionierung höhere Gehalte an ¹H und ¹⁶O als Meerwasser und somit negative δ^2 H- und δ^{18} O-Werte auf.

Umgekehrt wird der erste Niederschlag relativ zum Wasserdampf reich an ²H und ¹⁸O sein, währenddessen der Wasserdampf immer reicher an ¹H und ¹⁶O wird. Dies führt zu immer negativeren δ^2 H und δ^{18} O-Werten für nachfolgende Niederschläge aus dem gleichen Wasserdampfreservoir (Wolke). Da die Auslösung der Kondensation von Wasserdampf in der Luft, d.h. die Bildung von Niederschlag, einerseits temperaturabhängig und andererseits abhängig von der Topographie (Höhe über Meer) ist, besitzt jeder Niederschlag für den Niederschlagsort ganz spezifische δ^2 H- und δ^{18} O-Werte. Der Vergleich der Isotopenzusammensetzung vom Iokalen Niederschlag mit derjenigen eines beprobten Grundwassers führt dann zu Aussagen über die Infiltrationshöhe und die Klimabedingungen, die während der Infiltration des beprobten Grundwassers geherrscht haben (z.B. vor, nach oder während der Eiszeiten). Die weltweite systematische Erfassung der Isotopenverhältnisse von Wasserstoff und Sauerstoff in meteorischen Wässern ergab eine lineare Abhängigkeit zwischen δ^2 H und δ^{18} O:

$$\delta^{2}$$
H = 8.2 · δ^{18} O + 10.8 ‰ (YURTSEVER & GAT 1981)

Die Gerade, die durch diese Gleichung beschrieben wird, heisst "Global Meteoric Water Line" (GMWL, s. dazu Fig. 6.2-1), und die Isotopenverhältnisse der meisten meteorischen Wässer liegen auf dieser Geraden. Grundwässer, die während einer kühleren Klimaperiode infiltrierten, liegen ebenfalls auf dieser Geraden, weisen aber negativere δ^2 H- und δ^{18} O-Werte als die heutigen Niederschläge auf. In der Schweiz wird das Ende der letzten grossen Vergletscherung auf 14'600 Jahre vor heute datiert (s. Kap. 2, Fig. 2.3-6). Das Klima blieb aber noch lange deutlich kühler als heute und erreichte erst vor ca. 11'000 Jahren heutige Bedingungen (EICHER 1994). Grundwässer mit deutlich negativeren Werten als diejenigen der heutigen Niederschläge sind also sicher vor ca. 11'000 Jahren infiltriert. Liegen die δ^2 H- und δ^{18} O-Werte eines Grundwassers nicht auf der GMWL (wie z.B. die Na-CI-Grundwässer, s. Kap. 6.3.4, oder Niederschlag im östlichen Mittelmeerraum), so war das Grundwasser seit seiner Infiltration Prozessen wie Verdunstung und/oder intensiven Wechselwirkungen mit Gestein oder Gasen ausgesetzt.

6.2.2 Tritium (³H) in Niederschlägen und Grundwässern

Für die Abschätzung eines mittleren Alters oder der mittleren Verweilzeit eines Grundwassers wird – neben den weiter unten aufgeführten Isotopen – das radioaktive Isotop Tritium (³H) mit einer Halbwertszeit von 12.43 Jahren verwendet. Die dabei verwendete Masseinheit ist die "Tritium Unit, TU" (1 TU entspricht dem Verhältnis von einem Tritiumatom zu 10¹⁸ Wasserstoffatomen und entspricht 0.12 Bq/I H₂O). Die Tritium-Produktion durch oberirdische Atombombentests zwischen 1952 und 1963 führte zu einer 228

grossen Konzentration von Tritium in der Atmosphäre, die von der Hydrogeologie zur Datierung von Grundwässern benutzt wird. Seit der Aufgabe der oberirdischen Bombentests (ca. 1963) nimmt die Konzentration von Tritium in der Atmosphäre und damit im Niederschlag kontinuierlich ab (Fig. 6.2-3).

Der Nachweis von "Bomben-Tritium" in einem Grundwasser unterscheidet junges, d.h. vor weniger als ca. 40 Jahren in den Untergrund infiltriertes Grundwasser, von solchem Grundwasser, das vor mehr als 40 Jahren infiltrierte. Mit Hilfe komplexer Modelle, die den zeitabhängigen Eintrag von Tritium, den natürlichen Zerfall von Tritium und hydrodynamische Parameter mit einbeziehen, lassen sich aber auch absolute Abschätzungen der Aufenthaltszeit von Quellwässern im Untergrund machen.

Wie die Isotopenverhältnisse von Wasserstoff und Sauerstoff weist auch der Tritium-Gehalt in den Niederschlägen starke jahreszeitliche und örtliche Schwankungen auf. Für eine möglichst genaue Aussage über die mittlere Höhe eines Einzugsgebietes von Quellen und der Aufenthaltszeit solcher Wässer im Untergrund müssen diese jahreszeitlichen Schwankungen bekannt sein. Deshalb wurden seit 1989 an fünf verschiedenen Stationen im Wellenberg-Gebiet zweimonatliche Sammelproben von Niederschlägen auf Tritium zusammen mit den Verhältnissen von ²H/¹H und ¹⁸O/¹⁶O untersucht. Die Interpretation von Einzelmessungen ist vor allem bei jungen Grundwässern (wenige Jahre) wegen dieser natürlichen Schwankungen beschränkt, und belastbare Aussagen lassen sich nur anhand von Messungen über einen langen Zeitraum machen.

6.2.3 Isotopenzusammensetzung der Niederschläge im Wellenberg-Gebiet

Die Erhebung der Niederschlags-Isotopendaten für das Wellenberg-Gebiet erfolgte seit 1989 durch regelmässige Beprobung von fünf Regensammel-Stationen (Pluviometer, Fig. 6.3-3) in Höhen zwischen 540 und 1570 m ü.M. Zusätzlich wurde der Bannalpstausee, dessen Einzugsgebiet auf einer mittleren Höhe von 2098 m ü.M. liegt, als Oberflächenwasser am Abfluss beprobt.

Die für das Wellenberg-Gebiet zwischen 1989 und 1995 erhobenen Isotopendaten der Niederschläge (Fig. 6.2-1) ergeben für δ^2 H und δ^{18} O die für diese Isotopenverhältnisse weltweit bekannte lineare Abhängigkeit. Die berechnete Regressionsgerade für das Wellenberg-Gebiet verläuft ähnlich der von KULLIN & SCHMASSMANN (1991) für die gesamte Schweiz abgeleiteten und auch ähnlich der globalen Niederschlagsgeraden von YURTSEVER & GAT (1981). Die vorwiegend temperaturbedingten, jahreszeitlichen Schwankungen in den δ^2 H- und δ^{18} O-Werten der Niederschläge werden durch das Auftreten von Maximalwerten in den Monaten Mai-August und Minimalwerten zwischen November-Februar verdeutlicht.

Die Isotopenzusammensetzung von Niederschlägen ist wegen Evaporationseffekten auch abhängig von der Niederschlagsmenge. Unter Verwendung der gemessenen Werte ergeben sich deshalb teilweise Infiltrationshöhen, die tiefer als die Höhe der Quellenaustritte liegen. Für die Berechnung der durchschnittlichen Isotopenzusammensetzung des infiltrierenden Niederschlags wurden deshalb die gemessenen Werte auf die zugehörige Niederschlagsmenge gewichtet. Für alle Pluviometer-Stationen liegen die gewichteten Mittelwerte von δ^2 H und δ^{18} O als Folge der grösseren Niederschlagsmengen während des Sommers generell höher als die ungewichteten Mittelwerte (Fig. 6.2-2). Eine natürliche Gewichtung der Isotopenzusammensetzung des jährlichen Niederschlags ist im Abflusswasser des Bannalpstausees als Folge des gegenüber den Pluviometer-Stationen viel grösseren Einzugsgebietes des Stausees zu beobachten. Die Berechnung der Infiltrationshöhen der Quellwässer im Wellenberg-Gebiet erfolgte mit Hilfe der durch die gewichteten Mittelwerte berechneten Regressionsgeraden (Fig. 6.2-2).



Figur 6.2-1: Beziehung zwischen δ^2 H und δ^{18} O in den Niederschlägen

Die Tritium-Gehalte der Niederschläge haben im Laufe der Untersuchungen entsprechend dem weltweiten Trend deutlich abgenommen. Die beträchtlichen jahreszeitlichen Unterschiede (Fig. 6.2-3) sind auf einen verstärkten Übertritt von Tritium während des späten Frühjahrs und Sommeranfangs aus dem stratosphärischen Reservoir in die Troposphäre zurückzuführen (MOSER & RAUERT 1980). Wie schon bei den δ^2 H- und δ^{18} O-Werten weist das Abflusswasser des Bannalpstausees wegen des viel grösseren Einzugsgebietes über den gleichen Zeitraum wesentlich kleinere Schwankungen in den Tritium-Gehalten auf als die fünf Pluviometer-Stationen.



Figur 6.2-2: Beziehung zwischen den δ^{18} O-Mittelwerten in den Niederschlägen, dem Abflusswasser des Bannalpsees und der Höhe der Messstationen (ungewichtete und nach Niederschlagshöhe gewichtete Mittelwerte)



Figur 6.2-3: Tritium-Zeitreihen in den Niederschlägen und dem Abflusswasser des Bannalpsees

230

6.3 Hydrochemie und Isotopenzusammensetzung der Grundwässer

Die Charakterisierung der Beschaffenheit und der Genese von Grundwässern und Gasen von ihrem Infiltrationsgebiet bis zum heutigen Beprobungsort im Untergrund ist ein wesentlicher Bestandteil der sicherheitstechnischen Beurteilung eines potentiellen Endlagers. So wird der Transport von Radionukliden im Grundwasser durch eine Reihe von Absorptions- bzw. Desorptionsprozessen und Lösungs- bzw. Fällungsreaktionen beeinflusst. Die chemischen Analysen von Grundwässern und Gasen liefern die Grundlage für die Beschreibung und Interpretation dieser Prozesse. Eine quantitative Interpretation der komplexen chemischen Reaktionen zwischen Grundwasser, Gestein und Gasen wird durch geochemische Modellrechnungen erzielt. Solche Modellrechnungen geben weiter Auskunft über mögliche Fliesswege der Grundwässer von ihrem Infiltrationspunkt zum Beprobungspunkt. Diese Charakterisierung der Grundwasserfliesswege vom geochemischen Gesichtspunkt aus muss mit den hydrologischen Erkenntnissen (vgl. Kap. 7.7.7) innerhalb der projektrelevanten, räumlichen und zeitlichen Dimensionen konsistent sein und ist für Voraussagen über das zukünftige Verhalten des regionalen Grundwasserfliesssystems notwendig.

6.3.1 Datenbasis und Methodologie

Das hydrochemische Untersuchungsprogramm am Wellenberg umfasst neben den über mehrere Jahre hinweg beprobten Niederschlägen und Quellen auch Grundwässer aus 12 Piezometerbohrungen und 7 Tiefbohrungen. Aufgrund der hydrochemischen Beschaffenheit, der Isotopenzusammensetzung und der jeweiligen hydrogeologischen Umgebung können die Grundwässer vom Wellenberg-Gebiet in verschiedene chemische Typen eingeteilt werden (Tab. 6.3-1), die in den Kapiteln 6.3.2 bis 6.3.6 detailliert beschrieben werden.

Die wesentlichen Merkmale der beprobten Grundwässer sind in Figur 6.3-1 zusammengefasst. Figur 6.3-2 zeigt schematisch die räumliche Verteilung der Grundwassertypen im Untersuchungsgebiet in einem WSW-ENE-Profil. Die geographische Lage der Niederschlagsstationen, der Referenzquellen, der Piezometer- und Sondierbohrungen ist zusammen mit der hydrochemischen Gliederung der Rutschmasse Altzellen in Figur 6.3-3 dargestellt. Die hydrochemischen Analysedaten befinden sich in den Beilagen A3.7. Die Probenentnahmestellen der Grundwässer und Gase aus den Sondierbohrungen sind in den Beilagen A3.3 wiedergegeben.

Der gesamte hydrochemische Datensatz und detaillierte Beschreibungen der hydrochemischen Verhältnisse und der geochemischen Modellierungen finden sich in BLASER (1993a,b,c), BLASER (1996), DEGUELDRE (1994), DEGUELDRE et al. (1994, 1997), EICHINGER (1994), ERNST et al. (1988), GEMAG & ENMOTEC (1990), LIPPMANN et al. (1997), LOOSLI et al. (1997), PEARSON (1996a,b), PEARSON & SCHOLTIS (1994, 1995), PEARSON et al. (1994a,b, 1995), SCHMASSMANN & SCHNEEMANN (1993), SCHMASSMANN et al. (1993a,b), SCHOLTIS (1992), WABER (1997) und WABER et al. (1997). Konsistenzüberprüfungen zwischen hydrochemischen und hydrologischen Erkenntnissen im Wellenberg-Gebiet finden sich in VOMVORIS et al. (1995 und 1996).



Figur 6.3-1: Profil Hydrochemische Charakterisierung der Grundwässer mit Angabe ihrer Alterszusammensetzung und ihre räumliche Verteilung im NNW-SSE NAGRA NTB 96-01

232



Figur 6.3-2:

Schematische Verteilung der Grundwässer im WSW-ENE-Profil

Wasser-Typ chemisch	Bezeichnung	Beprobungstiefe (m unter Oberfläche)	Beprobung	Geologie	Typ ¹⁾
Ca-HCO ₃	Са-НСО₃-Тур	bis ca. 70 m	Quellen, Piezometer- bohrungen, SB4a/v ²⁾ , SB4a/s ²⁾	Quartär	1,11
Na-HCO₃	oberflächennaher Na-HCO ₃ -Typ	ca. 70 m - ca. 360m	SB1, SB3, SB4, SB4a/v, SB6	Palfris-Formation u. Vitznau-Mergel	411
Na-Cl	Na-Cl-Typ	> 400 m	SB1, SB3, SB4a/s ²⁾	Palfris-Formation u. Vitznau-Mergel	IV ²⁾ , V
Na-HCO ₃	tiefer Na-HCO₃-Typ	ca. 1180 m - 1475 m	SB1, SB3	Äquivalent der Wiss- berg-Scholle	VI, VII
andere	andere Grundwässer	ca. 100 m - 1420 m	SB2	Kalk-Einheiten der Drusberg-Decke	VIII, IX, X

¹⁾ die römischen Zahlen beziehen sich auf die Grundwassertypen in Figur 6.3-1 und 6.3-2

²⁾ Übergangstypen zwischen zwei Grundwasser-Haupttypen

6.3.1.1 Chemische Untersuchungen an Grundwässern

Die chemischen Analysen von Grundwässern liefern die Grundlage für:

- die chemische Typisierung der Grundwässer und Einteilung in Grundwasserzonen
- die Abschätzung der Kontamination des Grundwassers durch anthropogene Einflüsse
- die physiko-chemische Charakterisierung des Grundwassers
- die Beschreibung und Interpretation der abgelaufenen Prozesse zwischen Grundwasser und Gestein (Wechselwirkung)

Die Zuteilung eines Grundwassers zu einem chemischen Typ erfolgt mit Hilfe der in Moläquivalent-Prozente (Mol(eq)-%) umgerechneten Analysenwerte eines beprobten Wassers, wobei die Summen aller Kationen und aller Anionen jeweils als 100% gesetzt werden. Im Wassertyp werden alle Ionen aufgeführt, die mit mehr als 10 Mol(eq)-% an der Grundwasserzusammensetzung beteiligt sind. Ionen mit mehr als 50 Mol(eq)-% werden dabei unterstrichen, solche mit weniger als 20 Mol(eq)-% in Klammern gesetzt (MICHEL 1963, JÄCKLI 1970). Im vorliegenden Text wird diese Nomenklatur nur dort angewandt, wo explizit auf deren Typisierung eingegangen wird (z.B. Übergangstyp zwischen zwei Haupttypen oder bei Untertypen eines Haupttypes, nicht aber beim Haupttyp selbst).

In oberflächennahen Grundwässern mit Verweilzeiten im Bereich von wenigen Jahren werden anthropogene Einflüsse durch anomal hohe Konzentrationen von Elementen erkannt, die nur bedingt durch Verwitterungsreaktionen des Gesteins ins Grundwasser gelangen können. So können z.B. hohe CI-Konzentrationen von der Salzstreuung von Strassen oder hohe N-, P- oder K-Gehalte von auf den Feldern ausgetragenen Düngemitteln herrühren. Bei Bohrungen werden der Bohrspülung künstliche chemische Tracer (z.B. Uranin, m-TFMBA) zugegeben, mit deren Hilfe die Kontamination des in der Bohrung beprobten Grundwassers mit Bohrspülung bestimmt werden kann.

Die Analyse eines beprobten Grundwassers (chemische Beschaffenheit und physikochemische Parameter) liefert erste Hinweise hinsichtlich der technischen und sicherheitsanalytisch relevanten Aspekte, wie Leitfähigkeit, pH-Wert, Redoxpotential (Eh), Korrosionsfähigkeit, Spurenelement-Gehalte und Temperatur im Untergrund.

Die auf anthropogene Kontamination hin korrigierte chemische Grundwasseranalyse dient zusammen mit ihren physiko-chemischen Parametern als Eingabeparameter in die geochemischen Modellrechnungen (siehe Kapitel 6.3.1.2).

6.3.1.2 Geochemische Modellierung

Geochemische Modellrechnungen haben zum Ziel, die komplexen chemischen Reaktionen von Mineralien und Gasen mit einem Grundwasser guantitativ zu beschreiben und zu interpretieren. Ein geochemisches Modell ist eine theoretische Formulierung, welche die Berechnung der physiko-chemischen Eigenschaften und der abgelaufenen geochemischen Prozesse (z.B. Lösung und Fällung von Mineralien) erlaubt und für die Anwendung auf geologische Systeme entwickelt wurde (s. z.B. PLUMMER 1992). Geochemische Modelle basieren auf chemischen, thermodynamischen und kinetischen Prinzipien (z.B. Massen- und Energieerhaltungsgesetz, Debye-Hückel Theorie etc.) und erlauben unter anderem die Berechnung der Ionenaktivität, der Spezies-Verteilung, des Gleichgewichtszustands der Lösung gegenüber einer Festphase und der Reaktionen zwischen Lösung und Festphase. Geochemische Modelle können zusätzlich mit der Hydrodynamik gekoppelt sein und erlauben damit die Berechnung des Massentransports als Funktion der Zeit und des Weges (Reaktive Transport-Modelle). Als Eingabeparameter in solche Modelle dienen die im Grundwasser gemessenen Elementkonzentrationen und, im letzteren Fall, die hydrologischen Parameter des betrachteten Gesteins. Eine so berechnete geochemische Entwicklung muss mit den beobachteten geologischen und hydrologischen Gegebenheiten konsistent sein. Ist dies der Fall, so können auf solche Berechnungen Voraussagen über das Verhalten des hydrogeologischen Systems in die Zukunft aufgebaut werden.

Geochemische Modellrechnungen wurden verwendet, um folgende Abklärungen vorzunehmen:

- Überprüfung der hydrochemischen Laboranalysen und Probenqualität
- Bestimmung des Sättigungszustandes eines Grundwassers gegenüber bestimmten Mineralien (Löslichkeitskontrolle von Elementen durch Mineralien)
- Abschätzung des "in situ" Chemismus eines Grundwassers
- Quantitative Interpretation und Voraussage von Wasser-Gestein-Wechselwirkungen (Kationenaustausch, Lösungs- und Fällungsreaktionen etc.)
- Feststellung von verschiedene Entwicklungsstadien von Wasser-Gestein-Wechselwirkungen in den verschiedenen Grundwasser-Typen und eventuell vorhandener Zumischung von anderweitig generierten Grundwässern
- Bestimmung der Mischungsendglieder und deren Herkunft, falls es sich bei den beobachteten Grundwässern um Mischungen handelt
- Bestimmung der Entwicklungszeit der beobachteten Grundwasser-Typen
In einem Grundwasser liegen gelöste Elemente als freie Ionen (z.B. Ca²⁺) und als chemische Komplexverbindungen (z.B. CaHCO3+) vor. Diese sogenannte Spezies-Verteilung folgt grundlegenden thermodynamischen Gesetzen und kann berechnet werden. Die Spezies-Verteilung in einem Grundwasser ist unter anderem abhängig vom pH-Wert, dem Redoxpotential und der Temperatur des Grundwassers, so dass die Berechnung der Spezies-Verteilung eine Überprüfung der Qualität einer chemischen Laboranalyse (z.B. Konsistenz zwischen gemessenem und berechnetem pH-Wert und Redoxpotential, Ionenbilanzierung) darstellt. Aus der Spezies-Verteilung eines Grundwassers lässt sich weiter der Sättigungsgrad eines Minerals berechnen, ausgedrückt durch den Sättigungsindex (SI). Der SI eines Minerals beschreibt die Tendenz eines Grundwassers, in der geologischen Formation vorkommende Mineralien zu lösen oder Mineralstoffe auszuscheiden. Zusammen mit reaktionskinetischen Betrachtungen ist die Berechnung des SI für verschiedene Mineralien eine weitere notwendige Überprüfung der Grundwasseranalyse. In den calcit-reichen Sedimentgesteinen des Wellenberg-Gebietes ist z.B. in einem Tritium-freien Grundwasser eine Untersättigung oder Übersättigung gegenüber Calcit wenig wahrscheinlich, da sich aufgrund der schnellen Lösungs- und Fällungskinetik von Calcit ein Gleichgewicht zwischen Wasser und Calcit eingestellt haben wird. In einem Tritium-freien Grundwasser kommt eine berechnete Untersättigung an Calcit in den meisten Fällen durch eine fehlerhafte chemische Analyse zustande, während eine Übersättigung auf CO₂-Entgasung der Wasserprobe bei der Beprobung hindeutet.

Ein wesentliches Ziel der geochemischen Modellierung ist die Bestimmung des "in situ" Chemismus des Grundwassers. Diese Berechnungen haben einerseits die Bestimmung der für die Sicherheitsanalyse notwendigen Datengrundlagen wie Ionenkonzentrationen, Spezies-Verteilung, pH- und Redoxbedingungen zum Ziel, und andererseits sollen sie helfen, die hydrochemische Entwicklung des Grundwassers zu verstehen und die dominierenden Reaktionen zwischen Wasser und Gestein modellhaft nachvollziehen und voraussagen zu können. Bei der Beprobung von Grundwässern mit den darin gelösten Gasen in Bohrungen müssen sowohl die auftretenden Veränderungen von Druck und Temperatur als auch die durch die Probenahme bedingten Artefakte rechnerisch korrigiert werden (z.B. Störung des Karbonat-Systems durch CO₂-Entgasung, Veränderung der Redoxbedingungen durch Luftkontamination).

Detaillierte Beschreibungen der Vorgehensweise der geochemischen Modellierungen und der dazu benutzten Programme finden sich in SCHOLTIS (1992), PEARSON & SCHOLTIS (1994), PEARSON et al. (1995), PEARSON (1996a), WABER (1997) und WABER et al. (1997). Alle geochemischen Berechnungen erfolgten mit Hilfe der von PEARSON & BERNER (1991) zusammengestellten thermodynamischen Datenbank der Nagra.

6.3.1.3 Bestimmung radioaktiver Isotope

Die Bestimmung von radioaktiven Isotopen im Grundwasser liefert Beiträge zu Problemstellungen wie:

- Abschätzung der Kontamination einer Grundwasserprobe durch Bohrspülung
- Bestimmung des Grundwasseralters oder der Altersverteilung eines Grundwassers
- Überprüfung der Konsistenz der Grundwasseralter mit hydraulischen Modellen

Neben der Markierung der Bohrspülung mit chemischen Tracern werden auch die natürlichen Gehalte von Tritium (³H) und zum Teil ¹⁴C (Kohlenstoff-14) im beprobten Grundwasser benutzt, um die Kontamination des Grundwassers mit Bohrspülung zu bestimmen. Für ein in grösserer Tiefe beprobtes Grundwasser kann aufgrund seiner chemischen Beschaffenheit und der hydraulischen Leitfähigkeit des Gesteins abgeschätzt werden, ob die mittlere Verweilzeit dieses Grundwassers im Untergrund mehr als ca. 40 Jahre beträgt. In diesem Fall sollte das Grundwasser kein Tritium enthalten. Die Bohrspülungen in den Sondierbohrungen wurden mit oberflächennahem, jungem Grundwasser angesetzt, dessen Tritium-Gehalt bekannt ist. Ein Nachweis von Tritium in solchen Grundwasserproben aus den Sondierbohrungen bedeutet demzufolge eine Kontamination durch Bohrspülung und die chemische Analyse muss entsprechend korrigiert werden. Beim Nachweis von ¹⁴C im beprobten Grundwasser kann aufgrund der sehr viel längeren Halbwertszeit (s. Tab. 6.3-2) nicht wie beim Tritium a priori von einer Kontamination durch Bohrspülung ausgegangen werden. Erst hohe Gehalte von über ca. 85 pmC (percent modern carbon), die im Bereich von jungen Grundwässern liegen, deuten zusammen mit hohen Tritium-Gehalten auf eine Kontamination hin.

Die Datierung von Grundwässern durch radioaktive Isotope basiert auf der Tatsache, dass Radionuklide unabhängig von äusseren Einflüssen in andere (stabile oder radioaktive) Nuklide zerfallen. Der Datierungsbereich verschiedener Isotope hängt von ihrer Halbwertszeit (Tab. 6.3-2) ab.

Praktisch ist es nicht möglich, einem Grundwasser ein einziges Alter (Piston-Flow-Modell) zuzuordnen, da es sich meistens um Mischungen verschieden alter Komponenten handelt. Darum können nur Grundwasseralter angegeben werden, die auf einer hypothetischen Altersverteilung beruhen. So wird beim häufig verwendeten Exponential-Modell (EM) angenommen, dass sich die Grundwasserinfiltration über das gesamte Gebiet des Fliesssystems erstreckt und die relativen Fliesszeiten exponentiell abnehmen (ZUBER 1986). Eine solche Altersverteilung nimmt also an, dass ganz junges Grundwasser am häufigsten vorkommt, während ältere Komponenten immer seltener vorhanden sind. Diese Methode erlaubt somit die Berechnung einer *mittleren Verweilzeit* im Untergrund (s. Kap. 6.3.2.2).

Radionuklid	Halbwertszeit (T1/2 in Jahren)	Datierungsbereich
³ H (Tritium)	12.43	bis ca. 50 Jahre
⁸⁵ Kr (Krypton-85)	10.76	bis ca. 50 Jahre
³⁹ Ar (Argon-39)	269	ca. 20 bis ca. 1'000 Jahre
¹⁴ C (Kohlenstoff-14)	5730	ca. 1'000 bis ca. 38'000 Jahre

Tabelle 6.3-2: Für die Datierung der Grundwässer verwendete und im Wasser selbst vorhandene bzw. im Wasser gelöste radioaktive Isotope

Für die Bestimmung eines Grundwasseralters wäre es ideal, wenn für das entsprechende Isotop der Anfangsgehalt vor der Infiltration exakt bekannt wäre und kein anderer Prozess als der radioaktive Zerfall den Gehalt im Grundwasser während des Transports durch die Geosphäre beeinflussen würde. Da diese ideale Situation in der Natur kaum je vorhanden ist, müssen für die Altersbestimmung neben dem radioaktiven Zerfall folgende Prozesse berücksichtigt werden:

- mögliche Produktion des Isotops im Untergrund (z.B. ³⁹Ar)
- Wasser-Gestein-Wechselwirkung (z.B. ¹⁴C durch Lösungs- und Fällungsreaktionen, Isotopenaustausch)
- Unsicherheiten über die Isotopen-Gehalte vor der Infiltration durch ungenügend bekannte oder zeitabhängige Variationen (z.B. ³H, ⁸⁵Kr)

Die unterirdischen Produktionsraten von ³⁹Ar können für die geologischen Formationen, aus denen die Grundwässer im Wellenberg-Gebiet stammen, bei der ³⁹Ar-Altersbestimmung vernachlässigt werden, da dieses in den Mineralien zurückbehalten wird (s. a. Anhang A9).

Für die Umsetzung von ¹⁴C-Gehalten des Grundwassers in Verweilzeiten müssen die verschiedenen Kohlenstoffquellen und geochemischen Reaktionen bekannt sein und auch bilanziert werden können. Als Kohlenstoffquellen im Grundwasser kommen im Untersuchungsgebiet CO₂ aus der Atmosphäre, CO₂ aus der Bodenzone, die Lösung von Karbonaten, die Oxidation von Methan und die Zersetzung von organischem Material im Untergrund in Betracht. Die Lösung der Massenbilanzen ist relativ einfach durchzuführen, wenn nur zwei Kohlenstoffquellen im System vorkommen. Da aber am Wellenberg bis zu fünf verschiedene Kohlenstoffquellen zu berücksichtigen sind, ist für die meisten Grundwässer eine realistische Altersangabe allein auf den ¹⁴C-Gehalten nicht durchführbar und nur in Verbindung mit den anderen Isotopen möglich.

Mit Hilfe des Kohlenstoff-Isotopenverhältnisses ${}^{13}C/{}^{12}C$, ausgedrückt als $\delta^{13}C$ relativ zum PDB-Standard, und dem Kohlenstoff-Gehalt kann auf die Herkunft des gelösten Karbonats im Grundwasser geschlossen werden. Die Gesteine am Wellenberg haben einen durchschnittlichen $\delta^{13}C$ -Wert von ca. +1 ‰, während das biogene CO₂ in der Bodenzone einen negativen δ^{13} C-Wert von ca. -23 ‰ aufweist. Je höher also der in einem Grundwasser gemessene δ^{13} C-Wert ist, desto mehr Gesteins-Karbonat ist in Lösung gegangen. Gesteins-Karbonat enthält meist keine ¹⁴C-Aktivität, da die Mineralien um Grössenordnungen älter sind als die Halbwertszeit von ¹⁴C (vgl. Kap. 4.3). Bei der Lösung von Gesteins-Karbonat wird also die ¹⁴C-Konzentration im Wasser durch Verdünnung mit ¹⁴C-freiem Kohlenstoff erniedrigt. Mit Hilfe von Korrekturmodellen kann aus dem δ¹³C-Wert und dem Chemismus eines Grundwassers der für eine Altersbestimmung benötigte Anfangsgehalt von ¹⁴C bestimmt werden. Erfahrungsgemäss kann die Kohlenstoff-Evolution bei δ^{13} C-Werten eines Grundwassers zwischen ca. -15 ‰ und ca. -6 ‰ recht gut modelliert werden, und die ¹⁴C-Alter sind realistisch. Bei δ^{13} C-Werten von ca. -5 ‰ bis 0 ‰, wie sie in mehreren der am Wellenberg beprobten Grundwässern vorkommen, sind die ¹⁴C-Alter unrealistisch.

6.3.1.4 Strontium-Isotope in Grundwässern, Gesteinen und Mineralien

Strontium verhält sich chemisch ähnlich wie Kalzium. Strontium-87 (⁸⁷Sr) ist ein Zerfallsprodukt des radioaktiven Rubidium-87 (⁸⁷Rb), weshalb die genaue Sr-Isotopenzusammensetzung eines Gesteins oder Minerals und des damit verbundenen Grundwassers vom Rb-Gehalt des Gesteins, respektive des Minerals, und dessen Bildungsalter abhängig ist. Grundwasser bezieht seinen Sr-Gehalt durch Lösung von Sr-haltigen Mineralien wie Coelestin (SrSO₄), Strontianit (SrCO₃), Sr-haltigem Calcit und Feldspat. Da zwischen Grundwasser und Mineral weder bei Lösungs- noch Fällungsreaktionen eine Fraktionierung des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses stattfindet, eignet sich dieses Verhältnis als "gesteinsspezifischer Tracer": So hat ein Grundwasser, das seinen Sr-Gehalt durch die Lösung von Sr-haltigen Mineralien bezieht, das gleiche ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis wie das der Sr-haltigen Mineralien, die es gelöst hat. Ebenso hat ein Sr-haltiges Mineral, das aus einem Grundwasser ausgefällt wird, das gleiche ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis wie das Grundwasser selbst. So kann untersucht werden, ob und mit welchen Kluftmineralien ein bestimmtes Grundwasser ein Sr-Isotopengleichgewicht erreicht hat. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis eines Grundwassers, des umgebenden Gesteins und darin vorkommender Kluftmineralien liefert Informationen über die Art und das Ausmass von Wasser-Gestein-Wechselwirkungen und erlaubt Rückschlüsse auf den Fliessweg eines Grundwassers und auf die regionale Grundwasserströmung. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis kann ebenfalls zur Quantifizierung von Mischungsanteilen von Grundwässern herangezogen werden.

6.3.2 Ca-HCO₃-Grundwässer

Oberflächennahe Grundwässer aus Quellen und Piezometerbohrungen sind schwach mineralisiert und gehören generell zum chemischen Ca-HCO₃-Typ (vgl. Fig. 6.3-1, 6.3-2; Typ I). Ihre Mineralisierung ist lithologieabhängig. Entsprechend der Nebenbestandteil-Konzentrationen (vor allem Mg²⁺ und SO₄²⁻) lassen sich weitere, dem Ca-HCO₃-Haupttyp untergeordnete Typen-Gruppen mit leicht verschiedener Genese unterscheiden. Die für verschiedene Infiltrationsgebiete charakteristische chemische Beschaffenheit, Isotopen-Signatur und Verweilzeit im Untergrund der oberflächennahen Ca-HCO₃-Grundwässer resultierte in einer detaillierten hydrogeologischen und hydrochemischen Gliederung des Untersuchungsgebietes (Fig. 6.3-3 und Beilage A3.7-1) und der Bestimmung von je zwei repräsentativen Modell-Quellwässern für die Hauptinfiltrationsgebiete für den vorgesehenen Endlagerbereich (Rutschmasse Altzellen: Ca-HCO₃-RM1 und -RM2 und Kieselkalk Ca-HCO₃-KK1 und -KK2). Diese Modell-Quellwässer wurden für die Modellierung der geochemischen Entwicklung der im Untergrund beprobten Grundwässer benutzt und dienten zur Konsistenzprüfung von modellierten Fliesswegen (vgl. Fig. 6.3-4 und 6.3-5).

Die Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen haben ³H-Gehalte, die konsistent sind mit mittleren Verweilzeiten im Untergrund von weniger als 40 Jahren. Die Infiltrationsgebiete dieser Grundwässer sind lokal beschränkt, und die Infiltrationshöhen liegen in der Rutschmasse Altzellen wenige hundert Meter, in den verkarsteten Kalk-Einheiten der Drus-berg-Decke bis zu über tausend Metern oberhalb des Quellaustritts (s. Kap. 6.3.2.2).

In den quartären Schottern des Engelbergertals wurden schwach mineralisierte <u>Ca</u>-(Mg)-<u>HCO</u>₃- und <u>Ca</u>-(Mg)-<u>HCO</u>₃-(SO₄)-Grundwässer beprobt (Piezometerbohrungen). Diese Grundwässer haben ebenfalls eine mittlere Verweilzeit im Untergrund von weniger als 40 Jahren. Entsprechend der Isotopenzusammensetzung handelt es sich bei diesen Grundwässern um Mischungen von Infiltrationswasser aus der Engelberger Aa mit Grundwasser aus den westlichen und östlichen Talflanken.

Von der Sohle der Rutschmasse Altzellen wurden unter artesischen Bedingungen Mg-Ca-(Na)-<u>HCO</u>₃-SO₄-Grundwässer beprobt (Sondierbohrungen SB4a/s und SB4a/v).



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 16. 05. 1997

Figur 6.3-3: Lage der Niederschlagsstationen, der Referenzquellen und Piezometerund Sondierbohrungen und hydrochemische Gliederung der Rutschmasse Altzellen

Die Isotopenzusammensetzung dieser Grundwässer weist auf eine Mischung zwischen einer jungen (< 40 Jahre), schwach mineralisierten Ca-HCO₃-Grundwasserkomponente und einer alten (> 40 Jahre), höher mineralisierten Grundwasserkomponente vom Na-HCO₃-Typ hin (s. Kap. 6.3.2.2 und 6.3.3).

6.3.2.1 Chemische Beschaffenheit, Gleichgewichts-Beziehungen, Isotopenzusammensetzung und Genese

Ca-HCO₃-Grundwässer aus Quellen

In allen Ca-HCO₃-Grundwässern aus Quellen stellen Ca²⁺ und HCO₃⁻ die Hauptkomponenten dar. Typisch für all diese Grundwässer aus Quellen sind die tiefen Cl⁻ und Na⁺-Konzentrationen, pH-Werte zwischen 6.6 und 8.4 und die vorhandenen Gehalte an gelöstem Sauerstoff, die ein oxidierendes Redoxpotential für diese Grundwässer anzeigen (vgl. Anhang A3.7).



Figur 6.3-4: Ionen-Konzentrationen der Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen in der Rutschmasse Altzellen und den zwei Modell-Quellwässern Ca-HCO₃-RM1 und Ca-HCO₃-RM2 (vgl. dazu Kap. 6.3.2)

Die Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen in der Rutschmasse Altzellen sind im Mittel stärker mineralisiert (total gelöste Stoffe TDS 170 - 403 mg/l) als diejenigen von Quellen aus dem Kieselkalk der Drusberg-Decke (TDS = 116 - 209 mg/l). Diese stärkere Mineralisierung manifestiert sich in höheren Konzentrationen an Ca²⁺ und HCO₃⁻ und

insbesondere auch an Mg²⁺ und SO₄²⁻ (vgl. Fig. 6.3-4 und 6.3-5). Die verschieden starke totale Mineralisierung der Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen ist dabei eine Folge der unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung der Lithologien (vgl. Kap. 4.3), die von diesen Grundwässern durchflossen werden.



Figur 6.3-5: Ionen-Konzentrationen der Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen im Kieselkalk der Drusberg-Decke und den zwei Modell-Quellwässern Ca-HCO₃-KK1 und Ca-HCO₃-KK2 (vgl. dazu Kap. 6.3.2). Ebenfalls dargestellt sind die höher mineralisierten Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Typ Grundwässer aus der Bohrung SB4a/v und SB4a/s

Die Mineralisierung der Ca-HCO₃-Grundwässer aus Quellen entsteht hauptsächlich durch die Lösung von Karbonat- und Sulfidmineralien, in Übereinstimmung mit dem für diese Grundwässer berechneten Sättigungszustand bezüglich dieser Mineralphasen. Die Lösung von Calcit und Dolomit wird dabei durch im Boden produziertes CO₂ induziert, das vom infiltrierenden Niederschlagswasser aufgenommen wird. Diese Lösung erfolgt so lange, bis ein Gleichgewicht zwischen dem Grundwasser und diesen Mineralphasen erreicht ist. Der im Niederschlagswasser vorhandene gelöste Sauerstoff führt zur Oxidation von im Gestein vorhandenen Sulfidmineralien wie Pyrit und so zu den beobachteten $SO_4^{2^2}$ -Konzentrationen. Wechselwirkungen mit Alumo-Silikaten (z.B. Tonmineralien, Feldspäte) sind wegen der langsamen Reaktionskinetik dieser Phasen in diesen jungen Grundwässern kaum bemerkbar, wie die tiefen Konzentrationen von Na⁺ und K⁺ zeigen.

Der Sr-Gehalt in den Ca-HCO₃-Grundwässern von Quellen wird vorwiegend durch die Lösung von Sr-haltigem Calcit bestimmt, der in den verschiedenen geologischen Formationen im Wellenberg-Gebiet charakteristische ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse aufweist (WABER 1994b). Mit Hilfe des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses lassen sich die Quellwässer der zwei Hauptinfiltrationsgebiete für den Endlagerbereich, die Rutschmasse Altzellen und die Kalk-Einheiten der Drusberg-Decke deutlich unterscheiden (s. Fig. 6.3-9). In der Rutschmasse Altzellen nehmen zudem die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse von der Region um den Eggeligrat (Kieselkalk-ähnliche Werte) gegen das Engelbergertal (typische Werte der Palfris-Formation) hin zu, was mit den lokalen geologischen Begebenheiten übereinstimmt (WABER & BLÄSI 1995a,b). Die charakteristischen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse in den Ca-HCO₃-Grundwässern von Quellen bilden eine wichtige Rahmenbedingung für die Erklärung der Entwicklung der in den Sondierbohrungen beprobten Grundwässer (vgl. Kap. 6.5).

Chemische Beschaffenheit und Isotopen-Signatur der Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen weisen weiter auf eine unterschiedliche Art des Grundwasserflusses in den zwei Hauptinfiltrationsgebieten für den Endlagerbereich hin, wobei aber die Verweilzeit im Untergrund für alle sehr ähnlich ist (vgl. Beilage A3.7-1). In den aufgearbeiteten, vorwiegend aus mergeligem Dolomit- und Pyrit-haltigem Material der Palfris-Formation bestehenden Lockergesteinen der Rutschmasse Altzellen fehlen grossräumig dominierende Wasserfliesswege, und der Grundwasserfluss findet vorwiegend in der porösen Matrix statt. Demgegenüber ist in den Kalk-Einheiten der Drusberg-Decke eine für solche Lithologien typische Klüftung und z.T. auch Karstverwitterung ausgebildet, und es findet ein schneller Grundwasserfluss entlang der Calcit-dominierten Kluft- resp. Karststrukturen statt. Dies ist in Übereinstimmung mit den von den Isotopendaten abgeleiteten stark unterschiedlichen Infiltrationshöhen für diese beiden Gebiete (s. Kap. 6.3.2.2).

Für die beiden Hauptinfiltrationsgebiete für den Endlagerbereich wurden je zwei repräsentative Ca-HCO₃-Grundwasserzusammensetzungen ausgewählt (vgl. Fig. 6.3-4 und 6.3-5), die als Ausgangswasser für die Modellierung der geochemischen Entwicklung der oberflächennahen Na-HCO₃- und der Na-Cl-Grundwässer dienten. Die zwei ausgewählten Grundwässer von Quellen in der Rutschmasse Altzellen sind an Calcit gesättigt und weisen höhere Partialdrücke von CO₂ auf als diejenigen der beiden Kieselkalk-Quellen, bei denen das mit der kürzesten Verweilzeit eine leichte Untersättigung an Calcit aufweist (vgl. Beilagen A3.7-1 und A3.7-2a). Alle vier Ca-HCO₃-Modell-Quellwässer sind untersättigt an Dolomit, Fluorit und dem Sr-Mineral Coelestin.

*Ca-HCO*₃-*Grundwässer aus dem Engelbergertal (Piezometerbohrungen)*

Die in den zwölf Piezometerbohrungen PBo1 - PBo12 (Fig. 6.3.3) beprobten Grundwässer der Talsohle weisen eine ähnliche totale Mineralisation (170 - 272 mg/l) und pH-Werte wie die Ca-HCO₃-Grundwässer aus den Quellen auf. Auch die Grundwässer aus den Piezometerbohrungen sind durch die Hauptkomponenten Ca²⁺ und HCO₃⁻ und durch tiefe Cl⁻ und Na⁺-Konzentrationen charakterisiert. Chemische Zusammensetzung, δ^2 H- und δ^{18} O-Werte und ³H-Gehalte des Talgrundwassers lassen auf Mischungen zwischen Infiltrationswasser aus der Engelberger Aa mit Grundwässern von beiden, vorwiegend aus Kieselkalk bestehenden Talflanken schliessen (Ausnahme: Piezometerbohrung PBo7, s. u.). Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse zeigen dabei an, dass die Komponente Kieselkalk-Grundwasser zunimmt, je weiter die Piezometerbohrung von der Engelberger Aa entfernt ist. Die über die gesamte Untersuchungszeit wenig ausgeprägten und meist saisonal bedingten Schwankungen im Chemismus und der Isotopenzusammensetzung in den Grundwässern der Piezometerbohrungen lassen Beimischungen von Grundwässern anderer Herkunft (z.B. aus der Tiefe) ausschliessen. Festgestellte fremde Einflüsse in der Piezometerbohrung PBo1 stellten sich als Kontamination durch Bohrspülung und Brauchwasser während des Abteufens der sehr nahe gelegenen Bohrung SB2 heraus und waren nach einem Jahr nicht mehr nachweisbar.

Für das unter den quartären Schottern im Helvetischen Kieselkalk beprobte <u>Ca</u>-Mg-<u>HCO</u>₃-(SO₄)-Grundwasser aus der Piezometerbohrung PBo7 weisen Chemismus und die Isotopendaten konsistent auf eine Entwicklungsstufe zwischen den rezenten Kieselkalk-Quellen und dem in der Bohrung SB2 beprobten <u>Ca</u>-Mg-(Na)-<u>HCO</u>₃-(SO₄)-Grundwasser (SB2-KK-1, s. Kap. 6.3.6.1) hin. Entsprechend der ³H-Gehalte weist dieses <u>Ca</u>-Mg-<u>HCO</u>₃-(SO₄)-Grundwasser eine mittlere Verweilzeit im Untergrund von 3 - 6 Jahren auf.

Mg-Ca-(Na)-<u>HCO</u>₃-SO₄-Grundwässer von der Sohle der Rutschmasse Altzellen (Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s)

Die in den Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s unter artesischen Bedingungen aus Tiefen zwischen 67 - 114 m ab OKT (Oberkante Terrain) innerhalb der Lockergesteine der Rutschmasse Altzellen beprobten Mg-Ca-(Na)- HCO_3 -SO₄-Grundwässer (Fig. 6.3-1, Typ II) weisen gegenüber den Ca-HCO₃-Grundwässern von Quellen eine höhere totale Mineralisation von 729 - 780 mg/l auf (vgl. Fig. 6.3-5 und Beilage A3.7-2b). Beide Grundwässer sind im Gleichgewicht mit Calcit und Dolomit, aber untersättigt an Fluorit und Coelestin.

Chemische Beschaffenheit (besonders die erhöhten Na⁺, K⁺ und Cl⁻-Gehalte) und Isotopen-Signatur dieser Mg-Ca-(Na)-<u>HCO</u>₃-SO₄-Grundwässer sind konsistent mit einer Mischung eines Ca-HCO₃-Grundwassers und einem höher mineralisierten, oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwasser, wie es in der Sondierbohrung SB4a/v nur rund 50 m unterhalb des Mg-Ca-(Na)-<u>HCO</u>₃-SO₄-Grundwassers angetroffen wurde (vgl. Kap. 6.3.3). Die Gehalte von ³H, ³⁹Ar und ⁸⁵Kr weisen für dieses Mg-Ca-(Na)-<u>HCO</u>₃-SO₄-Grundwasser auf eine Mischung von 60 - 70 % einer weniger als 4 Jahre alten Komponente und 30 - 40 % einer sicher mehr als 100-jährigen, aber unter heutigen klimatischen Bedingungen infiltrierten Komponente hin (Beilage A3.7-3a). Der niedrige ¹⁴C-Gehalt von 11.4 pmc bei einem δ^{13} C-Wert des gelösten anorganischen Kohlenstoffs von -3.5 ‰ kann ebenfalls nur durch Verdünnung der jungen Komponente aus einer ¹⁴C-freien (d.h. alten) Kohlenstoffquelle erklärt werden.

Die in SB4a/v und SB4a/s angetroffenen Mg-Ca-(Na)-<u>HCO</u>₃-SO₄-Grundwässer haben ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse (s. Fig. 6.3-9), wie sie für die Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen aus dem Kieselkalk bekannt sind. Die Entwicklung der jungen Komponente dieser Grundwässer spielte sich somit vorwiegend in Kieselkalk-Gesteinen ab, was mit der chemischen Beschaffenheit der Grundwässer und den lokalen geologischen Gegebenheiten der Rutschmasse Altzellen (WABER & BLÄSI 1995a,b) übereinstimmt und keinen Widerspruch zu einer lokalen Infiltration der jungen Komponente darstellt.

6.3.2.2 Infiltrationsgebiete und unterirdische Verweilzeiten der Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen (Referenzquellen)

Für die detaillierte Abklärung der Infiltrationsbedingungen von allfällig infiltrierendem Oberflächenwasser in den vorgesehenen Endlagerbereich wurden an vier Referenzquellen (Fig. 6.3-3) zwischen 1988 und 1995 regelmässig Isotopen-Untersuchungen vorgenommen. Drei der Referenzquellen (W134, W238, W325) liegen auf dem Gebiet der Rutschmasse Altzellen, die vierte Quelle (W447) entspringt an der Westflanke des Tals von Oberrickenbach. Die Quelle W238 versiegte periodisch während des Untersuchungszeitraums und weist demzufolge eine lückenhafte Zeitreihe auf. Eine Zusammenfassung der mit den δ^2 H- und δ^{18} O-Werten der Niederschläge und dieser Referenzquellen abgeschätzten Höhenlage der Einzugsgebiete aller Quellen und die aus den ³H-und ⁸⁵Kr-Gehalten berechneten mittleren Verweilzeiten der Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen findet sich in den Beilagen A3.7-1, A3.7-3a und A3.7-3b.

Für die Referenzquellen W134, W325 und W447 ergeben sich berechnete mittlere Einzugsgebietshöhen zwischen ca. 130 - 450 m oberhalb des Quellaustritts. Das Einzugsgebiet der Referenzquelle W238 liegt nur gerade bis zu 30 m oberhalb ihres Austritts.

Zur zeitlichen Differenzierung von Grund- und Oberflächenwasser können neben den ³H-Messungen ergänzend auch ⁸⁵Kr-Messungen herangezogen werden, da der ⁸⁵Kr-Gehalt (Halbwertszeit 10.76 Jahre) der Luft durch die Zunahme der Emissionen aus kerntechnischen Anlagen weltweit ansteigt, während die ³H-Gehalte in den Niederschlägen abnehmen (Fig. 6.2-3). Modellrechnungen mit ³H und ⁸⁵Kr ergeben nicht nur absolute Altersangaben für die Grundwässer, sondern auch Hinweise über das unterirdische Fliessverhalten der Grundwässer und über die Korrektheit der für die Eingabewerte gewählten Annahmen.

Die langzeitige Überwachung der Referenzguellen ergab über die Zeitperiode von 1988 bis 1995 wesentlich kleinere jahreszeitliche Schwankungen in den δ^2 H- und δ^{18} O-Werten und den ³H-Zeitreihen, als sie in den Niederschlägen beobachtet wurden. Dies ist ein deutlicher Hinweis, dass nicht alles Wasser dieser Quellen ganz jung (< 1 Jahr) sein kann. Ein einfaches Piston-Flow-Modell (LOOSLI et al. 1991) kann die Strömungsverhältnisse im Untergrund nicht korrekt beschreiben, und diesen Wässern kann deshalb nicht ein Alter zugeordnet werden, sondern es muss eine Altersverteilung angenommen werden (SCHIFFMANN 1993). Als mögliche Modelle bieten sich hier das Exponential-Modell (LOOSLI et al. 1991) oder Modelle an, welche die hydrologische Dispersion mit einbeziehen. Mit Hilfe des Exponential-Modells ergeben die ³H-Zeitreihen und die ⁸⁵Kr-Daten für das Ca-HCO₃-Grundwasser der Quelle W134 eine mittlere Verweilzeit von 5 - 6 Jahren und für die Quelle W325 eine von 6 - 8 Jahren (Fig. 6.3-6). Eine noch bessere Erklärung der Daten erhält man unter Einbezug der Dispersion (KROPF 1996). Zu betonen ist, dass beide Tracer ³H und ⁸⁵Kr konsistente Aussagen über die Altersverteilung ergeben, und dass ferner die gewählten Eingabedaten und zugehörigen Annahmen zu stimmen scheinen. Die ³H - ⁸⁵Kr-Kombination wurde an drei weiteren Ca-HCO3-Grundwässern von Quellen am Wellenberg eingesetzt. Bei allen ergeben die ³H-Daten mit dem Exponential-Modell mittlere Verweilzeiten von 5 - 9 Jahren (W447: 5 - 6 Jahre, W044: 7 - 9 Jahre und W367: 6 - 9 Jahre). Dagegen ergeben die ⁸⁵Kr-Resultate nur ein mittleres Alter von 1 - 2 Jahren. Bei einer Quelle (W044) ist die Ursache bekannt: Aus der Geologie des Untergrunds geht hervor, dass das Wasser vor der Quellfassung mit der Atmosphäre in Kontakt steht. Die ⁸⁵Kr-Aktivität datiert somit den Zeitabschnitt seit diesem letzten Gasaustausch mit der Atmosphäre. Für die



Figur 6.3-6: Gemessene Tritium-Zeitreihen der Ca-HCO₃-Grundwässer der Quellen W134 und W325, verglichen mit den nach dem Exponential-Modell berechneten Alterskurven. Die Altersangaben links von den Kurven geben die Werte für die mittlere Verweilzeit an (TU= tritium unit; aus KROPF 1996)

beiden anderen Quellen (W447 und W367) muss ein Gasaustausch mit der Atmosphäre in der Nähe der Quellfassung angenommen werden.

Die ¹⁴C-Gehalte von zwei Referenzquellen aus der Rutschmasse Altzellen liegen zwischen 79 und 85 pmc (Beilage A3.7-3a). Die Quellwässer sind an Calcit gesättigt und weisen δ^{13} C-Werte des gesamten gelösten anorganischen Kohlenstoffs von -14.2 ‰ bis -11.7 ‰ auf. Der δ^{13} C-Wert des im Boden biogen produzierten und durch das Wasser gelösten CO₂-Gases liegt im Wellenberg-Gebiet bei durchschnittlich -23 ‰. Die Erhöhung von ¹³C im Quellwasser geschieht durch die Auflösung von Gesteinskarbonat (vorwiegend Calcit), das einen δ^{13} C-Wert von rund +1 ‰ (WABER 1994a) hat. Dieser durch Karbonat-Lösung in das Wasser eingetragene Kohlenstoff ist ¹⁴C-frei und verdünnt somit die ¹⁴C-Konzentration, so dass der gemessene ¹⁴C-Gehalt nur mit Hilfe eines entsprechenden Korrekturverfahrens für eine Berechnung der Verweilzeit im Untergrund verwendet werden kann. Der durchschnittlich ¹⁴C-Gehalt von atmosphäri-

246

schem CO₂ lag 1994 in der Schweiz bei 112 pmc (BAG 1995), d.h. die Quellwässer sind entsprechend dem ¹⁴C-Gehalt rezent, was mit den ³H- und ⁸⁵Kr-Gehalten konsistent ist.

6.3.3 Oberflächennahe Na-HCO₃-Grundwässer

Grundwässer vom "oberflächennahen Na-HCO3-Typ" wurden in der Palfris-Formation, den Vitznau-Mergeln, der Rutschmasse Altzellen und in den Sondierbohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB6 unter artesischen Bedingungen in Tiefen zwischen ca. 70 -400 m ab OKT angetroffen (Fig. 6.3-1 und 6.3-2, Typ III). Die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer sind unter heutigen klimatischen Bedingungen lokal infiltriert und weisen eine mittlere Verweilzeit im Untergrund von sicher mehr als 40 Jahren auf. Die Isotopendaten weisen darauf hin, dass es sich bei diesen Grundwässern um verschiedene Mischungen einer alten und einer jungen Komponente handelt. Die chemische Beschaffenheit und die Isotopenzusammensetzung dieser Komponenten der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer kann durch Wechselwirkungen von Ca-HCO₃-Typ Grundwasser mit dem lokalen Gestein guantitativ erklärt werden (s. Kap. 6.5). Die wichtigsten Prozesse bei der Entstehung der oberflächennahen Na-HCO3-Grundwässer sind Ca-Na-Kationenaustausch an Tonmineralien und dadurch induzierte Lösung von Calcit und Fluorit. Diese Prozesse führen im Verlauf der Zeit zu einer Erhöhung der Mineralisation und des pH-Werts, wie es typischerweise für die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer beobachtet wird.

Chemische Beschaffenheit und Gleichgewichts-Beziehungen

Die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer sind mit TDS-Gehalten von 777 - 1948 mg/l deutlich stärker mineralisiert als die Ca-HCO₃-Grundwässer. Der Ionen-Konzentrationsbereich der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer ist in Figur 6.3-7 dargestellt, die vollständigen Analysedaten finden sich in Beilage A3.7-4a.

Die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer weisen gegenüber den Ca-HCO₃-Grundwässern höhere pH-Werte und ein reduzierendes Redoxpotential Eh von -310 mV (p ϵ = -5.3; Langzeitüberwachung Sondierbohrung SB6) auf. Das aus analysierten Redoxpaaren berechnete Redoxpotential unter in situ Bedingungen liegt im Bereich der Stabilität von Sulfid, so dass die analysierten Sulfat-Konzentrationen als Artefakte der Beprobung angesehen werden müssen (Oxidation von Sulfid, Bohrspülung).

Charakteristisch für die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer sind die gegenüber den Ca-HCO₃-Grundwässern deutlich tieferen Ca²⁺- und Mg²⁺-Gehalte und Ca/Na-Verhältnisse und die Zunahme der F⁻- und Cl⁻-Gehalte mit zunehmender Tiefe. Die langsame Erhöhung im Cl⁻-Gehalt ist auf eine mit der Tiefe zunehmende Beimischung von Cl⁻-reicherem Porenwasser zurückzuführen. Die Erhöhung der F⁻-Gehalte hingegen stammt hauptsächlich aus der Lösung von Fluorit, die durch die vom Ca-Na-Kationenaustausch verursachte Ca²⁺-Abnahme im Wasser induziert wird. Die durch die Abwesenheit von ³H angedeutete, lange Verweilzeit in Calcit-reichen Gesteinen lässt für die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer einen Gleichgewichtszustand mit Calcit erwarten. Der auf in situ Bedingungen bei Calcit-Sättigung korrigierte pH-Wert liegt für die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer zwischen 7.71 und 8.70 bei einem CO₂-Partialdruck von $10^{-2.92}$ bis $10^{-1.52}$ bar. Unter diesen Bedingungen sind alle diese Grundwässer an Dolomit untersättigt. Der Sättigungsindex von Fluorit verändert sich mit zunehmender Beprobungstiefe von leicht negativen Werten zu Gleichgewichtswerten unterhalb ca. 250 m.



Figur 6.3-7: Ionen-Konzentrationsbereiche der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer aus den Sondierbohrungen und des modellierten Na-HCO₃-Referenzwassers (vgl. Kap. 6.3.9)

Isotopenzusammensetzung und Verweilzeiten im Untergrund

Die δ^2 H- und δ^{18} O-Werte der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer liegen im Bereich der lokalen Niederschläge (Fig. 6.3-8) und weisen auf eine Infiltration dieser Wässer unter klimatischen Bedingungen hin, wie sie in den letzten 11'000 Jahren vorhanden waren. Die unterhalb der Nachweisgrenze liegenden ³H-Gehalte weisen auf eine Verweilzeit der Wässer im Untergrund von sicher mehr als 40 Jahren hin.

Für das oberflächennahe Na-HCO₃-Grundwasser aus einer Tiefe von 164 m in der Sondierbohrung SB4 (Fig. 6.3-1, Typ-III) lässt sich aus dem ³⁹Ar-Gehalt allein (34 % modern, Beilage A3.7-3a) eine mittlere Verweilzeit von 420 \pm 40 Jahren unter der Annahme eines einheitlichen Wassers ableiten. Zusammen mit dem Gehalt an gelöstem



Figur 6.3-8: Darstellung der δ^2 H- und δ^{18} O-Werte der Niederschläge und der Wasserproben aus den Sondierbohrungen am Wellenberg (vgl. a. Fig. 6.2-1; die Farben und römischen Zahlen entsprechen denjenigen in Fig. 6.3-1 und 6.3-2)

anorganischen Kohlenstoff (DIC) und den ¹³C- und ¹⁴C-Gehalten des DIC muss dieser ³⁹Ar-Gehalt aber durch eine Mischung einer alten mit einer jungen Komponente erklärt werden: Mit einer Mischung von 60 % einer alten Komponente von 8000 - 11'000 Jahren und 40 % einer jungen, sicher mehr als 40-jährigen Komponente können alle in diesem Grundwasser gemessenen Parameter konsistent erklärt werden (SCHOLTIS et al. 1995). Messungen von ³⁹Ar, ⁸⁵Kr, ¹⁴C und ¹³C können aber auch widersprüchliche Werte aufweisen, wie z.B. in einem Na-HCO₃-Grundwasser der Sondierbohrung SB6 (Beilage A3.7-3a), für das derzeit noch keine Angaben über Verweilzeiten oder Mischungsanteile gemacht werden können (s. a. unten).

Die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Palfris-Formation sind bezüglich der Sr-Isotope mit den letzten Aderfüllungen im Gestein im Gleichgewicht (Fig. 6.3-9; WABER 1994b). Diese Übereinstimmung der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse zwischen Grundwasser und Adermineralien zeigt an, dass die Na-HCO₃-Grundwässer aus der Palfris-Formation keine bedeutenden Distanzen in anderen Gesteinen mit anderen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen (wie z.B. Kieselkalk, Süd- oder Nordhelvetischer Flysch etc.) durchflossen haben. Die einzige Ausnahme bildet die während der Langzeitüberwachung entnommene Na-HCO₃-Grundwasserprobe von der in der Talsohle abgeteuften Sondierbohrung SB6. Das in dieser Probe analysierte, tiefe ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis zeigt an, dass dieses Grundwasser sein Gleichgewicht mit Calcit in der Umgebung von Kieselkalk-Gesteinen erreicht hat und somit ein im Moment nicht weiter quantifizierbarer Anteil des Grundwassers von der westlichen Talflanke stammt, ähnlich wie es in den Piezometerbohrungen beobachtet wurde.



Figur 6.3-9: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse der Grundwässer aus den Sondierbohrungen am Wellenberg im Vergleich mit den ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen im Ader-Calcit der geologischen Formationen, wo die Grundwässer beprobt wurden (grauschraffierte Bereiche)

6.3.4 Na-Cl-Grundwässer

Saline Grundwässer vom Na-CI-Typ wurden in den Sondierbohrungen SB1 und SB3 in der Palfris-Formation in Tiefen von 400 - 550 m ab OKT angetroffen (vgl. Fig. 6.3-1 und 6.3-2, Typ V). Dieser Tiefenbereich stellt die obere Randzone der durch sehr geringe hydraulische Leitfähigkeiten ausgezeichneten Unterdruckzone dar (vgl. Kap. 7.5). Die nur in sehr geringen Mengen geförderten, hoch mineralisierten Na-CI-Grundwässer sind durch Bohrspülung so stark kontaminiert, dass die in situ Zusammensetzung dieser Grundwässer mit Hilfe von geochemischen Modellierungen bestimmt werden musste. Die Na-CI-Grundwässer sind gegenüber allen anderen Grundwässern vom Wellenberg-Gebiet stark mit den schweren Isotopen von Wasser (²H, ¹⁸O) angereichert, und ihre δ^2 H - δ^{18} O-Wertepaare liegen nicht auf der globalen Niederschlagsgeraden (GMWL, Fig. 6.3-8). Die in den Proben bestimmte Wasser-Isotopenzusammensetzung der Na-CI-Grundwässer stellt eine Mischung von meteorischem Wasser (Bohrspülung) und einem konnaten Wasser (Formationswasser) dar, das intensiven Wasser-Gestein Wechselwirkungen ausgesetzt war. Für die in situ vorhandenen konnaten Na-CI-

Grundwässer weisen die Isotopenzusammensetzung und chemische Beschaffenheit auf eine sehr lange, im Bereich von mehreren Millionen Jahren liegende Verweilzeit im Untergrund hin (*metamorphes* Formationswasser, s. auch Kap. 6.5).

In der Sondierbohrung SB4a/s wurde in der Palfris-Formation rund 310 m ab OKT. ein Grundwasser vom chemischen Na-HCO₃-CI-Typ beprobt. Dieses Grundwasser weist eine Mineralisation und Isotopenzusammensetzung auf, die zwischen den oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern und den Na-CI-Grundwässern liegt und stellt eine Mischung dieser beiden Grundwassertypen dar.

Chemische Beschaffenheit und Gleichgewichts-Beziehungen

Alle Na-Cl-Grundwasserproben weisen entsprechend den Tracer- und ³H-Gehalten eine Kontamination mit Bohrspülung von 20 - 65 % auf, wobei die Proben aus der Sondierbohrung SB1 weniger stark kontaminiert sind und für die weitere Charakterisierung des Na-Cl-Grundwassers verwendet werden (Fig. 6.3-10, Beilagen A3.7-5a und A3.7-5c). Korrigiert auf die Bohrspülungs-Kontamination ergeben sich für die Na-Cl-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1 Cl⁻-Konzentrationen von 7090 - 16'775 mg/l (ca. 0.2 - 0.47 molal). Eine Cl⁻-Konzentration von ca. 7090 mg/l stimmt mit derjenigen überein, wie sie in wässrigen Auszügen aus den Mergeln der Palfris-Formation gemessen und für eine Gesteinsporosität von 1 % berechnet wurde (BAEYENS & BRAD-BURY 1994). Die Na-Cl-Grundwässer weisen gegenüber allen anderen Grundwässern aus dem Wellenberg-Gebiet auch wesentlich höhere Konzentrationen an K⁺, Sr²⁺, Br⁻ und l⁻, aber etwas tiefere Gehalte an F⁻ auf.

Während ihrer sehr langen Verweilzeit im Untergrund dürften die Na-Cl-Grundwässer mit allen im Gestein auftretenden Mineralphasen einen Gleichgewichtszustand erreicht haben. Die Berechnung der Na-Cl-Referenzwasser-Zusammensetzung basiert auf diesem Gleichgewichtszustand (vgl. Kap. 6.3.9), obwohl dies aufgrund der hohen Kontamination der Wasserproben nicht unabhängig bestätigt werden kann.

Das Na-HCO₃-Cl-Grundwasser aus der Sondierbohrung SB4a/s (vgl. Fig. 6.3-1, Typ IV) ist nur schwach mit Bohrspülung kontaminiert und weist deutlich tiefere Naund Cl-Gehalte, aber einen viel höheren HCO₃⁻-Gehalt als die Na-Cl-Grundwässer auf (Fig. 6.3-10, Beilage A3.7-5c). Generell liegt die chemische Zusammensetzung des Na-HCO₃-Cl-Wassers zwischen derjenigen der oberflächennahen Na-HCO₃- und der Na-Cl-Grundwässer, wobei allein auf der chemischen Beschaffenheit beruhend der Anteil an Na-Cl-Grundwasser im Na-HCO₃-Cl-Grundwasser weniger als 10 % ausmacht. Dieses Grundwasser ist bei Calcit-Sättigung (pH-Wert = 7.8 und CO₂-Partialdruck = 10^{-1.55} bar) im Gleichgewicht mit Dolomit und Chalcedon und untersättigt mit Coelestin. Die vorhandenen Gehalte von gelöstem Sulfid zeigen ein reduzierendes Milieu an.

Isotopenzusammensetzung und Verweilzeiten im Untergrund

Die salinen Na-Cl-Grundwässer weisen alle höhere Gehalte an ²H und ¹⁸O auf als der lokale Niederschlag. Die Regression der Isotopenzusammensetzung der Na-Cl-Wässer

ergibt eine Gerade mit der Steigung 4.8, welche die globale Niewderschlagsgerade (GMWL) bei δ^2 H = -77.5 ‰ und δ^{18} O = -10.94 ‰ schneidet (PEARSON et al. 1994a). Dieser Schnittpunkt liegt genau im Bereich der heutigen Niederschläge und der für die Bohrspülung verwendeten Ca-HCO₃-Grundwässer (Fig. 6.3-8). Die Na-Cl-Wasserproben stellen somit eine Mischung zwischen oberflächennahem Grundwasser (resp. Bohrspülung) und einem gegenüber meteorischem Wasser an ²H und ¹⁸O stark angereicherten Grundwasser dar. Die δ^2 H- und δ^{18} O-Wertepaare des Na-HCO₃-Cl-Wassers liegen ebenfalls auf dieser von den Na-Cl-Grundwässern vorgegebenen Regressionsgeraden und sind somit konsistent mit einer Mischung von Na-Cl-Grundwasser und oberflächennahem Na-HCO₃-Grundwasser (Fig. 6.3-8).



Figur 6.3-10: Ionen-Konzentrationsbereiche der Na-CI-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1, des Na-HCO₃-CI-Grundwassers aus der Sondierbohrung SB4a/s und des modellierten Na-CI-Referenzwassers (vgl. Kap. 6.3.9)

Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse der Na-CI-Grundwässer und des Na-HCO₃-CI-Grundwassers aus SB4a/s gleichen denjenigen der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer. Die absoluten Sr²⁺-Gehalte sind aber in den Na-CI-Grundwässern um das 30- bis 70-fache erhöht. Sowohl die Na-CI-Grundwässer wie auch das Na-HCO₃-CI-Grundwasser sind bezüglich des Sr-Isotopensystems mit den letzten alpinen Calcit-Aderfüllungen in offenen Strukturen der Mergel im Gleichgewicht, nicht aber mit der Gesteinsmatrix (Fig. 6.3-9). Dieser Gleichgewichtszustand ist ein deutlicher Hinweis dafür, dass sich die Na-CI-Grundwässer seit der Bildung dieser Calcit-Aderfüllungen nur innerhalb der Lithologien der Palfris-Formation entwickelten und seither keine bedeutenden Mengen von Grundwasser mit unterschiedlichem ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis zugemischt wurden. Das

Sr-Isotopenungleichgewicht zwischen Grundwasser und Gesteinsmatrix könnte z.B. während der alpinen Überprägung durch Mischung des metamorphen Fluids mit einem externen, leicht radiogeneren Fluid zustande gekommen sein. Wahrscheinlicher ist aber, dass während der alpinen Überprägung Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen mit im Gestein vorhandenen detritischen Mineralien mit hohen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnissen (z.B. Vertonung von Feldspat unter Beibehaltung des chemischen Calcit-Gleichgewichtes) zu einer leichten Erhöhung des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses im Fluid führten aus welchem sich dann die Ader-Calcite ausfällten.

Die eigenständige Isotopenzusammensetzung und die chemische Beschaffenheit lassen für die Na-Cl-Grundwässer auf intensive Wechselwirkungen mit dem Gestein und somit auf eine sehr lange Verweilzeit im Untergrund schliessen. Wie in Kapitel 6.5 gezeigt wird, lässt sich mittels der Isotopendaten von extrahiertem Porenwasser (vgl. Kap. 6.3.7) und dem in Flüssigkeitseinschlüssen der neoalpinen Mineralien eingeschlossenen Fluid postulieren, dass es sich bei den Na-Cl-Grundwässern um das neoalpine Formationsfluid der Palfris-Formation handelt.

6.3.5 Tiefe Na-HCO₃-Grundwässer

Tiefe Na-HCO₃-Grundwässer wurden unterhalb der Palfris-Formation in Tiefen von 1150 - 1475 m ab OKT unter artesischen Bedingungen angetroffen (vgl. Fig. 6.3-1 und 6.3-2, Typ VI, VII). In der Sondierbohrung SB1 konnten solche Grundwässer aus den Kalk-Einheiten des Äquivalents der Wissberg-Scholle (Jura bis Tertiär) beprobt werden. Die in der Sondierbohrung SB3 beprobten tiefen Na-HCO₃-Grundwässer stammen aus einer Zone mit infrahelvetischem Mélange, Kalken der Öhrli-Formation und Südhelvetischem Flysch. Die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1 sind unter kälteren, eiszeitlichen Bedingungen infiltriert und weisen eine mittlere Verweilzeit im Untergrund von mindestens 11'000 Jahren auf (s. u.). Für die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB3 erlauben die O- und H-Isotope keine Altersabschätzung.

Chemische Zusammensetzung und Isotopendaten zeigen für die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer eine eigenständige, von den anderen Grundwässern im Wellenberg-Gebiet unabhängige Entwicklung an. Diese Entwicklung muss zudem vorwiegend in anderen lithologischen Umgebungen stattgefunden haben als in denjenigen, aus denen die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer beprobt wurden. In der Entwicklung der tiefen Na-HCO₃-Grundwässer spielten Reaktionen mit Alumo-Silikaten eine ebenso wichtige Rolle wie die mit den Karbonaten. Es wird angenommen, dass diese Grundwässer den grössten Teil ihrer unterirdischen Verweilzeit in Gesteinen wie denen des Nord- oder Südhelvetischen Flysch verbracht haben.

Chemische Beschaffenheit und Gleichgewichts-Beziehungen

Für die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1 liegen die Konzentrationen der Hauptkomponenten Na⁺ und HCO₃⁻ im Bereich der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer. Hingegen weisen sie alle deutlich höhere K⁺- und Cl⁻-Konzentrationen und meistens auch höhere Gehalte an Ca^{2+} , Mg^{2+} und F^{-} auf (Fig. 6.3-11 und Beilage A3.7-6). Das tiefe Na-HCO₃-Grundwasser aus der Sondierbohrung SB3 unterscheidet sich von denen aus der Sondierbohrung SB1 durch höhere Gehalte an Na⁺, HCO₃⁻, Cl⁻ und Ca²⁺ und einem tieferen F⁻-Gehalt.



Figur 6.3-11: Ionen-Konzentration der tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus dem Äquivalent der Wissberg-Scholle bzw. der Mélange-Zone in den Sondierbohrungen SB1 und SB3

Das in diesen Grundwässern gelöste Methan (CH₄) und die gemessenen Redoxpotentiale weisen konsistent auf reduzierende Bedingungen hin. Das in Gehalten von weniger als 10 mg/l analysierte Sulfat ist ein Artefakt des Bohrvorgangs und der Beprobung (Oxidation von in situ vorhandenem Sulfid).

Die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer sind bei Calcit-Sättigung mit den Mineralien Dolomit und Fluorit im Gleichgewicht, aber untersättigt an Coelestin (Beilage A3.7-6). Der Gleichgewichtszustand der tiefen Na-HCO₃-Grundwässer mit dem langsam reagierenden Dolomit (z.B. STUMM & MORGAN 1996) ist konsistent mit einer längeren Verweilzeit im Untergrund als diejenige der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer.

Isotopenzusammensetzung und Verweilzeiten im Untergrund

Die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1 weisen auf der globalen Niederschlagsgeraden (GMWL) deutlich negativere δ^2 H- und δ^{18} O-Werte auf als die oberflächennahen Grundwässer oder der durchschnittliche lokale Niederschlag (Fig. 6.3-8). Diese negativen Werte lassen sich nur durch eine Infiltration unter eiszeitlichen klimatischen Bedingungen erklären, würden doch unter heutigen Klimabedingungen solche negative Werte unter Einbezug der Gewichtung auf die Niederschlagshöhe (vgl. Kap. 6.2.3) für das Einzugsgebiet unrealistische Infiltrationshöhen von mehr als 3'200 m ü.M. ergeben. Die Verweilzeit im Untergrund beträgt für diese Wässer demzufolge mindestens 11'000 Jahre. Ein solches Alter ist konsistent mit den unterhalb der Nachweisgrenze liegenden ³H-Gehalten und den sehr tiefen ¹⁴C-Gehalten. Letztere lassen sich aber wie schon bei den oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern aufgrund der hohen δ^{13} C-Werte (-1.29 ‰ bis -1 ‰) nicht für die Berechnung absoluter Verweilzeiten verwenden (vgl. Kap. 6.3.1).

Für das tiefe Na-HCO₃-Grundwasser aus der Sondierbohrung SB3 erlauben die gemessenen δ^2 H- und δ^{18} O-Werte (Fig. 6.3-8) keine abschliessende Aussage über die Infiltrationsbedingungen und die Verweilzeit im Untergrund. Die in diesem Grundwasser analysierte Anreicherung an ¹⁸O könnte sowohl durch eine erhöhte Wechselwirkung mit dem Gestein, Beimischung eines isotopisch angereicherten, salinen Wassers aus der tief-permeablen Zone oder durch Kontamination erklärt werden. Die chemische Zusammensetzung und das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis des tiefen Na-HCO₃-Grundwassers sprechen aber gegen eine Beimischung von bekanntem Na-CI-Grundwasser. Aufgrund der sehr ähnlichen Mineralisation und auch des ähnlichen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses (Fig. 6.3-9) ist anzunehmen, dass das tiefe Na-HCO₃-Grundwasser aus der Sondierbohrung SB3 nicht wesentlich jünger ist als die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1.

Charakteristisch für alle tiefen Na-HCO₃-Grundwässer sind ihre viel höheren ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse, die sie von allen anderen am Wellenberg beprobten Grundwässern deutlich unterscheiden (Fig. 6.3-9). Die beiden Proben SB1-TQ-1 und SB1-OK-1 innerhalb des Äquivalents der Wissberg-Scholle sind bezüglich der Sr-Isotope nicht im Gleichgewicht mit dem Ader-Calcit und der Gesteinsmatrix der Formationen, in denen sie beprobt wurden. Entsprechend der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse haben diese beiden Grundwässer den grössten Teil ihrer langen Verweilzeit im Untergrund in Feldspat-haltigen Gesteinen wie dem Süd- bzw. Nordhelvetischen Flysch verbracht.

Marine Karbonatsedimente der Unteren Kreide und des Tertiär haben deutlich unterschiedliche ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse aufgrund der Erhöhung des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses von Meerwasser von Werten um 0.7074 auf Werte um 0.7085 wegen des erhöhten Eintrags von kristallinen Verwitterungsprodukten in das Meer (BURKE et al. 1982). Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse der in überwiegend tertiären Einheiten entnommenen Proben SB1-TK-1 und SB3-M-3 (Fig. 6.3-9) sind ähnlich wie diejenigen der tertiären Gesteine am Wellenberg und dürften sich demnach vorwiegend in solchen Formationen entwikkelt haben.

6.3.6 Andere Grundwässer

In den stratigraphisch jüngeren, ursprünglich der Palfris-Formation übergelagerten Einheiten, die in der Sondierbohrung SB2 (vgl. Fig. 6.3-1, Typ VIII, IX, X) erbohrt wurden, treten Grundwässer auf, die sich in ihren chemischen Zusammensetzungen und Isotopen-Signaturen deutlich von allen anderen im Wellenberg-Gebiet beprobten Grundwässern unterscheiden. Diese Grundwässer aus der Sondierbohrung SB2 haben eine eigenständige Entwicklung und bilden ein selbständiges Grundwassersystem. Die Ionen-Konzentrationen dieser Grundwässer ist in Figur 6.3-12 dargestellt, die vollständigen Analysedaten finden sich in Beilage A3.7-7.



Figur 6.3-12: Ionen-Konzentrationen der verschiedenen Grundwässer aus der Sondierbohrung SB2

6.3.6.1 Grundwasser aus dem Kieselkalk (Sondierbohrung SB2)

Im Kieselkalk der Drusberg-Decke wurden in Tiefen von 92.0 -112.6 m und 347 - 358 m OKT schwach mineralisierte Grundwässer vom Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)- bzw. Na-HCO₃-Typ gefördert (Fig 6.3-1, Typ VIII, IX). Beide Grundwässer stellen entsprechend ihrer Isotopendaten Mischungen aus einer jungen und einer alten Komponente dar, wobei die Frischwasserkomponente (< 40 Jahre) im Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)-Grundwasser ca. 75 % und im Na-HCO₃-Grundwasser weniger als 4 % ausmacht. Der Hauptanteil des Na-HCO₃-Grundwassers infiltrierte unter kälteren klimatischen Bedin-

gungen als den heutigen. Beide Grundwässer haben sich entsprechend ihrer chemischen Beschaffenheit und Isotopenzusammensetzung nur im Kieselkalk aufgehalten.

Chemische Beschaffenheit und Gleichgewichts-Beziehungen

Das geförderte Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)-Grundwasser (Fig. 6.3-1, Typ VIII) ist nur unwesentlich stärker mineralisiert (TDS = 300 mg/l) als die Ca-HCO₃-Grundwässer aus den Quellen im Kieselkalk. Die leicht höhere Mineralisation kann durch weiter fortgeschrittene Wasser-Gestein-Wechselwirkungen (Lösung von Dolomit und Sulfid-Mineralien) und eine Beimischung von Na-HCO₃-Grundwasser, wie es tiefer unten in der Sondierbohrung SB2 (SB2-KK-2) beprobt wurde, erklärt werden. Das Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)-Grundwasser ist berechnet auf Calcit-Sättigung untersättigt an Dolomit, Fluorit und Coelestin.

Das beprobte Na-HCO₃-Grundwasser (Fig. 6.3-1, Typ IX)) ist mit rund 440 mg/l zwar leicht höher mineralisiert als das Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)-Grundwasser, aber deutlich tiefer als die Na-HCO₃-Grundwässer aus allen anderen Sondierbohrungen (Fig. 6.3-12). Das Na-HCO₃-Grundwasser ist im Gegensatz zu den oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern in der Palfris-Formation bei Calcit-Sättigung im Gleichgewicht mit Dolomit, aber untersättigt an Fluorit und Coelestin.

Die gemessenen Redoxpotentiale weisen für das Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)-Grundwasser auf ein leicht und für das Na-HCO₃-Grundwasser auf ein stark reduzierendes Milieu hin, was im letzteren durch die gemessenen Sulfid-Gehalte bestätigt wird.

Isotopenzusammensetzung und Verweilzeiten im Untergrund

Das Ca-Mg-(Na)-HCO₃-(SO₄)-Grundwasser (Fig. 6.3-1, Typ VIII) ist entsprechend seiner stabilen Isotope von Wasser unter heutigen klimatischen Bedingungen infiltriert (Fig. 6.3-8). Die Gehalte von ³H, ³⁹Ar, ⁸⁵Kr und ¹⁴C (Beilage A3.7-3a) ergeben für dieses Grundwasser eine Mischung zwischen mehrheitlich jungem, 15 - 20-jährigem Grundwasser (ca. 75 %) und altem, ca. 400-jährigem Grundwasser (ca. 25 %).

Für das Na-HCO₃-Grundwasser (Fig. 6.3-1, Typ IX) lassen sich die unterhalb der Nachweisgrenze liegenden ³H-Gehalte zusammen mit tiefen ³⁹Ar-Gehalten (Beilage A3.7-3a) ebenfalls nur durch eine Mischung zweier Grundwässer erklären. Der tiefe ³H-Wert lässt dabei eine Frischwasserkomponente von maximal 4 % zu. Der niedrige ³⁹Ar-Wert erlaubt eine Aussage über eine mittlere Verweilzeit von sicher mehr als 800 Jahren. Die im Vergleich zu den oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern aus der Palfris-Formation negativeren δ^2 H- und δ^{18} O-Werte (Fig. 6.3-8) weisen für mindestens einen Teil dieses Grundwasser auf eine eiszeitliche Infiltration hin.

Typisch für die beiden Grundwässer aus dem Kieselkalk sind ihre sehr tiefen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse. Diese liegen im gleichen engen Bereich wie die der rezenten Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen aus dem Kieselkalk. Die Grundwässer sind im Sr-Isotopengleichgewicht mit den jüngsten Calcit-Aderfüllungen im Kieselkalk (Fig. 6.3-9). Schon eine kleine Beimischung anderer Grundwässer vom Wellenberg-Gebiet würde diese ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse sofort stark verändern und kann deshalb ausgeschlossen werden. Die Entwicklung dieser beiden Grundwässer spielte sich somit ausschliesslich im Kieselkalk selbst ab.

6.3.6.2 Grundwasser aus dem Sichel-Kalk und dem Äquivalent der Gemsmättli-Schicht (Sondierbohrung SB2)

Im Sichel-Kalk und Bereich Sichel-Kalk/Äquivalent der Gemsmättli-Schicht (vgl. Kap. 4.2) wurden in der Sondierbohrung SB2 Grundwasserproben vom Na-HCO₃-Cl-Typ aus Tiefen von 958.0 - 982.0 m bzw. 1408.0 - 1420.3 m ab OKT beprobt (Fig. 6.3-1, Typ Xa + b). Die chemische Zusammensetzung und die Isotopendaten dieser Grundwässer deuten auf mittlere Verweilzeiten im Untergrund von mehr als 11'000 Jahren und eine eigenständige, von den anderen Tiefengrundwässern am Wellenberg mehrheitlich unabhängige Entwicklung hin.

Chemische Beschaffenheit und Gleichgewichts-Beziehungen

Die beiden Na-HCO₃-Cl-Grundwässer weisen eine totale Mineralisation von 1812 mg/l bzw. 2179 mg/l auf. Sie sind damit deutlich weniger stark mineralisiert als das Grundwasser vom gleichen chemischen Typ aus der Palfris-Formation (Typ IV, Fig. 6.3-1; vgl. Kap. 6.3.4). Die Na-HCO₃-Cl-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB2 unterscheiden sich von diesem Grundwasser durch deutlich tiefere Gehalte an Na⁺, HCO₃⁻ und SO₄²⁻. Beide Grundwässer sind bei Calcit-Sättigung im Gleichgewicht mit Dolomit und Fluorit, aber untersättigt an Coelestin. Für das tiefer gelegene Grundwasser (Typ Xb, Fig. 6.3-1) gibt das gemessene Redoxpotential ein reduzierendes Milieu an.

Aufgrund der chemischen Zusammensetzung allein kann eine geringe Beimischung (maximal 10 Vol.-%) von bekannten Na-Cl-Grundwässern aus der Palfris-Formation nicht vollständig ausgeschlossen werden. Die Zusammensetzung kann aber auch durch langandauernde Wasser-Gestein-Wechselwirkungen erklärt werden.

Isotopenzusammensetzung und Verweilzeiten im Untergrund

Die ³H-Gehalte zeigen für beide Na-HCO₃-Cl-Grundwässer eine mittlere Verweilzeit im Untergrund von sicher mehr als 40 Jahren an. Die δ^2 H- und δ^{18} O-Werte des Grundwassers aus ca. 970 m Tiefe ab OKT (Typ Xa, Fig. 6.3-1) fallen auf die GMWL in den Bereich der Ca-HCO₃- und der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer und weisen auf eine Infiltration unter heutigen klimatischen Bedingungen hin (Fig. 6.3-8). Die Isotopendaten und die durch die hohe Mineralisation angezeigte, langandauernde Wasser-Gestein-Wechselwirkung deuten auf eine Infiltration während einer Interglazialzeit (mind. > 28'000 Jahre) hin. Eine signifikante Beimischung (d.h. mehr als 10 Vol.-%) von bekannten salinen Grundwässern zu bekannten Kieselkalk-Grundwässern kann nicht stattgefunden haben, weil sie die δ^2 H- und δ^{18} O-Werte des resultierenden Grundwassers von der GMWL wegbewegen würde. Bezüglich des Sr-Isotopensystems ist dieses im Gleichgewicht mit den jüngsten Calcit-Aderfüllungen im Sichel-Kalk (Fig. 6.3-9), wodurch eine Entwicklung dieses Grundwassers innerhalb des Sichel-Kalks weiter unterstützt wird.

Das aus ca. 1400 m Tiefe ab OKT beprobte Grundwasser (Typ Xb, Fig. 6.3 1) hat einen vergleichbaren δ^2 H-Wert wie das weiter oben beprobte Wassser (Typ Xa, Fig. 6.3-1), ist aber an ¹⁸O relativ zu meteorischem Wasser angereichert (Fig. 6.3-8). Die Anreicherung an ¹⁸O kann einerseits durch Wasser-Gestein-Wechselwirkungen entstanden sein, andererseits aber auch durch Beimischung eines ¹⁸O-reichen Wassers oder durch Probleme bei der Probennahme, weshalb die Gehalte an stabilen Isotope dieser Probe mit Vorsicht behandelt werden müssen. Einzig eine deutliche Beimischung (> 10 Vol.-%) von bekannten ¹⁸O-reichen Grundwässern am Wellenberg kann auf Grund der Inkonsistenz mit anderen chemischen und isotopengeochemischen Parametern ausgeschlossen werden. Auch dieses Grundwasser (Typ Xb, Fig. 6.3-1) ist bezüglich der Sr-Isotope im Gleichgewicht mit den im Umgebungsgestein vorhandenen letzten Calcit-Aderfüllungen (Fig. 6.3-9).

6.3.7 Stabile Isotope von Porenwässern

Von der Oberfläche bis in den Wirtgesteinsbereich wurde in der mit 45° einfallenden Sondierbohrung SB4a/s aus ungestörtem Kernmaterial Porenwasser mit einer Vakuum-Destillations-Methode (OSENBRÜCK 1996) extrahiert und auf die Wasserstoffund Sauerstoffisotope und Edelgasgehalte (vgl. Kap. 6.4.2.2) hin analysiert (LIPP-MANN et al. 1997). Diese Porenwasser-Analysen wurden zur Unterstützung der Herleitung der in situ Grundwasser-Zusammensetzung im Wirtgesteinsbereich durchgeführt, aus dem nur die durch Bohrspülung stark kontaminierten Na-CI-Grundwässer beprobt werden konnten (vgl. Kap. 6.3.4). Generell weisen die δ^2 H- und δ^{18} O-Werte in den extrahierten Porenwässern denselben Trend zu schwereren Isotopenzusammensetzungen mit zunehmender Tiefe auf, wie er für die Na-CI-Grundwässer beobachtet und hergeleitet wurde (Fig. 6.3-13). Die Porenwasserdaten unterstützen somit die Grundwasserdaten. Die Analysenwerte der extrahierten Porenwässer sind in Beilage A3.7-8 wiedergegeben.

Die Messergebnisse der stabilen Isotope von Porenwasser aus Bohrkernen der Sondierbohrung SB4a/s lassen zwei Gruppierungen erkennen: Die Porenwässer im Bereich von 215 - 310 m Bohrtiefe (bzw. 150 - 217 m ab OKT) liegen links der globalen Niederschlagsgeraden (GMWL), während die Porenwässer unterhalb 365 m (bzw. 255 m unter der Oberfläche) mit zunehmender Entnahmetiefe ansteigende ²H- und ¹⁸O-Gehalte aufweisen und rechts von der GMWL liegen (Fig. 6.3-13). Die durch alle Porenwassermesswerte berechnete Regressionsgerade weist eine Steigung von 5.4 (R = 0.98) auf und schneidet die GMWL im Bereich der oberflächennahen, jungen Grundwässer des Wellenbergs.

Zwischen den Messwerten der extrahierten Porenwässer aus Entnahmetiefen von 215-310 m und den aus denselben Tiefenzonen beprobten oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern besteht insofern eine Diskrepanz, als die Porenwässer links der GMWL, die beprobten Grundwässer aber auf der GMWL liegen (vgl. Kap. 6.3.3). Eine mögliche Erklärung für diese Diskrepanz ist eine unvollständige Destillation des extrahierten Porenwassers und einer damit verbundenen kinetischen Fraktionierung

der H- und O-Isotope. Nicht erklärt werden kann diese Diskrepanz durch Freisetzung von verschiedenen Wassertypen (Porenwasser sensu stricto, sorptiv gebundenes Wasser und Wasser aus den Zwischenlagen von Schichtsilikaten) bei der Vakuum-Destillation. Laborexperimente zeigen nämlich, dass zwischen all den verschiedenen Wassertypen, die durch Vakuum-Destillation oder Trocknung den Gesteinen entzogen werden können, innerhalb der Extraktionszeit ein vollständiger Isotopenaustausch stattfindet (BOURKE et al. 1993). Eine Korrektur für eine kinetische Fraktionierung würde alle Messwerte unter Beibehaltung des generellen Trends zu höheren δ^2 H- und δ^{18} O-Werten verschieben (in Fig. 6.3-13 nach rechts; LIPPMANN et al. 1997). In Analogie zu den oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern dürften demnach die Porenwässer aus Entnahmetiefen von 215 - 310 m auf der GMWL liegen.



Figur 6.3-13: Beziehung zwischen δ^2 H- und δ^{18} O in den extrahierten Porenwässern aus den Gesteinen der Sondierbohrung SB4a/s im Vergleich mit den beprobten Na-CI-Grundwässern und dem extrapolierten Formationswasser

Entsprechend den Isotopendaten sind die Porenwässer bis in eine Entnahmetiefe von rund 265 m (d.h. 185 m ab OKT) unter heutigen Klimabedingungen infiltriert und lassen sich somit mit den beprobten oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern vergleichen. Das Porenwasser bei 310 m Entnahmetiefe (217 m ab OKT) zeigt eine Infiltration unter eiszeitlichen Bedingungen an. Die Porenwässer aus tieferen Bereichen weisen mit ihren zunehmenden ²H- und ¹⁸O-Gehalten die gleiche Tendenz auf, wie sie in den Na-Cl-Grundwasserproben beobachtet wurden, und überlappen sowohl mit den gemessenen als auch mit den auf 0 % Kontamination extrapolierten Werten (Fig. 6.3-13). Die Über-

einstimmung der Isotopenwerte der extrahierten Porenwässer mit den Na-Cl-Grundwässern weist auf eine gleiche Entwicklung bzw. Herkunft dieser Wässer hin. Von zusätzlicher Wichtigkeit ist hierbei, dass die tiefsten Porenwasserproben im Bereich der Unterdruckzone entnommen wurden, wo keine Grundwasserprobennahme mehr möglich war. Wie im Kapitel 6.5 beschrieben, liegt die Verweilzeit der Na-Cl-Wässer im Bereich von mehreren Millionen Jahren.

6.3.8 Kolloide

In allen Grundwässern werden neben gelösten Bestandteilen auch feste Teilchen transportiert. Teilchen mit einer Grösse von etwa einem Nanometer (nm) bis einem Mikrometer (µm) bezeichnet man als Kolloide. Grundsätzlich können Kolloide während ihres Transports und abhängig von der Sorption der Radionuklide auf den Kolloiden die Barrierenwirkung der Geosphäre beeinflussen. Falls die auf den Kolloiden sorbierten Nuklide weder an den Porenwänden sorbieren noch in die Gesteinsmatrix diffundieren können, nimmt die Barrierenwirkung ab, da dann die Nuklide ohne wesentliche Retardation durch die Geosphäre transportiert werden könnten. Um den kolloidalen Transport von Radionukliden berechnen zu können, müssen unter anderem die Konzentration, die Stoffklassen und die Grössenverteilung der Kolloide bekannt sein. Zu diesem Zweck wurden Kolloid-Untersuchungen an Ca-HCO₃-Grundwässern von Quellen und oberflächennahem Na-HCO₃-Grundwasser durchgeführt. In den Na-CI-Grundwässern konnten Kolloid-Untersuchungen wegen der geringen förderbaren Wassermenge und der hohen Kontamination nicht durchgeführt werden.

Die gemessenen Kolloid-Konzentrationen der zwei untersuchten Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen (W325 und W134) liegen für die Teilchengrösse von 100 bis 1000 nm in der Grössenordnung von 10^6 Partikeln pro ml. Diese Konzentration entspricht weniger als 100 ng/ml und liegt damit in dem für diesen Grundwasser-Typ zu erwartenden Bereich. Die Kolloide bestehen aus Tonteilchen und grossen Mengen von Karbonatpartikeln, welche die grösste Fraktion ausmachen. Diese Karbonatpartikel werden als Artefakte beurteilt, da die Ca-HCO₃-Grundwässer von Quellen durch ein Betonrohr gefasst sind und vor der Beprobung mit Luft in Kontakt kommen, wodurch es zu einer Entgasung des im Wasser gelösten CO₂ und damit verbundener Karbonatausfällung kommt.

Kolloid-Untersuchungen wurden im Einzugsbereich der Na-HCO₃-Grundwässer während der Langzeitüberwachung in der Bohrung SB6 durchgeführt. Das mit PVC-Tubing ausgekleidete Bohrloch und mit einem Doppelpacker abgedichtete Intervall erlaubten eine nahezu kontaminationsfreie Beprobung von Grundwasser aus dieser Bohrung über längere Zeit. Die Anzahl Kolloide im Grössenbereich von 100 - 1000 nm beträgt für dieses Grundwasser, unabhängig von der Ausflussmenge (resp. Fliessgeschwindigkeit) des Wassers, ca. 2.6·10⁶ Partikel pro ml. Dies entspricht einer maximalen Kolloid-Konzentration von ca. 100 ng/ml Grundwasser. Bei den in diesem Grundwasser gemessenen Gehalten an Ca²⁺ und Na⁺, die wesentlich die Haftung der Kolloide untereinander und am Gestein bestimmen, liegen solche Kolloid-Konzentrationen in dem zu erwartenden Bereich. Chemisch bestehen die Kolloide hauptsächlich aus den Elementen Si, Al, Fe, Ca, K, S, P und Zn, wobei Fe und Zn ursprünglich als Sulfide vorlagen. Mineralogisch besteht die Kolloidfraktion vorwiegend aus den in den Gesteinen des Wellenbergs häufig auftretenden Mineralien Chlorit, Illit und Illit/Smektit-Wechsellagerungen mit Anteilen von jeweils ca. 30 Gew.-%.

6.3.9 Referenzwasser-Zusammensetzungen

Die hydrochemischen Untersuchungen ergaben, dass im Wirtgestein Grundwässer vom oberflächennahen Na-HCO₃-Typ, vom Na-CI-Typ und von Mischungen dieser zwei Typen zu erwarten sind. Für die Sicherheitsanalyse und die darin angestellten Berechnungen über das Verhalten von Radionukliden im Nahfeld des Endlagers und in der Geosphäre wurde deshalb für die beiden Endglieder eine sogenannte Referenzwasser-Zusammensetzung berechnet, die repräsentativ für alle Aspekte der beprobten Grundwässer ist.

Na-HCO₃-Referenzwasser

Die von den beprobten oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern abgedeckten lonen-Konzentrationsbereiche sind gross, wobei tief-mineralisierte Proben häufiger sind als hoch-mineralisierte. Um der grösseren Häufigkeit der tief-mineralisierten Proben gerecht zu werden, wurde für die Na-HCO₃-Referenzwasser-Zusammensetzung der Medianwert (und nicht der Mittelwert) der beprobten oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer verwendet. Die berechnete Na-HCO₃-Referenzwasser-Zusammensetzung ist in Beilage A3.7-4b wiedergegeben und wird in Figur 6.3-7 graphisch mit dem Konzentrationsbereich der gemessenen Proben verglichen.

Der Medianwert der gemessenen pH-Werte der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer ist 9.0 und führt damit zu einer Calcit-Übersättigung (SI_{Calcit} = 0.27). Eine Calcit-Übersättigung ist aber inkonsistent mit den geochemischen Befunden der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer. Für das Na-HCO₃-Referenzwasser wurde deshalb der pH-Wert auf Calcit-Sättigung berechnet und beträgt 8.33. Im Gleichgewicht mit Calcit weist das Na-HCO₃-Referenzwasser einen CO₂-Partialdruck von 10^{-2.37} bar auf und ist gesättigt an Dolomit, aber untersättigt an Fluorit, Coelestin und Strontianit.

Das Na-HCO₃-Referenzwasser hat ein reduzierendes Redoxpotential Eh von -310 mV (p ϵ = -5.33); dieser Wert stammt aus der Langzeitüberwachung der Sondierbohrung SB6. Unter diesen Bedingungen sind im Na-HCO₃-Referenzwasser sowohl die Fe²⁺-haltigen Mineralien Pyrit und Siderit als auch das Fe³⁺-haltige Mineral Goethit übersättigt. Dies ist eine Folge der zu hohen Fe-Konzentration im Medianwert (0.56 mg/l) des Referenzwassers. Die zu hohen Fe-Konzentrationen kommen durch Kontamination durch die Verrohrung der Bohrlöcher zustande, wie der unter der Nachweisgrenze (< 0.02 mg/l) liegende Fe-Gehalt von dem mit einer PVC-Verrohrung ausgestatteten Bohrloch SB6 zeigt. Sowohl für Eisen wie auch für die anderen Spurenmetalle sind die gemessenen Minimalwerte repräsentativer als die Medianwerte.

Na-Cl-Referenzwasser

Die Grundwässer vom Na-Cl-Typ sind alle so stark mit Bohrspülung kontaminiert, dass ein Na-Cl-Referenzwasser nur mit Hilfe geochemischer Modellierung abgeleitet werden konnte. Als Basis für diese Modellierungen wurden dabei die Na-Cl-Grundwasserproben aus der Sondierbohrung SB1 (Intervalle SB1-VM-13 und SB1-VM-23) und in Laboruntersuchungen für die Gesteine der Palfris-Formation erzeugte Kationenaustausch-Daten (BAEYENS & BRADBURY 1994) verwendet. Die modellierte Na-Cl-Referenzwasser-Zusammensetzung ist in Beilage A3.7-5b wiedergegeben und in Figur 6.3-10 graphisch mit dem Konzentrationsbereich der gemessenen Proben aus der Sondierbohrung SB1 verglichen. Beilage A3.7-5b enthält auch die gemessenen Minimalkonzentrationen (Probe SB1-VM-13a) und die von SCHOLTIS (1992) berechneten, bezüglich der Kontamination auf konservativen Annahmen beruhenden, Maximalkonzentrationen für die Na-Cl-Grundwässer.

In dem mit Tracer-haltigem Klarwasser gebohrten Intervall SB1-VM-13 besteht eine gute Korrelation zwischen den gemessenen spezifischen elektrischen Leitfähigkeiten und den Cl-Gehalten. Aus der in diesem Intervall auf 0 % Tracer-Gehalt korrigierten spezifischen elektrischen Leitfähigkeit leitet sich der für das Na-Cl-Referenzwasser verwendete Cl⁻-Gehalt von 7090 mg/l (0.2 molal) ab. Die Nebenbestandteil- und K⁺-Konzentrationen des Na-CI-Referenzwassers wurden aus der am höchsten mineralisierten Na-Cl-Grundwasserprobe SB1-VM-23b (Cl-Gehalt von 5800 mg/l) berechnet. Dabei wurden die Gehalte mit dem von den Cl⁻-Gehalten her erhaltenen Korrekturfaktor von 0.82 dividiert. Die Konzentrationen der Hauptionen, pH-Wert und CO₂-Partialdruck im Na-CI-Referenzwasser wurden unter der Annahme modelliert, dass sich das Na-Cl-Grundwasser mit dem Gestein im Gleichgewicht befindet (PEARSON & SCHOLTIS 1995). In dem angewandten Modell wurden die Konzentrationen von HCO₃⁻ und F⁻ durch die Gleichgewichte mit Calcit und Fluorit festgelegt. Neben Mineral-Gleichgewichten sind Kationen-Austauschreaktionen in den mergeligen Gesteinen des Wellenbergs von grosser Bedeutung. Aus diesem Grunde wurden für die Berechnung der Ca2+, Mg2+, und Sr2+-Konzentrationen Austausch-Gleichgewichte mit Na+ angewandt, wobei die Konzentration von Na⁺ durch die elektrische Ladungsbilanz des Modellwassers bestimmt wurde. Die Selektivitätskoeffizienten für den Kationenaustausch und die in situ austauschbaren Ionen-Populationen wurden aus einer Reihe von Laborexperimenten (BAEYENS & BRADBURY 1994) speziell für die Gesteine der Palfris-Formation berechnet.

Der Redox-Zustand und die Konzentrationen von redoxsensitiven Elementen können für das Na-Cl-Referenzwasser nur abgeschätzt werden, da durch die Kontamination die Redox-Eigenschaften in allen Proben gestört wurden. Das Vorhandensein von gut erhaltenem Pyrit in den Zonen, in denen Na-Cl-Grundwässer beprobt wurden, lässt darauf schliessen, dass in diesen Grundwässern reduzierter und nicht oxidierter Schwefel vorliegt. Für das Na-Cl-Referenzwasser wurde das in den oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern tiefste gemessene Redoxpotential (p ϵ = -5.33) angenommen, das konsistent mit gelöstem Sulfid ist. Die bei Sulfidstabilität aus gemessenen Redoxpaaren berechneten p ϵ -Werte liegen zwischen -3.0 und -4.0 und lassen für die in situ Bedingungen etwas weniger reduzierende Verhältnisse vermuten. Dass die Bedingungen im Wirtgesteinsbereich aber reduzierend sind, zeigt die dort dominierende Gasphase Methan an.

Die Zusammensetzung des modellierten Formationswassers ist sehr ähnlich der Zusammensetzung des beprobten Formationswassers SB1-VM-23b, korrigiert auf eine CI⁻Konzentration von 0.2 molal (ca. 7090 mg/l). Das modellierte Na-CI-Referenzwasser ist konsistent mit Systemeigenschaften, die nicht in die Modellierung eingingen (z.B. Dolomit-Sättigung) und mit der korrigierten Zusammensetzung des beprobten Na-CI-Grundwassers mit dem tiefsten pH-Wert, bei dem ein Verlust an gelösten Ionen durch Ausfällung am wenigstens wahrscheinlich ist.

6.3.10 Regionale Analogien

Grundwässer der generellen Na-HCO₃- und Na-Cl-Typen, wie sie in den Sondierbohrungen am Wellenberg angetroffen wurden, sind auch ausserhalb dieses Gebiets in Grundwassersystemen mesozoischer Sedimente der helvetischen Decken verbreitet (Fig. 6.3-14). Tabelle 6.3-3 gibt eine Übersicht über diese verschiedenen Vorkommen mit ihren Originalreferenzen. Eine ausführliche Beschreibung dieser Vorkommen findet sich in SCHMASSMANN & SCHNEEMANN (1994).

Wasser-Typ	Lokalität	Entnahme	Geologie	Referenz
Na-HCO₃	Dallenwil	Stollen	Palfris-Formation u. Vitznau-Mergel	SCHMASSMANN & SCHNEEMANN (1994)
	Oberbauenstock	Quellen, Bohrungen	Palfris-Formation u. Vitznau-Mergel	SCHNEIDER & KAPPELER (1984), SCHOLTIS (1988)
	Rotzloch	Quelle		MEYER-AHRENS (1867)
	Schimberg-Bad	Quelle	Palfris-Formation u. Vitznau-Mergel	BIERI (1982)
	Sachseln	Stollen	Amdener Mergel, Globigerinenmergel	SCHMASSMANN & SCHNEEMANN (1994)
	Rawil	Stollen	Aalénien, Dogger, Malm	SCHMASSMANN & SCHNEEMANN (1994)
Na-Cl	Oberbauenstock	Bohrungen, Seelis- bergtunnel	Palfris-Formation u. Vitznau-Mergel	SCHNEIDER & KAPPELER (1984), NAGRA (1988a)
	Sachseln	Stollen	Amdener Mergel, Globigerinenmergel	SCHMASSMANN & SCHNEEMANN (1994)

Tabelle 6.3-3: Bekannte Vorkommen	von Na-HCO3-	und Na-CI-Grundwässern	in den
helvetischen Decken			

Na-HCO₃-Grundwässer treten in einigen dieser Regionen schon wenige Dekameter unterhalb der Oberfläche auf. Die stabilen Isotope von Wasser dieser regionalen Na-HCO₃-Grundwässer fallen mit denjenigen der oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer vom Wellenberg zusammen (Fig. 6.3-15). Auch diese Na-HCO₃-Grundwässer sind unter heutigen klimatischen Bedingungen infiltriert und ihre mittlere Verweilzeit im Untergrund beträgt entsprechend den limititert vorhandenen Daten von mehr als 10 bis mehr als 100 Jahre. Für die meisten dieser Grundwässer weisen die vorhandenen Isotopendaten und die chemische Beschaffenheit auf eine Mischung zwischen einem jungen (< 40-jährigen) und einem sehr alten Grundwasser hin.



Figur 6.3-14: Geographische Verbreitung bekannter Na-HCO₃- und Na-Cl-Grundwässer in den helvetischen Decken



Figur 6.3-15: Beziehung zwischen δ^2 H und δ^{18} O in Tiefengrundwässern der helvetischen Decken ausserhalb des Standortgebiets Wellenberg

Na-CI-Grundwässer wurden am Oberbauenstock und im Pilotstollen von Sachseln schon in weniger als hundert Meter Tiefe unter der Oberfläche angetroffen. Alle diese salinen Grundwässer sind an ¹⁸O angereichert und ihre δ^2 H- und δ^{18} O-Werte liegen rechts der GMWL, praktisch auf derselben Geraden wie die Na-CI-Grundwässer und die tiefen Porenwässer vom Wellenberg (Fig. 6.3-15). Sowohl am Oberbauenstock als auch in Sachseln ist zudem dieselbe hydrochemische Zonierung von oberflächennahen Na-HCO₃- zu tiefen Na-CI-Grundwässern zu beobachten.

Diese regionalen Vorkommen von Na-HCO₃- und Na-Cl-Typ Grundwässern zeigen deutlich, dass die am Wellenberg vorhandene hydrochemische Zonierung kein Einzelfall ist und dass in vergleichbaren Lithologien Na-Cl-Typ Grundwässer mit ähnlicher Isotopen-Signatur schon in einer Tiefe von weniger als 100 m unter der Oberfläche auftreten können.

6.4 Chemie und Isotopenzusammensetzung der natürlichen Gase

Gase treten im Untergrund des Wellenberg-Gebietes unter in situ Bedingungen in verschiedenen Formen auf. Zu unterscheiden sind:

- im Wasser gelöstes Gas,
- frei ausströmendes Gas (frei austretendes Formationsgas),
- an den oberflächennahen Gesteinen absorbiertes Gas,
- Bodenluft,
- in den Mineralien des Gesteins eingeschlossene Gase (Fluideinschlüsse, "Gesteinsgase").

Frei ausströmendes Formationsgas wurde einzig in der Sondierbohrung SB1 aus dem Parautochthon (1550 - 1670 m ab OKT, Test SB1-MF-3) angetroffen, dort aber in recht grossen Mengen (total ca. 19'000 m³; BLASER 1993b).

Mit den Untersuchungen an Gasen vom Wellenberg sollte deren in situ Zusammensetzung, Herkunft und Entwicklung sowie die Frage nach den Gastransportmechanismen (advektiv/diffusiv) abgeklärt werden. Gehaltsbestimmungen und Isotopenzusammensetzung von Gasen leisten einen Beitrag zum Verständnis der:

- Bildungsbedingungen von Gasen und Grundwässern
- Oxidations- und Reduktionsprozesse
- Verweilzeit der Grundwässer

Weiter lassen sich mit Hilfe einer systematischen Aufnahme der Bodengase eventuell vorhandene Kontakte zu tiefgreifenden, gasführenden Störungssystemen im Untergrund kartieren.

Die Untersuchungen an den beprobten Gasen zeigen, dass im Einzugsbereich der Ca-HCO₃-Grundwässer der Hauptanteil der Gase aus der Atmosphäre stammt. In den

oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern verlieren mit zunehmender Tiefe die atmosphärischen Einflüsse an Bedeutung. Methan bildet hier die Hauptkomponente und alle Evidenzen deuten auf eine in situ Bildung der Gase hin. Die Gasisotope der Kohlenwasserstoffe lassen auf eine thermische in situ Produktion der Methan-reichen Gase schliessen. Die He-Gehalte in den Porenwässern der Sondierbohrung SB4a/s können ebenfalls durch in situ Produktion erklärt werden. Es besteht eine positive Korrelation zwischen dem Gasgehalt und der Verweilzeit eines Grundwassers im Untergrund. Während in den oberflächennahen Zonen (entsprechend den Gasproben bis ca. 200 m unterhalb der Oberfläche) ein advektiver Abtransport von Gas angezeigt wird, findet in grösseren Tiefen der Gastransport vorwiegend diffusiv statt. Ein Zuströmen von Gas aus grösseren Tiefen wird zwar aufgrund der Übereinstimmung der Gasgehalte und Gasisotope der gelösten Gase mit denen der Fluideinschlüsse in Mineralien nicht angenommen, kann aber auch nicht vollständig ausgeschlossen werden.

6.4.1 Datenbasis und Methodologie

Die Gase in Wasserproben und aus Bohrlochgastests wurden mit verschiedenen Beprobungsarten (Fig. A3.7.1) entnommen und gaschromatographisch und massenspektrometrisch analysiert (EICHINGER 1994). Bodengasproben und am Boden und Gestein absorbierte Gase wurden über mehrere Jahre in verschiedenen Probenkampagnen untersucht (ERNST et al. 1988, GEMAG & ENMOTEC 1990, BLASER 1993a, b; s. Anhang A1.3). Edelgase wurden in Porenwässern (Vakuum-Destillations-Methode) und in Gesteinen massenspektrometrisch analysiert (LIPPMANN et al. 1997). Die in Fluideinschlüssen vorhandenen Gase wurden mittels Zermahlen der Gesteine in einem abgeschlossenen System und Ausspülen mit Trägergas extrahiert und gaschromatographisch und massenspektrometrisch analysiert (MAZUREK et al. 1994, BALLENTINE et al. 1994). Ergänzende Untersuchungen am Gas in Fluideinschlüssen wurden mit konventionellen Fluideinschluss-Untersuchungen am Mineralpräparat (DIAMOND & MARSHALL 1994, MULLIS 1996) durchgeführt. Mit Hilfe von Wärme-induziertem Aufsprengen der Einschlüsse in einem geschlossenen System wurde zudem der Gasinhalt der Fluideinschlüsse massenspektrometrisch analysiert (SHEPHERD 1996, SHARP 1995). Die im Wellenberg-Gebiet erhobenen Gasdaten wurden mit denjenigen des Oberbauenstocks (GAUTSCHI et al. 1990) verglichen.

Die untersuchten verschiedenen Gasarten sind in Tabelle 6.4-1 zusammengefasst; die Analysendaten der Gase aus den Sondierbohrungen sind in den Beilagen A3.7-9, 10 und 11 wiedergegeben.

6.4.1.1 Überprüfung der Qualität von Gasproben

Um eine qualitativ gute Gasprobe zu erhalten, müssen sehr hohe Anforderungen an die Probennahme gestellt werden. Zur Überprüfung der Qualität einer Gasprobe auf Artefakte der Probennahme, wie z.B. Entgasung oder Kontamination durch Gase der Atmosphäre, werden verschiedene Kriterien angewandt. Über eine eventuelle Kontamination der Gasprobe mit den in der Luft vorhandenen Gasen können bei der Bestimmung von gelösten Gasen im Grundwasser z.B. die Gehalte von Sauerstoff, Stickstoff

und Argon Auskunft geben. So wird im Grundwasserbereich der gelöste Sauerstoff durch Wechselwirkungen mit dem Gestein (Oxidationsprozesse) und mikrobielle Prozesse meist gänzlich aufgezehrt. Bei einer "Luftkorrektur" für eine Gasprobe aus tiefen Lagen wird davon ausgegangen, dass der gemessene O₂-Gehalt durch Kontamination aus der Atmosphäre stammt und Stickstoff und Argon im Verhältnis der Atmosphäre eingetragen wurden.

Herkunft	Analysierte Gase	Entnahmestellen
Bodengas	H ₂ , O ₂ , N ₂ , CO ₂ , He, Kohlenwasserstoffe, Rn	Boden
Gase im Grundwasser	H ₂ ,O ₂ , N ₂ , CO ₂ , Kohlenwasserstoffe, Edelgase	Quellen, Sondierbohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s, SB6
frei austretendes Formationsgas	H ₂ ,O ₂ , N ₂ , CO ₂ , Kohlenwasserstoffe	Sondierbohrung SB1
Gase in extrahierten Poren- wässern und Gesteinen	Edelgase	Sondierbohrung SB4a/s
Gase in den Fluidein- schlüssen von Mineralien	CO ₂ , Kohlenwasserstoffe, Edelgase	Sondierbohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/s

Tabelle 6.4-1: Zusammenstellung der verschiedenen untersuchten Gasarten

Eine Kontamination eines aus der Tiefe beprobten, gelösten Gases mit atmosphärischer Luft hat auch eine Veränderung der Redoxverhältnisse des Grundwassers zur Folge. Anhand des Vergleichs von berechneten Redoxpotentialen (Eh) zwischen im Wasser gelösten Ionen und gelösten Gasen (z.B. HCO₃⁻/CH₄, N₂/NH₄⁺, SO₄²⁻/HS⁻) und den gemessenen Eh-Werten (z.B. aus Langzeitbeobachtungen) kann eine solche Kontamination ebenfalls festgestellt und nötigenfalls korrigiert werden.

6.4.1.2 Geochemische Kartierung von Störungszonen mit Bodengasmessungen

In den Jahren 1988 bis 1990 wurden im Untersuchungsgebiet Wellenberg insgesamt drei Bodengasmesskampagnen durchgeführt. Mit diesen Untersuchungen sollte abgeklärt werden, ob mit der Bodengasmethode im Bereich des schlecht aufgeschlossenen Wirtgesteins über der Endlagerzone eine geochemische Kartierung von Störungszonen oder stratigraphischen Grenzen möglich ist.

Während dieser Bodengaskampagnen wurden die Gehalte von Methan, höheren Kohlenwasserstoffgasen, Wasserstoff, Helium und Radon bestimmt. Ausserdem erfolgten Radon- und Heliummessungen sowie Isotopenuntersuchungen an Quellwässern, Bodengasen und sorbierten Gasen. Eine nähere Beschreibung befindet sich im Anhang (A1.3). Eine zusammenfassende Bewertung dieser Bodengaskampagnen ergab, dass eine eindeutige Kartierung von Störungszonen anhand der gewählten Messauslagen und aufgrund des komplizierten quartärgeologischen und strukturellen Aufbaus des Untersuchungsgebietes nicht möglich ist (BLASER 1990, 1993a).

6.4.1.3 Rückschlüsse auf Herkunft und Bildungsbedingungen der Gase

Die Zusammensetzung eines Gases und dessen verschiedene Isotopenverhältnisse sind charakteristisch für die Herkunft und Bildungsbedingungen des Gases. Der grösste Anteil von im Grundwasser gelöstem Stickstoff und Argon stammt in den meisten Grundwasservorkommen aus der Atmosphäre. Die Herkunft von N₂ kann anhand des N₂/Ar-Verhältnisses im Wasser ermittelt werden. Wässer im Gasgleichgewicht mit der Atmosphäre besitzen ein N₂/Ar-Verhältnis von etwa 37, bei extremer Luftübersättigung kann dieses Verhältnis bis zu 65 reichen. Höhere Werte weisen auf eine Herkunft von N₂ aus der Zersetzung von organischem Material bei höheren Temperaturen während der alpinen Gebirgsbildung hin.

In den tiefen Grundwässern am Wellenberg und im frei ausströmenden Gas stellt Methan den Hauptbestandteil der Gase dar. In Sedimentgesteinen entstehen Kohlenwasserstoff-reiche Gase bei der Zersetzung von organischem Material unter anaeroben Bedingungen. Je nach Art des Ausgangsmaterials und dessen Zersetzungszustand werden drei Typen von Kerogen (organisches Ausgangsmaterial für die Erdölund Erdgasbildung) unterschieden: Kerogen Typ I (v.a. mariner Ursprung) weist hohe H/C- und tiefe O/C-Atomverhältnisse auf und ist vorwiegend aus aliphatischen Ketten aufgebaut, der Kerogen Typ II (mariner Ursprung) hat mittlere H/C- und O/C-Atomverhältnisse und ist vorwiegend aus Estern, polyaromatischen Stoffen, Ketonen und Carboxyl-Gruppen zusammengesetzt. Kerogen Typ III (v.a. terrestrischer Ursprung) hat tiefe H/C- und hohe O/C-Atomverhältnisse und ist vorwiegend aus polyaromatischen Stoffen, Ketonen und Carboxyl-Gruppen, aber ohne Ester aufgebaut (TISSOT & WELTE 1978). Gase werden entweder bakteriell oder thermokatalytisch aus Kerogenen gebildet. Die Zusammensetzung und die Isotopenverhältnisse dieser Gase sind einerseits vom Kerogentyp und andererseits von der Bildungsart (bakteriell vs. thermisch) abhängig und geben somit Hinweise auf die Bildungsbedingungen (WHITICAR et al. 1986). Die Unterscheidung zwischen bakteriell oder thermokatalytisch gebildetem Gas erfolgt auf Grund des Konzentrationsverhältnisses zwischen Methan ($CH_4 = C_1$) und der Summe von Ethan ($C_2H_6 = C_2$) und Propan ($C_3H_8 = C_3$), dem $C_1 / (C_2 + C_3)$ -Verhältnis, und den δ^{13} C- und δ^{2} H-Wertepaaren dieser drei Gaskomponenten (FABER 1987, siehe Kap. 6.4.2).

6.4.1.4 Altersabschätzungen von Grundwässern mit Hilfe von Edelgasen (He und Ar)

Die Konzentrationen und die Isotopenzusammensetzung der Edelgase lassen sich in günstigen Fällen für die Datierung von Grundwässern verwenden (ANDREWS 1989, PEARSON et al. 1991, OSENBRÜCK 1996). Die Bestimmung der Verweilzeit von Grundwässern mit Helium (He) und Argon (Ar) bietet sich besonders für sehr alte Grundwassersysteme an, bei denen die in Kapitel 6.3.1.3 beschriebenen Methoden nicht mehr genügen. Im Falle der Untersuchungen am Wellenberg betrifft das vor allem die in der Endlagerzone vorhandenen Na-CI-Grundwässer. Die Untersuchungen von Edelgasen in Grundwasser und Gestein erlauben auch Aussagen, über die Art des Transportmechanismus (advektiv vs. diffusiv) und darüber, wie lange dieser im betrachteten System dominierte. Die Isotopenverhältnisse von Edelgasen geben zusätzlich Auskunft über den Herkunftsort von Edelgasen und lassen somit grossräumige Gasmigrationen feststellen (vgl. a. Kap. 6.4.2.1).

Die in Mineralien enthaltenen natürlichen radioaktiven Uran-, Thorium- und Kaliumatome produzieren in jedem Gestein mit konstanter Rate bestimmte Edelgasisotope. Diese Produktionsraten können berechnet werden. Die produzierten Edelgasisotope werden je nach den vorhandenen mineralogischen und hydraulischen Eigenschaften des Gesteins mehr oder weniger im Gestein zurückgehalten. Würde in einer Gesteinseinheit über einen gewissen Zeitraum ein Abtransport vollständig fehlen, so müsste die Summe der im Grundwasser und im Gestein gemessenen Edelgaskonzentrationen der Edelgasproduktion während dieses Zeitraums im Gestein (abzüglich der Anfangskonzentration) entsprechen. Die Zeitabhängigkeit der Edelgasakkumulation erlaubt mittels Berechnung einer Gesamtbilanz für die Edelgase Angaben über die Verweilzeit eines Grundwassers und ob die Edelgase nur diffusiv oder advektiv aus dem System transportiert wurden. Ein grosser Vorteil ist dabei, dass Edelgase als chemisch inerte Elemente nicht an Lösungs- oder Fällungsreaktionen teilnehmen.

Zur Bestimmung des Herkunftsgebietes des im Grundwasser gelösten Heliums, d.h. der geologischen Formation, in der das Helium produziert wurde, kann das ³He/⁴He-Verhältnis des gelösten Heliums verwendet werden. Das ³He/⁴He-Verhältnis ist abhängig von der Gesteinszusammensetzung, in der es erzeugt wurde. Stabiles ⁴He entsteht durch Alpha-Zerfall in den natürlichen Zerfallsreihen von ²³⁸U, ²³⁵U und ²³²Th. Durch Bestimmung der Uran- und Thoriumgehalte der Gesteine kann die Produktionsrate einfach berechnet werden. Etwas schwieriger ist die Berechnung der Produktionsrate des stabilen ³He-Isotops, weil dessen Produktion durch Wechselwirkung von Neutronen mit im Gestein vorhandenem ⁶Li erfolgt. Neben dem Li-Gehalt müssen auch praktisch alle anderen Elementkonzentrationen im Gestein bekannt sein, um daraus den thermischen Neutronenfluss berechnen zu können. Stabiles ⁴⁰Ar entsteht beim Zerfall des radioaktiven ⁴⁰K-Isotops in Gesteinen. Die Produktionsrate ist leicht zu errechnen, wenn der K-Gehalt des Gesteins bekannt ist.

Weniger einfach zu beantworten ist die Frage, wieviel von den produzierten Edelgasatomen ins Poren- bzw. Grundwasser transferiert werden. Dazu müssen Edelgasmessungen auch an Gesteinen durchgeführt werden. Im allgemeinen wird Helium zum grössten Teil aus der Gesteinsmatrix ins wassergefüllte Porenvolumen transferiert, während ⁴⁰Ar sehr viel besser zurückgehalten wird. Letztere Tatsache ist bekanntlich Voraussetzung für die Altersbestimmung von Gesteinen mittels der K/Ar-Datierungsmethode.

6.4.2 Zusammensetzung der Gase

6.4.2.1 Gasproben aus den Sondierbohrungen

Die mit verschiedenen Beprobungsarten aus den Sondierbohrungen entnommenen Gasproben (vgl. Fig. A3.7-1) wurden auf deren Gaszusammensetzung bezüglich H₂, He, N₂, O₂, Ar, CO₂, CH₄, C₂H₆, C₃H₈ und C₄H₁₀ untersucht (Beilage A 3.7-11). An einzelnen Gasproben aus den Sondierbohrungen SB1, SB4, SB6 und SB2 wurden zusätzlich Edelgas-Isotopenverhältnisse bestimmt (Beilagen A3.7-3a und A3.7-12). Die Isotopengehalte von Deuterium (δ^2 H) wurden an Methan bestimmt, diejenigen von Kohlenstoff-13 (δ^{13} C) an Methan, Ethan, Propan und Kohlenstoffdioxid. Die Isotopengehalte der Edelgase Helium (³He, ⁴He) und Argon (³⁶Ar, ⁴⁰Ar) wurden hauptsächlich

an den in Fluideinschlüssen in Mineralien enthaltenen Gasen ("Gesteinsgase") und dem extrahierten Porenwasser untersucht (Kap. 6.4.2.2).

Die untersuchten Gasproben sind zum Teil nur eingeschränkt miteinander vergleichbar, da nur an wenigen Wasserproben das gesamte unter den Bedingungen im Untergrund gelöste Gas (= total gelöstes Gas) zur Analyse gelangte. Der Grund dafür liegt in einer Teilentgasung des Wassers, verursacht durch Druckentlastung bei der Beprobung durch Abpumpen. Die Zusammensetzung der Gase am Bohrlochkopf hängt dann von der Kinetik der Entgasung und der Löslichkeit der einzelnen Gase ab. So sind z.B. Methan und Argon in Wasser deutlich besser löslich als Stickstoff, der zudem noch leichter ist. Bei einer Entgasung wird demzufolge mehr N₂ als CH₄ oder Ar entweichen, und das N₂/Ar-Verhältnis wird gegenüber dem tatsächlich im Untergrund vorliegenden Konzentrations-Verhältnis deutlich erniedrigt. Zur Vermeidung solcher Entgasungprozesse wurden aus einigen Teststrecken "down-hole"-Proben entnommen oder durch Reduzierung des Auslaufs ein genügend großer Druck aufgebaut, um ein Entgasen weitgehend zu verhindern (z.B. Grundwasserentnahme aus der SB2, Typ IX, Fig. 6.3-1).

Chemische Zusammensetzung der Gase

In den Ca-HCO₃-Grundwässern von Quellen und der Bodenluft bildet N₂ das dominierende Gas und kommt in ähnlichen Relativgehalten vor, wie sie in atmosphärischer Luft vorliegen (Beilagen A3.7-9). Sauerstoff, der in den Ca-HCO₃-Grundwässern von Quellen und der Bodenluft noch reichlich vorhanden ist, nimmt mit zunehmender Tiefe deutlich ab. So ist im Kieselkalk-Grundwasser (Typ VIII, Fig. 6.3-1) der SB2 aus einer Tiefe von 112.6 m ab OKT kein O₂ mehr nachweisbar. Messbare O₂-Gehalte in Gas- und Wasserproben aus grösseren Tiefen sind auf Kontamination zurückzuführen. Bei der Berechnung der mittleren Gaszusammensetzung wurden nur Proben mit keiner oder nur geringer, am O₂-Gehalt erkennbaren Luftkontamination berücksichtigt.

Mit zunehmender Tiefe steigen sowohl die Relativgehalte als auch die Absolutgehalte der CH₄-Konzentration in den total gelösten Gasen auf im Mittel 97 Vol.-% bzw. 1130 cm³ STP/kg_{H20}. Besonders deutlich ist dies in den Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s zu erkennen. In Figur 6.4-1 sind die Relativgehalte von N₂ und CH₄ für diese beiden Bohrungen gemeinsam dargestellt. Bis zum Testbereich SB4a/v-VM-3 in einer Tiefe von rund 280 m ab OKT steigen die CH₄-Relativgehalte von 0.1 Vol.-% (SB4a/v-RM-1) auf 91 - 95 Vol.-%. Unterhalb dieses Testintervalls liegen die CH₄-Gehalte bei \geq 99 Vol.-%.

Löslichkeitsberechnungen von Methan in der Palfris-Formation und dem Äquivalent der Wissberg-Scholle zeigen, dass unter heutigen Bedingungen in allen Grundwasserprobenintervallen, in denen alle dazu benötigten Daten vorhanden sind, das gesamte Methan in Lösung ist und in diesen Proben keine freie Gasphase existiert. Entsprechend der Packertests zur Gasführung ist jedoch in lokalen Zonen ein geringer Anteil (< 9 Vol.-%) einer freien Gasphase nicht auszuschliessen (vgl. Kap. 7.2.2.2). Für das frei ausströmende Formationsgas aus dem Parautochthon der SB1 (Test MF-3) fehlen die dazu benötigten Angaben.

Ähnlich hohe relative CH₄-Konzentration wie in den Wasser- und Gasproben aus der Palfris-Formation und dem Tros-Kalk (SB1,Typ VII, Fig. 6.3-1;Test TQ-1) finden sich
mit im Mittel 95.5 Vol.-% in den gasreichen Fluideinschlüssen (MAZUREK et al. 1994; nur unkontaminierte Proben berücksichtigt).

Neben den vorherrschenden Gehalten von N₂ und O₂ in den oberflächennahen Wasser- und Gasproben und CH₄ in den tiefer entnommenen Proben sind die übrigen Gase in allen Gasproben nur im Spurenbereich nachweisbar. Die höheren Kohlenwasserstoffe Ethan, Propan und Butan liegen in den CH₄-dominierten tiefen Grundwässern und Gasen in Konzentrationen von weit unter 1 Vol.-% vor.



Figur 6.4-1: Tiefenverteilung der relativen Gasgehalte von CH₄ und N₂ von Wasser und Gasproben aus den Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s

Isotopengehalte der Gase

Die Zusammensetzung der stabilen Isotope des Kohlenstoffs (C) und des Wasserstoffs (H) in den Kohlenwasserstoffen geben Hinweise auf deren Bildungsbedingungen. Die weitaus meisten Gasproben aus dem Wellenberg-Gebiet weisen ein sehr hohes $C_1 / (C_2 + C_3)$ -Verhältnis auf. Zusammen mit den relativ schweren Isotopenzusammensetzungen von CH₄ weist dies auf eine Bildung bei Temperaturen über denjenigen des Ölfensters hin (Fig. 6.4-2). Einzig vereinzelte "Gesteinsgas"-Proben von Aderfüllungen weisen $C_1 / (C_2 + C_3)$ -Verhältnisse mit entsprechenden Isotopenzusammensetzungen



Figur 6.4-2: a) Beziehung zwischen der Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung von Methan und dem Verhältnis Methan / (Ethan + Propan) für die verschiedenen beprobten Gastypen.

 b) Beziehung zwischen der Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung von Methan und dem Deuterium von Methan f
ür die verschiedenen bepropten Gastypen auf, wie sie im Ölfenster (ca. 50 - 150 °C) vorherrschen, insbesondere auch die Proben aus dem Oberbauenstock (Fig. 6.4-2). Dies ist in Übereinstimmung mit den Untersuchungen an einzelnen Fluideinschlüssen von Wellenberggesteinen, die zeigen, dass in den ersten Ader-Calcit-Populationen vereinzelt noch höhere Kohlenwasserstoffe bewahrt blieben (MULLIS 1996). Tiefe C₁/ (C₂ + C₃)-Verhältnisse können aber auch durch eine Fraktionierung während der natürlichen Gasmigration oder als Artefakt der Beprobung entstehen, wo die leichten Gase gegenüber den schweren Gasen bevorzugt entweichen (Gaschromatographie). Dies dürfte insbesondere für die tiefen C₁/ (C₂ + C₃)-Verhältnisse in den Gasen vom Oberbauenstock zutreffen (GAUTSCHI et al. 1990).

Die δ^{13} C-Werte von CH₄, C₂H₆ und C₃H₈ und die δ^{2} H-Werte von CH₄ unterscheiden sich in den verschiedenen Probenarten nicht oder nur wenig voneinander. Im Mittel sind die Kohlenwasserstoffe der verschiedenen Probenarten nach ihrer Isotopen-Signatur als gleich anzusehen (Beilage A3.7-10). So ist Methan der Bodenluft oder der "Gesteinsgase" aufgrund seiner Isotopen-Signatur nicht von dem Methan zu unterscheiden, das aus den durch die Sondierbohrungen erschlossenen Bereichen austritt.

Die Übereinstimmung der Isotopenzusammensetzung von CH₄, dem Isotopenverhältnis von ²⁰Ne/³⁶Ar sowie die vergleichbaren Gehalte an in situ produziertem ⁴⁰Ar (⁴⁰Ar_{rad}) in dem frei ausströmenden Formationsgas SB1 (Test MF-3) und dem Gas in den Fluideinschlüssen von Calcit und Quarz lassen auf eine gemeinsame Herkunft dieser Gase und auf eine in situ Bildung während der Neoalpinen Metamorphose schliessen (BALLENTINE et al. 1994). Dies ist in Übereinstimmung mit den am Oberbauenstock gewonnenen Erkenntnissen (GAUTSCHI et al. 1990). Am Wellenberg weisen die Edelgas-Isotope dabei für das frei ausströmende Formationsgas auf einen maximalen Anteil von 0.8 % aus der Entgasung eines mit der Atmosphäre im Gleichgewicht stehenden Grundwassers auf.

In den Sondierbohrungen SB2 und SB4 – nicht aber in der Bohrung SB1 – deutet sich mit zunehmender Bohrtiefe eine ¹³C-Anreicherung im Methan an (MAZUREK et al. 1994). Die ¹³C-Anreicherung liegt bei etwa 10 ‰ im gesamten Intervall von 1600 m, d.h., einer Zunahme von 6 ‰/km. In der Bohrung SB2 zeigen auch die relativen Konzentrationen von Ethan und Propan einen ähnlichen Trend wie die δ^{13} C-Werte von Methan und steigen mit zunehmender Tiefe an. Dieser vorwiegend in der Sondierbohrung SB2 angedeutete Trend kann durch in situ Bildung des Methans während der Neoalpinen Metamorphose erklärt werden, wobei die Zunahme der δ^{13} C-Werte mit zunehmender Tiefe auf den neoalpinen Thermogradienten zurückzuführen wäre. Derselbe Trend könnte auch durch eine Mischung von zwei Gasreservoiren mit unterschiedlicher Gasgenese generiert werden. Mit den vorliegenden Daten kann keine dieser Hypothesen ausgeschlossen werden.

6.4.2.2 Edelgase (He, Ar) aus Gesteinen und Porenwässern

Die Produktion von He und Ar ist eine Funktion des Gesteinschemismus und der Zeit. Dabei weist jedes Gestein eine spezifische Produktionsrate für He und Ar auf (ausgedrückt als cm³ STP Edelgas pro cm³ Gestein und pro Jahr; STP = standard temperature-pressure). In oberflächennahen Grundwässern im Kontakt mit der freien Atmosphäre stellt sich entsprechend der Löslichkeit der Edelgase bei den jeweiligen Druck- und Temperaturbedingungen eine Gleichgewichtskonzentration ein. In grösseren Tiefen akkumulieren sich He und Ar im Gestein, in Fluideinschlüssen von Mineralien, im Porenwasser oder, falls vorhanden, in der freien Gasphase. In Gesteinsproben aus den Sondierbohrungen SB1 und SB4a/s wurden diese Edelgasreservoire mit verschiedenen, sich ergänzenden Methoden erfasst (BALLENTINE et al. 1994, LIPP-MANN et al. 1997). Eine ausführliche Beschreibung der Untersuchungen von Edelgasen aus Gesteinen und Porenwässern sowie die Herleitung der verwendeten Modelle zur Abschätzung der Verweilzeit der Porenwässer befindet sich im Anhang A9.

Die Gesteinsanalysen von Edelgasen (d.h. Gestein ohne Wasser/Gas aus dem Porenraum) in der Sondierbohrung SB4a/s zeigen weder für ⁴He, ³He/⁴He noch für ⁴⁰Ar/³⁶Ar eine Tiefenabhängigkeit (Tab. A9.1). Die aus den Produktionsraten und den im Gestein gemessenen He- resp. Ar-Konzentrationen berechneten Produktionszeiten zeigen, dass seit der Sedimentation der Gesteine 94 - 99 % ihres produzierten He verloren gingen, während das Ar zurückgehalten wurde. Die ⁴⁰Ar/³⁶Ar-Verhältnisse der untersuchten Gesteinsproben liegen mit Werten zwischen 740 - 1621 weit über demjenigen der Atmosphäre (295.5) und demjenigen der Flüssigkeitseinschlüssen in Ader-Calcit (⁴⁰Ar/³⁶Ar = 423 - 526). Alle tertiären Gesteinsproben und zwei Proben aus der Palfris-Formation weisen im Gestein mehr ⁴⁰Ar auf, als mit der Produktionsrate seit der Sedimentation dieser Gesteine berechnet werden kann. Dies kann nur durch einen relativ grossen Anteil detritischer Mineralien im Gestein erklärt werden, welche seit ihrer Bildung praktisch kein Ar verloren haben, und durch den Umstand, dass während der Neoalpinen Überprägung die Temperatur, bei der diese Mineralien ihr Ar verlieren, nicht überschritten wurde. Ar wird also im Gegensatz zu He in den Gesteinen vom Wellenberg zurückgehalten.

Die im Gestein gemessenen ³He/⁴He-Verhältnisse liegen innerhalb des mit dem thermischen Neutronenfluss berechneten Verhältnisbereichs der Gesteine, so dass eine externe Quelle für das vorhandene Helium nicht benötigt wird (aber auch nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden kann). Letzteres ist in Übereinstimmung mit den aus den Gasuntersuchungen gewonnenen Erkenntnissen (vgl. Kap. 6.4.2.1)

Die ⁴He-Konzentrationen im extrahierten Porenwasser aus Gesteinsproben der Sondierbohrung SB4a/s nehmen von Werten um $1.4 \cdot 10^{-5}$ cm³ STP He pro g H₂O oberhalb etwa 350 m ab OKT auf Werte um $1.2 \cdot 10^{-4}$ cm³ STP He pro g H₂O unterhalb dieser Tiefe tendenziell zu (Fig. A9-1). Unter der Annahme eines He-freien Ausgangsporenwassers und fehlendem Abtransport ergäbe sich für die gemessenen He-Konzentrationen in den heutigen Porenwässern oberhalb 350 m ab OKT eine Produktionszeit von nur gerade 175'000 Jahren und für diejenigen unterhalb 350 m eine solche von 2 Millionen Jahren. Dass sich über längere geologische Zeiträume (d.h. z.B. seit der Neoalpinen Metamorphose) keine höheren Konzentrationen im heute beprobten Porenwasser aufgebaut haben, lässt sich nur durch einen entsprechend wirksamen Abtransportmechanismus (Diffusion oder Advektion) erklären.

Mit Hilfe von Modellrechnungen (vgl. Anhang A9) lässt sich nun zeigen, dass ein rein diffusiver Abtransport von He die heute im Porenwasser beobachteten He-Konzentrationen nicht erklären kann und ein gekoppelter diffusiv-advektiver Abtransport von He vorhanden sein muss. In einem solchen Modell migriert He diffusiv durch einen wenig durchlässigen Gesteinsblock bis zum nächstgelegenen wasserführenden System über die ein advektiver Abtransport von He stattfindet. Für die ersten 350 m unter der Oberfläche ergeben sich laut diesen Modellrechnungen für die gemessenen He-Konzentrationen im Porenwasser wenig durchlässige Gesteinsblockgrössen von ca. 30 - 90 m Durchmesser mit nur diffusivem He-Transport. Die benötigte Zeit ("Aufbauzeit"), um das in dieser Zone gemessene He-Profil im Porenwasser zu generieren, liegt in der Grössenordnung von 100'000 Jahren. Für den unteren Bereich (ab ca. 350 m ab OKT bis in die Endlagerzone) ergeben sich Blockgrössen von 90 - 270 m und "Aufbauzeiten" in der Grössenordnung von 1 Million Jahren. Falls die heute im Porenwasser gemessene Helium-Konzentration einem Gleichgewichtszustand im Rahmen dieses diffusiv-advektiven Blockmodells entspricht, dann braucht es ungefähr 2 - 3 dieser "Aufbauzeiten", um die gemessenen He-Konzentrationen zu erreichen. Damit wären die Verweilzeiten der Porenwässer um den Faktor 2 bis 3 länger.

Nicht ausschliessen lassen sich aufgrund der He-Daten allein hingegen irgendwelche episodischen Abtransporte von He aus den Porenwässern vom Wellenberg. In diesem Fall würden die heute gemessenen Helium-Konzentrationen nicht eine stationäre Situation repräsentieren.

Wie die Modellrechnungen zeigen, entsprechen diese "Aufbauzeiten" unter den getroffenen Annahmen den minimalen Verweilzeiten des Porenwassers in einem Gesteinsblock. Für den Bereich der Na-Cl-Grundwässer ergeben die Edelgasuntersuchungen also eine Verweilzeit von mindestens einer Million Jahre. Dies ist mit den bisherigen Analogiefolgerungen für die Verweilzeit dieser Grundwässer konsistent (vgl. Kap. 6.3.4 und 6.5.1).

Die mit dem Modell berechneten Blockgrössen liegen im Vergleich mit beobachteten Zuflusspunkten in den Bohrkernen in einer vernünftigen Grössenordnung (vgl. Blockmodell in Kap. 7.7.6.).

6.5 Genese der Grundwässer und natürlichen Gase

6.5.1 Genese der Grundwässer im Wirtgestein

Die hydrochemischen Untersuchungen in den Sondierbohrungen am Wellenberg ergaben in den Wirtgesteinen eine hydrochemische Zonierung von Ca-HCO₃-Typ Grundwässern an der Oberfläche über Na-HCO₃-Typ Grundwässer zu Na-Cl-Typ Grundwässern im Bereich eines potentiellen Endlagers. Zwischen diesen einzelnen Grundwassertypen bestehen kontinuierliche Übergänge. Während die Grundwässer vom Na-Cl-Typ auf den Bereich des Wirtgesteins beschränkt zu sein scheinen, wurden Grundwässer vom Ca-HCO₃- und Na-HCO₃-Typ und Übergänge zu diesen auch in anderen geologischen Umgebungen angetroffen. Die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer und ihre Übergangstypen (Na-HCO₃-Cl-Grundwässer) der Wirtgesteinsformationen unterscheiden sich aber hydrochemisch deutlich von den Grundwässern gleichen chemischen Typs in anderer geologischer Umgebung und weisen auf eine eigenständige Entwicklung dieser Grundwässer im Bereich der Wirtgesteine hin (vgl. Kap. 6.3.3 -6.3.6).

Na-Cl-Grundwässer

Entsprechend dem heutigen Stand der Kenntnisse handelt es sich bei den beprobten Na-CI-Grundwässern um das neoalpine (metamorphe) Fluid, das ursprüngliches Meerwasser darstellt. Während der Neoalpinen Metamorphose wurde dieses Formationswasser durch Wasser-Gestein-Wechselwirkungen und eventuell durch Beimischung von meteorischem Wasser modifiziert. Isotopendaten und chemische Zusammensetzung weisen konsistent darauf hin, dass die beprobten Na-CI-Grundwässer seit der Neoalpinen Metamorphose im Wirtgesteinsbereich verweilten, d.h. mindestens 10 Millionen Jahre alt sind (vgl. Kap. 4.3).

Eine Abschätzung der Verweilzeit der Na-Cl-Grundwässer lässt sich indirekt über die Wasser-Gestein-Wechselwirkungen machen, die in den Wirtgesteinen seit ihrer Sedimentation stattfanden. Die zuverlässigsten Informationen liefern dazu die Isotopenzusammensetzungen des in den Wirtgesteinen vorhandenen Formationswassers der jeweiligen Entwicklungsstufen von der Sedimentation bis zur Neoalpinen Metamorphose. So ergeben die Untersuchungen an den Gesteinen des Wellenbergs, dass während der ganzen Neoalpinen Metamorphose das Wasser/Gestein-Verhältnis klein und die Zusammensetzung des Formationswassers vom Gestein gepuffert war, so dass sich die Isotopenzusammensetzung des metamorphen Formationswassers berechnen lässt.

Bei adiabatischer Abkühlung und unter Beibehaltung des Gleichgewichts mit der letzten Aderfüllung ergeben sich für das neoalpine Formationswasser δ^{18} O-Werte von -1 ‰ bis +1 ‰ (WABER 1994a). Die in den Sondierbohrungen heute beprobten Na-Cl-Grundwässer weisen gemessene δ^{18} O-Werte auf, die nach der Korrektur auf 0 % Bohrspülungs-Kontamination zwischen -1.4 ‰ und +2.7 ‰ betragen und somit im Bereich der Werte des berechneten neoalpinen Formationsfluids unter heutigen Bedingungen liegen.

Das Wasserstoff-Isotopenverhältnis für das metamorphe Formationswasser lässt sich aus dem in neoalpinen Mineralien eingeschlossenen Fluid ableiten. Während der Diagenese gebildete Fluideinschlüsse dekrepitierten während der Neoalpinen Metamorphose praktisch vollständig, und das heute eingeschlossene Fluid ist somit vorwiegend metamorphen Ursprungs (MULLIS 1996). In Fluideinschlüssen von Calcit wurden zwei Gruppen von Wasser mit verschiedener Isotopenzusammensetzung vorgefunden, welche die Entwicklungsstufen des metamorphen Fluids repräsentieren dürften (SHARP 1995): Die erste Gruppe weist δ^2 H-Werte zwischen -5 ‰ und +3 ‰ auf. Diese Werte sind nicht sehr verschieden von denen des während der Diagenese in Mineralien eingeschlossenen Meerwassers ($\delta^2 H = 0 \infty$). Die zweite Gruppe von in Calcit eingeschlossenem Wasser weist δ^2 H-Werte zwischen -30 ‰ und -15 ‰ auf und stellt entweder das metamorphe Wasser selbst oder eine Mischung des konnaten (ehemaliges Meerwasser) und des metamorphen Wassers dar. Die Erniedrigung der δ^2 H-Werte kann als Folge von Entwässerungsreaktionen von Tonmineralien durch die ansteigende Temperatur während der Neoalpinen Metamorphose interpretiert werden. Die heute beprobten Na-CI-Grundwässer weisen gemessene δ^2 H-Werte auf, die nach der Korrektur auf 0 % Bohrspülungs-Kontamination zwischen -30 ‰ bis -16 ‰ liegen und ebenfalls mit dem Bereich überlappen, der für das neoalpine Formationsfluid unter heutigen Bedingungen abgeleitet wurde.

Die Übereinstimmung der Werte der stabilen Wasserisotope von heute beprobten Na-CI-Grundwässern und hergeleitetem neoalpinem Formationswasser wird auch durch die δ^2 H- und δ^{18} O-Werte der extrahierten Porenwässer aus der sehr geringdurchlässigen Zone in der Sondierbohrung SB4a/s in Tiefen unterhalb 700 m (entspricht ca. 495 m Vertikaltiefe ab OKT) unterstützt, die ebenfalls in den gleichen Bereich fallen. Aufgrund all dieser Isotopendaten kann ein Einfluss von meteorischem Wasser in diesen Zonen seit der neoalpinen Metamorphose ausgeschlossen werden.

Die Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Wasserisotope zwischen dem neoalpinen Fluid (teilweise beprobt, teilweise hergeleitet), dem beprobten Na-Cl-Grundwasser und dem extrahierten Porenwasser deutet darauf hin, dass diese Wässer alle den gleichen Ursprung haben. Die beprobten Na-Cl-Grundwässer und Porenwässer sind metamorphen Alters und verweilen wahrscheinlich seit mehr als 10 Millionen Jahren im Wirtgesteinsbereich.

Konsistent mit dieser Hypothese ist auch die vergleichbare Salinität der beprobten Na-CI-Grundwässer auf der einen Seite und des in Mineralien eingeschlossenen neoalpinen Fluids auf der anderen Seite. Die beprobten Na-CI-Grundwässer weisen CI-Gehalte von ca. 0.2 molal (ca. 7090 mg/l) auf. Diese Gehalte entsprechen der Salinität von 0.29 - 0.52 molal, wie sie in den Fluideinschlüssen gemessen wurde (DIAMOND & MARSHALL 1994, MULLIS 1996). Die Erniedrigung der Salinität gegenüber derjenigen des Meerwassers (ca. 0.55 molal), das nach der Sedimentation das allererste Porenwasser in diesen Gesteinen darstellte, dürfte dabei durch die Entwässerungsreaktionen von Tonmineralien erfolgt sein, wie es von den Wasserstoffisotopen des neoalpinen Fluids in Fluideinschlüssen angezeigt wird.

Auch die aus dem Porenwasser gewonnenen He-Daten (vgl Kap. 6.4.2.2) unterstützen eine sehr lange Verweilzeit im Bereich von $x \cdot 10^6$ Jahren (x > 1), indem sie auf einen vorwiegend diffusiven Transport in den wenig permeablen Zonen im Wirtgesteinsbereich hinweisen, in dem die Na-Cl-Grundwässer auftreten.

Ca-HCO3- und oberflächennahe Na-HCO3-Grundwässer

Die geochemische Entwicklung der Grundwässer im Wirtgesteinsbereich lässt sich durch Wasser-Gestein-Wechselwirkungen und Grundwassermischung erklären, wobei in den Untergrund infiltrierender Niederschlag und die sehr alten Na-CI-Grundwässer die Endglieder bilden: In den Untergrund infiltrierender, Sauerstoff-haltiger Niederschlag führt zur Lösung von im Gestein vorhandenen Karbonaten (vor allem Calcit) und Sulfiden (vor allem Pyrit) und zur Bildung von Ca-HCO₃-Grundwässern. Diese Prozesse führen innerhalb weniger Jahre zu den in den beprobten Ca-HCO₃-Grundwässern beobachteten Mineralisationen (vgl. Kap. 6.3.2.2). Verweilt das Ca-HCO₃-Grundwasser weiter im Untergrund, wird es zunehmend mit Calcit und Pyrit einen Gleichgewichtzustand erreichen, und andere geochemische Prozesse bestimmen die weitere Entwicklung der chemischen Beschaffenheit des Grundwassers.

Der wichtigste dieser Prozesse ist der Kationenaustausch an Tonmineralien. Wie vorgehend gezeigt wurde, handelt es sich bei den Na-Cl-Grundwässern um Relikte des ehemaligen, neoalpinen Formationswassers, d.h. die Gesteine waren einmal vollständig mit einem Na-Cl-Typ Wasser gesättigt. In einem solchen Gestein sind die an den Oberflächen von Tonmineralien vorhandenen Absorptionsplätze vorwiegend mit Natrium belegt. Bei der Infiltration von Ca-HCO₃-Grundwasser in ein solches Gestein wird nun das an den Tonmineralien absorbierte Na⁺ durch das im Ca-HCO₃-Grundwasser gelöste Ca²⁺ ausgetauscht und im Gestein entwickelt sich eine Zone mit Na-HCO₃-Typ Grundwasser. Die Erniedrigung des Ca²⁺-Gehalts induziert eine erneute Lösung von Ca-haltigen Mineralien wie Calcit und Fluorit und führt somit zu einer Erhöhung der Mineralisation des Na-HCO₃-Grundwassers. Mit zunehmender Tiefe vermischt sich dieses Na-HCO₃-Grundwasser zusätzlich mit dem, ursprünglich das ganze Gestein auffüllenden, Na-CI-Formationswasser, und es kommt zur Ausbildung von Na-HCO₃-CI-Typ Grundwässern. Es entsteht also eine hydrochemische Zonierung, wie sie heute am Wellenberg beobachtet wird.

Die Verweilzeiten der Ca-HCO₃-Grundwässer vom Wellenberg zeigen an, dass die Prozesse, die vom Niederschlag zu einem Ca-HCO₃-Typ Grundwasser führen, im Bereich von einigen Jahren liegen (vgl. Kap. 6.3.2.2). Die oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässer sind unter klimatischen Bedingungen infiltriert, wie sie seit der letzten Eiszeit bis heute bestanden. Die durch Kationenaustausch bestimmten Prozesse finden also am Wellenberg seit mindestens der letzten Eiszeit statt, d.h. seit ca. 11'000 Jahren.

Mit Hilfe von geochemischen Modellrechnungen und unter Benutzung der definierten Referenzwässer (Fig. 6.5-1) kann nun die Entwicklung eines Wassers vom Na-CI-Typ in der Tiefe über einen Na-HCO₃-Typ in oberflächennahen Zonen zum Ca-HCO₃-Typ an der Oberfläche quantitativ nachvollzogen werden (PEARSON 1996a). Die Berechnungen mit einem einfachen Piston-Flow-Modell zeigen, dass für den Übergang eines Na-CI-Grundwassers in ein Wasser vom Na-HCO₃-Typ die Anzahl benötigter Porenvolumina allein durch die unterschiedlichen Konzentrationen von Cl⁻ im Ca-HCO₃-Wasser und im Na-CI-Grundwasser bestimmt wird. Die Berechnungen ergeben, dass für den Wechsel von einem Na-CI-Grundwasser in ein Na-HCO₃-Typ Grundwasser am Wellenberg nur gerade der Austausch eines einzigen Porenvolumens benötigt wird. Diese Anzahl ist unabhängig von der Porosität des Gesteins, da sich alles im System befindende Cl⁻ in der wässrigen Phase befindet und im Gestein kein mineralisches NaCl vorliegt (BLÄSI 1994).

Ist einmal eine Zone mit Na-HCO₃-Grundwasser generiert – wie es der heute vorliegenden Situation entspricht – so infiltriert oberflächennahes Ca-HCO₃-Grundwasser in Gestein, das mit Na-HCO₃-Grundwasser gesättigt ist. Da diese beiden Grundwasser-Typen praktisch identische CI⁻Konzentrationen haben, wird der Wechsel von Ca-HCO₃- zu Na-HCO₃-Typ Grundwasser nicht mehr durch die CI⁻Konzentration bestimmt, sondern von der Menge an austauschbarem Na⁺ im Gestein und dadurch auch von der Porosität des Gesteins. Je nach Modell werden für diesen Wechsel bei einer nominalen Porosität von 1 % zwischen 500 und 800 Porenvolumina von Ca-HCO₃-Wasser benötigt.

Mit den bisher durchgeführten Modellrechnungen wird die generelle geochemische Entwicklung im Wirtgesteinsbereich nachvollzogen, aber es bestehen noch Differenzen zwischen der quantitativen Zusammensetzung des modellierten Na-HCO₃-Grundwassers und den analysierten Zusammensetzungen für diesen Grundwassertyp. So weicht die modellierte Zusammensetzung durch einen höheren pH-Wert und tiefere Gehalte an Na⁺, Ca²⁺ und HCO₃⁻ ab. Der gemessene Chemismus und die Isotopenzusammen-

setzung der Na-HCO₃-Grundwässer kann jedoch genau reproduziert werden, falls dem Modellsystem weiteres CO₂ mit einem δ^{13} C-Wert von ca. +2 ‰ zugeführt wird (PEAR-SON 1996a). Als Quelle für CO₂ mit solchen δ^{13} C-Werten kommt aus dem Wellenberg-Gebiet nur das Karbonat des Gesteins in Frage (WABER 1994a). Die in den Modellen vorhandene Unterschätzung der in der natürlichen Umgebung stattfindenden Calcit-Lösung dürfte nach heutigen Erkenntnissen vor allem in dem heterogenen (vgl. BAEYENS & BRADBURY 1994, PEARSON et al. 1994b) und möglicherweise unvollständigen Datensatz für den Kationenaustausch liegen (H⁺-Austausch an Tonmineralien, vgl. PEARSON 1996a).



Figur 6.5-1: Ionen-Konzentrationen der für die Modellierung der Grundwasserentwicklung verwendeten Ca-HCO₃-, Na-HCO₃- und Na-Cl-Referenzwässer

Die bisherigen geochemischen Modellrechnungen wurden mit einem stark vereinfachten Fliessmodell (Piston-Flow) unter Verwendung gemessener hydraulischer Parameter durchgeführt. Die Berechnungen erlauben deshalb keine unabhängige Konsistenzprüfung der hydrodynamischen Verhältnisse durch die hydrochemischen Gegebenheiten am Wellenberg. So variiert z.B. die in den Wirtgesteinen mit verschiedenen Methoden gemessene Porosität von 1 - 3 % (PEARSON 1996b). Bei einer Erhöhung der nominalen Porosität von 1 % auf 3 % würden nur noch 170 - 270 Porenvolumina für den Wechsel von Na-HCO₃-Wasser zu Ca-HCO₃-Wasser benötigt, d.h. das Alter des heute aktiven Fliesssystems würde auf ein Drittel der Zeit verkürzt.

6.5.2 Genese der Gase

Die in den Sondierbohrungen beprobten Gase können prinzipiell durch Eintrag aus der Atmosphäre, durch in situ Bildung und/oder durch Diffusion/Migration aus unterlagernden Gesteinsformationen stammen. Immer aus der Atmosphäre stammt der in den Proben gemessene Sauerstoff. Der Eintrag von Sauerstoff in die Bodenluft geschieht hauptsächlich durch Diffusion, derjenige in die Quell- und Grundwässer durch versikkerndes Niederschlagswasser. Im Grundwasserbereich wird der gelöste Sauerstoff durch Wechselwirkungen mit dem Gestein (Oxidationsprozesse) und mikrobielle Prozesse meist gänzlich aufgezehrt.

Der grösste Anteil von Stickstoff und Argon stammt in den meisten Fällen aus der Atmosphäre, und die Herkunft von N_2 kann anhand des N_2 /Ar-Verhältnisses im Wasser ermittelt werden.

Im Grundwasser der Proben aus dem Kieselkalk der Sondierbohrung SB2 (Fig. 6.3-1, Typ VIII und IX) und demjenigen aus Langzeitüberwachung in der Sondierbohrung SB6 (332.1 - 430.6 m ab OKT) ist neben dem aus der Atmosphäre eingetragenen N₂ noch zusätzliches N₂ anderer Herkunft vorhanden (EICHINGER 1994). Die Herkunft dieses N₂ kann zum heutigen Zeitpunkt nicht eindeutig festgelegt werden. Eine mögliche Quelle für dieses N₂ sind die in den Fluideinschlüssen enthaltenen Gase ("Gesteinsgase"), in denen sehr kleine Mengen N₂ vorhanden sind (SHEPHERD 1996).

Das frei ausströmende Formationsgas und die Gase in den Fluideinschlüssen besitzen die gleiche Isotopenzusammensetzung, was auf eine gemeinsame Herkunft dieser Gase hinweist (BALLENTINE et al. 1994). Beide Gase wurden während der Neoalpinen Metamorphose im Gestein resp. im Mineral eingeschlossen. Ein Hinzudiffundieren eines Anteils von Helium aus dem Erdmantel kann aufgrund der Ergebnisse der ³Heund ⁴He-Bestimmungen ausgeschlossen werden, so dass auch kein Zuströmen von CO_2 , N_2 und CH_4 aus dem Erdmantel stattgefunden haben kann (BALLENTINE et al. 1994).

Die δ^2 H- und δ^{13} C-Bestimmungen an den Kohlenwasserstoffen deuten zusammen mit dem Verhältnis von C₁/ (C₂ + C₃) auf eine einheitliche Quelle der Kohlenwasserstoffe in den verschiedenen Reservoiren hin. Sie sind hauptsächlich thermisch aus marin gebildetem Kerogen vom Typ II / III während der Neoalpinen Metamorphose entstanden (Fig. 6.4-2). Hinweise auf eine bakterielle Bildung von Kohlenwasserstoffen, speziell Methan, sind nicht vorhanden. Diese Erkenntnisse sind konsistent mit denjenigen, wie sie für die Gase vom Oberbauenstock gemacht wurden (GAUTSCHI et al. 1990).

Die Zunahme der relativen wie auch der absoluten Methan-Konzentrationen mit der Tiefe ist auf die zunehmende Löslichkeit der Gase mit zunehmendem Druck und auf den in der Tiefe fehlenden Abtransport durch das Grundwasser zurückzuführen. Junges Grundwasser, mit einem schnellen Grundwasserumsatz, weist deutlich geringere Gasgehalte auf als altes Grundwasser.

Ausser in den beiden Kieselkalk-Grundwässern aus der Sondierbohrung SB2 (Fig. 6.3-1, Typ VIII und IX) liegen in den Tiefengrundwässern die beobachteten Konzentrationen an gelöstem anorganischen Kohlenstoff (DIC) weit über den 5 - 8 mmol/I (60 - 96 mg/I DIC), die durch reinen CO₂-Eintrag aus Bodengas zu erwarten wären. Die LöIm oberflächennahen Bereich des Wirtgesteins, bis in eine Tiefe von rund 300 m unterhalb der Oberfläche, besteht ein advektiv dominierter Grundwasserfluss. Dies ist konsistent mit dem beobachteten Abtransport von Methan und Edelgasen. Weitere Hinweise sind die in diesen Zonen beprobbaren Grundwässer und Porenwässer sowie die Tatsache, dass es sich dabei um eine Mischung einer jungen und einer alten Komponente handelt.

In tieferen Bereichen des Wirtgesteins erfolgt der Transport von gelösten Komponenten vorwiegend – wenn nicht ausschliesslich – durch Diffusion, die auch die Infiltration (aufgrund der hydraulischen Potentialunterschiede) von andersartigen Grundwässern limitiert. Dies wird durch die in dieser Zone vorhandenen Na-CI-Grundwässer, die metamorphes Formationswasser darstellen und eine sehr lange Verweilzeit in diesen Gesteinen haben (mindestens 10 Millionen Jahre), sowie durch die Gas- und He-Daten unterstützt. Die Zusammensetzung der extrahierten Porenwässer weist weiter darauf hin, dass solche Na-CI-Wässer auch in der Unterdruckzone vorhanden sind, in der keine Wasserproben entnommen werden konnten.

Die unterhalb der Palfris-Formation beprobten tiefen Na-HCO₃-Grundwässer haben aufgrund ihrer chemischen Beschaffenheit und der Isotopendaten eine eigenständige, von allen anderen Grundwässern unabhängige Entwicklung. Die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB1 sind eiszeitlich infiltriert und weisen eine Verweilzeit im Untergrund von mindestens 11'000 Jahren auf. Keine Altersabschätzungen lassen sich für die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer aus der Sondierbohrung SB3 vornehmen. Die geochemische Entwicklung der tiefen Na-HCO₃-Grundwässer fand vorwiegend in den kalkigen Einheiten des Äquivalents der Wissberg-Scholle und in Lithologien, wie denjenigen des Süd- und Nordhelvetischen Flysch sowie der infrahelvetischen Mélange Zone statt. Eine Zumischung von Na-Cl-Grundwasser kann von der hydrochemischen und -isotopischen Seite her ausgeschlossen werden. Die Gesteine der Palfris-Formation wirken als Barriere ("confining layer") für die tiefen Na-HCO₃-Grundwässer.

Die im Kieselkalk der Drusberg-Decke (Sondierbohrung SB2) beprobten Grundwässer stellen aufgrund ihrer Isotopenzusammensetzungen Mischungen einer jungen Komponente mit einer alten Komponente dar. Die Beschaffenheit dieser Grundwässer deutet sowohl für die junge wie auch für die alte Komponente mehrheitlich auf eine nur im Kieselkalk stattfindende Entwicklung hin. Eine Beimischung von oberflächennahen Na-HCO₃-Grundwässern könnte in dem rund 350 m unterhalb der Sohle des Engelbergertals beprobten Grundwasser maximal 10 Vol.-% betragen.

Bei den tieferen Na-HCO₃-Cl-Grundwässern (in der Sondierbohrung SB2 mehr als 960 m unterhalb der Sohle des Engelbergertals) kann eine Mischung mit Grundwasser vom Na-Cl-Typ nicht völlig ausgeschlossen werden. Die beprobten Grundwässer könnten eine Mischung von reinem Kieselkalk-Wasser und maximal 10 Vol.-% Grundwasser vom Na-Cl-Typ darstellen. Dagegen kann für die Na-HCO₃-Cl-Grundwässer eine Mischung zwischen Kieselkalk-Wasser und tiefem Na-HCO₃-Grundwasser aus den Sondierbohrungen SB1 und SB3 ausgeschlossen werden. Stabile Isotope und Sa-linität weisen für eines dieser Grundwässer (SB2-KK-4) auf eine Infiltration während einer Interglazialzeit hin, d.h. vor mindestens 28'000 Jahren, während für das zweite Na-HCO₃-Cl-Grundwasser (SB2-GMS-2) keine eindeutige Alterszuordnung gemacht werden kann.

jährigem) Wasser vorliegt. Das Kieselkalk-Wasser aus rund 350 m Tiefe weist eine Verweilzeit von mehr als 800 Jahren auf und dürfte, seinen stabilen Isotopenwerten entsprechend, sogar glazialen Alters sein. Die Grundwasserproben aus dem Sichelkalk dürften entsprechend ihrer chemischen und isotopenhydrologischen Zusammensetzung während einer Interglazialzeit infiltriert sein. Eine Mischung mit anderen vom Wellenberg-Gebiet her bekannten Grundwässern erscheint aufgrund der eigenständigen chemischen und isotopenhydrologischen Zusammenset-

Mit zunehmender Entnahmetiefe der Grundwässer wird Methan der Hauptbestandteil der gelösten *Gase*. Es besteht eine positive Korrelation zwischen dem Gasgehalt und der Verweilzeit eines Grundwassers im Untergrund. Neben dem diffusiven Gastransport in grösseren Tiefen besteht demzufolge in den oberflächennahen Zonen zusätzlich ein advektiver Abtransport von Gas. Die Gasisotope der Kohlenwasserstoffe deuten auf eine einheitliche Quelle hin und sind hauptsächlich thermisch aus marin gebildetem Kerogen während der Neoalpinen Metamorphose entstanden. Die Übereinstimmung der gelösten Gase in den Grundwässern mit denen der Fluideinschlüsse deuten auf eine in situ Produktion hin. Die He-Gehalte in den Porenwässern der Sondierbohrung SB4a/s können ebenfalls durch in situ Produktion erklärt werden. Ein Zuströmen von gewissen Anteilen von Kohlenwasserstoffen in das Wirtgestein aus den unterlagernden Sedimenten kann jedoch aufgrund der dort vorhandenen gleichen Gaszusammensetzung und Isotopen-Signatur nicht ausgeschlossen werden.

Für den *Geodatensatz* ergeben sich aufgrund der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen folgende Aussagen:

Mit hydrochemischen Modellierungen können die sogenannten Referenzwässer, d.h. die Grundwässer abgeleitet werden, mit deren Vorkommen im Endlagerbereich gerechnet werden muss. Die Modellierungen gehen davon aus, dass sich bestimmte reaktive Mineralien und Kationenaustauschreaktionen mit den Grundwässern im Gleichgewicht befinden und berücksichtigen mögliche Reaktionen zwischen der Bohrspülung und dem Grundwasser. Als Referenzwässer werden zwei Wassertypen definiert, ein Na-HCO₃-Typ, der im oberflächennahen Bereich, sowie ein Na-CI-Typ, der im zentralen Bereich des Wirtgesteins beprobt wurde. Beide Wassertypen sowie Mischungen dieser Wässer können im Endlagerbereich erwartet werden. Beide Wassertypen weisen unter heutigen Bedingungen auf reduzierende Verhältnisse im Untergrund hin. Die Na-CI-Wässer weisen auf einen diffusiven Transport von gelösten Komponenten im Wirtgestein hin. Kolloid-Untersuchungen wurden im Einzugsbereich der Na-HCO3-Grundwässer durchgeführt und ergeben eine maximale Kolloidkonzentration von ca. 100 ng/ml Grundwasser. Diese Konzentrationen liegen in dem zu erwartenden Bereich für Grundwässer mit Gehalten von Ca2+ und Na+, wie sie in den Na-HCO3-Grundwässern vorhanden sind.

7 GRUNDWASSERZIRKULATIONSVERHÄLTNISSE

7.1 Einleitung

Aussagen über die Grundwasserzirkulationsverhältnisse bilden einen Endpunkt im Datenfluss-Diagramm der Geosynthese (vgl. Kap. 3.7; Fig. 3.7-1c). Sie integrieren Ergebnisse der geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Untersuchungen und sind eine wichtige Grundlage für die sicherheitstechnische Beurteilung des geplanten Endlagers. Neben Eingabegrössen für die Sicherheitsanalyse liefern sie Basisdaten für Auslegung und Bau der untertägigen Anlagen und die Planung weiterführender Untersuchungen. In diesem Kapitel wird das methodische Vorgehen beschrieben und es werden die Resultate der quantitativen Beschreibung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse dargestellt und diskutiert. Das Kapitel ist in zwei Teile gegliedert: Teil 1 erläutert die grundlegenden Annahmen und die Eingangsparameter (Kap. 7.2 bis 7.6); Teil 2 die numerischen Modelle und die Modellierungsergebnisse (Kap 7.7).

Vereinfacht ausgedrückt werden für ein Modell des Grundwasserflusses folgende Eingangsgrössen benötigt: hydraulische Parameter (hydraulische Leitfähigkeiten bzw. Transmissivitäten), Zustandsgrössen (hydraulisches Potential an den Modellrändern und, im Fall von instationären Systemen, zusätzlich Anfangsbedingungen), geometrische Vorgaben (Ausdehnung und Begrenzung des Modellgebietes, lithologische Einheiten, Störungen und wasserführende Systeme) sowie Kenntnis der für die Grundwasserströmung massgeblichen Prozesse (z.B. Einphasenfluss-Bedingungen im vollständig gesättigten Gebirge).

Kapitel 7.2 fasst alle Felddaten und Interpretationen zusammen, die für das Verständnis der hydrogeologischen Verhältnisse im Wirtgestein und in den Nebengesteinen von grundlegender Bedeutung sind. Dabei wird zwischen oberflächennahen und tiefen Grundwasserleitern unterschieden. Aus den Quellen- und Piezometerbeobachtungsprogrammen ergeben sich u.a. wichtige Folgerungen über die Lage des Grundwasserspiegels in den Nebengesteinen, die als Randbedingungen in die hydrodynamische Modellierung einfliessen. Transmissivitäts- und Potentialprofile in den Tiefbohrungen führen die Resultate der hydraulischen Packertests, der Fluid-logging Messreihen und der Langzeit-Druckspiegelbeobachtungen zusammen und sind Basis für die weitergehenden Konzeptualisierungsschritte.

Das in Kapitel 5 eingeführte Konzept der wasserführenden Systeme im Wirtgestein (Blockmodell) wird in Kapitel 7.3 durch Einbezug der hydraulischen WFS-Parameter ergänzt und vervollständigt. Da im statistischen Blockmodell die Transmissivitäten der WFS nicht unabhängig von der modellierten hydraulischen Leitfähigkeitsverteilung im Wirtgestein festgelegt werden können (s.unten), beinhaltet das Kapitel 7.3 auch die Ableitung von Gesetzmässigkeiten (Regeln) für die K \rightarrow T und die T \rightarrow K Konversion.

In Kapitel 7.4 wird das Modell erläutert, das Verteilung und Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeiten im Wirtgestein beschreibt. Das K-Modell mit seinen stochastisch simulierten Varianten (Realisationen) ersetzt die in der früheren Arbeiten verwendete, einfache Zonierung des Wirtgesteins (z.B. NAGRA 1993b) und ist eine wichtige Grundlage für die hydrodynamischen Modellierungsrechnungen.

7.2 Datenbasis

Bei der Charakterisierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse am Standort Wellenberg wird zwischen oberflächennahem Grundwasser und den Tiefengrundwässern unterschieden. Als oberflächennahe Grundwässer werden diejenigen Grundwasservorkommen in Lockergesteinsablagerungen und Festgesteinsformationen (Kap. 2.3.4) bezeichnet, bei denen sich klimatische Einflüsse spürbar bemerkbar machen, wo die Grundwasserneubildung durch infiltrierende Niederschläge und Oberflächengewässer einen deutlichen Jahresgang aufweist und die Verweilzeiten im Untergrund relativ kurz (Tage bis wenige Jahre) sind. Mehrheitlich handelt es sich um lokale Fliesssysteme. Im Gegensatz dazu stehen die Tiefengrundwässer, die in den Sondierbohrungen (SB1 -SB6) erschlossen wurden, und die sich in ihrer hydrochemischen Beschaffenheit vom oberflächennahen Grundwasser deutlich unterscheiden.

7.2.1 Oberflächennahes Grundwasser

7.2.1.1 Auswertungsziele und Grundlagen

Mit der Erkundung des oberflächennahen Grundwassers wurden die folgenden Ziele verfolgt:

- 1. Beweissicherung im Hinblick auf mögliche explorationsbedingte Beeinträchtigungen der Wasserqualität der oberflächennahen Aquifere im Verlauf der Untersuchungsphasen I und II (primäres Ziel).
- 2. Untersuchungen für die Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) der 1. und 2. Stufe.
- 3. Abklärung der Sättigungsverhältnisse in den Festgesteinen.
- 4. Hinweise auf die Existenz tiefreichender Zirkulationssysteme.

Für die Datensynthese sind nur die beiden letzten Punkte relevant. Sie liefern einen Beitrag zur Festlegung der hydraulischen Eigenschaften der Nebengesteinseinheiten und setzen Randbedingungen (hydraulische Potentiale in den Kalken der Drusberg-Decke und der Axen-Decke) für die hydrodynamische Modellierung (Regionalmodell). Die Arbeiten unter Punkt 2 liefern einen Beitrag für die Beschreibung der Grundwasserverhältnisse im Engelbergertal und in der Umgebung der Portalzone, im vorliegenden Bericht werden jedoch keine Schlussfolgerungen bezüglich Umweltverträglichkeitsprüfung gezogen. Auf die Ziele 1 und 2 wird deshalb im folgenden nicht mehr Bezug genommen.

Die Grundwasseraufschlüsse für die hydrogeologische Charakterisierung umfassen Quellen, Drainagen, flachgründige Piezometer und Grundwasserfassungen. Für ihre Erfassung wurde 1987 - 1988 der Hydrogeologische Kataster Wellenberg aufgenommen (SCHNEIDER 1989a, vgl. Beilage A4.2). Im Rahmen eines routinemässigen Überwachungsprogramms (vgl. Anh. A4.2) mit unterschiedlicher Begehungsfrequenz (wöchentlich bis 1 mal pro Jahr) wurden folgende Parameter gemessen: rigen Wässern aus den Kalken unterschieden werden. Innerhalb der verschiedenen Kalk-Formationen gibt es erwartungsgemäss keine Unterscheidungsmerkmale (vgl. auch BAUMANN et al. 1992a/b, BAUMANN 1995b). Die Ergebnisse in Tabelle 7.2-1 bilden eine Grundlage für die nachfolgenden Ausführungen.

7.2.1.2 Grundwasser in den Lockergesteinen

Engelbergertal

Die nacheiszeitliche Talfüllung des Engelbergertals führt einen Grundwasserstrom, der vom hinteren Talgrund bei Reiner/Mettlen (südlich Grafenort) über Wolfenschiessen bis zum Alpnacher- und Vierwaldstättersee reicht. Der Grundwasserleiter besteht aus gut durchlässigen Schottern. Das von der Nagra untersuchte Gebiet endet bei der Einmündung des Buoholzbachs (nördlich Wolfenschiessen; vgl. Fig. A4.2-1).

Die Mächtigkeit des Grundwasserleiters beträgt bei Grafenort wahrscheinlich über 25 m, im Bereiche des geplanten Stollenportals wird er durch eine etwa 7 m mächtige Murgangablagerung in einen oberen (16.5 m) und einen unteren Schotter (18 m) unterteilt (vgl. auch Beilage A1.2-1). Bei Wolfenschiessen beträgt die Mächtigkeit rund 11 - 16 m. Die mittlere hydraulische Leitfähigkeit liegt bei etwa 10⁻² bis 10⁻³ m/s, schwankt kleinräumig aber sehr stark. Der Flurabstand bei Hochwasser (Frühjahr) liegt im Dezimeter- bis Meterbereich (Beilage 7.2-1). Die jahreszeitlichen Grundwasserspiegelschwankungen betragen bei Grafenort rund 10 - 11 m. Sie nehmen talabwärts ab und belaufen sich unterhalb Wolfenschiessen nur noch auf einige Dezimeter. Das mittlere Grundwasserspiegelgefälle zwischen Grafenort und Wolfenschiessen beträgt rund 1 % und verflacht sich unterhalb von Wolfenschiessen leicht (< 1 %) infolge Stauwirkung der Schwemmfächer des Stein- und des Buoholzbachs, die hier von Westen bzw. Osten ins Haupttal münden. Die wichtigsten Merkmale sind in Beilage 7.2-2 zusammengestellt. Das Gebiet wurde geomorphologisch (Verengungen durch die Einmündung der Rutschung von Altzellen sowie Schuttkegel verschiedener Seitenbäche) in vier Abschnitte (Beilage 7.2-1) unterteilt, um lokale Unterschiede im Grundwassergefälle und im Flurabstand sowie die Wasserspiegelschwankungen deutlicher aufzuzeigen.

Die Grundwasserspiegelmessungen zeigen, dass die ungesättigte Zone über ein hydrologisches Jahr gesehen geringmächtig ist; für die Grundwassermodellierung (Regionalmodell) kann somit von einer Sättigung bis an die Geländeoberfläche ausgegangen werden (Kap. 7.6).

Secklis-Bach-Tal

Im Secklis-Bach-Tal wird aufgrund der heterogenen Talfüllung (vgl. Beilage A1.2-1) von einem Grundwasserkörper ausgegangen, in dem sich Bereiche unterschiedlicher Durchlässigkeiten abwechseln. Der Grundwasserspiegel liegt im hintersten Talabschnitt (PBoSB4b; vgl. Beilage 7.2-1) und bei Oberrickenbach (PBoSB1; vgl. Beilage 7.2-1) etwa 4 - 10 m unter Terrain (vgl. Beilage 7.2-3). Die Mächtigkeit der Lockergesteinsfüllung wird auf 35 - 60 m geschätzt (50.3 m bei SB1, vgl. Beilage A3-1). Ein vergleichbares Ergebnis erhält man, wenn man die Quellen in der Rutschmasse aufgrund der hydrochemischen Beschaffenheit gruppiert⁴⁰ (Kap. 6.3.1).

Die Beurteilung der Potentialverhältnisse in der Rutschmasse ist wegen ihrem heterogenen Aufbau (inkl. Deckschichten) kaum möglich. Einerseits ist die Quelldichte an der Geländeoberfläche sehr hoch (vgl. oben), anderseits beträgt der Flurabstand in der 101 m tiefen Piezometerbohrung PBoSB4a (vgl. Beilage A1.2-1) 50 - 60 m. Diese Situation ist sicherlich kein Einzelfall. Die Rutschmasse ist also nicht durchwegs bis an die Geländeoberfläche gesättigt, sondern lokal sind Potentialwechsel im Dekameterbereich zu vermuten. Angesichts der geringen Mächtigkeit der ungesättigten Bereiche kann für die Grundwassermodellierung (Regionalmodell) jedoch von gesättigten Verhältnissen ausgegangen werden (Kap. 7.6).



Figur 7.2-1: Verteilung der mittleren el. Leitfähigkeit der Grundwässer (Periode 1987-1991) in der Rutschmasse von Altzellen

⁴⁰ Die Zonierung fällt allerdings etwas anders aus, weil die Anzahl der Beobachtungsstellen unterschiedlich ist. Für die Zonierung aufgrund der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit wurden alle inventarisierten Quellen und Drainagen berücksichtigt, für die hydrochemische Zonierung wurden nur ausgewählte Quellen beprobt.

7.2.1.3 Sättigungsverhältnisse in den Festgesteinen

Für die hydrodynamische Modellierung ist die Kenntnis der Sättigungsverhältnisse im Wirt- und Nebengestein wichtig, weil sich daraus Randbedingungen für das Modell ergeben (vgl. Kap. 7.5 und 7.6). Meist müssen Annahmen getroffen werden, weil keine direkt umsetzbaren Informationen vorliegen, sondern allenfalls Rückschlüsse aus punktuellen Beobachtungen möglich sind. Nachfolgend werden Anhaltspunkte, die sich aus der Quell- und Grundwasserüberwachung ableiten lassen, zusammengestellt, um die Unsicherheit bezüglich der Randbedingungen für die Modellierung einzuschränken.

Palfris-Formation

Die Aufschlussverhältnisse sind in dieser Formation wegen der Verwitterungsanfälligkeit des Materials sehr schlecht. Grössere, meist vegetationsbedeckte Aufschlüsse kommen nur an markanten Geländerippen wie dem Eggeligrat, der Sinsgäuer Schonegg oder in Bacheinschnitten vor. Das übrige Gebiet ist durch Gehängeschutt, Gehängelehm, Rutschmaterial und Moräne unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt (Beilage A1.1-1, GÜBELI 1994a). Die Tatsache, dass im Ausbissbereich der Palfris-Formation ausgedehnte Rutschungen vorkommen, die sowohl oberflächennahe Lockergesteine wie auch die verwitterte Felsunterlage mit einschliessen, wird als erster Hinweis darauf gewertet, dass die Rutschungsbasis wassergesättigt ist.

Westlich und östlich des Eggeligrats (um 1'230 m ü.M.) kann man beobachten, dass die wenigen Quellen und Drainagen über 1'100 m ü.M. in Niedrigwasserperioden trokken fallen. Eine ganzjährige Wasserführung ist erst in einer Höhe zwischen 1'000 und 1'100 m ü.M. festzustellen. Diese Quellen und Drainagen entspringen Gehängeschutt und Rutschmaterial; die verwitterte Felsunterlage der Palfris-Formation wirkt normalerweise als Stauhorizont. Eine hydraulische Verbindung zwischen Fest- und Lockergestein ist dennoch nicht ganz auszuschliessen. Weil die meisten Quellen und Drainagen, die höher liegen als 1'000 m ü.M., temporär trocken fallen, wird vermutet, dass im Bereich des Eggeligrats, also lokal, eine weitgehend ungesättigte Zone existiert, die zeitweise bis rund 100 m unter den Grat reichen kann.

Die Verhältnisse an der Sinsgäuer Schonegg (um 1'930 - 2'000 m ü.M.) dürften denen am Eggeligrat entsprechen. Eine Quelle auf etwa 1'865 m ü.M. auf der Westseite des Grates führt das ganze Jahr über Wasser. Diese Situation weist darauf hin, dass sich die ungesättigte Zone auch hier auf den Bereich des Grates beschränkt.

Die Flanken der Bachrunsen (z.B. Haldibach) weisen lokal Feuchtstellen auf, Quellaustritte sind aber nicht zu beobachten. Das Gelände dürfte aber mehr oder weniger bis an die Oberfläche gesättigt sein.

Abgesehen von den lokal begrenzten, ungesättigten Bereichen am Eggeligrat und an der Sinsgäuer Schonegg kann für die Grundwassermodellierung (Regionalmodell) davon ausgegangen werden, dass, aufgrund der Quellenaustritte, der weitverbreiteten Rutschungen und der Resultate der Hydrotests in den Tiefbohrungen (Kap. 7.2.2.2), die Palfris-Formation vollständig wassergesättigt ist.

Kalke der Drusberg-Decke

Zwischen Engelbergertal und Secklis Bach befindet sich die Karbonatserie des Wellenbergs (Diphyoides-Kalk, Graue Mergelschiefer und Kieselkalk). Im Kieselkalk dieser Einheit wird ein tiefer Grundwasserspiegel⁴¹ vermutet, der sich etwa auf das Niveau der Vorfluter in den beiden Tälern (Engelberger Aa, Secklis Bach) eingependelt hat. Im Diphyoides-Kalk (zwischen Wirtgestein und Grauen Mergelschiefern liegend) und den Grauen Mergelschiefern selbst wird eine hoher Wasserspiegel vermutet. Östlich des Secklis Bachs zieht diese Karbonatserie über das Gebiet des Haldiwalds gegen den Brisen bis zur Sinsgäuer Schonegg. Es wird vermutet, dass der Bergwasserspiegel im Kieselkalk hier, mit etwa demselben Gradienten wie auf der Westseite des Secklis Bachs, gegen die Sinsgäuer Schonegg hin ansteigt.

Aufgrund von Beobachtungen an Quellen und flachgründigen Piezometern ergibt sich die folgende Situation:

- a) Auf der Westseite des Wellenbergs (vgl. Beilage 7.2-4), am Talrand zum Engelbergertal existiert ein Quellhorizont auf ca. 540 m ü.M.; die Quellen versiegen in Trokkenperioden oder sind nur leicht feucht. Weiter westlich erschliessen die beiden Piezometerbohrungen PBo7 und PBo8 das Grundwasser im Kieselkalk unter den Lockergesteinen der Talfüllung des Engelbergertals; der Wasserstand in PBo7 schwankt zwischen 520 - 530 m ü.M., der in PBo8 zwischen 516 - 523 m ü.M. Im Secklis-Bach-Tal wurde der Kieselkalk in einer Piezometerbohrung (PBoSE2, vgl. Beilage A1.2-1) auf 765.52 m ü.M. erbohrt; der Wasserspiegel schwankt zwischen 764 - 767 m ü.M. Dies ergibt innerhalb der Karbonatserie des Wellenbergs ein Grundwassergefälle zwischen Secklis-Bach-Tal und Engelbergertal von rund 15 -20 %. Für die wenigen Quellen in höheren Lagen (Brand, Bettelrüti, Wellenberg) wird aufgrund der geringen Minimalquellschüttung angenommen, dass ihr Einzugsgebiet sehr beschränkt ist und es zu diesen Austritten kommt, weil Inhomogenitäten im Untergrund lokal wasserstauend wirken. Diese Quellen sind deshalb für eine Aussage bezüglich Grundwasserspiegel nicht geeignet.
- b) Östlich des Secklis Bachs gegen den Haldigrat kann man im Kieselkalk vier mögliche Quellhorizonte identifizieren (Beilage 7.2-4). Der tiefste und markanteste Quellhorizont befindet sich im Vesperfluewald auf 600 640 m ü.M. Der nächst höhere folgt wahrscheinlich auf etwa 840 860 m ü.M. bei Burgholz-Schürmatt. Ein weiterer Quellhorizont liegt zwischen etwa 1'120 und 1'280 m ü.M. Der höchstgelegene Quellhorizont befindet sich auf etwa 1'375 1'410 m ü.M. Die höchsten Quellaustritte im Kieselkalk auf 1'680 1'800 m ü.M. werden auf sehr beschränkte Einzugsgebiete und einen inhomogenen, lokal wasserstauenden Untergrund zurückgeführt. Zwischen Haldiplanggen und der Sinsgäuer Schonegg sind keine Quellaustritte zu beobachten.

Aus den unter a) aufgeführten Beobachtungen wird geschlossen, dass der höher durchlässige Kieselkalk des Wellenbergs (K=2·10⁻⁶ m/s, vgl. Tab. 7.6.2, Kap. 7.6.2) zwischen Engelbergertal und Secklis-Bach-Tal bis auf das jeweilige Talniveau weitgehend ungesättigt ist. Als Modellierungsvorgabe wurde der Grundwasserspiegel im Kie-

⁴¹ Für Modellierungszwecke wird angenommen, dass in den Festgesteinen der gesättigte und ungesättigte Bereich wie in den Lockergesteinen durch einen Grund-, Berg- oder Karstwasserspiegel getrennt werden kann. In Wirklichkeit sind die Verhältnisse in den Festgesteinen allerdings bedeutend komplexer.

selkalk des Wellenbergs zwischen Engelbergertal und Secklis-Bach-Tal durch eine Ebene approximiert, die durch die folgenden 3 Kontrollpunkte festgelegt ist (vgl. Fig. 7.2-2): (1) Bei Niedrigwasser noch feuchte Quelle am Südwestrand des Kieselkalks im oben unter a) genannten Quellhorizont auf 540 m ü.M; (2) fiktiver Punkt an der Mündung des Secklis Bachs ins Engelbergertal auf 520 m ü.M., wobei hier die Annahme zugrunde liegt, dass die Lage des Grundwasserspiegels etwa der im Piezometer PBo7 entspricht; (3) Grundwasserspiegel in der Piezometerbohrung PBoSE2 auf 765 m ü.M.

Im dem unter b) erwähnten Gebiet zwischen Secklis Bach und Sinsgäuer Schonegg sind die Sättigungsverhältnisse infolge mehrerer Quellhorizonte nicht offensichtlich. Als Randbedingung für die hydrodynamische Modellierung wurde die Lage des Bergwasserspiegels im Kieselkalk an der Sinsgäuer Schonegg wie folgt abgeschätzt: Vom untersten Quellhorizont im Vesperfluewald auf etwa 630 m ü.M. wurde der Bergwasserspiegel mit einem Gefälle von etwa 15 % – was etwa dem Gefälle im Kieselkalk westlich des Secklis Bachs entspricht – bis zur Sinsgäuer Schonegg extrapoliert, was dort eine Höhenlage von etwa 1'400 m ü.M. ergibt. Die Höhe entspricht auch etwa dem höchsten der oben unter b) erwähnten Quellhorizonte. Da diese Approximationsebene, im Rahmen der erforderlichen Genauigkeit, mit der Ebene zusammenfällt, die für das Gebiet westlich des Secklisbachtals definiert wurde (s. oben), wurde letztere schliesslich als vertretbare Vereinfachung für die Modellierungsrechnungen vorgegeben (vgl. Fig. 7.2-2).

Im Bereich zwischen dem Kieselkalk und der südlich angrenzenden Palfris-Formation gibt es keine klaren Hinweise auf die Lage des Bergwasserspiegels. Weil die Palfris-Formation als vollständig gesättigt angesehen wird (s. oben), muss mit einem markanten Potentialsprung zwischen dem Kieselkalk und der Serie Graue Mergelschiefer / Diphyoides-Kalk / Palfris-Formation gerechnet werden. Die unter dem Begriff "Valanginien-Kalk" zusammengefassten Grauen Mergelschiefer und der Diphyoides-Kalk weisen eine derart geringe (mit der Palfris-Formation vergleichbare) hydraulische Leitfähigkeit auf (K = 10^{-9} m/s, vgl. Tab. 7.6.2, Kap. 7.6.2), dass es gerechtfertigt erscheint, sie in diesem Zusammenhang der Palfris-Formation gleichzustellen und ebenfalls vollständige Sättigung anzunehmen.

Kalke der Axen-Decke

Als Randbedingungen für die hydrodynamische Modellierung sind die Sättigungsverhältnisse in der Axen-Decke nur im frontalen Bereich relevant. Deshalb beschränken sich die nachfolgenden Ausführungen auf den Nordrand des Gebietes, das in Figur 7.2-2 farbig hervorgehoben ist. Im Rahmen früherer Arbeiten (z.B. NAGRA 1993b) wurde vereinfachend angenommen, dass das Nebengestein bis zum Ausbiss Neben-/Wirtgestein bzw. dessen Quartärbedeckung (z.B. Rutschmasse) gesättigt ist. Diese Annahmen wurden allerdings von WILDBERGER (1991, 1994a, 1994b, 1996) in Frage gestellt, der einen Karstwasserspiegel auf rund 575 m ü.M. nicht ausschliesst. Möglich wäre auch, dass sich der Grundwasserspiegel auf den Vorfluter im Secklis-Bach-Tal und im Engelbergertal einspielt.



Figur 7.2-2: Modellannahme der Sättigungsverhältnisse (Bergwasserspiegel) im Kieselkalk der Drusberg-Decke und den Kalken der Axen-Decke.

Entlang der Grenze der Kalke der Axen-Decke und der Palfris-Formation (Drusberg-Decke) bzw. der Rutschmasse von Altzellen sind verschiedene Quellaustritte zu beobachten (Beilage 7.2-5). Auf der Seite des Engelbergertals bildet auf 575 m ü.M. die Chaltibachquelle den tiefstgelegenen, markanten Wasseraustritt aus den Kalken der Axen-Decke. Isotopenhydrologische Untersuchungen belegen ein mittleres Einzugsgebiet zwischen 2'000 - 2'600 m ü.M. (SCHMASSMANN et al. 1993b). Die Quelle fällt temporär trocken, so dass der Grundwasserspiegel hier auf etwa 570 m ü.M. vermutet wird. Es folgen gegen Osten weitere Gruppen von perennierenden Quellen bei Unter-Englerts (660 m ü.M.), bei Äschi-Ännetbachs (780 - 800 m ü.M.) und bei Schwand (880 m ü.M.). Alle diese Quellen treten aus Lockergesteinen aus, teilweise befinden sie sich weit im Gebiet der Rutschmasse von Altzellen. Aufgrund der gesamten Zuflussmenge (Durchschnitt 2'000 l/min, Minimum 390 l/min) und der durchschnittlichen spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (390 µS/cm) wird angenommen (vgl. Tab. 7.2-1), dass das Wasser aus der Axen-Decke zuströmt. Auch isotopenhydrologische Untersuchungen lassen auf eine Herkunft dieser Wässer aus der Axen-Decke schliessen, mit einer mittleren Höhe des Einzugsgebietes von unter 1'200 m ü.M. (SCHMASSMANN et al. 1993b).

Im hinteren Teil des Secklis-Bach-Tals liegt der Grundwasserspiegel in den Lockergesteinen der Talfüllung auf etwa 880 m ü.M. (PBoSB4b, vgl. Beilage A1.2-1). Der Bergwasserspiegel in den angrenzenden Kalken der Axen-Decke wird in ähnlicher Lage vermutet, weil mit einer hydraulisch wirksamen Verbindung von Lockergestein und Hangschutt gerechnet wird.

Weiter ostwärts bis zur Sinsgäuer Schonegg gibt es keine aussagekräftigen Wasseraustritte aus der Axen-Decke. Erst im ca. 3 km entfernten Grosstal (Kt. Uri) kann aufgrund einer markanten Quelle, die auf etwa 1'120 m ü.M. austritt (Quelle I42, SCHNEIDER 1988c, NAGRA 1988b), auf die Höhenlage des Grundwasserspiegels geschlossen werden. Sie ist in Bergsturzmaterial gefasst und wird möglicherweise zum Teil aus einem Einzugsgebiet in den Kalken der Axen-Decke (die hier durch das Quertal angeschnitten werden) gespeist.

Aufgrund dieser Beobachtungen kann zwar die Frage der Höhe des Grundwasserspiegels im frontalen Bereich der Axen-Decke nicht abschliessend geklärt werden, aber es lassen sich vier denkbare Varianten aufstellen, die anschliessend diskutiert werden. (vgl. Fig. 7.2-3 und Beilage 7.2-5):

- a) Die Kalke sind bis zum Ausbiss des Neben- bzw. Wirtgesteins gesättigt, d.h. bis ca. 2'000 m ü.M. an der Sinsgäuer Schonegg und bis ca.1'200 m ü.M. am Eggeligrat.
- b) Die Kalke im Bereich der Sinsgäuer Schonegg sind bis auf 910 920 m ü.M. und am Eggeligrat bis auf ca. 800 m ü.M. gesättigt. Diese Variante wird im frontalen Profilschnitt der Figuren 7.2-3 resp. 7.2-2 durch die folgenden Fixpunkte festgelegt: (4), Grosstal, Gemeinde Isenthal, ca. 950 m ü.M. (Vorfluter Isitaler Bach); (5), PBoSB4b, im hinteren Secklis-Bach-Tal, ca. 880 m ü.M.; (6), Chaltibachquelle, ca. 575 m ü.M. (Zwischen den Fixpunkten wird jeweils linear interpoliert).
- c) Die Kalke sind im Bereich der Sinsgäuer Schonegg bis auf ca. 1'400 m ü.M., am Eggeligrat bis auf ca. 900 m ü.M. gesättigt. Diese Variante wird durch die folgenden Fixpunkte festgelegt: (7), Quelle I42 im Grosstal, ca. 1'120 m ü.M.; (5), PBoSB4b, ca. 880 m ü.M.; (6), Chaltibachquelle, ca. 575 m ü.M. Unter Gebirgsgraten (Sinsgäuer Schonegg, Eggeligrat) wurde die GW-Oberfläche leicht gewölbt.
- d) Der Grundwasserspiegel zwischen Engelbergertal und Secklis-Bach-Tal befindet sich etwa auf Höhe der Chaltibachquelle (575 m ü.M.).

Im Falle von Variante a) müsste das Gebiet Bietstöck-Chaiserstuel-Oberalper Grat-Bärenstock im Bereich unter 2'000 m ü.M. markante Quellaustritte aufweisen. Die Quellbeobachtungen zeigen, dass dies nicht der Fall ist. Variante d) ist zwar nicht gänzlich auszuschliessen, wird jedoch als Extremfall angesehen. Sie würde in den Kalken der Axen-Decke eine ungesättigte Zone von rund 300 m im hinteren Secklis-Bach-Tal bzw. 1'300 m an der Sinsgäuer Schonegg implizieren. Die Varianten b) und c) werden als die wahrscheinlichsten angesehen. Sie berücksichtigen auch die Quellaustritte bei Unter-Englerts, Äschi-Ännetbachs und Schwand (s. oben). Während Variante b) lediglich dem Axialgefälle der Grossstrukturen folgt, werden in Variante c) noch die topographischen Verhältnisse (Täler, Gebirgsgrate) berücksichtigt. Variante c) wird daher als plausibelste Annahme bzw. als beste Approximation angesehen und für die hydrodynamische Modellierung (Regionalmodell) als Randbedingung eingeführt.



Figur 7.2-3: Frontbereich der Kalke der Axen-Decke: Varianten für die Lage des Wasserpiegels (Profilspur siehe Fig. 7.2-2).

7.2.1.4 Hinweise auf tiefreichende Zirkulation

Eine tiefreichende Grundwasserzirkulation wird lediglich in den gut durchlässigen Nebengesteinsformationen erwartet. Die Palfris-Formation (inkl. "Valanginien-Kalk") dagegen wirkt wegen der um mehrere Grössenordnung geringeren Durchlässigkeit (vgl. Kap. 2.3.4) als Grundwasserstauer. Dass eine tiefgründige Grundwasserzirkulation in dieser Formation in den Quell- und Drainagewässern zum Ausdruck komme, war nicht zu erwarten.

Sämtliche erfassten Quellen und Drainagen im Untersuchungsgebiet wurden gemäss der wahrscheinlichen Zirkulationstiefe des Wassers klassiert. Folgende Kriterien wurden verwendet: Mittelwert der Wassertemperatur, Differenz Maximal- und Minimaltemperatur des Wassers, mittlere spezifische Leitfähigkeit, Schüttungsquotient, Höhe des Wasseraustritts, geologische Verhältnisse und die Art der Quellfassung. Das genaue Vorgehen ist in BAUMANN et al. (1992a) beschrieben. Im wesentlichen wird als Grenze für eine tiefgründige Wasserzirkulation die homotherme Zone angesehen, wo sich jahrezeitliche Temperaturschwankungen nicht mehr bemerkbar machen und nur noch die geothermische Wärmezunahme mit der Tiefe wirkt (d.h. tiefer als etwa 30 m). Quellen, die aus dieser Zone gespeist werden, zeichnen sich im allgemeinen durch einen konstanten Temperaturverlauf und geringe Schüttungsschwankungen aus. Davon ausgenommen sind lediglich Karstquellen.

Nur 3 % der untersuchten Quellen und Drainagen deuten auf eine mögliche tiefgründige Grundwasserzirkulation. Sie befinden sich alle in Nebengesteinsformationen und stehen zumeist in Verbindung mit Karstphänomenen (z.B. Chaltibachquelle). Ein Zusammenhang mit Grundwasservorkommen im Wirtgestein ist nicht erkennbar. Wasseraustritte direkt aus dem Wirtgestein waren nicht zu beobachten (vgl. auch Kap. 7.2.1.3). Eine Einheit, die genetisch unmittelbar in Zusammenhang mit dem Wirtgestein steht, ist die Rutschmasse von Altzellen. Auch in dieser Einheit wurden keine Quellwässer mit eindeutig tiefgreifender Zirkulation identifiziert. Diese Situation wird auch durch die hohe Quell- und Drainagendichte in diesem Gebiet verdeutlicht, die eine Folge der geringen Durchlässigkeit (vgl. Kap. 2.3.4) ist und mehrheitlich lokale, oberflächennahe Zirkulationssysteme begünstigt.

Die Untersuchung der oberflächennahen Grundwässer anhand der untersuchten Parameter (Schüttung, Wassertemperatur, spezifische elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert) liefert somit keinen Hinweis auf eine potentielle Exfiltration von Tiefengrundwässern aus der Palfris-Formation. Es kann jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden, dass Beimengungen von Tiefengrundwässern in den Quell- und Drainagewässern vorkommen, dann allerdings in einem Volumenanteil, der nicht mehr nachweisbar ist.

7.2.2 Tiefengrundwässer

Weil die Charakterisierung der Grundwasserfliesssysteme im Wirtgestein und in den angrenzenden Festgesteinsformationen für die sicherheitstechnische Beurteilung des Standorts von zentraler Bedeutung ist, erfolgte die hydrogeologische Erkundung der Tiefengrundwässer mit wesentlich höherem technischen Aufwand als dies für die oberflächennahen Grundwassersysteme notwendig war. Als Grundwasseraufschlüsse dienten die Sondierbohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6 (Fig. 3.3-1). Zweck des hydrogeologischen Untersuchungsprogramms war:

- die Abgrenzung von Gesteinsbereichen mit einheitlichen hydrogeologischen Eigenschaften
- die quantitative Beschreibung dieser Eigenschaften (Zuflussfrequenzen, Ausdehnung wasserführender Systeme, Fliessdimension, Transmissivitäten, Zweiphasenflussparameter)
- die Charakterisierung des Systemzustands der wasserführenden Systeme (hydraulisches Potential, Gasführung unter natürlichen hydraulischen Druckbedingungen)
- die Charakterisierung der chemischen und isotopenhydrologischen Beschaffenheit der Grundwässer und Gase (vgl. Kap. 6).

7.2.2.1 Hydraulische Erkundungsmethoden

Die hydraulische Erkundung der Tiefengrundwässer erfolgte grösstenteils beim Abteufen der Sondierbohrungen oder während einer mehrwöchigen Testphase nach Abschluss der Bohrarbeiten. Folgende Erkundungsmethoden kamen zum Einsatz:

- Packertests
- Fluid Logging
- Langzeitbeobachtungen des hydraulischen Potentials und der Grundwasserbeschaffenheit.

Das Ziel der *Packertests* ist es, definierte Bohrlochabschnitte hydraulisch zu charakterisieren und damit eine Grundlage für die hydrogeologische Gliederung des Untersuchungsgebietes bereitzustellen. Mit Hilfe spezifischer Testsequenzen und Probenahmen werden das hydraulische Fliessmodell des abgepackerten Bohrlochintervalls (d.h. die geometrische Ausbildung des Fliessfelds im Bohrlochnahbereich), die Transmissivität, das natürliche hydraulische Potential und die Zweiphasenflussparameter bestimmt, sowie die Voraussetzungen für die Analyse der chemischen Zusammensetzung und Isotopensignatur der Grundwässer und Gase geschaffen. Gesamthaft wurden in den Sondierbohrungen 169 Packertests durchgeführt. Davon dienten 10 Tests zur Ermittlung von Zweiphasenflussparametern, 23 Packertests wurden zur Gewinnung von Wasser- bzw. Gasproben genutzt.

Das *Fluid Logging* erlaubt eine genaue Lokalisierung von diskreten Zuflussstellen entlang der untersuchten Bohrlochstrecke. Darüber hinaus kann in vielen Fällen die Transmissivität der Zuflussstellen bestimmt werden, und es ist vereinzelt auch möglich, hydrochemische Informationen zu gewinnen. Die grosse Bedeutung der Fluid Logging Methode liegt in der kombinierten Interpretation hydrogeologischer und strukturgeologischer Bohrlochdaten (Kap. 5). Insbesondere besteht die Möglichkeit, Zuflusslokationen und hydraulische Kennwerte der detektierten Zuflussstellen anhand von strukturgeologischen Bohrkernbefunden den verschiedenen Typen von wasserführenden Systemen zuzuordnen. Wie in Kapitel 5.2 ausführlich beschrieben, ist das Fluid Logging daher für die geologische Charakterisierung der wasserführenden Systeme von zentraler Bedeutung. Insgesamt wurden in den 7 Sondierbohrungen 16 Fluid Loggingkampagnen durchgeführt.

Die Langzeitbeobachtung der Tiefengrundwässer dient zur Bestätigung der durch Pakkertests ermittelten hydraulischen Potentiale in ausgewählten Bohrlochabschnitten, zur Beobachtung des Langzeitverhaltens der Potentiale und in einigen Fällen zur Entnahme von Wasserproben. In den Sondierbohrungen am Wellenberg wurden insgesamt 25 hydraulisch isolierte Beobachtungszonen eingerichtet, die seit ihrer Inbetriebnahme im Rahmen eines Langzeitbeobachtungsprogramms regelmässig kontrolliert werden.

Eine eingehendere Beschreibung der obengenannten hydraulischen Erkundungsmethoden mit einer kurzen Diskussion des Anwendungsbereichs und der Grenzen der Verfahren ist in Anhang A3 enthalten.

7.2.2.2 Resultate

Zuflussstellen und Ausdehnung wasserführender Systeme im Wirtgestein

Eine der wichtigsten Aussagen der Packertests und der Fluid Logs in bezug auf die hydraulische Charakterisierung des Wirtgesteins liegt in der Feststellung, dass der grösste Teil der Bohrabschnitte mit erhöhter Transmissivität eindeutig mit diskreten wasserführenden Systemen korreliert ist (vgl. Kap. 5.3). Die Gesteinsbereiche zwischen den wasserführenden Systemen ("Gesteinsmatrix") tragen meist⁴² nur wenig zur Gesamttransmissivität der getesteten Bohrlochintervalle bei.

Beim Fluid Logging wird die Identifizierbarkeit der wasserführenden Zonen in den Bohrungen durch ihr hydraulisches Potential sowie durch die Wasserspiegelabsenkung während der Messung beeinflusst. Aufgrund der spezifischen Testbedingungen ist die messtechnische Detektionsgrenze von Bohrung zu Bohrung unterschiedlich und variiert sogar innerhalb derselben Bohrung (vgl. Anhang A3). Im oberen Teil des Wirtgesteins spielen solche methodischen Beschränkungen kaum eine Rolle. Hingegen beeinträchtigt die variable Detektionsgrenze in den sehr geringdurchlässigen, unteren Bereichen des Wirtgesteins eine objektive statistische Erfassung der Häufigkeit der Zuflusszonen. Bei der Interpretation der Fluid Log Messungen sind diese prinzipiellen Unsicherheiten zu berücksichtigen, da sie zu einer Unterschätzung der Zuflussfrequenz in den geringdurchlässigen Bohrlochabschnitten führen können. In den Sondierbohrungen am Wellenberg konnte keine für alle Bohrungen gültige, systematische Tiefenabhängigkeit der Zuflussfrequenzen festgestellt werden, auch wenn z.B. in SB4a/v eine Abnahme der detektierten Zuflussstellen im unteren Teil der Bohrung zu verzeichnen ist. Für jede Bohrung wurde daher die Zuflussfreguenz berechnet, indem die Anzahl der Zuflussstellen durch die Länge der mit Fluid Logging getesteten Bohrlochstrecke dividiert wurde (Tab. 7.2-2). Für SB1, SB3, SB4, SB6, SB4a/v und SB4a/s, die im zentralen Untersuchungsbereich43 liegen, ergibt sich daraus eine mittlere Häufigkeit von 0.033 Zuflussstellen pro Bohrmeter. Dieser Wert ist geringfügig grösser als die mittlere Häufigkeit aller wasserführenden Systeme (Wirtgestein und Nebengesteine, inkl. SB2), die gemäss Kapitel 5.5.1 bei 0.028 pro Bohrmeter liegt (ein Zuflusspunkt pro 35 m). Die maximalen bzw. minimalen Werte wurden in den Bohrungen SB1 und SB4 beobachtet und betragen 0.035 bzw. 0.022 Zuflussstellen pro Bohrmeter (Tab. 7.2-2).

Mit Hilfe von Packertests können Rückschlüsse auf die Fliessgrenzen innerhalb der wasserführenden Systeme gezogen werden. Falls nämlich bei der diagnostischen Auswertung der Testdaten laterale Begrenzungen des Fliessfelds festgestellt werden (z.B. "linear no-flow boundary"), kann die tatsächliche Ausdehnung des untersuchten Fliesspfads abgeschätzt werden. Falls im hydraulischen Fliessmodell keine Begrenzung des Fliessfelds erkennbar ist, kann umgekehrt die minimale Ausdehnung eines wasserführenden Systems aus der Reichweite ("radius of visibility") eines Packertests abgeleitet werden (LAVANCHY & MARSCHALL 1997).

Abgesehen von einigen wenigen Ausnahmen wurden bei der Auswertung der Packertests in den Sondierbohrungen keine lateralen Fliessgrenzen identifiziert (LAVANCHY & MARSCHALL 1997). Mit Ausnahme von SB2⁴⁴ wurden für alle Tests im Wirtgestein

⁴² Im sehr geringdurchlässigen unteren Teil des Wirtgesteins ist der Anteil der Gesteinsmatrix an der Gesamttransmissivität der Testintervalle nicht mehr vernachlässigbar, da die Transmissivität der wasserführenden Systeme stark abnimmt.

⁴³ Die Bohrung SB2 zeigt mit 0.014 Zuflusspunkten pro Bohrmeter eine auffallend geringe Zuflussfrequenz und wurde daher nicht in die Mittelung einbezogen. Dieser Unterschied ist vemutlich auf die Randlage der Bohrung bezüglich des Wirtgesteins zurückzuführen.

⁴⁴ Die hydraulischen Eigenschaften der in SB2 angetroffenen wasserführenden Systeme werden aufgrund der Randlage von SB2 für das zentrale Untersuchungsgebiet als nicht repräsentativ erachtet (vgl. Abschnitt "Transmissivitäten" und Kap. 7.5.2)

Testreichweiten berechnet, um die minimale Ausdehnung der wasserführenden Systeme abzuschätzen. Die ermittelten Werte reichen von < 1 m bis ca. 400 m und nehmen generell mit der Tiefe stark ab, da die Reichweite, die während einer Testphase erreicht wird, von der hydraulischen Diffusivität (Quotient aus Transmissivität und Speicherkoeffizient) und damit von der Transmissivität des getesteten Bohrlochabschnitts abhängt. Insgesamt wurden für 17 von 105 berücksichtigten Packertests Reichweiten > 10 m bestimmt, von denen nur 4 Tests Werte > 50 m aufwiesen. Einen Überblick über die ermittelten Reichweiten gibt Tabelle 7.2-2.

Bohrung	Zuflussfrequenz	max. Reichweite [m] /	Anzahl Packertests pro Reichweitenklasse		
	[1/m]	Tiefenlage [m u.T.]	< 1 m	1 - 10 m	> 10 m
SB1	0.035	56 / 63 - 78	14	2	4
SB2	0.014	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
SB3	0.030	31 / 226 - 259	13	6	1
SB4	0.022	393 / 161 - 169 ²⁾	7	8	3
SB4a/v	0.044	207 / 110 - 150	13	3	6
SB4a/s	0.045	26 / 331 - 417 ²⁾	10	10	1
SB6	0.024	35 / 258 - 317	0	2	2
Gesamt	0.033 1)	-	57	31	17

Tabelle 7.2-2: Zuflussfrequenzen aus Fluid Log Messungen und Reichweiten von Pakkertests im Wirtgestein

n.b. nicht bestimmt

¹⁾ Mittelwert (ohne SB2)

²⁾ Tiefenlage (m along hole)

Fliessmodelle

Im Rahmen des Standardverfahrens zur Auswertung der in den Sondierbohrungen durchgeführten Packertests wurde generell in einem ersten Schritt das hydraulische Fliessmodell bestimmt. Diese Analysen weisen im Wirtgestein ausnahmslos auf eine radiale Symmetrie hin, die meist mit einer in der Bohrlochnähe erhöhten Durchlässigkeit verbunden ist (durch den Bohrvorgang beeinflusster Gesteinsbereich). Wie oben erwähnt, wurden innerhalb der Reichweite der Tests nur selten laterale Fliessgrenzen identifiziert. Doppelporositätsmodelle, die in geklüfteten Medien häufig zur Anwendung kommen, konnten nur in Ausnahmefällen als eine mögliche Alternative identifiziert werden.

Transmissivitäten der wasserführenden Systeme

Wie in Kapitel 5.2.3 ausgeführt wird, gelten als *wasserführende Systeme* (WFS) "im Kernbefund erfassbare Typen von Strukturen mit Zuflusspunkten sowie analoge Strukturen ohne Zuflusspunkte". Die mit Zuflusspunkten korrellierbaren Strukturen sind demgemäss eine Teilmenge aller in den Bohrungen erfassten WFS. Das Ziel der kom-

binierten Interpretation von Packertest- und Fluid Logging-Resultaten war es, für alle erfassten WFS mit hydraulischen Durchlässigkeiten über der Fluid-Logging Detektionsschwelle (unter günstigen Umständen im Bereich von 10⁻¹⁰ - 10⁻⁹ m²/s) Transmissivitätswerte zu ermitteln und diese zu Transmissivitätsprofilen der einzelnen Sondierbohrungen zusammenzustellen (VINARD & LAVANCHY 1994, LAVANCHY & MARSCHALL 1997).

Basierend auf den Resultaten der Packertests wurden in allen Sondierbohrungen Profile der Intervalltransmissivität erstellt. Dazu wurden mit dem Fluid Logging Verfahren diskrete Zuflusspunkte lokalisiert und sofern möglich Transmissivitäten bestimmt. Anschliessend wurde die Intervalltransmissivität auf die individuellen Zuflussstellen aufgeteilt, so dass die Gewichtung dem Verhältnis der individuellen Zuflüsse entsprach. Die gewichteten Transmissivitätswerte (nachfolgend als WFS-Transmissivitäten bezeichnet) wurden den Zuflussstellen zugeordnet. Vergleiche mit den direkt aus Fluid Logging Daten ermittelten Transmissivitäten (s. oben) zeigten im allgemeinen gute Übereinstimmung. Die Resultate der kombinierten Auswertung in allen Bohrungen sind in Figur 7.2-4 dargestellt (vgl. auch Beilage A3-3.1 bis A3-3.6). In der Abbildung sind Bohrlochabschnitte, in denen keine diskreten Zuflussstellen ermittelt wurden, durch eine vertikale Verbindungslinie zwischen zwei aufeinanderfolgenden Transmissivitätswerten gekennzeichnet. Die gestrichelten horizontalen Linien stellen die Fehlerbalken der einzelnen Transmissivitätswerte dar.

Zur Beurteilung der hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins im Zentrum des Untersuchungsgebietes sind aufgrund ihrer Lage vor allem die Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s zu berücksichtigen. Ein Vergleich der Resultate in diesen Bohrungen zeigt einen eindeutigen Trend von mittelgrossen WFS-Transmissivitäten (Bereich 10⁻⁸ bis 3·10⁻⁵ m²/s) im oberen Teil des Wirtgesteins zu sehr geringen Transmissivitäten (Bereich 10⁻¹² bis 10⁻⁹ m²/s) im unteren Teil. Die Abnahme der Transmissivität mit der Tiefe vollzieht sich in den Bohrungen unterschiedlich. SB1 zeigt eine langsame, stufenweise Abnahme, während in den anderen Bohrungen die Transmissivität zwischen dem oberen und dem unteren Teil des Wirtgesteins eher sprunghaft abfällt (geringmächtige Übergangszone).

Die Sondierbohrungen SB2 und SB6 liefern für die hydraulische Charakterisierung des Wirtgesteins nur einen untergeordneten Beitrag. Zwar zeigt das für SB6 erstellte Transmissivitätsprofil (Fig. 7.2-4) mit dem Übergang von mittelgrossen zu geringen WFS-Transmissivitäten bei ca. 400 m ab O.K.T einen typischen Verlauf, der mit den Profilen der anderen Bohrungen konsistent ist, jedoch ist die erbohrte Mächtigkeit des Wirtgesteins mit ca. 150 m zu gering für die Anwendung der geostatistischen Interpretationsverfahren, die in Kapitel 7.3 und 7.4 beschrieben werden. In der Sondierbohrung SB2 wurde das Wirtgestein erst in relativ grosser Tiefe (602 - 754 m und ab 1497 m ab O.K.T) an der Grenze zu den "Valanginienkalken" erbohrt. Im Transmissivitätsprofil der Bohrung ist für das Wirtgestein keine Tiefenabhängigkeit zu erkennen. Darüber hinaus treten selbst im tiefsten Bereich des Bohrlochs noch relativ hohe WFS-Transmissivitäten auf. Vermutlich sind diese hohen Transmissivitätswerte auf den Einfluss der in unmittelbarer Nähe zur SB2 einfallenden Grenze zwischen dem Wirtgestein und den Kalken der Drusberg-Decke zurückzuführen. Daher wurden die in SB2 ermittelten Transmissivitäten als nicht repräsentativ für das Wirtgestein im zentralen Untersuchungsgebiet eingestuft.



Figur 7.2-4: Transmissivitäten der WFS in den Sondierbohrungen SB1 - SB6 (diskrete Zuflussstellen, resp. WFS mit Transmissivitäten über der Fluid-Logging Detektionsschwelle)

305

Um die hydraulische Leitfähigkeit der ungestörten Gesteinsmatrix zu ermitteln, wurden innerhalb der Palfris-Formation Packertestintervalle ohne WFS gesucht. Es konnten nur einige wenige Testintervalle identifiziert werden, die im Rahmen der Bohrkernauswertungen keine Hinweise auf WFS zeigten. Obwohl solche Bohrlochabschnitte durchaus kleinere Diskontinuitäten enthalten können, wird der aus dem entsprechenden Packertest resultierende Transmissivitätswert der ungestörten Gesteinsmatrix zugeordnet. Basierend auf diesen wenigen Daten kann die hydraulische Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix auf einen Wert zwischen 10⁻¹⁴ und 10⁻¹² m/s geschätzt werden (geschätzter Mittelwert: 10⁻¹³ m/s).

Im Hangenden des Wirtgesteins weist die Rutschmasse z.T. relativ hohe Transmissivitäten mit einer grossen Bandbreite (10⁻⁸ bis 10⁻⁵ m²/s) auf. Im Liegenden des Wirtgesteins sind Formationen mit unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften anzutreffen. Das tektonisch eingeschaltete subhelvetische Element der "Wissberg-Scholle" ist durch relativ grosse Transmissivitäten gekennzeichnet (Bereich 10⁻⁸ bis 10⁻⁶ m²/s), während das infrahelvetische Mélange sehr geringe Werte (Bereich 10⁻¹¹ bis 10⁻¹⁰ m²/s) aufweist. In SB1 und SB3 wurden am Übergang zwischen Mélange und Wissberg-Scholle relativ grosse Transmissivitätswerte (bis 10⁻⁶ m²/s) gemessen. Diese wurden im Rahmen der hydrogeologischen Interpretation aufgrund ihrer Lithologie der Wissberg-Scholle zugeordnet, obwohl die Zuflussstellen noch zur geologischen Einheit des Mélange⁴⁵ gehören.

Hydraulisches Potential

Die in Packertests gemessenen Druckhöhen wurden für jede Bohrung zu Potentialprofilen kompiliert (LAVANCHY & MARSCHALL 1997). In den höherdurchlässigen Testabschnitten (Rutschmasse und oberflächennahe Mergel der Palfris-Formation) kann das hydraulische Potential in der Regel während der Testphase direkt gemessen werden. In geringdurchlässigen Bereichen sind hingegen die gemessenen Druckhöhen durch die vorgängige Druckbeaufschlagung während der Bohrarbeiten ("borehole pressure history") beeinflusst. Diese Drücke bauen sich aufgrund der geringen hydraulischen Leitfähigkeit nur langsam ab, so dass innerhalb der normalen Testdauer ein Angleich der Druckverhältnisse im Bohrloch an den natürlichen Formationsdruck nicht möglich ist. In solchen Fällen muss der natürliche Formationsdruck durch Extrapolation aus den gemessenen transienten Druckaufbau- bzw. Druckabbauwerten ermittelt werden. Da die in den Testintervallen beobachteten Drücke durch die diskreten Zuflusszonen kontrolliert werden, wurden die ermittelten Potentiale den Tiefenlagen der entsprechenden Zuflusszonen zugeordnet (analog zur kombinierten Interpretation der Transmissivitätsprofile). Die Resultate der Auswertungen sind in Figur 7.2-5 und in Beilagen A3-3.1 bis A3-3.6 dargestellt. In der Abbildung sind Bohrlochabschnitte, in denen keine diskreten Zuflussstellen ermittelt wurden, durch eine vertikale Verbindungslinie zwischen zwei aufeinanderfolgenden Potentialwerten gekennzeichnet. Die gestrichelten horizontalen Linien stellen die Fehlerbalken der einzelnen Druckhöhen dar.

⁴⁵ Gemäss lithologischem Befund (Beilage A3-3.1 und A3-3.3) treten im Mélange am Übergang zur Wissberg-Scholle vermehrt Grobsandsteinbänke und glimmerführende Sandsteinkomponenten auf, deren hydraulische Eigenschaften vergleichbar sind mit den Eigenschaften der Wissberg-Scholle.



SB4

1 1 1 1 1

300 600 300

Potential (m ü.M.)

0

Parautochthon

Tertiär

Betrachtet man die Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s, die aufgrund ihrer Lage das hydraulische Verhalten des Wirtgesteins im zentralen Untersuchungsbereich am besten repräsentieren, können die Potentialverhältnisse folgendermassen charakterisiert werden (Fig. 7.2-5): Im Lockergestein sind die Potentiale im allgemeinen subartesisch bzw. hydrostatisch. Das Wirtgestein zeigt mit zunehmender Tiefe eine komplexe Potentialentwicklung: Während der obere Abschnitt nahezu hydrostatische oder artesische Verhältnisse zeigt, weist ein zweiter Abschnitt mit zunehmender Tiefe eine starke Abnahme der hydraulischen Potentiale auf.

Das Minimum dieser Potentialsenke kann sowohl unterhalb des lokalen Vorfluters (Engelberger Aa) als auch unterhalb des regionalen Vorfluters (Vierwaldstättersee) liegen und im Fall der Bohrungen SB1 und SB3 (zentrales Untersuchungsgebiet) gar die Nähe des Meeresspiegels erreichen. Der unterste Abschnitt zeigt wieder eine starke Zunahme der Formationspotentiale bis über das hydrostatische Niveau hinaus.

Die etwa in der Mitte des Wirtgesteins gemessenen extrem tiefen Potentialwerte sind insofern als abnorm zu deuten, als sie unterhalb der lokalen und regionalen Exfiltrationszonen liegen. Diese tiefen Potentiale stehen also nicht im Zusammenhang mit dem hydraulischen Potential der lokalen bzw. regionalen Vorfluter, sondern es müssen andere Prozesse dafür verantwortlich sein (vgl. Kap. 7.5 und Anhang A6). Die starke Zunahme der Potentiale an der Basis des Wirtgesteins ist mit den hohen Potentialen innerhalb der liegenden "Wissberg-Scholle" zu erklären, die sich auf das Wirtgestein auswirken.

Die "Wissberg-Scholle" in den Sondierbohrungen SB1 und SB3 zeigt mit Potentialen von etwa 1'000 m ü.M. stark artesische Verhältnisse. Im Mélange und im Parautochthon unterhalb der "Wissberg-Scholle" liegen subartesische Verhältnisse vor (550 - 650 m ü.M.).

Wie in Kapitel 7.2.2.1 erwähnt, sind ausser den mit Packerversuchen gemessenen oder extrapolierten Werten in jeder Bohrung Potentiale ermittelt worden, die sich auf Langzeitbeobachtungen abstützen (vgl. auch Beilage A4.1-1 bis A4.1-6). Von den ursprünglich 25 Beobachtungsintervallen aller installierten Systeme waren im Jahr 1996 noch 19 funktionsfähig. Abgesehen von der im Sommer 1995 eingerichteten Zone Z2 des Langzeitbeobachtungssystems SB4a/v (vgl. Beilage A4.1-4a/v) haben sich die Druck- bzw. Wasserspiegel inzwischen in allen funktionsfähigen Beobachtungsintervallen stabilisiert. Die aus den Langzeitbeobachtungen abgeleiteten hydraulischen Potentiale liegen fast ausnahmslos innerhalb der Bandbreiten der Potentialwerte, die im Rahmen der Packertests ermittelt worden sind. Von besonderer Bedeutung sind die subartesischen Potentiale in den Zonen Z3 und Z5 der Bohrung SB1 (Beilage A4.1-1) sowie der Zone Z2 in SB4 (Beilage A4.1-4), da sie die Existenz einer stark ausgeprägten Unterdruckzone im Wirtgestein bestätigen. Ein extrem tiefes Potential von 138 m ü.M. wurde (vor dem Versagen des Systems) in der Zone Z3 der Bohrung SB3 gemessen (Beilage A4.1-3). Für die Zone Z2 in der Bohrung SB4a/v wurde das Potential der Formation anhand der transienten Wasserspiegelbeobachtungen abgeschätzt. Der extrapolierte Wert liegt bei 345 m ü.M. Die Langzeitbeobachtungen liefern somit eine unabhängige Bestätigung der aus den transienten Packertestdaten extrapolierten natürlichen Potentiale (vgl. auch PASQUIER 1996).

Gasführung im Wirtgestein

Im Rahmen der Spülungsüberwachung wurde bei den Packertests in der Palfris-Formation während der Druckabsenkungsphase relativ häufig am Bohrlochkopf austretendes Methan beobachtet. Im Hinblick auf die Charakterisierung der Grundwasserfliesssysteme im Wirtgestein ist es von grosser Bedeutung zu wissen, ob dieses Gas unter natürlichem Formationsdruck im Grundwasser gelöst ist oder als freie Gasphase auftritt. Ist die Transmissivität der Formation ausreichend hoch, um im abgepackerten Intervall Pumpversuche durchführen zu können, ist es möglich, die gemessenen Gasund Wasserfliessraten mit theoretischen Werten zu vergleichen. Hierbei wird abgeschätzt, ob die beobachtete Gasmenge allein durch eine Entgasung aus dem Wasser infolge der Druckentlastung während des Packertests entstehen konnte. Falls das Auftreten von Gas nur qualitativ beobachtet oder indirekt aus dem Verlauf der Druckmessungen während der Packertests abgeleitet wird, ohne dass gleichzeitig quantitative Messungen von Wasser- und Gasfluss verfügbar sind (z.B. bei Slugtests), ist es nicht möglich, Aussagen über eine freie Gasphase im Gestein unter natürlichem Formationsdruck zu machen. Auch kurze Druckabsenkungsversuche oder lange Injektionsversuche geben keinen Aufschluss über den Phasenzustand des Grundwassers unter natürlichen Druckbedingungen. Aus diesem Grund wurde eine Klassifizierung der Pakkertests vorgenommen, um die Aussagekraft ihrer Testergebnisse bezüglich der Existenz einer freien Gasphase im Wirtgestein zu beurteilen (LAVANCHY & JOHNS 1994). Entsprechend Tabelle 7.2-3 wurden 4 Kategorien der Gasführung eingeführt, denen jeder Packertest nach bestimmten Auswahlkriterien zugeordnet wurde.

Die Resultate der Einteilung (Fig. 7.2-6) lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- In der Palfris-Formation deuten nur wenige Packertests auf ein mögliches Vorkommen von freiem Gas hin (12 von 141 ausgewerteten Tests in Kategorie 4). Eine Häufung von Tests der Kategorie 4 in bestimmten Tiefenlagen ist nicht festzustellen. Auffällig ist, dass nur in den Bohrungen im südlichen Teil des Wirtgesteins (SB4, SB4a/v/s) erhöhte Gasfliessraten beobachtet werden.
- Für ein Viertel der Tests kann man davon ausgehen, dass unter natürlichem Formationsdruck Einphasenbedingungen (Wasser) vorherrschen (27 von 141 ausgewerteten Tests in Kategorie 1, 7 Tests in Kategorie 3). Auch bei den Tests der Kategorie 1 und 3 ist keine Tiefenabhängigkeit zu erkennen.
- Die Mehrheit der durchgeführten Tests erlaubt keine schlüssige Aussage bezüglich des Vorhandenseins einer freien Gasphase (Kategorie 2). Dies ist im wesentlichen darauf zurückzuführen, dass die Packertests primär zur Ermittlung von Transmissivitäts- und Potentialprofilen durchgeführt wurden.

Kategorie	Beobachtung – Packertests	Schlussfolgerung
1	keine Gasaustritte beobachtet nach bedeutenden Druckabsenkungsversuchen	kein Gas vorhanden
2	keine eindeutigen Beobachtungen	keine Aussage über Gasführung in der Formation möglich
3	geringe Gasfliessraten beobachtet (im Vergleich mit Wasserfliessraten)	Gas unter natürlichen Bedingungen in der Formation gelöst
4	grössere Gasfliessraten beobachtet (im Vergleich mit Wasserfliessraten)	unter natürlichen Bedingungen ist eine freie Gas- phase in der Formation nicht auszuschliessen

Tabelle 7.2-3: Einteilung der Packertests in Kategorien der Gasführung



Figur 7.2-6: Kategorien der Gasführung, ermittelt für alle Packertests im Wirtgestein

310

NAGRA NTB 96-01

Aus den Ergebnissen der Klassifizierung geht hervor, dass die grundwasserführenden Systeme des Wirtgesteins unter natürlichem Formationsdruck kein grossräumig ausgebildetes, zusammenhängendes Zweiphasensystem darstellen, da weder die Tests der Kategorie 4 noch die der Kategorien 1 und 3 an bestimmte Tiefenlagen gebunden sind. Selbst wenn man nur den südlichen Teil des Wirtgesteins betrachtet, erkennt man, dass zwischen den eng benachbarten Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s die Testteufen mit gleicher Kategorie der Gasführung nicht korrellieren. Hieraus kann geschlossen werden, dass im Wirtgestein allenfalls lokal Zweiphasenflussbedingungen auftreten.

Aufgrund der Tatsache, dass mit Packertests, die primär zur Bestimmung des hydraulischen Potentials und der Intervalltransmissivität dienen, nur qualitative Aussagen zum Auftreten einer freien Gasphase möglich sind, wurde in der Bohrung SB4a/s ein sogenannter Gasevidenztest durchgeführt (SB4a/s-VM11, vgl. Beilage A3-3.4a/s). Ziel dieses Tests war es, in einem wasserführenden System mit lokalen Zweiphasenflussbedingungen den Volumenanteil an freiem Gas abzuschätzen, der unter in situ Druckbedingungen in dem System zu erwarten ist. Zu diesem Zweck wurde ein Bohrlochabschnitt ausgewählt, in dem bei vorausgehenden Packertests erhebliche Gasaustritte beobachtet worden waren (Gasführungs-Kategorie 4). In diesem Bohrlochintervall (448 - 457.5 m a.h.) wurde ein aus speziellen Testsequenzen bestehender Hydrotest durchgeführt, der die Identifikation und quantitative Beschreibung einer freien Gasphase ermöglicht (FINSTERLE 1995, SENGER et al. 1997). Die Auswertung dieses Gasevidenztests zeigte, dass in dem betesteten Bohrlochabschnitt tatsächlich die Existenz einer freien Gasphase zu erwarten ist. Der Anteil an freiem Gas ist jedoch sehr gering und beträgt vermutlich nur wenige Prozent (geschätzt ca. 3 % des Porenraums), ein Wert von mehr als 9 % ist praktisch auszuschliessen (ENACHESCU et al. 1996, FINSTERLE 1996).

Zweiphasenflussparameter für die Freisetzung von Endlagergas

Die Abführung von endlagergeneriertem Gas aus den versiegelten Kavernen eines Endlagers in die Nebengesteinsformationen erfolgt über die wasserführenden Systeme des Wirtgesteins. Zur Beschreibung dieser Zweiphasenflussprozesse werden neben den hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins spezifische Zweiphasenflussparameter benötigt. Dies sind insbesondere der Gasschwellendruck (Gas Threshold Pressure – Air Entry Pressure) sowie die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung und der funktionale Zusammenhang zwischen der relativen Permeabilität und der Wassersättigung.

Der Gasschwellendruck entspricht dem kleinsten Kapillardruck, der für die Verdrängung von Wasser durch Gas benötigt wird. Um diesen Parameter zu bestimmen, wurden in den Bohrungen SB2, SB3, SB4a/v und SB4a/s in abgepackerten Intervallen Gasinjektionsversuche durchgeführt (Gas Threshold Pressure Tests). Die ermittelten Werte sind in der Figur 7.2-7 als Funktion der absoluten Permeabilität k (Definitionen siehe Anhang A7) dargestellt. Die generelle Beziehung zwischen dem Schwellendruck und der gemessenen Permeabilität des Gesteins wurde von VINARD & LAVANCHY (1994) durch Regression der Daten mit einer Potenzfunktion dargestellt und ist ähnlich der Korrelation, die DAVIES (1991) aus einer grossen Zahl von Labordaten aufgestellt hat.



Figur 7.2-7: Gasschwellendruck als Funktion der absoluten Permeabilität. Die Werte wurden als Ergebnis von Gas Threshold Pressure Tests in den Sondierbohrungen am Wellenberg und am Oberbauenstock ermittelt.

Zur Beschreibung der Kapillardruck/Sättigungsbeziehung und der relativen Permeabilität werden für poröse Medien häufig vereinfachte Parametermodelle verwendet, die mit gewissen Einschränkungen auch auf die Verhältnisse am Wellenberg anwendbar sind (BROOKS & COREY 1964, VAN GENUCHTEN 1980, GRANT 1977, Definitionen siehe Anhang A7). Diese Parametermodelle werden durch eine Reihe von Zweiphasenflussparametern definiert. Es sind dies der Gasschwellendruck, die residuale Gasbzw. Wassersättigung und der Porengeometriefaktor (vgl. Anhang A7). Unter in situ Bedingungen sind diese Zweiphasenflussparameter nicht direkt aus Beobachtungsgrössen herleitbar, sondern sie werden durch numerische Modellierung von Gasinjektionstests auf indirektem Wege ermittelt. Solche speziellen Packertests (Extended Gas Threshold Pressure Tests) in SB4, SB4a/v und SB4a/s wurden mit einem numerischen

312

Zweiphasen-Bohrlochsimulator analysiert. Tabelle 7.2-4 gibt einen Überblick über alle Packertests, die im Rahmen von speziellen Zweiphasenflussauswertungen analysiert wurden. Weiterhin sind in der Tabelle die aus den Auswertungen resultierenden Zweiphasenflussparameter wiedergegeben. Die Resultate (LAVANCHY & MARSCHALL 1997) können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die verschiedenen Zweiphasenfluss-Parameter sind stark miteinander bzw. mit den hydraulischen Parametern korreliert, so dass die durch inverse Modellierung ermittelten Parameter eine relativ grosse Bandbreite aufweisen.
- Für die Mehrzahl der Tests war eine eindeutige Unterscheidung zwischen verschiedenen Zweiphasen-Parametermodellen (Brooks & Corey, van Genuchten, Grant) mit Hilfe der inversen Modellierung nicht möglich.

Bestimmte Testsequenzen konnten aber mit einem Grant-Modell besser reproduziert werden als mit einem Brooks & Corey-Modell; das Parametermodell mit erhöhter Gasmobilität gemäss Grant ist deshalb das bevorzugte Zweiphasen-Parametermodell im Beobachtungsmassstab der wasserführenden Systeme.

Tabelle 7.2-4:	Ergebnisse	der	Zweiphasenflussmodellierungen	von	Hydrotests	und
	Gas Thresh	old P	ressure Tests in den Sondierunge	n am	Wellenberg	

Bohrloch	Tests ²⁾	Schwellendruck	Parametermodell	residuale Sättigung	
		(MPa)		Gas	Wasser
SB2	VM10	2.9	Grant	0 ¹⁾	0.25 1)
SB3	VM26, VM27, VM28	3.8 - 4.8	n.b.	n.b.	n.b.
SB4	VM2	n.b.	Grant, Brooks & Corey	0 ¹⁾	0.34 - 0.79
SB4a/v	VM13, VM14	0.022 - 0.13	Brooks & Corey, Grant (VM13), Grant (VM14)	01)	0.25 ¹⁾
SB4a/s	VM11, VM14, VM16	0.1 - 2.6	Grant (VM11, VM16), Brooks & Corey (VM14)	0 - 0.03	0.07 - 0.25

n.b. nicht bestimmt

für den Porengrössenfaktor λ wurde generell der Wert 2 angenommen

7.3 Wasserführende Systeme im Wirtgestein (Blockmodell)

Mit dem Blockmodell werden die geologischen und hydraulischen Eigenschaften eines Wirtgesteinsblocks mit einer Seitenlänge von wenigen Hektometern beschrieben. Das Wirtgestein wird dabei als ein aus planaren Elementen bestehendes Kluftnetzwerk aufgefasst, wobei die Gesteinsmatrix in erster Näherung als undurchlässig⁴⁶ betrachtet wird. Der geologische Teil des Blockmodells mit den vier Typen von wasserführenden

¹⁾ Werte wurden angenommen

²⁾ Testintervalle gemäss Anhang A3-3.1 bis A3-3.6

⁴⁶ siehe Diskussion im folgenden Kapitel (7.3.1)
Systemen (WFS) im Wirtgestein, die den planaren Elementen des Kluftnetzwerks entsprechen, ist detailliert im Kapitel 5.6 beschrieben. Die hydraulischen Eigenschaften des Blockmodells werden aus den Ergebnissen der hydraulischen Tests (Kap. 7.2.2.2) abgeleitet.

Im Abschnitt 7.3.1 dieses Kapitels werden die hydrogeologischen Grundlagen des Blockmodells behandelt. Insbesondere werden die konzeptuellen Annahmen zum Aufbau eines Wirtgesteinsblocks evaluiert. Für die vier Typen von WFS im Wirtgestein werden repräsentative Werte bzw. statistische Verteilungen für die Ausdehnung, Orientierung, Häufigkeit, Heterogenität und die Transmissivität definiert.

Das Blockmodell spielt eine zentrale Rolle bei der Übertragung der hydraulischen Eigenschaften in andere Betrachtungsmassstäbe (Fig. 7.7-1). So wurden, anhand des Blockmodells, aus den gemessenen (lokalen) Transmissivitäten in den Bohrungen hydraulische Leitfähigkeiten im Endlager- und Regionalmassstab ermittelt. Eine Beschreibung der entsprechenden Umsetzung vom Iokalen in den regionalen Massstab, der sogenannten T \rightarrow K Konversion, folgt im zweiten Teil dieses Kapitels (7.3.2).

Umgekehrt erfordert der neue Modellierungsansatz, mit dem die Verteilung und die räumliche Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein beschrieben wird (K-Modell, vgl. Kap. 7.4), die Fähigkeit, hydraulische Eigenschaften vom grösseren Regionalmassstab in den kleineren des Kavernenumfeldmodells umzusetzen. Das Blockmodell wurde dazu benutzt, eine Gesetzmässigkeit (Regel) abzuleiten, die es erlaubt, die mittleren Transmissivitäten der WFS in einem Volumen des Kavernenumfeldmodells so zu wählen, dass sie mit dem K-Wert an der betreffenden Stelle kompatibel sind (K \rightarrow T Konversion). Das Vorgehen wird im letzten Teil dieses Kapitels beschrieben (7.3.3).

7.3.1 Hydraulische Eigenschaften des Blockmodells

7.3.1.1 Konzeptuelle Annahmen

Das Blockmodell basiert auf einem geostatistischen Modellierungsansatz. Dieser erlaubt es, die Unsicherheiten für die geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften an einer beliebigen Stelle im Wirtgestein zu berücksichtigen und zu quantifizieren, selbst in Bereichen, wo keine direkten Beobachtungsdaten vorliegen. Zusätzlich beschreibt das Blockmodell explizit und in geeignetem Massstab die Variabilität der geologischen und hydraulischen Eigenschaften, so z.B. die vier Typen von wasserführenden Systemen (WFS) oder die Variation der hydraulischen Parameter in einem WFS.

Im Grössenmassstab des Blockmodells wird explizit der Grundwasserfluss in den WFS modelliert, da die Gesteinsmatrix zwischen den WFS keinen nennenswerten Beitrag zum Gesamtfluss liefert⁴⁷. Es ist daher zweckmässig, das Blockmodell als Kluftnetz-werk zu konzeptualisieren (im Gegensatz zum Ansatz als äquivalent-poröses Medium).

⁴⁷ Der hydraulischen Leitfähigkeit der Gesteinmatrix wird ein Wert von 10⁻¹³ m/s zugewiesen (Kap. 7.2.2), was verglichen mit den Transmissivitäts-Werten der WFS praktisch keinen Beitrag zum Wasserfluss durch einen Wirtgesteinsblock bringt.

Geologisch wird das Blockmodell durch folgende vier Typen von WFS charakterisiert (vgl. Kap. 5.6):

- Typ 1: Kataklastische Scherzonen
- Typ 2: Dünne diskrete Scherzonen (SZDD)
- Typ 3: Kalkmergel-/Kalkbänke (KBA)
- Typ 4: Klüfte in Tonmergeln und Mergeln

Der Fluss in den einzelnen WFS hängt von ihrer Transmissivität, dem Gradienten und ihrer Vernetzung mit den anderen, ebenfalls durchlässigen WFS ab. Je grösser die Ausdehnung der WFS ist, desto besser ist ihre Vernetzung. Die im Bohrloch gemessene Transmissivität eines WFS weist eine starke Abhängigkeit von dessen Tiefenlage auf, jedoch keinen Zusammenhang mit dem Typ des WFS. Die Konzeptualisierung der hydraulischen Eigenschaften erfolgt analog zum Vorgehen in NAGRA (1993b): Jedes WFS besitzt eine Transmissivität, die aus einer statistischen Verteilung abgeleitet wird. Diese Verteilung ist für alle Typen von WFS gleich. Die Konzeptualisierung wurde wie folgt weiterentwickelt:

- die Transmissivität innerhalb eines WFS kann lokal variieren⁴⁸
- die mittlere Transmissivität hängt von der Tiefenlage des WFS ab; generell ist eine Abnahme mit der Tiefe zu verzeichnen (Fig. 7.2-4)

Der genannte zweite Punkt führt zu einem bemerkenswerten Unterschied zwischen dem "Blockmodell" in NAGRA (1993b) und dem jetzigen Blockmodell. In NAGRA (1993b) war die Transmissivitätsverteilung der WFS (d.h. Mittelwert und Varianz) innerhalb einer hydrogeologischen Einheit konstant. Im neuen Konzept sind die statistischen Eigenschaften der Transmissivitätsverteilung an einem beliebigen Ort nicht einheitlich, sondern werden von der berechneten effektiven hydraulischen Leitfähigkeit an diesem Punkt abgeleitet (vgl. Kap. 7.4, K-Modell). Folglich muss das Blockmodell eine Gesetzmässigkeit beinhalten, mit der die hydraulischen Leitfähigkeiten aus dem K-Modell in WFS-Transmissivitäten umgerechnet werden können (vgl. Kap. 7.3.3). Das Vorgehen ist in Figur 7.3-1 schematisch dargestellt. Mit der K \rightarrow T-Konversion kann die Tiefenabhängigkeit der WFS-Transmissivitäten realisiert werden, so dass sie mit der in den Regional- und Endlager-Modellen implementierten K-Verteilung konsistent ist.

Zur Implementierung des Blockmodells im Rahmen eines hydraulischen Kluftnetzwerkmodells (Kavernenumfeldmodell, Kap. 7.7.6) müssen die hydrogeologischen Eigenschaften der individuellen WFS spezifiziert und mit Zahlenwerten belegt werden. In Tabelle 7.3-1 sind die benötigten geometrischen und hydraulischen Eigenschaften der WFS zusammengestellt. Die geometrischen Eigenschaften umfassen Orientierung, Häufigkeit und Ausdehnung, während sich die hydraulischen Parameter auf die Heterogenität des Fliesssystems (Pfad-Geometrie) innerhalb eines WFS und die Verteilung der T-Werte beziehen.

⁴⁸ In der Praxis wird diese Variabilität nur auf WFS angewendet, die grösser sind als 10 m x 10 m.



Figur 7.3-1: Schematische Darstellung des Zusammenhangs zwischen geometrischen und hydraulischen Kennwerten des Blockmodells

Tabelle 7.3-1: Zusammenfassung der notwendigen Eingabeparameter zur Spezifikation eines hydraulischen Kluftnetzwerks

Eigenschaft	Beschreibung gemäss Blockmodell
Kluftform	In der Regel quadratische Ebene – mit Ausnahme der Kalkbankabfolgen (KBA), die jeweils als drei parallele rechteckige Ebenen konzipiert wurden
Orientierung	Statistische Verteilung,ermittelt aus den gemessenen Verteilungen an den Bohrkernen
Häufigkeit (m ⁻¹)	Einheitlich für jeden Typ von WFS
	Der Wert entspricht in der Regel dem P_{32} -Wert P_{32} (m ⁻¹) definiert in einem Kluftnetzwerk den Flächenanteil von Klüften pro Volumeneinheit: Erster Index = 3 für drei-dimensional, zweiter Index = 2 für zweidimensional. Für jeden WFS- Typ wird P_{32} aus dessen Häufigkeit in den Bohrungen abgeschätzt
Ausdehnung (m) (Seitenlänge)	Entweder konstanter Wert oder Wert aus Zufallsverteilung. Diese Zufallsverteilung wird aus der WFS-Mächtigkeitsverteilung in den Bohrungen abgeleitet (vgl. Kap. 5.6).
Heterogenität ("Channeling")	Jede Struktur wird entweder mit einem konstanten Transmissivitätswert modelliert oder sie wird in Subelemente mit unterschiedlichen Transmissivitäten aufgeteilt. Für den zweiten Fall wird ein Subelement aufgrund seiner Transmissivität entweder als " <i>channel-patch</i> " (höhere T- Werte) oder als "off-channel" (niedrige Werte) definiert. Für jedes WFS bleibt die " <i>channeling- fraction</i> " (Quotient aus " <i>channel-patch / off-channel</i> ") konstant, nicht jedoch die Lage der " <i>channel-patches</i> " bzw. der " <i>off-channels</i> "
Transmissivität	Im Normalfall aus einer Zufallsverteilung; für grössere Strukturen (z.B. KBA) kann auch ein konstanter (deterministischer) Wert eingesetzt werden

Die Konzeptualisierung der WFS und die Wahl der geometrischen Parameterwerte und Parameterverteilungen ist im Kap. 5.6 eingehend beschieben und begründet worden. In Einzelfällen sind aber für die numerische Kluftnetzwerkmodellierung darüber hinausgehende Vereinfachungen erforderlich, u.a. um den Rechenaufwand in vertretbaren Grenzen zu halten. Die folgenden Kapitel 7.3.1.2 bis 7.3.1.5 beschränken sich darauf, diese zusätzlich notwendigen Abstraktionsschritte zu erläutern und den Parametersatz des Blockmodells mit den hydrogeologischen Eigenschaften der WFS zu ergänzen. Die Gesamtheit aller Eingabeparameter für die Kluftnetzwerkmodellierung sind in Tabelle 7.3-2 (Kap. 7.3.1.6) zusammengefasst.

7.3.1.2 Kataklastische Scherzonen (Typ 1)

Die kataklastischen Scherzonen wurden aufgrund der wahren Mächtigkeit, entsprechend Kap. 5.6.1, in die zwei Subtypen

- grosse Störungen mit einer wahren Mächtigkeit über 0.5 m,
- kleine Störungen mit einer wahren Mächtigkeit zwischen 0.5 m und 0.1 m.

eingeteilt. Aus hydraulischen Gründen wurden darüber hinaus auch noch die sehr kleinen hydraulisch wirksamen Störungen mit wahren Mächtigkeiten unter 0.1 m berücksichtigt. Diese Kategorie entspricht einigen wenigen Zuflusspunkten in den Bohrungen SB4a/v/s, die gemäss Kapitel 5 als kataklastische Störungen beschrieben wurden, aber weder den grossen noch den kleinen Störungen zugeordnet werden konnten. Ihre Bedeutung ist hauptsächlich auf die konsistente und vollständige Simulation der Bohrlochumgebung für die T→K Konversion (Kap. 7.3.2) beschränkt.

Die Orientierung der grossen kataklastischen Störungszonen wurde aus Daten der Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6 abgeleitet. Es wurden drei Un-

tergruppen gebildet, deren Orientierung jeweils einer Normalverteilung entspricht. Jede dieser Untergruppen ist durch den Mittelwert und die Standardabweichung des Fallazimuts sowie den prozentualen Anteil an der Gesamtheit aller grossen WFS charakterisiert (vgl. Tab. 7.3-2). Die Orientierung der kleinen und sehr kleinen kataklastischen Scherzonen entspricht derjenigen der grossen (Kap. 5.6.3).

Die der Tabelle 4.6-4 entsprechende *Häufigkeitsverteilung* der grossen und kleinen Störungen führt zu P₃₂-Werten von 0.048 resp. 0.072. Für die sehr kleinen kataklastischen Störungen wurden in der Bohrung SB4a/v im Intervall 150 m bis 604 m u O.K.T drei quantifizierbare Zuflüsse ermittelt (vgl. Beilage A3.6-5), was einer Häufigkeit von 0.0066 entsprechen würde. Einen gewissen Vernetzungsgrad (mindestens eine Schnittstelle mit einer weiteren Scherzone) erhält man aber, wie erste Modelltests gezeigt haben, erst mit einem leicht erhöhten P₃₂-Wert von 0.01. Von diesen Befunden ausgehend, wurde für die numerische Implementierung eine Vereinfachung vorgenommen (LANYON 1997): Die Mehrheit der sehr kleinen kataklastischen Störungen wurde als Teil der grossen resp. kleinen Störungen modelliert; zum Ausgleich wurde deren P₃₂-Wert leicht auf 0.053 resp. 0.079 erhöht. Nur eine beschränkte Zahl der sehr kleinen kataklastischen Störungen wurde bei den Realisationen explizit berücksichtigt (P₃₂ = 0.001) um die richtige Zahl von Zuflusspunkten pro Bohrung zu erhalten.

Die *Ausdehnung* der sehr kleinen kataklastischen Störungen wurde mit konstant 10 m (bei einer konstanten Mächtigkeit von 0.1 m) modelliert. Das Verhältnis wahre Mächtigkeit (m) / Ausdehnung (m) entspricht damit dem für die grossen und kleinen kataklastischen Scherzonen vorgegebenen Wert von 1:100 (vgl. Kap. 5.6.2, 5.6.3)⁴⁹.

Die beobachtete Heterogenität der Transmissivitätsverteilung in Störungen wird, wie in den Kapiteln 5.6.2 und 5.6.3 empfohlen, dadurch berücksichtigt, dass die kataklastischen Scherzonen in unterschiedliche Subelemente⁵⁰ aufgeteilt werden: die durchlässigeren channel-patches und die weniger permeablen off-channel Bereiche des WFS. Im Basisfall wird eine Störung als guadratische Fläche dargestellt, deren Kantenlängen 100 × der wahren Mächtigkeit entsprechen. Diese Fläche wird schachbrettartig in Felder (Kantenlänge: 1/10 × Ausdehnung der Gesamtstruktur) eingeteilt, die sich untereinander in ihrer Transmissivität unterscheiden. Die minimale Ausdehnung der Felder beträgt 10 m, da kleinere Dimensionen angesichts der Erkundungstiefe von hydraulischen Bohrlochtests (wenige Meter, vgl. Kap. 7.2.2) nicht sinnvoll wären und einen unverhältnismässigen Rechenaufwand bedingen würden. Channel-patches sind Felder, denen eine Transmissivität über der Nachweisgrenze der Fluid-Logs zugewiesen wird; ihr Anteil innerhalb einer Störungsfläche wird als channeling fraction bezeichnet. Die übrigen Felder stellen off-channel Bereiche mit nicht mehr detektierbarer Transmissivität dar. Unter der Grundannahme, dass das Verhältnis der transmissiven Felder zur Gesamtfläche dem Bruchteil aller durchbohrten Störungen entspricht, die mit Zuflusspunkten korreliert werden können, ist es möglich, aus den Bohrlochbeobachtungen einen Wert für die channeling fraction abzuleiten. Für die grossen Störungen in den Bohrungen SB1, SB3 und SB4a/v beträgt er 0.46 (LANYON 1997). Es wurde keine Tiefenabhängigkeit festgestellt. Hingegen scheint bei den kleinen Störungen der Anteil der transmissiven Bereiche mit der Tiefe abzunehmen. Wegen der schmalen Datenbasis (vollständiges Inventar der kleinen Störungen nur in der Bohrung SB4a/v), ist diese

⁴⁹ Parametervariationen mit anderen Werten für dieses Verhältnis sind in Kapitel 7.3.2.2 beschrieben.

⁵⁰ Ein WFS wird mit einem Netz von 10m x 10m Elementen diskretisiert. Aufgrund seiner Transmissivität wird ein Element entweder als *channel-patch* oder als *off-channel* definiert. Für jedes WFS bleibt die *channeling-fraction* konstant, nicht jedoch die Lage des *channel-patches* bzw. der *off-channels*.

Abnahme allerdings statistisch kaum belastbar. Deshalb wurde für die kleinen Störungen eine mittlere *channeling-fraction* von 0.16 als tiefenunabhängiger Wert verwendet. Für den Basisfall wurde eine isotrope Verteilung der durchlässigen Bereiche, d.h. keine bevorzugte Korrelationsrichtung der *channel-patches* angenommen. Die Wirkung unterschiedlicher Anordnungen mit bevorzugter Ausrichtung wurde aber im Rahmen einer Sensitivitäts-Studie untersucht. Auf die Ergebnisse wird im Kapitel 7.3.2 eingegangen.

Die *Transmissivitäten* der *channel-patches* einer heterogen aufgebauten Störungsfläche ergeben sich für jede Raumlage aus einer Verteilung. Der Mittelwert der Transmissivitätsverteilung wurde mit dem in Kapitel 7.3.3 beschrieben Verfahren aus dem lokalen K-Wert abgeleitet (K→T Konversion). Die Variabilität in einer bestimmten Tiefe basiert auf einer Residuenverteilung, die mit einer log-normalen Verteilungsfunktion approximiert wurde (Standardabweichung 0.7). Residuen sind die Differenzen zwischen den effektiv gemessenen Transmissivitäten (Datenbasis: SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s) und den – den individuellen Bohrungen angepassten – Tiefentrendkurven (LANYON 1997).

Die Transmissivität, die den Subelementen ausserhalb der *channel-patches* zugeschrieben wird, entspricht dem Detektionslimit des Fluid-Loggings, d.h. dem Wert, der mit den Fluid-Logs in einem Bohrlochintervall gerade nicht mehr erfasst wird. Auch diese Transmissivität weist eine Tiefenabhängigkeit auf und hängt von der typischen *channel-patch* Transmissivität an der betreffenden Stelle ab. Deshalb wurde die Transmissivität für die Subelemente ausserhalb der *channel-patches* so gewählt, dass sie konstant ist und stets 1/10 des geometrischen Mittels der *channel-patch* Transmissivität an der betreffenden Stelle in der kataklastischen Zone beträgt.

7.3.1.3 Dünne diskrete Scherzonen (Typ 2)

Die *Orientierung* der dünnen diskreten Scherzonen (SZDD) wurde (nach der Bohrloch-Lagekorrektur) aus dem umfangreichen Datensatz der Bohrung SB4a/v abgeleitet (vgl. Fig. 4.6-1). Aufgrund der verfügbaren Datenmenge war es möglich, die beobachtete Verteilung direkt zu übernehmen, ohne auf eine analytische Verteilungsfunktion zurückgreifen zu müssen (LANYON 1997).

Für das Blockmodell wurden nur die mit Zuflusspunkten korrelierten SZDD berücksichtigt. Der *Häufigkeitsverteilung* entspricht ein P₃₂-Wert von 0.0022 m⁻¹. Dieser Wert wurde nach ersten Modelltests auf 0.0024 erhöht (vgl. Tab. 7.3-2), um einen plausiblen Vernetzungsgrad zu erhalten (mindestens eine Schnittstelle mit einem weiteren WFS).

Weil nur mit Zuflusspunkten korrelierte SZDD berücksichtigt wurden, ergab sich zwingend die Annahme eine homogener *Transmissivitätsverteilung* (*channeling fraction* 1). Transmissivitätswerte wurden mit dem selben Verfahren ermittelt, das im Fall der *channel-patches* angewandt wurde (s. oben).

7.3.1.4 Kalk(mergel)bänke und Kalkbankabfolgen (Typ 3)

Kalk(mergel)bänke mit drusigen Adern (ausserhalb Kalkbankabfolgen) werden aufgrund der im Kapitel 5.6.6 angestellten Überlegungen für das Blockmodell vernachlässigt (vgl. auch LANYON 1997). Hingegen werden im Blockmodell die Kalkbankabfolgen (KBA) gemäss der geologischen Konzeptualisierung im Kapitel 5.6.7 explizit berücksichtigt.

Anders als die anderen drei WFS-Typen werden die KBA als verfaltete Strukturen modelliert (vgl. Figur 5.6-2). Gemäss der in Figur 5.6-6 gezeigten Konzeptualisierung bestehen KBA aus rechteckigen Einzelelementen, mit einer Mächtigkeit zwischen 10 und 40 m und einer Längenausdehnung parallel zur Richtung der neoalpinen Faltenachsen, die mehrere 100 m erreichen kann. Für die numerische Implementierung war es notwendig, diese Darstellung weiter zu vereinfachen. Da der NAPSAC-Rechencode nur 2D-Elemente berücksichtigen kann, wurde eine Kalkbankabfolge durch drei parallele, hydraulisch wirksame Flächen mit einem Abstand von jeweils 12.5 m approximiert. Sie repräsentieren ein KBA-Volumen mit einer Gesamtmächtigkeit von 25 m (vgl. Fig. 7.3-2b). Der Rechencode wurde so modifiziert, dass aus den drei Ebenen bestehende, verfaltete Strukturen generiert werden konnten.

Orientierung und Häufigkeit der Kalkbankabfolgen entsprechen der geologischen Beschreibung in Kapitel 5.6.7. Die *Ausdehnung* ist grösser als die Blockabmessungen, d.h. die modellierten KBA queren einen Block mit 500 m Seitenlänge vollständig. Für die einzelnen Elemente wurde eine Fläche von 100 m x 200 m angenommen (vgl. Fig. 5.6-6).

Die *effektive Transmissivität* der KBA wurde auf der Basis der in Figur 5.6-6 detailliert dargestellten internen Struktur berechnet. Aus der Transmissivität der Boudins von $1 \cdot 10^{-6}$ m²/s bzw. dem Leitfähigkeitswert für den Mergel von $1 \cdot 10^{-13}$ m/s ergibt sich eine effektive KBA-Transmissivität von $2 \cdot 10^{-11}$ m²/s (LANYON 1997). Dieser Wert⁵¹ wurde für alle KBA konstant gehalten.

7.3.1.5 Klüfte in Tonmergeln und Mergeln (Typ 4)

Die *Orientierung* dieser Klüfte wurde gemäss der geologischen Interpretation (Kap. 5.6.8) durch eine beliebige (isotrope) Fallrichtung und einem Fallwinkel im Intervall zwischen 45 - 90° spezifiziert.

Konzeptualisierung und Parametrisierung im Bezug auf *Häufigkeit, Ausdehnung und Heterogenität* sind gleich wie für WFS-Typ 2.

7.3.1.6 Zusammenfassung der Eigenschaften des Blockmodells

Die für eine Realisation des hydraulischen Kluftnetzwerkmodells verwendeten Parameter sind in Tabelle 7.3-2 enthalten. Die Zusammenstellung umfasst alle Angaben, die gemäss den Kapiteln 5.6 und 7.3.1.2 bis 7.3.1.5 für eine quantitative Beschreibung des Blockmodells notwendig sind. Ein Beispiel für eine Realisation mit dem Kluftnetzwerk-Modellcode NAPSAC (GRINDROD et al. 1991) ist in Figur 7.3-2 dargestellt. Diese Figur zeigt die vier WFS-Typen mit den farbkodierten Transmissivitäten in einem Würfel mit Kantenlänge 300 m (Fig. 7.3-2a), sowie die generierten, im Würfel enthaltenen KBA (Fig. 7.3-2b). Die Spurlängen der WFS auf der abgewickelten Würfeloberflä-

⁵¹ Für die T \rightarrow K Konversion wurde eine etwas höhere Transmissivität von 1·10⁻¹⁰ m²/s verwendet (siehe Kap. 7.3.2).

Parameter		Typ 1		Typ 2	Тур 3	Typ 4
	1.1 Grosse: wahre Mächtigkeit > 0.5m	1.2 Kleine: 0.5 m > wahre Mächtigkeit > 0.1m	1.3 Sehr kleine: wahre Mächtig- keit <0.1m			
Form	Quadratisch			Identisch mit Typ 1	Verfaltete Struktur mit un - endlicher Ausdehnung in Faltenachsenrichtung	Identisch mit Typ 1
Orientierung (Mittelwert ± 2 Standard- abweichungen)	3 "Sets" mit normalen Set 1 (8%): Azimut Set 2 (21%): Azimut Set 3 (71%): Azimut	Verteilungen 32 ± 52°, Fallwinkel 42 213 ± 78°, Fallwinkel 38 316 ± 44°, Fallwinkel 50	± 24° ± 30° ± 28°	Statistisch aus der beobachteten Verteilung in SB4a/v	 Fallazimut 210-340° (75%) bzw. 130-160° (25%) Fallwinkel 0-30° 	Fallazimut isotrop, Fallwinkel variiert zwischen 45-90°
Häufigkeit P ₃₂ (m ⁻¹)	0.048 (bzw. 0.053 ¹)	0.072 (bzw. 0.079 ¹)	0.01 (bzw. 0.001)	0.0022 (bzw. 0.0024 ²)	3 KBA per 500 m	0.002 (bzw. 0.0021 ²)
Ausdehnung (m) (Seitenlänge)	100 x Mächtigkeit (50-1200 m)	100 x Mächtigkeit (10 - 50 m)	Konstant 10 m	10 m	KBA - zieht durchs ganze Modell (> 500 m); typischer Wert für einzelne Elemente 100 m x 200 m	10 m
Heterogenität bzw. Channeling-fraction ³	46%	16 %	100 %	100%		100%
Transmissivität	T-Verteilung der "chanr Mittelwert: m _{logT} = logK Log Standardabweichu	nel patches": log-normal (+2.1 ung : 0.7	Identisch mit channel-patches	Identisch mit channel- patches von Typ 1	Effektiver T-Wert der einzelnen Elemente: 2·10 ⁻¹¹ m ² /s	Identisch mit Typ 2
	T ausserhalb der "channel patches". Konstanter Wert: 1/10 des Mittelwertes für "channel-patches" (0.1 x m _{logT})					
	Die Transmissivitäten s ohne räumliche Korrela	sind statistisch verteilt, ation	Identisch mit Typ 2	Jeder Struktur wird ein Wert aus einer Zufalls- verteilung zugeordnet		Identisch mit Typ 2

Der P₃₂-Wert wurde nach ersten Modelltests leicht erhöht, um einen realistischen Vernetzungsgrad in den Realisationen zu erhalten.

³ Prozentualer Flächenanteil von "channel-patches" an WFS.

che sind in Fig. 7.3-2c dargestellt. Unterschiedliche Strichstärken sind ein Mass für die Mächtigkeiten. Für WFS, die grösser sind als 10 m x 10 m, variiert die Transmissivität auch entlang der Fläche eines WFS.

Tabelle 7.3-2: Blockmodell: Eingabedaten für die Kluftnetzwerk-Modellierung

a)

b)



Figur 7.3-2: Typische Realisation eines Blockmodells mit dem Kluftnetzwerk-Modellcode NAPSAC: Dargestellt sind die WFS mit farbkodierten Transmissivitäten in einem Würfel von 300 m Kantenlänge a), die im Würfel enthaltenen KBA b) und die Spurlängen auf der abgewickelten Würfeloberfläche c) (s. nächste Seite). Die Transmissivitätswerte entsprechen einer K-Verteilung gemäss der konditionalen Realisation r₇ (vgl. Kap. 7.4)



7.3.2 Die Ermittlung von K-Profilen entlang den Bohrungen

(T→K Konversion)

Im Regional- und Endlagermodell (Massstab: Hektometer bis mehrere Kilometer) ist es sinnvoll, das Wirtgestein als äquivalent-poröses Medium (EPM) zu modellieren (vgl. Kap. 7.7.1). Das Gebirge wird damit hydrogeologisch durch die hydraulische Leitfähigkeit K charakterisiert. Um die Leitfähigkeitsverteilung im Wirtgestein abzuschätzen, wurde das K-Modell entwickelt (vgl. Kap. 7.4). Im K-Modell wird die mittlere Leitfähig-

keitsverteilung im Wirtgestein mit dem Kriging-Verfahren bestimmt, wobei vorausgesetzt wird, dass die K-Profile in den Sondierbohrungen bekannt sind. Zur Berechnung der K-Profile aus den gemessenen Transmissivitätsprofilen wurde die T \rightarrow K Konversion entwickelt.

7.3.2.1 Methodik

Die T \rightarrow K Konversion ist ein "Upscaling"-Verfahren, mit dem aus den in den Bohrungen gemessenen, lokal gültigen hydraulischen Parametern (WFS-Transmissivitäten) effektive hydraulische Leitfähigkeiten für einen grösseren Gebirgsbereich berechnet werden. Das einfachste Art dies zu bewerkstelligen, ist die Bildung des arithmetischen Mittels. Der K-Wert eines Intervalls entspricht in diesem Fall der Summe der einzelnen Transmissivitätswerte in einer Bohrung, dividiert durch die entsprechende Abschnittslänge. Dabei wird aber vorausgesetzt, dass alle berücksichtigten WFS eine unendliche Ausdehnung und eine konstante Transmissivität haben. Die geologische und hydrogeologische Beschreibung der WFS im Blockmodell hat gezeigt, dass diese zwei Voraussetzungen eine zu starke Vereinfachung der Realität darstellen und zu unrealistischen K-Werten führen. Aus diesem Grund wurde für die T \rightarrow K Konversion ein spezielles Verfahren entwickelt, das auf dem Blockmodell basiert und realistischere Werte der generalisierten hydraulischen Leitfähigkeit liefert.

Das Vorgehen ist in Figur 7.3-3 schematisch dargestellt und wird in LANYON (1997) detailliert beschrieben. Die Methode ist eine Weiterentwicklung des sogenannten "Konditionierungs"-Verfahrens (CHILES 1987) und umfasst folgende Einzelschritte, die für jede einzelne Bohrung durchgeführt wurden:

- Als erstes wurde ein Transmissivitätstrend abgeleitet (JAQUET et al. 1997), der die Tiefenabhängigkeit des Mittelwerts wiedergibt und es erlaubt, die Variabilität der T-Werte quantitativ zu bestimmen (Fig. 7.3-3a). Diese T-Werte entsprechen den WFS, die als Zuflusspunkte identifiziert wurden, also z.B. den *channel-patches* in kataklastischen Zonen (in wenigen Einzelfällen wurden auch Intervalltransmissivitäten mit einbezogen, vgl. Kap. 7.2.2).
- Für jede Bohrung wurde dann auf der Grundlage der Blockmodell-Eingabeparameter (Form, Orientierung, Häufigkeit, Ausdehnung, Heterogenität bzw. *channelingfraction*, vgl. Tab 7.3-2) ein "generisches" geometrisches Kluftnetzwerk in Form eines Prismas konstruiert (Fig. 7.3-3b). Dieses Prisma, mit der Bohrung im Zentrum, hat eine Grundfläche von 100 m x 100 m und eine Höhe, die der durchteuften Wirtgesteinsstrecke entspricht. Die horizontalen Achsen wurden parallel bzw. senkrecht zur Fallazimut-Richtung der kataklastischen Zonen angeordnet.
- Anschliessend wurden alle WFS, welche die Bohrung schneiden, aus diesem generischen Kluftnetzwerk entfernt. Den verbleibenden WFS wurden Transmissivitäten zugeordnet, die dem abgeleiteten Transmissivitätstrend (s. Schritt 1 bzw. Fig. 7.3-3a) und den zugehörigen Verteilungen entsprechen (Fig. 7.3-3c). Es entsteht so ein Kluftnetzwerk, das für das Wirtgesteinsvolumen in der (weiteren) Umgebung der Bohrung repräsentativ ist, aber noch keine spezifischen Bohrlochdaten berücksichtigt.
- In einem nächsten Schritt wurden die aus dem Kluftnetzwerk entfernten WFS durch diejenigen ersetzt, die effektiv in der Bohrung angetroffenen wurden (Fig. 7.3-3d).

Berücksichtigt wurden grosse katakastische Zonen (WFS Typ1) mit einer wahren Mächtigkeit > 0.5 m, die in allen Bohrungen erfasst werden konnten. Wo sie mit Zuflusspunkten assoziiert waren (Intersektionen in einem channel-patch Bereich), wurde Ihnen die gemessene Transmissivität zugeordnet. Bei Intersektion in einem off-channel Bereich (d.h. wenn sie nicht mit einem Zuflusspunkt zusammenfielen) wurde ein Transmissivitätswert verwendet, der einem Zehntel des Werts entspricht, der gemäss Transmissivitätstrend (Fig. 7.3-3a) in dieser Tiefe zu erwarten wäre. Für die kleinen kataklastischen Zonen sind die entsprechenden Daten nicht in allen Bohrungen verfügbar. Deshalb wurden nur diejenigen kleinen kataklastischen Zonen berücksichtigt, die mit Zuflusspunkten zusammenfielen. Ihre Ausdehnung wurde aber nicht auf die übliche Weise aus der Mächtigkeit abgeleitet, sondern auf das Maximum von 50 m vergrössert, um den hydraulischen Effekt der nicht vollständigen Erfassung zu kompensieren. Neben den kataklastischen Zonen wurden auch die in einer Bohrungen angetroffenen Kalkbankabfolgen (WFS Typ 3) in das Kluftnetzwerk eingefügt. Aufgrund ihrer Ausdehnung (Dimension der Sub-Elemente: 100 m x 200 m) wurde angenommen, dass sie das Prisma vollständig durchschneiden. Die zugeordnete effektive Gesamttransmissivität⁵² betrug 1.10⁻¹⁰ m²/s.

- Durch das Ersetzen der WFS entsteht ein Kluftnetzwerk, das mit Messungen und Beobachtungen im Bohrloch konditioniert und bezüglich seinen Eigenschaften mit dem Blockmodell für das Gesamtvolumen konsistent ist (die Konditionierungsdaten sind in Fig. 7.3-3d getrennt dargestellt). Es kann als konditionale Realisation des Blockmodells aufgefasst werden (Fig. 7.3-3e).
- Das Prisma wurde anschliessend in Würfel von 100 m Kantenlänge unterteilt (Fig. 7.3-3e). Der NAPSAC-Modellcode (GRINDROD et al. 1991) wurde dann dazu verwendet, die hydraulischen Leitfähigkeiten dieser 100 m-Blöcke (Fig. 7.3-3f) in allen drei Achsenrichtungen (parallel zum Koordinatennetz) zu bestimmen. Der für einen Block charakteristische K-Wert ergibt sich aus dem geometrischen Mittel $(\sqrt[3]{K_X K_Y K_Z})$.

Für jede Bohrung wurde das Verfahren 3 bis 5 mal wiederholt und anschliessend der Mittelwert aus den verschiedenen Realisationen berechnet. Auf diese Weise mit dem NAPSAC-Modellcode berechnete hydraulische Leitfähigkeiten repräsentieren nur den Anteil der vernetzten WFS im Gebirge. Der Endwert K wurde bestimmt, indem die hydraulische Leitfähigkeit für die Wirtgesteinsmatrix (auf 10⁻¹³ m/s geschätzt, vgl. Abschn. 7.2.2.2) hinzugezählt wurde.

⁵² Dieser Wert ist um einen Faktor 5 höher als jener in Tabelle 7.3-2. Da die KBA-Charakterisierung erst durchgeführt wurde, nachdem die T→K Konversion abgeschlossen war, wurde der Wert aus NAGRA (1993b) übernommen. Die spätere detaillierte Charakterisierung zeigte, dass dieser Wert eher zu hoch und damit konservativ ist. Da die KBA gegenüber den kataklastischen Zonen eine untergeordnete Rolle spielen, wurde aber dieser T-Wert für die KBA in der T→K Konversion beibehalten.

SBx SBx SBx SBx SBx Log T Log T Tiefe 13 100 m 100 m 100 m a) b) C) d) f) e)

a) Transmissivitätstrend mit Variabilität

Figur 7.3-3:

T→K Konversion: Schematische Darstellung der Methodik

b) generisches (geometrisches) Kluftnetzwerk

c) generisches, transmissives Kluftnetzwerk, ohne WFS welche die Bohrung schneidend) Konditionierungsdaten aus der Bohrung e) ergänztes Kluftnetzwerk (c+d) unterteilt in 100×100×100 m Würfel
f) einzelner Würfel zur Berechnung von K_{eff}

7.3.2.2 Ergebnisse und Sensitivitätsanalysen

Mit der oben dargelegten Methode wurden die K-Profile für SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s ermittelt. Sie sind in Figur 7.4-2 (Kap. 7.4) dargestellt.

Im folgenden werden zwei Sensitivitätsstudien diskutiert, die mit dem Ziel durchgeführt wurden, abzuschätzen, welche Auswirkungen die Unsicherheit von zwei Annahmen auf das Endergebnis haben könnten (LANYON 1997). Die geprüften Annahmen sind:

- das Verhältnis von Ausdehnung / Mächtigkeit der kataklastischen Scherzonen
- die Heterogenität bzw. die Verteilung der channeling-patches innerhalb dieser Scherzonen.

Eine grundlegende Annahme im Blockmodell ist, dass kataklastischen Scherzonen (WFS Typ 1) eine Ausdehnung proportional zu ihrer wahren Mächtigkeit haben (bestimmt aus der gemessenen Mächtigkeit im Bohrkern). Im Basisfall wird ein Verhältnis von 1:100 eingesetzt, d.h. eine 0.5 m mächtige Zone wird im Modell mit 50 m Länge dargestellt. Folgende drei Varianten wurden in der Sensitivitätsanalyse betrachtet (vgl. Fig. 5.6-2):

- Ein Verhältnis von 1:20 (Variante A)
- Ein Verhältnis von 1:200 (Variante B)
- Ein variables Verhältnis, gleichmässig verteilt zwischen 1:20 und 1:200. Dies bedeutet, dass einer 0.5 m mächtigen Zone statistisch eine Länge zwischen 10 und 100 m zugeordnet wird (Variante C).

Zentrum des Quaders (m a.h.)	Verhältnis 1:100 [Basisfall] Mittelwert Log10 K (m/s)	Verhältnis 1:20 - 1:200 [Variante C] Mittelwert Log10 K (m/s)	Verhältnis 1:200 [Variante B] Mittelwert Log10 K (m/s)	Arithmetisches Mittel Log10 K (m/s)
190	-8.4	-8.5	-8.2	-7.52
290	-8.5	-8.7	-8.5	-7.77
390	-9.5	-9.7	-9.6	-9.35
490	-11.3	-11.4	-11.3	-10.92
590	-12.9	-12.9	-12.9	-12.46
690	-13.0	-12.9	-12.9	-12.07

Tabelle 7.3-3:	Effektive	hydraulische	Leitfähigkeiten	in	SB4a/v:	Varianten	für	die	Aus-
	dehnung	der kataklasti	schen Zonen						

Die Sensitivitätsanalyse wurde mit realen Daten aus der Bohrung SB4a/v durchgeführt. Weil die Resultate der Variante A gut prognostizierbar sind (nicht verbundene Netzwerke, K Wert kleiner als im Basisfall), werden hier nur die beiden Varianten B und C kommentiert. Tabelle 7.3-3 fasst die Ergebnisse zusammen und vergleicht sie mit K-Werten, die durch arithmetische Mittelung berechnet wurden (s. Kap. 7.3.2.1). Für Variante B sind die mittleren hydraulischen Leitfähigkeiten erwartungsgemäss leicht höher, weil dieser Fall näher beim arithmetischen Mittel liegt, dem die Annahme einer unendlichen Ausdehnung der WFS zugrunde liegt. Die Modelle mit variablem Verhältnis (Variante C) zeigen eine grössere Variabilität; die ermittelten effektiven Leitfähigkeiten sind allerdings kleiner als die des Basisfalls. Die Wahl eines Verhältnisses von 1:100 scheint deshalb für den Basisfall gerechtfertigt zu sein.

Der Vergleich zeigt auch, dass die Annahme einer beschränkten Ausdehnung der WFS, zusammen mit den Netzwerkeffekten, effektive hydraulische Leitfähigkeiten ergibt, die im Durchschnitt bis um eine Grössenordnung unter dem arithmetischen Mittel liegen (vgl. Tab. 7.3-3). Dies gilt insbesondere im oberen Bohrlochabschnitt, wo die höchsten Transmissivitätswerte gemessen wurden.

Die zweite Sensitivitätsanalyse untersuchte den Einfluss der Verteilung von *channeling-patches* innerhalb einer kataklastischen Störungszone; insbesondere die Frage einer möglichen räumlichen Korrelation. Im Basisfall wird angenommen, dass die *channel-patches* innerhalb einer Störungsebene statistisch (isotrop) verteilt sind. Auf Grund geologischer Beobachtungen und Überlegungen wird in Kapitel 5.6.1 der Schluss gezogen, dass diese Annahme zwar den wahrscheinlichsten Fall darstelle, dass aber mit dem Ausschluss eines gerichteten kanalisierten Flusses das konservative Ende des Spektrums möglicherweise nicht abgedeckt sei. Die Möglichkeit einer anisotropen Durchlässigkeitsverteilung wurde untersucht, indem für jede Fläche eine Korrelationsfunktion eingeführt wurde; sie beinhaltet je eine Korrelationslänge subparallel (λ_s) und senkrecht (λ_p) zur Streichrichtung. Bei den zwei betrachteten Varianten a) und b) wurden die folgenden Parameterwerte eingesetzt:

- a) $\lambda_s = 0.5 \cdot x$ [Ausdehnung des WFS] $\lambda_p = 0.1 \cdot x$ [Ausdehnung des WFS] Orientierung λ_s : Einheitlich, parallel zur Streichrichtung (65°)
- b) $\lambda s = 0.75 \cdot x$ [Ausdehnung des WFS] $\lambda p = 0.25 \cdot x$ [Ausdehnung des WFS] Orientierung λs : Variabel, bestimmt aus einer einheitlichen Verteilung mit $\pm 45^{\circ}$ Abweichung von der Streichrichtung

Die Ergebnisse zeigten, dass die hydraulische Leitfähigkeit sich nur geringfügig ändert und lediglich der Anisotropiefaktor K_s/K_p^{53} von 2 auf 3 erhöht wird. Der Unterschied ist so gering, dass eine mit den Varianten a) oder b) verbundene kompliziertere Beschreibung des Netzwerks nicht gerechfertigt wäre. Deshalb wurde im Basisfall keine räumliche Korrelation eingesetzt.

7.3.3 Umwandlung von effektiven K-Werten in eine T-Verteilung (K \rightarrow T Konversion)

Im Kavernenumfeldmodell, dem letzten Glied der hydraulischen Modellierungskette (vgl. Kap. 7.7.6), werden die diskreten WFS als Kluftnetzwerk explizit berücksichtigt. Um sicherzustellen, dass Modellierungsresultate von einem kleineren in einen grösseren Modellierungsmassstab übertragen werden können, müssen die gewählten hy-

 $^{^{53}}$ K_s bzw. K_p entspricht dem K-Wert parallel bzw. senkrecht zur Streichrichtung

draulischen Eigenschaften der WFS mit den K-Werten der entsprechenden Rechenfälle im Regional- und Endlagermodell konsistent sein. Wäre dies nicht der Fall, so könnten Gradienten und Potentialfeldverteilungen nicht als Randbedingungen übernommen werden. Das Verfahren, das die Konsistenz zwischen der Transmissivitätsverteilung an einer bestimmten Stelle im Wirtgesteinsblock und den im K-Modell generierten K-Werten herstellt, wird als K \rightarrow T Konversion bezeichnet und ist in LANYON (1997) detailliert beschrieben.

Grundsätzlich wird wie folgt vorgegangen: Basierend auf den Blockmodell-Eingabeparametern (Tab. 7.3-2) werden Kluftnetzwerke in Würfeln unterschiedlicher Kantenlänge generiert und mit hydraulischen Kennwerten versehen. Bei der Parametrisierung wurde -10 als Logarithmus des Mittelwerts der *channel patch* Transmissivität (m_{logT}) und 0.7 als Standardabweichung eingesetzt. Die geringdurchlässigen *off-channel* Bereiche wurden mit einem logT-Wert von -11 charakterisiert. Für diese Würfel können dann die effektiven hydraulischen Leitfähigkeiten berechnet (vgl. Kap. 7.3.2.1) und mit dem Mittelwert der Transmissivität der *channel patches* in Beziehung gesetzt werden. Eine aus diesem Vergleich abgeleitete Gesetzmässigkeit erlaubt es dann, aus K-Werten auf die mittlere Transmissivität der durchlässigen WFS-Bereiche zu schliessen.

Um die Abhängigkeit der K-Werte von der Grösse der Würfel zu prüfen, wurden zahlreiche Realisationen mit Würfeln von 50 m, 100 m und 200 m Kantenlänge untersucht. Pro Realisation wurden 3 Simulationen gerechnet, je eine für die x-, y- und z-Achse. Die entsprechenden K-Werte ergaben sich als geometrisches Mittel der Werte in den drei Achsenrichtungen. Aus den Ergebnissen, die in Tabelle 7.3-4 aufgeführt sind, wurde für die K \rightarrow T Konversion der folgende Zusammenhang abgeleitet:

$$m_{logT}$$
 (m²/s) = logK (m/s) + 2.1

Kantenlänge (Anzahl Rea	e des Würfels alisationen)	Log [K _{eff} (m/s)] (geom. Mittel)	Log [K _x (m/s)]	Log [K _y (m/s)]	Log [K _z (m/s)]
50 m (40) Mittelwert (Standardabw.)		-12.07 (0.28)	-11.77 (0.37)	-11.58 (0.36)	-12.87 (0.25)
	Minimum / Maximum	-12.67 / -11.54	-12.6 / -11.2	-12.43 / -10.77	-13.00 / -12.32
100 m (40)	Mittelwert (Standardabw.)	-12.17 (0.28)	-12.17 (0.31)	-12.00 (0.29)	-12.36 (0.29)
	Minimum / Maximum	-12.89 / -11.62	-13.00 / -11.56	-12.68 / -11.51	-13.00 / -11.94
200 m (4)	Mittelwert (Standardabw.)	-12.12 (0.10)	-12.23 (0.08)	-12.03 (0.21)	-12.11 (0.10)
	Minimum / Maximum	-12.26 / -12.02	-12.32 / -12.15	-12.31 / -11.81	-12.22 / -11.98

Tabelle 7.3-4:	Ableitung der K→T Konver	sion: Effektive h	nydraulische	Leitfähigkeiten	für
	Würfel unterschiedlicher Ka	ntenlänge	-	_	

Anwendungsbeispiele für diese Beziehung sind in den Figuren der Kapitel 7.7.6.2 und 7.7.6.5 enthalten. Aus der Beziehung und den Simulationsresultaten in Tabelle 7.3-4 kann das folgende geschlossen werden:

Der konstante Faktor hat die Einheit log (m). Wenn die WFS eine unendliche Ausdehnung und eine konstante Transmissivität über die Gesamtfläche aufweisen würden⁵⁴ (*channeling-fraction* 100 %), könnte dieser Faktor als mittlerer Abstand zwischen den WFS aufgefasst werden. Für einen vorgegebenen K-Wert des Blocks würde dann der mittlere Abstand der (unendlich ausgedehnten) WFS ca. 100 m betragen. Dieser Abstand ist etwa dreimal grösser als der in den Bohrungen effektiv beobachtete Abstand zwischen den einzelnen Zuflussstellen (ca. 30 m, vgl. Kap. 7.2.2.2). Dies veranschaulicht deutlich die Auswirkungen einerseits der Heterogenität im einzelnen WFS, andererseits der Vernetzung der verschiedenen WFS. Gegenüber einem aus homogenen WFS mit unendlicher Ausdehnung bestehenden Block werden wesentlich mehr heterogene WFS benötigt, um den gleichen K-Wert zu erreichen. Gleichzeitig wird deutlich, dass mit dem arithmetischen Mittel (vgl. Kap. 7.3.2), bei dem alle beobachteten Zuflussstellen als unendlich ausgedehnte WFS betrachtet werden, die effektive hydraulische Leitfähigkeit für einen Block beträchtlich überschätzt wird.

Die Abhängigkeit der K-Werte von der Blockgrösse ist generell sehr gering. Daraus kann geschlossen werden, dass das Kluftnetzwerk in Bereichen über 50 m als äquivalent-poröses Medium (EPM) dargestellt werden kann (repräsentatives Elementarvolumen von 50 m Kantenlänge). Mit zunehmender Grösse reduziert sich zudem der Grad der Anisotropie. Dies rechtfertigt auf der einen Seite die Wahl einer Blockgrösse von 100 m und andererseits die Annahme von isotropen K-Werten im K-Modell (Kap. 7.4).

7.4 Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein (K-Modell)

7.4.1 Einführung

Das K-Modell, das die Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein beschreibt, ist eine wichtige Datenbasis für die in Kapitel 7.7 beschriebenen hydrodynamischen Modelle. Ausser dem Regionalmodell, dem Endlagermodell und dem Kavernenumfeldmodell (Kap. 7.7.4 - 7.7.6) stützen sich aber auch die Studien zur Endlagergas-Freisetzung und zur Auflockerungszone (Kap. 7.7.3 bzw. Anhang A7 und A8) auf das K-Modell. Darüber hinaus spielt das K-Modell eine Rolle als Planungsgrundlage für das Explorationskonzept der Untersuchungsphase III (vgl. Datenflussdiagramm, Kap. 3.7).

Im Rahmen der Geosynthese nach der Untersuchungsphase I (NAGRA 1993b) wurde das Wirtgestein in drei verschiedene hydrogeologische Einheiten untergliedert: In einen oberen Teil mit mässiger hydraulischer Leitfähigkeit, einen geringdurchlässigen Übergangsbereich und in einen sehr geringdurchlässigen unteren Teil. Innerhalb dieser Zonen wurde die hydraulische Leitfähigkeit als konstant angenommen. Im Verlauf der

⁵⁴
$$K = \frac{T_1 + T_2 + \ldots + T_n}{L} = \frac{NxT_{Mittel}}{L} = \frac{T_{Mittel}}{\frac{L}{N}} = \frac{T_{Mittel}}{S} \Leftrightarrow \log(T_{Mittel}) = \log(K) + \log(S)$$

wobei L = Länge des Abschnitts, N = Anzahl WFS, S= mittlerer Abstand zwischen den WFS

Untersuchungsphase II konnte durch die zusätzlich abgeteuften Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s die hydrogeologische Datenbasis wesentlich erweitert werden. Es wurde festgestellt, dass die starre Einteilung des Wirtgesteins in drei Tiefenbereiche mit jeweils konstanter hydraulischer Leitfähigkeit die beobachteten hydraulischen Eigenschaften unzureichend charakterisiert. Insbesondere war es mit dieser Konzeptualisierung nicht möglich, den in den Transmissivitätsprofilen (Fig. 7.2-4) beobachteten graduellen Übergang von mässigen zu sehr geringen Durchlässigkeiten adäquat darzustellen. Auch die räumliche Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeiten, die im Bereich der drei Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s besonders augenfällig ist, konnte durch die in NAGRA (1993b) beschriebene Konzeptualisierung nicht berücksichtigt werden.

Im Rahmen der Untersuchungsphase II wurde daher das bestehende Konzept weiterentwickelt (vgl. NAGRA 1996). Die starren, vereinfachenden Grenzen zwischen den drei Einheiten wurden aufgelöst und durch eine für das gesamte Wirtgestein geltende K-Verteilung ersetzt. Konkret wurde das Modellkonzept in folgenden Punkten verändert:

- Das Wirtgestein wird als eine hydrogeologische Einheit mit variabler K-Verteilung aufgefasst.
- Der K-Wert in einem beliebigen Punkt des Wirtgesteins setzt sich aus zwei Anteilen zusammen, aus einem deterministischen, tiefenabhängigen Trend und einer stochastischen Schwankung (geostatistischer Ansatz).
- In den Bohrungen entsprechen die K-Werte exakt den aus den Transmissivitätsprofilen ermittelten, effektiven hydraulischen Leitfähigkeiten (Konditionierung).
- Der K-Wert in einem beliebigen Punkt des Wirtgesteins wird durch die Messwerte in den Bohrungen beeinflusst (räumliche Korrelation). Der Einfluss ist abhängig von der Distanz des Punkts zur jeweiligen Bohrung. Es gibt eine laterale und eine vertikale räumliche Korrelation der K-Verteilung.
- Für die Ermittlung der K-Verteilung wird die Kriging Methode in Verbindung mit der Methode der konditionalen Simulationen verwendet.

Das zur Ermittlung der K-Verteilung im Wirtgestein angewendete geostatistische Verfahren ist im Rahmen der Standortuntersuchungen am Wellenberg neuartig. Als Folge wird für die Modellierung der Grundwasserfliessverhältnisse eine neue Modellierungsstrategie benötigt, die der probabilistischen Beschreibung der Wirtgesteinseigenschaften Rechnung trägt (konditionale Simulationen mit Monte Carlo Verfahren, s. Kap. 7.7.1). Im Abschnitt 7.4.2 werden daher die Grundbegriffe des Kriging und der konditionalen Simulationen erläutert, soweit sie für das Verständnis des K-Modells von Bedeutung sind. Die für die Anwendung des geostatistischen Ansatzes notwendigen standortspezifischen konzeptuellen Annahmen werden in Abschnitt 7.4.3 behandelt. In Abschnitt 7.4.5 die resultierende K-Verteilung im Wirtgestein diskutiert wird.

7.4.2 Kriging Methode und konditionale Simulationen

Kriging Methode

Die Kriging Methode (z.B. AKIN & SIEMES 1988) ist ein Interpolationsverfahren. Für eine ortsabhängige, kontinuierliche Funktion (z.B. K-Verteilung im Wirtgestein), deren Funktionswerte an diskreten Punkten (z.B. vorgegebene K-Werte in den Bohrungen) bekannt sind, liefert die Kriging Methode die bestmögliche lineare Schätzung der Funktionswerte zwischen diesen Beobachtungspunkten. Die durch Kriging ermittelte räumliche Interpolation einer K-Verteilung stellt ein geglättetes Bild der realen, jedoch nur an den Bohrlokationen bekannten K-Verteilung dar. In Figur 7.4-1 ist dies an einem einfachen Beispiel dargestellt: Entlang eines Profils sei die "reale" K-Verteilung mit bekannter räumlicher Varianz gegeben (durchgezogene dünne Linie), wobei die K-Werte selbst nur an drei diskreten Punkten bekannt sind. Durch das Kriging kann das K-Profil zwischen diesen Beobachtungspunkten geschätzt werden (rote Linie). Es ist deutlich zu erkennen, dass das gekrigte K-Profil gegenüber dem realen Profil geglättet ist. An den Beobachtungspunkten sind realer Wert und Schätzwert identisch. Zusätzlich erhält man für jeden gekrigten Schätzwert entlang des Profils die dazugehörige Schätzvarianz σ_{K}^{2} (σ_{K} = Krigestandardabweichung), die ein Mass für die Unsicherheit der Interpolation ist. An den Beobachtungspunkten ist die Schätzvarianz 0, da dort der Funktionswert bekannt ist; mit zunehmendem Abstand erhöht sie sich, bis sie die aus den Bohrungsdaten abgeleitete Varianz erreicht (s. Kap. 7.4.4, Fig. 7.4-3).



Figur 7.4-1: Grundbegriffe des Kriging: reale K-Verteilung, gekrigte K-Verteilung, Realisation und Bandbreite ($\pm 2 \times Krigestandardabweichung \sigma_{K}$)

Das mit der Kriging Methode erstellte Modell der K-Verteilung im Wirtgestein dient im Rahmen der hydrodynamischen Modellierungen als Basis für die konditionalen Simulationen (siehe nächster Abschnitt) und als Ausgangsmodell für die verschiedenen untersuchten Rechenfälle (s. Kap. 7.7.1). Darüber hinaus wird es zu Planungszwecken bei der Ausarbeitung zukünftiger Explorationskonzepte eingesetzt.

Konditionale Simulationen

Obgleich für jeden Punkt des Wirtgesteins ein Schätzwert der realen K-Verteilung und die dazugehörige Schätzvarianz bestimmt wurde, lässt sich der Einfluss der räumlichen Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit auf die Grundwasserfliessverhältnisse nicht direkt analytisch bestimmen. Die Schwankungsbereiche der interessierenden Parameter des Fliessfelds (Potentiale, Gradienten, Flüsse) an einem Ort werden daher auf der Basis von Monte Carlo Simulationen des K-Felds bestimmt. Hierzu werden Realisationen der K-Verteilung generiert, die dieselben statistischen Eigenschaften haben wie die aus den Bohrlochdaten abgeleitete K-Verteilung. Führt man zusätzlich die Bedingung ein, dass die Realisationen an den Bohrungen die gemessenen K-Werte annehmen, so spricht man von konditionaler Simulation.

Die Realisationen sind die Basis für die Ermittlung eines realistischen Grundwasserfliessfelds. Zu diesem Zweck muss für jede Realisation das dazugehörige Fliessfeld simuliert werden. Bei einer ausreichenden Anzahl von Realisationen der K-Verteilung liefert die Mittelung über alle Fliessfeld-Simulationen eine realistische Beschreibung des Grundwasserfliessfelds. Gleichzeitig werden an jedem Punkt des Fliessfelds die Unsicherheiten der interessierenden Feldgrössen (Potentiale, Gradienten, Flüsse) mit Hilfe von Histogrammen quantitativ abgeschätzt. Die Anzahl der Realisationen, die für ein realistische Erfassung des Grundwasserfliessfelds notwendig ist, kann im strengen Sinne nur a posteriori (d.h. nach der Durchführung einer genügend grossen Zahl von Simulationen) bestimmt werden. Hierzu wird das Konvergenzverhalten des gemittelten Fliessfelds in Abhängigkeit von der Anzahl der berücksichtigten Simulationen betrachtet. Für eine a priori Abschätzung der benötigten Realisationen kann die Konvergenz des Mittels aus den Realisationen zur gekrigten K-Verteilung herangezogen werden (s. Kap. 7.4.6).

7.4.3 Konzeptuelle Annahmen

Repräsentatives Elementarvolumen im Wirtgestein

Wie im Blockmodell (Kap. 5 bzw. 7.3) dargestellt, besteht das Wirtgestein aus einer sehr geringdurchlässigen Gesteinsmatrix, die von mehr oder weniger permeablen Klüften und Störungen durchzogen ist. Diese Diskontinuitäten repräsentieren die eigentlichen wasserführenden Systeme. Durch die geeignete Übertragung der hydraulischen Parameter der wasserführenden Systeme auf einen ausgedehnteren Betrachtungsmassstab ist eine Konzeptualisierung des Wirtgesteins als äquivalentes poröses Medium (EPM) möglich. Die Gesteinsmatrix zwischen den Diskontinuitäten besitzt eine sehr geringe hydraulische Leitfähigkeit (vgl. Kap. 7.2.3), so dass ihr Beitrag zum spezi-

fischen Durchfluss (i.e. Durchfluss pro Flächeneinheit) nur im sehr geringdurchlässigen unteren Teil des Wirtgesteins berücksichtigt werden muss.

Gemäss der Sensitivitätsstudie in Kapitel 7.3.3 (K \rightarrow T-Konversion) ändert sich im Wirtgestein die effektive hydraulische Leitfähigkeit für Gesteinsblöcke mit Kantenlängen zwischen 50 m und 200 m nur unwesentlich. Dies ist ein Zeichen dafür, dass die EPM-Näherung für das Wirtgestein ab einem Betrachtungsmassstab von ca. 50 m, sicher aber für einen Massstab \geq 100 m gültig ist. Für das K-Modell wurde als repräsentatives Elementarvolumen ein kubischer Gesteinsblock von 100 m Kantenlänge zugrunde gelegt.

Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit

Im Wirtgestein wurde eine Abnahme der Transmissivitäten der wasserführenden Systeme mit der Tiefe beobachtet (Kap. 7.2.2). Während im oberen Teil des Wirtgesteins die Transmissivitäten der diskreten wasserführenden Systeme dominieren, sind die sehr geringen Leitfähigkeiten im unteren Teil vorwiegend auf den Beitrag der Gesteinsmatrix zurückzuführen. Die Mächtigkeit des Übergangsbereichs liegt je nach Bohrung zwischen 200 und 300 m. Da die Form der Transmissivitätsprofile in allen Bohrungen vergleichbar ist, wird angenommen, dass die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe für die gesamte Wirtgesteinseinheit gültig ist und durch einen "globalen" Tiefentrend beschrieben werden kann. Allerdings ist die Tiefenlage des Übergangsbereichs nicht im strengen Sinn topographiefolgend. Dies wird insbesondere unter dem Eggeligrat deutlich, wo die geringdurchlässigen Bereiche erst in grösserer Tiefe (bezogen auf Ackersohle) erreicht werden. Es ist daher naheliegend, statt der Topographie eine andere, physikalisch plausible Bezugsfläche für den globalen Tiefentrend zu definieren, die mit der Tiefenlage des Übergangsbereichs korreliert.

Eine mögliche Erklärung für die Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Durchlässigkeit ist die Dekompaktion des oberen Teils des Wirtgesteins infolge der zur Oberfläche hin geringerwerdenden Auflast. Der Übergangsbereich könnte demnach als Basis einer Dekompaktionszone interpretiert werden. Diese Hypothese wurde mit Hilfe von felsmechanischen Modellierungen (TE KAMP & KONIETZKY 1996) überprüft. Für alle Bohrungen im Wirtgestein wurden die Profile der Vertikalspannung S_v berechnet und mit den Profilen der hydraulischen Durchlässigkeiten verglichen. Die Untersuchungen zeigten, dass die Tiefenlage der Übergangszone für alle Bohrungen in einen relativ eng begrenzten Wertebereich mit der Vertikalspannung korreliert. Aufgrund dieses Ergebnisses erscheint es sinnvoll, eine Iso-Auflastfläche aus dem dreidimensionalen felsmechanischen Modell (vgl. Kap.4.8.1.3) als Bezugsfläche für den globalen Trend zu verwenden.

Räumliche Variabilität der K-Verteilung

Die räumliche Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit wird nicht ausschliesslich aus dem deterministischen "globalen" Tiefentrend abgeleitet, sondern berücksichtigt auch eine stochastische Komponente. Die stochastische Komponente resultiert aus der natürlichen Variabilität der hydraulischen Eigenschaften des Gebirges im Massstab von einigen Metern bis Dekametern. Es wurde angenommen, dass sich die räumliche Variabilität der K-Verteilung durch einen stochastischen Prozess zweiter Ordnung (d.h. Mittelwert ist konstant, Kovarianz ist von der Ortskoordinate unabhängig) mit exponentiellem Variogramm beschreiben lässt. Der stochastische Prozess ist gekennzeichnet durch eine für das gesamte Wirtgestein gültige Varianz sowie die horizontale und die vertikale Korrelationslänge.

Entlang der (vertikalen) Bohrungen kann man die Varianz sowie die vertikale Korrelationslänge durch eine Variogrammanalyse der ermittelten K-Profile abschätzen. Die horizontale Korrelationslänge ist aus den zur Verfügung stehenden Bohrlochdaten nicht herleitbar. Aus der Variabilität der K-Profile im Bereich der Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s wird jedoch deutlich, dass die horizontale Korrelationslänge nicht grösser als einige Hektometer sein kann. Darüber hinaus ist es vom geostatistischen Standpunkt aus nicht sinnvoll, Korrelationslängen zu wählen, die in der Grössenordnung der Abmessungen des Modellgebiets liegen.

In der Umgebung einer Bohrung beeinflusst die horizontale Korrelationslänge massgeblich die Gewichtung der in der Bohrung ermittelten K-Werte gegenüber dem globalen Trend. Das bedeutet, dass bei einer kleinen Korrelationslänge die K-Verteilung in der Umgebung der Bohrung fast ausschliesslich durch den globalen Trend bestimmt wird. Andererseits impliziert eine grosse Korrelationslänge, dass die aus der Bohrung abgeleiteten K-Werte für einen weiten Bereich um die Bohrung herum als repräsentativ angesehen werden.

7.4.4 Methodik zur Ermittlung des K-Modells

Die Methodik zur Abschätzung der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein ist in JAQUET et al. (1997) detailliert beschrieben. Sie besteht aus vier Einzelschritten, die im Folgenden in einem kurzen Abriss erläutert werden. Tabelle 7.4-1 gibt eine Übersicht über die Vorgehensweise.

Bestimmung von K-Profilen aus T-Profilen für alle Sondierbohrungen

Für die Erstellung des K-Modells wurden die Bohrlochdaten aus den Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s herangezogen. In der Bohrung SB6 war die durchteufte Mächtigkeit der Wirtgesteinseinheit zu gering, um ein auswertbares K-Profil zu gewinnen, während im Fall der SB2 die Wirtgesteinseinheit in einer Randlage angetroffen wurde, die nicht repräsentativ für deren hydraulische Eigenschaften ist (s. Zuflussfrequenzen und Transmissivitätsprofil in SB2, Kap. 7.2.2.2).

Im Rahmen der T \rightarrow K-Konversion (Kap. 7.3.2) wurden die K-Profile für jede Bohrung mittels konditionierter Kluftnetzwerkmodelle auf der Basis von 3 bis 5 Realisationen ermittelt. Um der Tatsache Rechnung zu tragen, dass mit Kluftnetzwerkmodellen die hydraulische Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix nicht berücksichtigt wird, wurde zu dem geometrischen Mittelwert aus den Realisationen jeweils ein konstanter Wert für die Matrixleitfähigkeit von 1·10⁻¹³ m/s addiert (Kap. 7.2.2.2). Die K-Profile der berücksichtigten Bohrungen sind in Figur 7.4-2 dargestellt.

	Schritt	Vorgehen
1	Bestimmung von K-Profilen aus T- Profilen für alle Sondierbohrungen (T→K-Konvertierung, vgl. Kapitel 7.3.2)	 Erstellung eines Kluftnetzwerkmodells pro Bohrung mit Grundfläche 100 m x 100 m Konditionierung des Kluftnetzwerkmodells pro Bohrung anhand von Zuflusslokationen und Transmissivitäten Generierung von 3 - 5 Realisationen pro Bohrung Ermittlung effektiver K-Werte für kubische Blöcke mit 100 m Kantenlänge entlang jeder Bohrung
2	Ermittlung des globalen Trends	 Erstellung eines felsmechanischen Modells zur Bestimmung der Vertikalspannung S_v im Wirtgestein Crossplots S_v- K-Profile pro Bohrung Ermittlung einer charakteristischen Vertikalspannung S_{vD} zur Festlegung der Basis der Dekompaktionszone Ermittlung des globalen Trends durch Regression mit erfc-Funktion Interpolation der S_{vD} -Isofläche für das gesamte Wirtgestein als Bezugsfläche für den globalen Trend
3	Ermittlung der geostatistischen Parameter (Varianz, horizontale und vertikale Korrelationslänge)	 Ermittlung der Varianz aus globalem Trend (Regression) Abschätzung eines Maximalwerts für die vertikale Korrelationslänge (Variogramme) Festlegung der horizontalen Korrelationslänge
4	Ermittlung der effektiven Leitfähigkeiten für das gesamte Wirtgestein (Kriging)	 Berechnung des deterministischen Anteils von K für die gesamte Wirtgesteinseinheit (exkl. Bohrungen) mittels globalem Trend Berechnung des stochastischen Anteils mittels Kriging Superposition von deterministischem und stochastischem Anteil für die gesamte Wirtgesteinseinheit



Figur 7.4-2: K-Profile der Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s aus Kluftnetzwerkmodellierungen (nur Wirtgestein)

Ermittlung des globalen Trends

Die deterministische Beschreibung der Tiefenabhängigkeit erfolgte mit einem S-förmigen Tiefentrend (parametrisiert durch eine erfc-Funktion), der sich im oberen Teil des Wirtgesteins einem konstanten K-Wert asymptotisch annähert und im unteren Teil einem ebenfalls konstanten, jedoch um mehrere Grössenordnungen niedrigeren K-Wert zustrebt. Von Bedeutung ist ausserdem der Wendepunkt der erfc-Funktionen, da er dazu verwendet wurde, die globale Trendkurve in die felsmechanisch modellierte Referenzfläche einzuhängen (vgl. Kap. 7.4.3).

Die Verteilung der Vertikalspannung S_v im Untersuchungsgebiet wurde mit Hilfe von felsmechanischen 3D-Modellrechnungen ermittelt (TE KAMP & KONIETZKY 1996). Auf der Basis dieser Modellrechnungen kann durch Crossplots zwischen den Profilen der Vertikalspannung und der hydraulischen Leitfähigkeit für die Gesamtheit aller Bohrungen diejenige Vertikalspannung bestimmt werden, die mit dem Übergang zum geringdurchlässigen unteren Teil des Wirtgesteins am besten korreliert ("Basis der Dekompaktionszone"). Die Auswertung der Crossplots lieferte für S_{vD} einen Wert von 9.9 MPa. Aus dem Tiefenprofil der Vertikalspannung konnte jetzt für jede Bohrung die 9.9 MPa entsprechende Referenztiefe bestimmt werden. Die K-Profile der verschiedenen Bohrungen wurden dann bezüglich dieser bohrlochspezifischen Referenztiefe zur Deckung gebracht. Den superponierten K-Profilen wurde schliesslich eine erfc-Funktion durch nichtlineare Regression bestmöglich angepasst. Das Ergebnis dieser Anpassung ist als globaler Tiefentrend in Figur 7.4-3 grafisch und Tabelle 7.4-2 tabellarisch dargestellt.

log K _u	a1	a ₂	a₃	log K _o	σ^2					
log(m/s)	log(m/s)	m	m	log(m/s)	log(m ² /s ²)					
-12.5	1.89	13.66	165.84	165.84 -8.72						
log K	$\log K(z^*) = \log K_u + a_1 \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{z^* - a_2}{a_3}\right)$									
Z*	Abstand zur Basis der	r Dekompaktionszon	e (Wendepunkt der	erfc-Funktion)						
log K _u	asymptotischer Wert f	ür log K im unteren	Teil des Wirtgestein	S						
a_1, a_2, a_3	, a ₃ Fitparameter									
log K₀	asymptotischer Wert I	ür log K im oberern	Teil des Wirtgestein	s, log K _o = log K _u + 2	2a1					
σ^2	Varianz von log K									

Tabelle 7.4-2: Parametrisierung	des	globalen	Tiefentrends	im	Wirtgestein	entspre-
chend Figur 7.4-3						

Die im gesamten Gebiet modellierte Isofläche der charakteristischen Vertikalspannung ($S_{vD} = 9.9$ MPa) bestimmt die Tiefenlage des Wendepunkts der globalen Trendkurve (Fig. 7.4-4). Figur 7.4-5 zeigt den Verlauf im Vertikalschnitt Q-Q' durch die Bohrungen SB1 und SB3, zusammen mit den K-Profilen der Bohrungen SB1, SB3, SB4a/v und SB4a/s (vgl. Fig. 7.4-2). Die Bohrungen SB4a/v und SB4a/s sowie der Verlauf der 9.9 MPa-Isolinie wurden auf den Schnitt Q-Q' projiziert. Es ist zu erkennen, dass der

Übergangsbereich von den mässigen zu den sehr geringen Leitfähigkeiten für alle K-Profile nahe bei der 9.9 MPa-Isolinie liegt. Die gute Übereinstimmung des Übergangsbereichs in den K-Profilen mit dem Verlauf der S_v-Isofläche bestätigt die Zweckmässigkeit der für den globalen Trend gewählten Bezugsfläche.



Figur 7.4-3: Globaler Trend im Wirtgestein, hergeleitet aus den K-Profilen der Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s. Der funktionale Zusammenhang zwischen der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit und der Tiefe wird mit einer erfc-Funktion beschrieben.



Figur 7.4-4: Horizontalschnitt zur Darstellung der Tiefenlage der $S_v = 9.9$ MPa Isofläche (m ü. M.) im Bereich des Wirtgesteins

Ermittlung der geostatistischen Parameter

Der stochastische Anteil in der K-Verteilung ist definiert durch die Varianz sowie die vertikale und die horizontale Korrelationslänge. Die Varianz wurde direkt aus der Regression des globalen Trends bestimmt und liegt bei 0.5 m²/s² (bezogen auf die log₁₀-Leitfähigkeitsskala). Zur Ermittlung der vertikalen Korrelationslänge wurden die K-Profile der Bohrungen einer Variogrammanalyse unterzogen. Dabei wurde im Rahmen der beschränkten räumlichen Auflösung der Profile (Diskretisierungsabstand 100 m) keine Korrelation entlang der Bohrungen festgestellt. Hieraus kann geschlossen werden, dass die vertikale Korrelationslänge sicher kleiner als der doppelte Diskretisierungsabstand ist (d.h. < 200 m). Die horizontale Korrelationslänge ist aufgrund der geringen Datendichte nicht quantifizierbar. Wie in Kapitel 7.4.3 erwähnt, sollte sie jedoch wesentlich kleiner als die laterale Ausdehnung der Wirtgesteinseinheit gewählt werden. Für die Erstellung des K-Modells wurde daher eine vertikale Korrelationslänge von 200 m und eine horizontale Korrelationslänge von 600 m verwendet.



Figur 7.4-5: Verlauf der $S_v = 9.9$ MPa-Isofläche im Schnitt Q-Q' und K-Profile der Bohrungen SB1, SB3 sowie SB4a/v und SB4a/s (projiziert). Die gestrichelte Linie stellt die aus dem Schnitt R-R' projizierte 9.9 MPa-Linie dar.

NAGRA NTB 96-01





Figur 7.4-5:

: Verlauf der $S_v = 9.9$ MPa-Isofläche im Schnitt Q-Q' und K-Profile der Bohrungen SB1, SB3 sowie SB4a/v und SB4a/s (projiziert). Die gestrichelte Linie stellt die aus dem Schnitt R-R' projizierte 9.9 MPa-Linie dar.

Ermittlung der effektiven Leitfähigkeiten für das gesamte Wirtgestein

Gemäss der in Abschnitt 7.4.3 getroffenen Annahme zum repräsentativen Elementarvolumen wurde das Wirtgestein im K-Modell aus kubischen Blöcken mit einer Kantenlänge von 100 m aufgebaut. Jedem Block wurde ein Leitfähigkeitswert K zugeordnet, der sich aus einem deterministischen und einem stochastischen Anteil zusammensetzt. Der deterministische Anteil der K-Verteilung ist durch den globalen Trend (Tab. 7.4-2) und die S_{vD} -Isofläche (Fig. 7.4-3) vollständig bestimmt. Der stochastische Anteil der hydraulischen Durchlässigkeitsverteilung wurde mit dem Krigingverfahren über die gesamte Wirtgesteinseinheit räumlich interpoliert. Die K-Profile in den Bohrungen wurden hierbei zur Konditionierung der interpolierten Leitfähigkeitsverteilung benutzt. Durch Superposition von globalem Trend und gekrigtem stochastischen Anteil wurde schliesslich das K-Modell für das Wirtgestein ermittelt.

7.4.5 Ergebnisse (K-Modell)

In Figur 7.4-6 sind ein Horizontalschnitt durch das K-Modell auf Kote 540 m sowie die drei vertikalen Schnittdarstellungen Q-Q', D-D' und E-E' abgebildet. Die Leitfähigkeitsverteilung auf der Kote 540 m (Fig. 7.4-6a) zeigt im westlichen Teil vorwiegend K-Werte zwischen 10⁻⁹ und 10⁻¹⁰ m/s, der übrige Teil des Wirtgesteins weist auf diesem Tiefenniveau hydraulische Leitfähigkeitswerte $\leq 10^{-11}$ m/s auf. Dies gilt insbesondere auch für die Endlagerzone. Bedingt durch die Überlagerung sind die niedrigsten Leitfähigkeiten unter dem Eggeligrat (Vertikalschnitt D-D') und im Bereich der südöstlichen Wirtgesteinsgrenze (Axen-Decke) zu finden. Im Schnitt Q-Q' senkrecht zum Eggeligrat (Fig. 7.4-6b) wird die topographiebedingte Aufwölbung der Basis der aufgelockerten Zone unter dem Eggeligrat noch deutlicher. Im Schnitt D-D' (Fig. 7.4-6c) sind die K-Werte auf Endlagerniveau, unmittelbar unter dem Eggeligrat, mit ca. 10⁻¹² m/s am niedrigsten. Auch in dieser Darstellung wird deutlich, dass in Richtung Axen-Decke die Basis der Dekompaktionszone topographiebedingt steil ansteigt. Im Vertikalschnitt E-E' (Fig. 7.4-6d), der parallel zu D-D' verläuft, ist zwischen SB4a/v und SB4 ein stufenförmiger Anstieg der Übergangszone zu sehen. Dies deckt sich mit den Ergebnissen der hydraulischen Erkundung, wonach für SB4 der sehr geringdurchlässige Teil des Wirtgesteins schon in einer Tiefe von weniger als 200 m angetroffen wurde, während in SB4a/v der Übergang in einer Tiefe von ca. 450 m erfolgte.



Figur 7.4-6: Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein: a) Horizontalschnitt auf Kote 540 m mit Lage der Schnitte Q-Q', E-E' und D-D', b) Schnitt Q-Q'



Figur 7.4-6: Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein: c) Schnitt D-D' und d) Schnitt E-E'

343

7.4.6 Realisationen der K-Verteilung im Wirtgestein

Die Nachbildung der räumlichen Variabilität der realen K-Verteilung, die für die realistische Beschreibung des Fliessfelds notwendig ist, erfolgt im Rahmen konditionaler Simulationen. Zu diesem Zweck werden mit den ermittelten geostatistischen Parametern (Varianz, horizontale und vertikale Korrelationslänge) Realisationen des K-Felds generiert, die an den Bohrlokationen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s mit den beobachteten K-Profilen (Fig. 7.4-2) konditioniert sind, d.h. die generierten K-Werte an den Bohrlokationen stimmen exakt mit den K-Profilen überein. Wie in Kapitel 7.4.2 erwähnt, kann die Zahl der Realisationen, die für die Berechnung eines realistischen Fliessfelds notwendig sind, nicht a priori festgelegt werden, sondern erst nach der Durchführung der hydrodynamischen Modellierungen. Das Konvergenzverhalten der (gemittelten) Realisationen gegenüber dem gekrigten K-Modell kann erste Anhaltspunkte hierfür geben (vgl. Kap. 7.4.2). Es muss jedoch im Verlauf der hydrodynamischen Modellierung überprüft werden, ob diese Zahl ausreicht, um auch eine Konvergenz des gemittelten Fliessfelds zu erreichen.



Figur 7.4-7: 12 Realisationen (r₁-r₁₂) der K-Verteilung auf Endlagerebene entlang der Verbindungslinie SB1 - SB3.

In Figur 7.4-7 sind 12 konditionale Realisationen des K-Felds auf Endlagerebende entlang der Verbindungslinie SB1 - SB3 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die

K-Werte der einzelnen Realisationen (dünne Linien) statistisch um den durch Kriging bestimmten Mittelwert (fette Linie) schwanken. Die gelbe Fläche in Figur 7.4-7 stellt die aus der Schätzvarianz des gekrigten K-Modells bestimmte Streubreite ($\pm 2 x$ Krigestandardabweichung σ_K) dar. Von den 12 Realisationen befinden sich mehr als 95% aller K-Werte innerhalb der Streubreite des gekrigten K-Modells. Als Ergebnis der a priori Abschätzung wurden deshalb den hydrodynamischen Modellierungsrechnungen 12 konditionale Realisationen des K-Felds zugrunde gelegt (vgl. Kap.7.7.1).

Die Figuren 7.4-8a und 7.4-8b zeigen exemplarisch die Realisation r_1 (vgl. Kap. 7.7.1) der K-Verteilung auf Endlagerebene sowie im Schnitt Q-Q'. In der Realisation wird jedem Block mit 100 m Kantenlänge ein K-Wert zugeordnet. Die Korrelationslängen von 200 m (vertikal) bzw. 600 m (horizontal) machen sich dadurch bemerkbar, dass benachbarte Blöcke nicht willkürliche K-Werte annehmen. Auf Endlagerebene schwanken die K-Werte der einzelnen Blöcke zwischen 10⁻¹⁰ und 10⁻¹³ m/s.

7.5 Potentialverhältnisse im Wirtgestein

In Kapitel 7.4 wurde die für die hydrodynamische Modellierung notwendige räumliche Verteilung der K-Werte im Wirtgestein beschrieben. In diesem Kapitel wird für denselben Zweck der gegenwärtige Systemzustand dargelegt, d.h. die räumliche Verteilung der hydraulischen Potentiale im Wirtgestein zum heutigen Zeitpunkt. Diese gilt als Anfangsbedingung für die hydrodynamische Modellierung. Die Randbedingungen für das Regionalmodell werden später in Kapitel 7.6 festgelegt.

Wird ein Grundwassersystem allein durch die (zeitlich unveränderlichen) topographisch bedingten Verhältnisse beherrscht, stellt sich ein stationärer Strömungszustand ein, dessen Potentialverteilung durch die extremen hydraulischen Potentiale in den In- bzw. Exfiltrationsgebieten bestimmt ist. Die Untersuchungen am Wellenberg haben gezeigt, dass sämtliche Bohrungen, die das Wirtgestein durchteufen, charakteristische Potentialdepressionen aufweisen (Kap. 7.2.2.2). Diese lassen sich nicht durch eine stationäre Grundwasserströmung erklären und werden als Bestandteile einer grossräumigen Druckanomalie interpretiert. Dabei spricht man von Unterdruckzone (UDZ), wenn die gemessenen piezometrischen Druckhöhen unterhalb der Bandbreite der hydraulischen Potentiale liegen, die für ein stationäres Fliesssystem möglich sind. Dies ist der Fall, wenn die beobachteten Potentiale deutlich tiefer liegen als die Kote jeder bekannten oder potentiellen Exfiltrationszone. Im Untersuchungsgebiet ist diese Zone das Engelbergertal mit einer mittleren Kote um 540 m ü.M. Die beobachteten Potentiale in den Bohrungen liegen deutlich tiefer, vereinzelt nahezu auf Meereshöhe.

Die gegenwärtigen (und zukünftigen) Potentialverhältnisse im Wirtgestein werden durch die Raumlage und Geometrie des Bereichs geprägt, in dem diese Unterdrücke auftreten. Der ähnliche Verlauf der Potentialprofile in den Wirtgesteinsbohrungen (Fig. 7.2-5) lässt auf eine zusammenhängende UDZ und einen gemeinsamen Entstehungsprozess schliessen.

-500

-1000 -





7.5.1 Hydraulische Unterdrücke und Unterdruckzone

Potentielle Prozesse für die Genese der hydraulischen Unterdrücke werden mittels analytischer und numerischer Modelle in Anhang A6 evaluiert. Basierend auf dieser Studie können die folgenden grundlegenden Aussagen gemacht werden:

Die hydraulischen Unterdrücke sind real. Sowohl Packertests als auch direkte Langzeitmessungen bestätigen dies. Ihre Entstehung führt man auf mechanische Entlastung durch Erosion und/oder den Gletscherrückzug während des Quartärs zurück. Sie hatte eine Dekompaktion des Wirtgesteins zur Folge. Die jüngste der möglichen geologischen Ursachen, die für die Entstehung bzw. Reaktivierung der UDZ in Frage kommen, ist der Gletscherrückzug am Ende der letzten Eiszeit vor ca. 14'000 Jahren. Dieser Entstehungs-Vorgang ist seither abgeschlossen und ist konservativ in bezug auf den Zeitraum (kein jüngerer Vorgang konnte identifiziert werden). Jedoch befindet sich die UDZ noch heute in einer Abbauphase, so dass die zukünftigen Potentialverhältnisse im Wirtgestein wesentlich durch die Abbaurate bestimmt werden. Diese Hypothese wird als die wahrscheinlichste erachtet und dient als Grundlage für die im Kapitel 7.7 präsentierten Modelle. Mit der "Rückkehr" zu einem topographie-bedingten Potentialfeld wird im Endlagerbereich nicht vor 20'000 Jahren gerechnet (vgl. Kap. 7.7.4, Fig. 7.7-5).

Eine alternative Hypothese erklärt die Genese der Unterdrücke durch Auskolkung der alpinen Täler seit Anfang des Quartärs. Allerdings setzt diese Theorie extrem tiefe hydraulische Diffusivitivitätswerte voraus, wenn unter Berücksichtigung des gleichzeitigen Druckaufbaus die heute beobachteten Unterdrücke produziert werden sollen. Solche Parameter sind mit den abgeleiteten K-Werten bzw. dem gegenwärtigen K-Modell nicht kompatibel.

Die Entstehung der hydraulischen Unterdrücke durch mechanische Entlastung ist auch unter Zweiphasenfluss-Verhältnissen im Wirtgestein gültig. Hingegen kann eine Genese der UDZ durch Gasfluss aufgrund der gemessenen Gaskonzentrationen im Wirtgestein und der geologischen Entwicklung des Standorts ausgeschlossen werden. Auch Osmose würde tendentiell den hydraulischen Unterdrücken entgegenwirken. Andere potentielle Mechanismen wie das Quellen von Tonpartikeln wurden ebenfalls untersucht, bilden aber keine Alternative zur oben bevorzugten Hypothese. Trotzdem kann nicht vollständig ausgeschlossen werden, dass solche Prozesse einen geringfügigen Beitrag geliefert haben.

7.5.2 Vorgaben für die Grundwassermodellierung

Die Studien zur Genese der UDZ (Kap. 7.5.1, Anhang A6) führen zum Schluss, dass die UDZ auf geologische Prozesse in der Vergangenheit zurückzuführen ist und sich noch heute in einer Abbauphase befindet. Soll dieser zeitlich veränderliche Prozess simuliert werden, muss die Modellierung instationär erfolgen. Zusätzlich zu den Randbedingungen ist somit ein Anfangszustand festzulegen. Überall dort, wo hydraulische Unterdrücke entweder direkt beobachtet oder vermutet werden (d.h. im Bereich einer vorgeschriebenen und plausiblen UDZ) werden sie als Anfangsbedingungen berücksichtigt. Die ebenfalls erforderlichen Randbedingungen für das Regionalmodell werden

im wesentlichen in den angrenzenden Formationen (Nebengestein) angesetzt und sind in Kapitel 7.6 erläutert.

Um den Anfangszustand im Wirtgestein zu definieren, müssen die einzelnen Beobachtungspunkte der Unterdrücke räumlich zu einer UDZ interpoliert werden. Für die Wahl der Ausdehnung der UDZ wurden folgende Kriterien verwendet: SB1 und SB3 nehmen eine zentrale Position, die weiteren beobachteten Potentialminima (SB4, SB4a/v, SB4a/s) eine eher periphere Stellung ein. In SB2 und SB6 sind keine Unterdrücke zu verzeichnen. Dies wird im Fall von SB2 auf den geringen Abstand zum hochdurchlässigen Nebengestein zurückgeführt. Im Fall von SB6 war die erbohrte Strecke im Wirtgestein zu kurz. Ferner wurde angenommen, dass die UDZ nicht ganz bis zur Modellgrenze Engelberger Aa reicht und sich bis einige hundert Meter östlich des Secklis-Bach-Tals (SB1) ausdehnt. Diese Annahme ist mit der Gletscherentstehungshypothese (Kap. 7.5.1, Anhang A6) konsistent, weil die Höhenlagen östlich des Secklis Bachs keine grossen Eismächtigkeiten zulassen. Für die Begrenzung der UDZ nach unten bzw. nach Süden und Norden werden das Potentialprofil von SB4 und die Modellierung zur Genese der Unterdrücke (Anhang A6) herangezogen: Diese zeigen, dass hydraulische Unterdrücke sich nur in einem Abstand von etwa 100 m vom hochdurchlässigen Nebengestein (Kalkformationen) etablieren können. Die räumliche Ausdehnung der für das Regional- und Endlagermodell konstruierten UDZ wird somit gegenüber der Ausdehnung der generierten UDZ (Studie Anhang A6) bewusst klein gehalten. Sie beschränkt sich auf den engeren Raum zwischen und unmittelbar um die Beobachtungspunkte.

Für die Implementierung der UDZ wurden folgende Arbeiten durchgeführt: In einem ersten Schritt wurden die Potentialwerte in den Bohrungen auf die Vertikalschnitte B-B' bis G-G' projiziert. Anschliessend wurden die Datenpunkte in jedem Schnitt manuell interpoliert, um Isopotentialprofile zu generieren (Isopotential-Linien 500 m, 400 m, 300 m, 200 m und 100 m). Schliesslich wurden mit Hilfe der Kriging-Methode die verschiedenen Schnitte interpoliert. Figur 7.5-1 zeigt Form und Raumlage der auf diese Weise konstruierten Unterdruckzone.

Der in den transienten Rechenfällen verwendete Parameter für das Speichervermögen des Wirtgesteins geht auf frühere Rechnungen (NAGRA 1996a) und die erwähnte Modellierungsstudie zur Genese der Unterdruckzone zurück, die noch auf dem ehemaligen Konzept der hydrogeologischen Einheiten basierten. Es zeigte sich, dass mit dem ursprünglich geschätzten Speicherkoeffizienten von $S_s = 1.10^{-6}$ die heute beobachteten Unterdrücke nicht rekonstruiert werden können. Dieser Wert (und kleinere Werte) hätten eine zu rasche Dissipation zur Folge, so dass die UDZ in der heutigen Form nicht mehr präsent wäre. Inverse Berechnungen im Zusammenhang mit der Untersuchung ähnlicher Entstehungshypothesen (Vinard, 1997) weisen darauf hin, dass schon eine geringfügige Erhöhung des Speicherkoeffizienten (Faktor 2 bis 4) einen deutlich langsameren Druckaufbau bewirkt. Für die vorliegenden Modellierungen wurde schliesslich ein Wert S_s = 3·10⁻⁶ gewählt. Wesentlich grössere Speicherkoeffizienten wären mit der beobachteten Porosität und den mechanischen Eigenschaften des Wirtgesteins nicht zu vereinbaren und würden mit einem weiter verlangsamten Dissipationsprozess Verhältnisse erzeugen, die im Zusammenhang mit der behandelten Problemstellung nicht mehr als konservativ beurteilt werden können.






7.6 Durchlässigkeiten und Potentialverhältnisse in den Nebengesteinen

7.6.1 Hydrogeologische Gliederung der Nebengesteine

Basierend auf den Ergebnissen der hydrogeologischen Erkundung der oberflächennahen Grundwassersysteme (Kap. 7.2.1) und der Tiefengrundwässer (Kap. 7.2.2.2) sowie unter Berücksichtigung der lithostratigraphischen Einheiten (Kap. 4.2) wurden die Nebengesteine in sieben hydrogeologische Einheiten unterteilt (LAVANCHY & MAR-SCHALL 1997). Die Grenzen zwischen den hydrogeologischen Einheiten entsprechen den Grenzen der geologischen Formationen. Einen Überblick über typische Merkmale der hydrogeologischen Einheiten sowie über die Bohrungen, in denen die jeweiligen Einheiten angetroffen worden sind, gibt Tabelle 7.6-1.

Hydrogeologische Einheit	Lithologie	Bohrungen / Anz. Packertests	Transmissivitätsbereich (m ² /s)
Lockergestein und Rutschmasse	Sand, Silt, Kies, Blöcke	SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s, SB6 11 Packertests	10 ^{.8} - 10 ^{.5}
infrahelvetisches Mélange	toniger oder sandiger Mergel mit Sandstein	SB1, SB3 13 Packertests	10 ⁻¹¹ - 10 ⁻¹⁰
"Wissberg-Scholle"	koralligener, toniger oder sandiger Kalk	SB1, SB3 7 Packertests	10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁶
Parautochthon	Mergel mit Sandsteinlagen	SB1 2 Packertests	10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁷
Kieselkalk der Drusberg-Decke		SB2 4 Packertests	10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁴
"Valanginien-Kalk" der Drusberg-Decke		SB2 7 Packertests	10 ⁻¹¹ - 10 ⁻⁶
Kalke der Axen-Decke		keine SB / nicht getestet	-

Tabelle 7.6-1: Hydrogeologische Einheiten der Nebengesteine

Die Rutschmasse Altzellen, Moräne und Gehängeschutt werden zu einer hydrogeologischen Einheit zusammengefasst. Sie weist wasserführende Systeme mit sehr variabler Transmissivität (10^{-5} bis 10^{-8} m²/s) und meist subhydrostatischem oder hydrostatischem Potential auf (Kap. 7.2.2.2). Innerhalb dieser Einheit wurden Grundwässer vom Ca-HCO₃-Typ bzw. – im tieferen Teil der Rutschmasse Altzellen – vom Na-HCO₃-Typ gefunden (Kap. 6.3.2, 6.3.3).

Das infrahelvetische Mélange tritt oberhalb und unterhalb der "Wissberg-Scholle" auf. Es weist generell geringe oder sehr geringe Transmissivitäten auf (Kap. 7.2.2 und Tab. 7.6-1). Das hydraulische Potential innerhalb dieser Einheit ist sehr unterschiedlich (von artesisch bis zu stark subhydrostatisch). Die einzige Probe aus dem Mélange ist ein Grundwasser vom tiefen Na-HCO₃-Typ (Kap. 6.3.5).

Die "Wissberg-Scholle" umfasst die zwei subhelvetischen Elemente, die in den Bohrungen SB1 und SB3 angetroffen wurden. Sie weist geringe oder mittlere Transmissivitäten (Tab. 7.6-1) und stark artesische Potentiale auf (Kap. 7.2.2.2). Die Grundwasserbeschaffenheit in beiden Bohrungen ist vom tiefen Na-HCO₃-Typ (Kap. 6.3.5).

Parautochthon wurde nur in der Bohrung SB1 angetroffen. Aufgrund der geringen erbohrten Mächtigkeit von 69 m wurde es nicht separat untersucht. Vielmehr wurden zwei Packertests mit langem Testintervall durchgeführt, die den unteren Teil des Mélange und das Parautochthon umfassen. Die resultierenden Intervall-Transmissivitäten weisen zwar auf eine gegenüber dem Mélange um mehrere Grössenordnungen höhere hydraulische Leitfähigkeit hin, wobei allerdings bei dieser schmalen Datenbasis bezüglich der hydraulischen Eigenschaften des Parautochthons grosse Unsicherheiten bestehen.

Die Kieselkalke der Drusberg-Decke am nördlichen Rand des Wirtgesteins wurden nur in der Bohrung SB2 angetroffen. Diese Einheit weist mittlere oder hohe Transmissivitäten und hydrostatische Potentiale auf. Im oberen Teil der Einheit (ca. 100 m u. O.K.T) wurde ein Ca-Mg-(Na)-HCO₃-SO₄-Grundwasser und bei einer Tiefe von ca. 350 m ein Na-HCO₃-Typ entnommen (Kap. 6.3.6). Eine weitere hydrogeologische Einheit umfasst den "Valanginien-Kalk" (Graue Mergelschiefer und Diphyoides-Kalk) zwischen den Kieselkalken und der Palfris-Formation. Diese Einheit, die auch nur in der Bohrung SB2 angetroffen wurde, weist geringe oder mittlere Transmissivitäten und hydrostatische oder artesische Potentiale auf. Hydrochemisch lässt sich das Grundwasser dem Typ Na-HCO₃-Cl zuordnen (Kap. 6.3.6).

Da die Kalke der Axen-Decke nicht durch Sondierbohrungen erkundet worden sind, stützt sich die Charakterisierung ausschliesslich auf Resultate der oberflächennahen Grundwasserbeobachtungsprogramme (Kap. 7.2.1). Nach BAUMANN (1995a), der diese Ergebnisse mit Werten aus der Literatur vergleicht, liegt die Durchlässigkeit basaler Kreidekalke je nach Verkarstungsgrad typischerweise zwischen 10^{-4} und 10^{-6} m/s. Für die Kalke der Axen-Decke wurde eine geringe Verkarstung angenommen (K = 10^{-6} m/s). Die Grundwässer sind wenig mineralisiert (Typ Ca-HCO₃ bis Ca-Mg-HCO₃-(SO₄)).

7.6.2 Effektive hydraulische Leitfähigkeiten in den Nebengesteinen

Ergebnisse aus den Sondierbohrungen

Die Nebengesteine wurden hydrogeologisch weniger intensiv untersucht als das Wirtgestein (Anzahl der durchgeführten Packertests, Interpretationstiefe). Für die hydraulische Charakterisierung der Nebengesteine liegen in der Regel nur wenige Transmissivitätswerte vor. In Fällen, in denen keine Lokalisierung von Zuflussstellen durch Fluid-Logging möglich war, wurden Transmissivitäten ermittelt, die einen Mittelwert über lange Packertestintervalle darstellen. Wo eine Lokalisierung möglich war, wurden auch die Transmissivitäten der identifizierten diskreten Zuflussstellen berechnet. Da die ermittelten Transmissivitäten im allgemeinen keine Tiefenabhängigkeit zeigen, wurde für die Nebengesteine eine konstante effektive hydraulische Leitfähigkeit K angenommen. Diese vereinfachende Annahme ist insofern vertretbar, als die hydraulischen Leitfähigkeiten der Nebengesteine – im Gegensatz zu den Potentialen – für die Modellierung der Grundwasserfliessverhältnisse im Wirtgestein von untergeordneter Bedeutung sind. In Anbetracht der geringen Anzahl der zur Verfügung stehenden Daten wurde eine einfache Methode zur Ermittlung der K-Werte in den Nebengesteinen (LAVANCHY & MARSCHALL 1997) verwendet. Pro hydrogeologische Einheit wurde eine Gesamttransmissivität berechnet, wobei die Transmissivitätswerte aus der kombinierten Interpretation von Fluid Logging und Packertests gemäss Figur 7.2-4 bohrlochübergreifend für jede Einheit aufsummiert wurden. Eine mittlere hydraulische Leitfähigkeit für die hydrogeologische Einheit wird dann durch Teilung der Gesamttransmissivität durch die aus allen Bohrungen kumulierte Testintervallänge berechnet. Für die Wissberg-Scholle wurden beispielsweise insgesamt 10 Transmissivitätswerte aus den Bohrungen SB1 und SB3 bestimmt (Kap. 7.2.2.2). Die Gesamttransmissivität aus den 10 Zuflussstellen beträgt etwa 4.10⁻⁶ m²/s. Die kumulierte Testintervalllänge innerhalb der "Wissberg-Scholle" ist 360 m (335 m in SB1 und 25 m in SB3). Daraus ergibt sich eine effektive hydraulische Leitfähigkeit von etwa 1.10⁻⁸ m/s. Die effektiven Leitfähigkeiten für die anderen Nebengesteinseinheiten wurden in ähnlicher Weise berechnet. Die Bandbreiten für die K-Werte wurden durch eine Grösstfehlerabschätzung aus den Fehlerbalken der individuellen Transmissivitätswerte bestimmt. Die Leitfähigkeiten der einzelnen hydrogeologischen Nebengesteinseinheiten inklusive ihrer Bandbreiten sind in der Tabelle 7.6-2 zusammengefasst.

Tabelle 7.6-2	Ellektive	nyaraulische	Leittanigkeiten	der einzeinei	n nyarogeologischen
	Nebenge	steinseinheite	en (LAVANCHY	& MARSCHA	LL 1997)

Hydrogeologische Einheit	verfügb. Werte in Bohrungen	T _{tot} (m²/s)	getestete Länge (m)	K ¹⁾ (m/s)	K-Bandbreite ²⁾ (m/s)	K im Regional- modell (m/s)
Lockergestein und Rutschmasse	SB3, SB6, SB4a/v	7·10 ⁻⁵	362	2·10 ⁻⁷	0.4 - 4.10 ⁻⁷	Quartär: 1·10 ⁻⁴ Rutschm.: 1·10 ⁻⁸
infrahelv. Mélange	SB1, SB3	1.10 ⁻⁹	280	4·10 ⁻¹²	0.9 - 9·10 ⁻¹²	4·10 ⁻¹²
"Wissberg-Scholle"	SB1, SB3	4·10 ⁻⁶	360	1.10 ⁻⁸	0.7 - 3·10 ⁻⁸	1.10 ⁻⁸
Parautochthon	SB1	5·10 ⁻⁸	69	7.10 ⁻¹⁰	0.3 - 3.10 ⁻⁹	1.10 ⁻⁸
Kieselkalk	SB2	7·10 ⁻⁴	430	2·10 ⁻⁶	0.8 - 4·10 ^{·6}	2·10 ⁻⁶
"Valanginien-Kalk"	SB2	1.10 ⁻⁶	896	1.10 ⁻⁹	0.1 - 6·10 ⁻⁹	1.10 ⁻⁹
Kalke der Axen-Decke	-	-	-	-	-	1.10 ⁻⁶

¹⁾ berechnet aus dem arithmetrischen Mittel der Transmissivitätswerte (Fig. 7.2-4)

²⁾ Grösstfehler aus den Fehlerbalken der Transmissivitätswerte (Fig. 7.2-4)

Anpassungen im Rahmen der hydrodynamischen Modellierung

Die Einteilung der Nebengesteine in hydrogeologische Einheiten mit konstanter hydraulischer Leitfähigkeit bildet den Ausgangspunkt für die Diskretisierung des Untersuchungsgebietes im Rahmen der hydrodynamischen Modellierung (insbesondere für das Regionalmodell). Bei der Umsetzung dieser Konzeptualisierung in das numerische Modell wurden Modifikationen vorgenommen, die entweder den modelltechnischen Erfordernissen Rechnung trugen oder aber eine erweiterte Datenbasis berücksichtigten. Im folgenden werden diese Modifikationen begründet. Unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Oberflächenhydrogeologie (Kap. 7.2.1) wurde die hydrogeologische Einheit "Lockergestein und Rutschmasse" in ein hochdurchlässiges Quartär mit einem K-Wert von 10^{-4} m/s und eine geringerdurchlässige Rutschmasse mit K = 10^{-8} m/s unterteilt. Der Wert von $2 \cdot 10^{-7}$ m/s, der sich aus den Resultaten der hydraulischen Tests in den Sondierbohrungen ableitet, stellt eine Mischrechnung dar und berücksichtigt beide Anteile.

Für die "Wissberg-Scholle", das infrahelvetische Mélange, den Kieselkalk und den "Valanginien-Kalk" wurden die aus den Bohrlochdaten abgeleiteten hydraulischen Leitfähigkeiten direkt in das Regionalmodell übernommen. Dagegen wurde für das Parautochthon, in Anlehnung an NAGRA (1993b), mit 1·10⁻⁸ m/s eine um mehr als eine Grössenordnung höhere Leitfähigkeit gewählt. Anlass für diese Massnahme waren einerseits die wenig belastbare Datenbasis und andererseits Hinweise auf eine erhöhte Leitfähigkeit im Parautochthon, die sich aus den gegenüber der Wissberg-Scholle abnehmenden hydraulischen Potentialen von Mélange und Parautochthon ergeben.

Die Kalke der Axen-Decke wurden in den Sondierbohrungen nicht erbohrt. Daher gibt es für diese Formation weder lokal bestimmte hydraulische Durchlässigkeiten noch Potentialmessungen. Im Regionalmodell stellen sie jedoch einen wichtigen Modellbereich dar, da die Fliessverhältnisse in der Axen-Decke Randbedingungen für den Grundwasserfluss im Wirtgestein definieren. Unter Berücksichtigung der Erkenntnisse aus der Oberflächenhydrogeologie (Kap. 7.2.1), wonach in gewissen Kalken der Axen-Decke Karsterscheinungen beobachtet werden, wurde für das Regionalmodell ein vergleichsweise hoher K-Wert von K = $1 \cdot 10^{-6}$ m/s festgelegt. Die im Regionalmodell schliesslich verwendeten K-Werte (vgl. Kap. 7.7.4.2) sind in der letzten Spalte der Tabelle 7.6-2 dargestellt.

7.6.3 Hydraulische Potentiale in den Nebengesteinen

Die Ermittlung der Potentialverteilung in den Nebengesteinen erfolgte auf der Grundlage der interpretierten Profile der Druckspiegelhöhen aus den Sondierbohrungen (Kap. 7.2.2.2, Fig. 7.2-5) und der Resultate der oberflächennahen Grundwasserbeobachtungsprogramme (Kap. 7.2.1).

In den Lockergesteinen und der Rutschmasse Altzellen sind die Potentialverhältnisse sehr variabel. Der Grundwasserspiegel ist meist hydrostatisch, kann jedoch auch bis zu 60 m unter Terrain liegen (PBoSB4a). An der Basis der Rutschmasse, unmittelbar über der Palfris-Formation treten z.T. stark artesische Druckspiegel auf. Die grosse räumliche Variabilität der Potentiale wird hauptsächlich durch kleinräumige Heterogenitäten innerhalb dieser hydrogeologischen Einheit verursacht. Trotz der oben erwähnten Ausnahme eines subhydrostatischen Grundwasserspiegels in der Bohrung PBoSB4a kann – im regionalen Massstab betrachtet – davon ausgegangen werden, dass die Lockergesteine und die Rutschmasse vollständig gesättigt sind (vgl. Kap. 7.2.1.2).

Die Potentialverhältnisse im sehr geringdurchlässigen infrahelvetischen Mélange werden durch die Potentiale in den angrenzenden Gesteinsformationen bestimmt. Sie sind daher sehr unterschiedlich und reichen von artesisch bis stark subhydrostatisch (+160 bis -325 m ab O.K.T), je nachdem, ob sie durch die stark artesische "Wissberg-Scholle" (+150 bis +330 m ab O.K.T) oder durch das Parautochthon (nur ein Messwert: 140 m u. O.K.T) beeinflusst werden.

Im relativ gutdurchlässigen Kieselkalk der Drusberg-Decke sind die Potentiale hydrostatisch (SB2) bis subhydrostatisch (Piezometer PBo7, PBo8, PBoSE2). Aufgrund der Beobachtungen an Quellen und flachgründigen Piezometern wird erwartet, dass der Grundwasserspiegel im Kieselkalk im Bereich des Eggeligrats auf dem Niveau der lokalen Vorfluter liegt (Engelberger Aa, Secklis Bach) und östlich des Secklis Bachs ansteigt (vgl. Kap. 7.2.1.3, Fig. 7.2-2). Die Potentiale im "Valanginien-Kalk" sind vorwiegend schwach subhydrostatisch (bis 50 m u. O.K.T), es wurde allerdings auch ein artesischer Wert beobachtet (130 m ü. O.K.T).

Für die Abschätzung der Potentiale in den Kalken der Axen-Decke stehen ausschliesslich Beobachtungen aus der Oberflächenhydrogeologie zur Verfügung. Anhand von Quellaustritten (z.B. Chaltibachquelle, Quelle I42), Piezometerbeobachtungen (PBoSB4b) und isotopenhydrologischen Untersuchungen wird geschlossen, dass die Potentiale in der Axen-Decke in aller Regel subhydrostatisch sind. Im Bereich der beiden Gebirgsgrate Sinsgäuer Schonegg und Eggeligrat wird topographiebedingt eine leichte Aufwölbung des Grundwasserspiegels angenommen (ca. 1'400 m ü.M. unter der Sinsgäuer Schonegg und ca. 900 m ü.M. unter dem Eggeligrat). Die Chaltibachquelle, in deren Umgebung das hydraulische Potential auf 575 m ü.M. geschätzt wird, sowie die Beobachtungen in PBoSB4b im hinteren Secklis-Bach-Tal liefern weitere Anhaltspunkte für die räumliche Interpolation der Potentialverteilung (vgl. Fig. 7.2-2, Kap. 7.2.1.3).

In der letzten Spalte der Tabelle 7.6-3 sind die im Regionalmodell verwendeten Potentiale (vgl. Kap. 7.7.4.2) zusammengestellt.

Hydrogeologische Einheit	Datenbasis	Hydraulisches Potential (m ab O.K.T / m ü.M.)	Potentiale im Regionalmodell				
Lockergestein und Rutschmasse	SB3, SB6, SB4a/v, Quellen , Piezometer	hydrostatisch bis subhydrostatisch (0 bis -70 / 940 - 575) Übergang Palfris: z.T. artesisch (bis +80 / 1020)	hydrostatisch				
Mélange	SB1, SB3	artesisch bis stark subhydrostatisch (+160 bis -325 / 1006 - 520)	keine Vorgabe				
"Wissberg-Scholle"	SB1, SB3	stark artesisch (+150 bis +330 / 1006 - 1065)	Festpotential: 1'040 m ü.M.				
Parautochthon	SB1	subartesisch (ein Wert: -140 / 706)	Basis ist undurchlässiger Modellboden				
Kieselkalk	SB2, Quellen, Piezometer	subhydrostatisch in Einzelfällen hydrostatisch	ungesättigt, entspr. Fig. 7.2-2				
"Valanginien-Kalk"	SB2	schwach subhydrostatisch bis artesisch	hydrostatisch				
Kalke der Axendecke	Quellen, Piezometer,	subhydrostatisch in Einzelfällen hydrostatisch	ungesättigt, entspr. Fig. 7.2-2				

Tabelle 7.0-0. Tryulaulisenes Fotential in den repengestende	Tabelle 7.6-3: Hy	draulisches	Potential in	n den	Nebengesteinen
--	-------------------	-------------	--------------	-------	----------------

7.7 Grundwasserzirkulationsverhältnisse

7.7.1 Modellierungsstrategie

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die für Grundwasserströmungsrechnungen verwendeten numerischen Modelle, die ausgeführten Rechenfälle und die Art der Produkte, die als Resultate dieser Modellierungsrechnungen spezifiziert wurden. Seit der Datensynthese nach Abschluss der Untersuchungsphase I (NAGRA 1993b) sind einige wichtige Entscheide im Bezug auf die Grundwassermodellierung getroffen und entsprechende Entwicklungen eingeleitet worden. Die daraus resultierenden Unterschiede in der Modellierungsstrategie müssen bei einem Vergleich mit den Resultaten früherer Arbeiten beachtet werden. Die wichtigsten dieser Unterschiede sind:

- die Einführung des K-Modells und die Darstellung der K-Verteilung im Wirtgestein durch stochastische Realisationen (Kap. 7.4)
- die Berücksichtigung der Unterdruckzone (UDZ; Kap. 7.5 / Anhang A6)
- die explizite Modellierung der Endlagerbauten und die daraus folgende Einführung des Endlagermodells als zusätzlicher Bestandteil der hierarchischen Modellkette (zwischen Regional- und Kavernenumfeldmodell, Kap. 7.7.1.1)
- die Simulation des instationären Fliessfelds, das gekennzeichnet ist durch die UDZ-Entwicklung auf der einen und Entwicklung der bauinduzierten Druckstörung auf der anderen Seite.

Auf einige Konsequenzen dieser weiterentwickelten Modellierungsmethodik wird im folgenden eingegangen (Kap. 7.7.1 - 7.7.3). Die Grundwasserströmungsmodelle hängen von der Topographie ab und Resultate in Form von Aussagen und Entwicklungsprognosen sind nur für einen Zeitraum gültig, in dem drastische Änderungen der Topographie und anderer wichtiger Randbedingungen mit einiger Sicherheit ausgeschlossen werden können (Kap. 7.7.1.2). Weil die K-Verteilung im Wirtgestein durch 12 stochastische Realisationen dargestellt wird, bedingt die Modellierung einer bestimmten Situation einen relativ hohen Rechenaufwand und die Resultate (Potentiale, Gradienten, Flüsse) resp. ihre Bandbreiten müssen an vordefinierten Kontrollpunkten durch automatisch generierte Verteilungen dargestellt werden (Kap. 7.7.1.3), u.a. um unterschiedliche Situationen miteinander vergleichen zu können. Die Modellierung eines instationären Zustands hat zur Folge, dass Kontrollzeitpunkte definiert werden müssen, für die jeweils ein Satz von Modellierungsprodukten berechnet (und präsentiert) wird. Die Wahl dieser Zeitpunkte (bzw. Momentanzustände) wird in Kapitel 7.7.1.3 begründet. Im gleichen Kapitel wird schliesslich eine Rechenfall-Nomenklatur eingeführt und mit Hilfe von Matrizentabellen im Überblick erläutert, für welche Rechenfälle und Kontrollzeitpunkte bestimmte Modellierungsprodukte berechnet wurden.

7.7.1.1 Modellhierarchie und Modellierungsansätze

Regional-, Endlager- und Kavernenumfeldmodell (Tab. 7.7-1) sind auf unterschiedliche Massstäbe fokussiert und basieren auf unterschiedlichen Modellierungsansätzen. Figur 7.7-1 illustriert ihre Verknüpfung und Organisation. Ausgehend vom geologischen Standortmodell, aus dem die geometrischen Kenngrössen des Untersuchungsgebietes deterministisch abgeleitet werden (blau markiert) und vom Blockmodell, das die geolo-

gischen und hydrogeologischen Eigenschaften der wasserführenden Systeme im Wirtgestein mit statistischen Methoden beschreibt (rot markiert), wurden über Zwischenschritte (Konversionsregeln und K-Modell, grün markiert) die drei, ineinander verschachtelten Modellierungswerkzeuge abgeleitet. Regional- und Endlagermodell stützen sich auf deterministische und stochastische Daten, während das Kavernenumfeldmodell im wesentlichen auf einer stochastischen Datenbasis beruht.

Modell	Hauptzweck	Modellierungsansatz	Modellmassstab
Regional- modell	Entwicklung der Strömungsverhältnisse im Wirtgestein unter Berücksichtigung des Nebengesteins.	EPM ¹⁾	ca. 8 x 6 x 2,5 km ³
	Abschätzung der Interaktion zwischen UDZ und Endlager.		
	Ortung von Exfiltrationsgebieten.		
	Bereitstellung der (zeitabhängigen) Randbedingungen für das Endlagermodell.		
Endlager- modell	Beschreibung der Strömungsverhältnisse im Wirtgestein unter Berücksichtigung der geplanten Untertagebauten.	EPM	ca. 3 x 2 x 2 km ³
	Dauer und Ausbreitung der durch Bau und Betrieb des Endlagers verursachten Druckanomalie.		
	Bestimmung der advektiven Fliesspfade und Fliesszeiten vom Endlager bis zu den definierten Exfiltrationsgebieten.		
	Volumetrische Flüsse durch individuelle Endlagerkavernen.		
	Prüfung des gegenwärtigen Versiegelungskonzeptes und der Auswirkungen verschiedener AUZ-Eigenschaften.		
	Bereitstellung der Randbedingungen und Potentialver- hältnisse für die Kavernenumfeld-Modellrechnungen.		
Kavernen- umfeld- modell	Beschreibung der Strömungsverhältnisse in den wasser- führenden Systemen im Umfeld der geplanten Endlager- kavernen, nachdem die Kavernen wiederaufgesättigt wur- den.	Kluftnetzwerk	ca. 600 x 500 x 120 m ³
	Verteilung des Grundwasserflusses auf die verschiedener WFS im engeren Bereich um Endlagerkavernen.		

Tabelle 7.7-1: Anwendungszweck,	konzeptioneller	Ansatz	und	Massstab	der	hydrody-
namischen Modelle						

¹⁾ EPM: äquivalent poröses Medium

Die verschiedenen Betrachtungsmassstäbe (Fig. 7.7-2) ergeben sich aus den unterschiedlichen Fragestellungen, für die die Modelle konzipiert wurden (Tab. 7.7-1): Mit dem Regionalmodell, dessen Modellgebiet Wirt- und Nebengestein umfasst, werden vorrangig die grossräumigen Fliessverhältnisse unter dem Einfluss der im Nebengestein angesetzten Potentialrandbedingungen und der Unterdruckzone untersucht. Die resultierenden Potentialverteilungen sind Vorgaben an den Rändern des Endlagermodells, das dazu dient, die hydraulischen Verhältnisse im Wirtgestein unter Berücksichtigung einer beispielhaften Anordnung der geplanten Untertagebauten zu beschreiben. Wichtige Fragen in diesem Massstab betreffen u.a. das Ausmass und die Dauer der durch den Bau verursachten Potentialstörung, die Auswirkung der Auflockerungszonen um Kavernen und Stollen und die Rückhaltewirkung der Versiegelungen. Das Kavernenumfeldmodell ist das Untersuchungsmittel, mit dem die von den wasserführenden Systemen gesteuerten Strömungsverhältnisse im unmittelbaren Umfeld der Endlagerkavernen simuliert werden können. Resultate sind u.a. Aussagen über die Verteilung des Grundwasserflusses auf die WFS und normierte Fliessraten durch individuelle Kavernen.

Die interne Konsistenz der dreiteiligen Modellkette und die Übertragbarkeit der Ergebnisse (z.B. Potentialrandbedingungen) von einem geometrisch übergeordneten in ein untergeordnetes Modell wird durch verschiedene Vorkehrungen gewährleistet. Dazu gehören grundlegende konzeptuelle Annahmen, die für alle Modelle gelten, hydraulische Eigenschaften des Wirtgesteins, die entweder gemeinsame Modellbestandteile sind (z.B. K-Verteilungen) oder direkt aus dieser gemeinsamen Datenbasis abgeleitet wurden (K \rightarrow T Konversion), aber auch modelltechnische Voraussetzungen, wie beispielsweise die angepassten Topologien der im Regional-, Endlager- und Felsmechanikmodell verwendeten FE-(Finite Elemente) Netze.



Figur 7.7-1: Modellhierarchie





7.7.1.2 Gültigkeitsdauer der Modellaussagen

In Kapitel 4.8 wird gezeigt, wie sich im Standortgebiet Geologie (Tektonik), Klima und Topographie im Laufe der Zeit ändern. In Anhang A6 werden die Auswirkungen von Erosion und Eiszeiten auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Wirt- und Nebengestein behandelt: Einerseits verursachen Auflaständerungen anomale Potentialverhältnisse im geringdurchlässigen Wirtgestein, andererseits dringt durch die Erosion und die ihr vorangehende Gesteinsdekompaktion die Zone erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit in bislang geringdurchlässige Bereiche des Wirtgesteins vor. Aus diesen Gründen muss die Gültigkeitsdauer von Aussagen eingeschränkt werden, die auf Modellen mit heutiger Topographie und heute erhobenen Parameterwerten (K- bzw. T-Werte und Speicherkoeffizient) basieren.

Wie aus Anhang A6 hervorgeht, muss während der Eiszeiten mit hohen Potentialen im Wirtgestein gerechnet werden. Der letzte plausible Zeitpunkt für die Entstehung bzw. Reaktivierung der Unterdruckzone im Wirtgestein liegt etwa 14'000 Jahre zurück und entspricht der Zeit nach dem Abschmelzen der Eisauflast am Ende der letzten Eiszeit. Modelle zur Beschreibung heutiger und künftiger Verhältnisse sind deshalb erst ab diesem Zeitpunkt gültig. In der vorliegenden Modellierung wird angenommen, dass die UDZ zum heutigen Zeitpunkt t₀ einen Dissipationszustand wie in Figur 7.7-5 erreicht hat. Das erlaubt, von den heute gemessenen Potentialen, der daraus abgeleiteten heutigen UDZ sowie ihrer minimal möglichen Dissipationsdauer auszugehen und damit das konservativste Abbau-Szenarium zu betrachten.

Auch für Prognosen muss die Gültigkeitsdauer eingeschränkt werden. Dem Regionalund dem Endlagermodell liegt die Annahme zugrunde, dass die heutige Topographie sich im definierten Zeitraum nicht wesentlich verändert, d.h. dass die Modellgeometrie und die daraus abgeleiteten Randbedingungen und Materialeigenschaften ihre Gültigkeit beibehalten. Dieser Zeitraum beträgt aufgrund der Langzeitszenarien (Kap. 4.8) max. 20'000 Jahre.

7.7.1.3 Rechenfälle und Produkte

Rechenfälle

Die hydrodynamische Modellierung wurde auf der Basis von *Rechenfällen* durchgeführt. Ein Rechenfall beschreibt eine bestimmte Modellkonfiguration in bezug auf Geometrie, Parameter, Randbedingungen und Prozesse.

Unterschieden werden *Basisfälle* und *Sensitivitäts-Rechenfälle*. Ein *Basis*-Rechenfall stützt sich auf eine Modellkonfiguration, die der plausibelsten Beschreibung des untersuchten hydrodynamischen Systems gleichkommt. Mit dem Regional- und dem Endlagermodell werden je zwei Basis-Rechenfälle evaluiert: Der erste beschreibt die natürlichen Strömungsverhältnisse und ihre Entwicklung; der zweite bezieht die geplanten Untertagebauten bzw. deren Auswirkungen mit ein. Bei jedem Basisfall werden alle 12 konditionalen K-Feld Realisationen separat berücksichtigt und die Verteilung der Resultate an räumlichen und zeitlichen Kontrollpunkten durch Balkendiagramme dargestellt. Die Basisfälle können demzufolge dazu benutzt werden, Auswirkungen der Variabilität des K-Felds auf die Modellierungsprodukte (Potentialfeld, Flüsse, Gradienten,

etc.) zu studieren und Bandbreiten der Unsicherheit festzulegen. Wie in Kapitel 7.4.6 erwähnt, konnte a priori nicht festgestellt werden, ob mit den zugrunde gelegten 12 K-Feld Realisationen ein ausreichendes Konvergenzverhalten der Potential- resp. Fliessfelder erreicht werden kann. Eine Evaluation der Modellierungsprodukte hat das Konvergenzverhalten, bezogen auf die Potentialfelder, bestätigt, so dass der Schluss gezogen werden kann, dass die gewählte Anzahl einen vertretbaren Kompromiss zwischen Rechenaufwand auf der einen und erschöpfender statistischer Behandlung auf der anderen Seite darstellt.

Zweck der *Sensitivitäts-Rechenfälle* ist es, einige wichtige Unsicherheiten bei Randbedingungen (alternative Hypothesen) und Systemkomponenten abzudecken. Wie sich gezeigt hat, ist bei diesen Rechenfällen der Einfluss der K-Variabilität wesentlich geringer als die Auswirkungen der untersuchten konzeptuellen Unsicherheiten. Deshalb wurden die Sensitivitäts-Rechenfälle ausschliesslich auf der Basis des gekrigten K-Felds (Realisation r₀) gerechnet.

Tabelle 7.7-2 erläutert die bei der Bezeichnung der Rechenfälle verwendete Nomenklatur. Einen vollständigen Überblick über alle mit dem Regional-, Endlager- und Kavernenumfeldmodell behandelten Rechenfälle geben die Tabellen 7.7-2 bis 7.7-5.

Code	Beschreibung	Regionalmodell (R)	Endlagermodell (E)	Kavernenumfeld- modell (K)
1	Basisfall unter Einbezug der Untertagebauwerke mit Entwicklung der UDZ	RT100	ET100	KT100
2	Basisfall unter natürlichen Verhältnissen	RT200	ET200	
1	Sensitivitäts-Rechenfall: Einfluss eines kleineren spezifischen Speicherkoeffizienten	RT201		
_ 10	Sensitivitäts-Rechenfall: Einfluss grosser (regionaler) Störungen	RT211	ET112	
_ 20	Sensitivitäts-Rechenfall: Extrem tiefer Karst- wasserspiegel in den Kalken der Axen-Decke	RT221		
_ 30	Sensitivitäts-Rechenfälle: Versiegelungsszenarien der Anschluss- und Verbindungsstollen und einer hochdurchlässigen Auflockerungszone		ES131 ES132 ES133 ES134	
140	Sensitivitäts-Rechenfall mit Untertagebauwerken, ohne UDZ		ES140	KS140
	wobei:			
1	Rechenfall mit Untertagebauwerken	_Sstation	ärer Rechenfall	
2	Rechenfall ohne Untertagebauwerke	_T <u>t</u> ransie	nter Rechenfall	

Tabelle 7.7-2: Nomenklatur der Rechenfälle

Momentanzustände bzw. Kontrollzeitpunkte

Die Rechenfälle simulieren die hydrodynamische Entwicklung des heutigen Fliessfelds bis zum Erreichen der zeitlichen Gültigkeitsgrenze der Modelle (s. oben), z.T. auch bis zum Erreichen eines stationären Zustands. Die dabei relevanten Prozesse sind der Einfluss der Untertagebauwerke auf die Grundwasserströmung und der Abbau der Unterdruckzone (UDZ).

Die Berechnung der finalen Modellprodukte (Gradienten, Flüsse, Verweilzeiten) stützt sich auf Potentialfeldsimulationen zu definierten Zeitpunkten, den sogenannten *Momentanzuständen* ("Snapshots"). Diese Zeitpunkte werden in Tabelle 7.7-3 definiert und in Figur 7.7-3 schematisch dargestellt. Die Zeitspanne der Rechnungen reicht dabei vom heutigen Zustand (t₀) über Bau bzw. Erstellung der Hohlräume (bis t₁), Betrieb und Schliessung der Untertagebauten (bis t₂), Abbau der durch das Endlager bedingten Drucksenke (t₃) bis zur Grenze der Modellgültigkeit nach 20'000 Jahren (t_{val}). Der vollständige Abbau der Unterdruckzone bzw. die Rückkehr zu einem stationären Fliessfeld wird ausserhalb des Zeitraums erreicht, für den das Modell in einem vernünftigen Rahmen Aussagen liefern kann. In einigen Fällen wurde aber bis zum stationären Zustand (t_s) gerechnet oder von diesem ausgegangen, um den Vergleich der gegenwärtigen Modelle mit den früheren – hauptsächlich auf einem stationären Fliessfeld basierenden – Modellen (z.B. Pilotmodell in NAGRA 1993b) zu gewährleisten.



Figur 7.7-3: Simulierter Zeitrahmen im Regionalmodell mit den definierten Momentanzuständen

Tabelle 7.7-3: Relevante Momentanzustände bzw. Zeitpunkte

Zei	Zeitpunkte (Snapshots)										
to	heute										
t1	Endlager erstellt										
t ₂	Endlager verschlossen										
t ₃	hydraulische Auswirkung des Baus und Betriebs des Endlagers abgebaut ¹⁾										
t _{val}	Situation des Potentialfelds am Ende der Gültigkeitsdauer des Modells (20'000 a)										
t _s	Stationärer Zustand ohne UDZ										

¹⁾ Dieser Zustand wird im Endlager- und Kavernenumfeldmodell einem Zeitpunkt nach 2'500 Jahren gleichgestellt, weil von Kaverne zu Kaverne unterschiedlich.

Produkte

Die Basisfälle des Regional- und Endlagermodells behandeln 12 konditionale K-Feld Realisationen (s. oben). Beim Kavernenumfeldmodell beschränkt sich die Auswahl auf vier von 12 konditionalen Simulationen (zusätzlich mit Rechenfall r_0), wobei in jedem dieser Fälle fünf geometrische Realisationen des Kluftnetzwerks generiert werden (Kap. 7.7.6). Jede Simulation führt zu einer Potentialverteilung (H), welche die Basisinformation für abgeleitete Daten, d.h. Gradienten (I), Flüsse (Q) und Verweilzeiten (V) darstellt.

Um diese Ergebnisse auswerten und darstellen zu können, wurden (Modellierungs-) *Produkte* definiert. Ein Produkt entspricht für jeden Kontrollzeitpunkt (t_x) einer statistischen Verteilung von Modellierungsresultaten an einem vordefinierten Kontroll- bzw. Beobachtungspunkt. Diese Kontrollpunkte sind für jede Produktkategorie durch Indizes (i) gekennzeichnet; ihre räumliche Lage geht aus der Beilage 7.7-1 hervor. Im Falle der Gradienten werden Doppelindizes (ij) verwendet; der zweite Index (j) steht dabei für die Komponenten des Vektors. Tabelle 7.7-4 definiert summarisch die verschiedenen Produktkategorien.

In den Matrixtabellen 7.7-2 bis 7.7-5 sind alle mit dem Regional-, Endlager- und Kavernenumfeldmodell berechneten Produkte zusammen mit ihrer Berechnungsbasis systematisch zusammengestellt. Eine Auswahl dieser Produkte wird in den Kapiteln 7.7.4 bis 7.7.6 diskutiert. Für eine ausführlichere und vertiefte Darstellung wird auf VOBORNY et al. (1997) und KUHLMANN (1997) verwiesen.

Produktdefinition	Regional- modell	Endlager- modell	Kavernen- umfeldmodel
Potentialverteilungen in Referenzbohrungen und im Endlagerbereich [m]	RH		
Potentialverteilung in Anschluss- und Verbindungsstollen [m]		EHi	
Gradienten im Endlagerbereich und auf Endlagerebene [-]	Rlij		
Gradienten in Endlagerkavernen [-]		Elij	
Mittlerer Volumenfluss durch den Endlagerbereich bzw. durch einzelne oder repräsentative Kavernen [m ³ /a]	RQi		
Volumetrischer Fluss durch (Querschnittflächen in) Kavernen und Anschlussstollen inkl. Auflockerungszone [m ³ /a]		EQi	
Trajektorien-Plots von den Kavernen zu den Exfiltrationsgebieten: Fliess- pfadgeometrie: Prozentanteile der Fliesspfade (advektive Trajektorien) aus dem Endlagerbereich bzw. aus den verschiedenen Systemkomponenten der Untertagebauten, die in Exfiltrationsgebiete (z.B. Engelbergertal oder Secklis-Bach-Tal) gelangen		EL,	
Transport (Trajektorien) von den Kavernen zu den Exfiltrationsgebieten [a]		ETi	
Ursprung bzw. Lokalisation der Fliesspartikel, die sich gegenwärtig in den hydrochemisch beprobten Bohrlochstrecken befinden, vor 14'000 a mit dem entsprechenden Fliesspfad (Beitrag zur Konsistenzprüfung)	RVi		
Transmissivitätsverteilung in WFS, die in einer Kaverne ausbeissen [m²/s]			T _{WFS}
Verteilung der Spurlängen der WFS an der Kavernenwand			S
Verteilung der Anzahl WFS pro 100 m Kavernenwand			N ₁₀₀
Verteilung der Abstände zwischen den WFS			L
Verteilung des hydraulischen Leitvermögens in den WFS [m³/s]			C _{WFS}
Verteilung des normierten Grundwasserflusses in den WFS (pro Lauf- meter) [m ³ /s/m ²]			Qwfs
Verteilung des Grundwasserflusses pro WFS [m ³ /s]			Q _{WFS}
Gesamtfluss pro 100 m Kavernenabschnitt [m ³ /s]			QT ₁₀₀

Tabelle 7.7-4: Nomenklatur der Produkte

Tabelle 7.7-5: Zusammenfassung der Rechenfälle und Produkte des Regionalmodells

Rechenfall	Snapshot		Konditionale Simulationen												Produkte			
		r _o	r ₁	r ₂	r ₃	r ₄	r ₅	r ₆	r ₇	r ₈	r ₉	r ₁₀	r ₁₁	r ₁₂	RHi	Rlij	RQi	RVi
RT200	RT200-t ₀	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	RT200-t _{val}	x	x	x	x	x	x	х	х	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	RT100-t _s	×													x	x	x	x
RT100	RT100-t ₁	x	x	x	x	x	x	x	х	x	x	x	x	x				
	RT100-t ₂	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
	RT100-t ₃	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	х	x	x	x	
	RT100-t _{val}	x	x	x	x	x	x	x	х	х	x	х	x	x	x	х	x	
RT201	RT201-t ₀	x													x	х	х	x
	RT201-t _s	x													x	x	x	x
RT211	RT211-t ₀	x													x	х	x	
	RT211-t _{val}	x													x	x	x	
RT221	RT221-t ₀	x	ľ							Ī					х	x	x	

Rechenfall	Snapshot		Konditionale Simulationen										Produkte						
		r _o	r ₁	r ₂	r ₃	r4	r ₅	۲ ₆	ſ7	r ₈	r ₉	r ₁₀	r 11	r ₁₂	EHi	Elij	EQi	EL	ETi
ET200	ET200-t ₀	x	x	x											x	x	x	x	x
	ET200-t _{val}	×	x	×											x	х	x	x	x
ET100	ET100-t1	x	x	x	x	x	×	x	x	x	x	x	x	x	х				
	ET100-t ₂	×	x	x	x	x	×	x	x	x	x	x	x	x	x				
	ET100-t₃	×	x	×	×	x	×	x	x	x	x	x	x	x	х	x	x	x	x
	ET100-t _{val}	x	x	×	×	x	×	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	ET100-t _s	x													х	х	x	х	x
ES131	ES131-t _{vat}	x													x	x	x	х	x
ES112	ES112-t _{vai}	x													х	х	x	x	x
ES132	ES132-t _{val}	x													х	x	x	x	x
ES133	ES133-t _{val}	x													x	x	x	x	x
ES134	ES134-t _{val}	x													x	x	x	x	x
ES140	ES140-t _s	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x

Tabelle 7.7-6: Zusammenfassung der Rechenfälle und Produkte des Endlagermodells

Tabelle 7.7-7: Zusammenfassung der Rechenfälle und Produkte des Kavernenumfeldmodells

Rechenfali	Snapshot		Konditionale Simulationen						Produkte											
		r _o	r ₁	r ₂	r ₃	r4	r ₅	r ₆	r 7	r ₈	r ₉	r ₁₀	r ₁₁	r ₁₂	s	N ₁₀₀	C _{WFS}	Qwfs	Q _{WFS}	QT ₁₀₀
KT100-G ²⁾	KT100-t ₃	×	×			x			x			x			x	x	x	x	x	x
	KT100-t _{val}	x	x			x			x			x			x	x	x	x	x	x
KT100-D 3)	KT100-t ₃								x						x	x	x	x	x	x
	KT100-t _{val}								x						x	×	x	x	x	x
KS140-G	-		x			x			x			x			x	x	x	х	x	x

¹⁾ Beim geometrischen Verfahren werden die Produkte für alle 5 Kavernen berechnet; beim dynamischen Verfahren nur für Kavernen 1, 3 und 5.

²⁾ Geometrisches Verfahren: Die Gradienten der einzelnen WFS werden aus einer, vom Endlagermodell abgeleiteten Verteilung ausgewählt (Kap. 7.6.6).

³⁾ Dynamisches Verfahren: Die Gradienten werden nach dem im Kapitel 7.7.6 beschriebenen Verfahren ermittelt.

7.7.2 Hydrogeologisch relevante Prozesse

Für die Ermittlung des Geodatensatzes basiert der Grossteil der Modelllierungsarbeiten auf der instationären (transienten) Form der Grundgleichung der Grundwasserhydraulik (Kontinuitätsgleichung und Darcy-Ansatz). Die Ursache der Zeitabhängigkeit des Potentialfelds ist auf die Anwesenheit hydraulischer Unterdrücke im geringdurchlässigen Bereich des Wirtgesteins zurückzuführen. Diese Unterdrücke werden als Bestandteile einer zusammenhängenden Unterdruckzone (UDZ) interpretiert, die sich gegenwärtig in einer Abbauphase befindet und deren Entstehung auf abgeschlossene Dekompaktionsvorgänge zurückzuführen ist (vgl. Kap. 7.5). Das Wirtgestein gilt, wie durch zahlreiche Hydrotests belegt ist, als nahezu vollständig wassergesättigt. Dieser Ansatz ist auch mit den lokalen Gasvorkommen (Gassättigung < 10 %) kompatibel, weil davon ausgegangen wird, dass freies Gas keine kontinuierliche, räumlich verbundene Gasphase bildet (Kap. 7.2.2.2).

Für spezifische Fragestellungen mussten z.T. auch andere Prozesse bzw. Grundwassergleichungen angewendet werden:

- Für die Ermittlung der vergangenen hydraulischen Verhältnisse, insbesondere für die Untersuchung der Genese der hydraulischen Unterdrücke (Kap. 7.5, Anhang A6), muss die Koppelung zwischen mechanischen und hydraulischen Prozessen berücksichtigt werden: Die Veränderung der geomorphologischen Verhältnisse an der Oberfläche verursacht eine Veränderung der Auflast, die nach dem Prinzip der effektiven Spannung (TERZAGHI & FRÖHLICH 1939) sich auf die Porenwasserdrücke im Gestein auswirkt. Verwendet wurden der sogenannte Quellterm-Ansatz (SENGER 1987) und die effektive Koppelung nach BIOT (1941).
- Für die Schätzung der hydraulischen Parameter der Auflockerungszone um Hohlräume (Kap 7.7.3.1, Anhang A8) müssen komplexe gekoppelte hydro-mechanische Prozesse berücksichtigt werden, und zwar auf der Basis von Kluftnetzwerken. Die Veränderung der Spannungsumlagerung um Hohlräume verursacht eine Veränderung der hydraulischen Eigenschaften (Transmissivität der wasserführenden Systeme und hydraulische Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix), die sich wiederum auf die Porendrücke bzw. hydraulischen Potentiale auswirkt. Gegenwärtig gibt es keine numerischen Verfahren, um die hydro-mechanischen Prozesse in einem dreidimensionalen und geklüfteten Raum quantitativ abzuschätzen. Aus diesem Grund wurde der Ansatz der sequentiellen Kopplung (TSANG 1987) verwendet, der die Spannungsänderung in eine Änderung der hydraulischen Parameter umsetzt, ohne aber eine Rückkoppelung zu erlauben.
- Für die Schätzung des Transports von Endlager-generiertem Gas aus den Kavernen bis in die Biosphäre entlang der wasserführenden Systeme (Kap. 7.7.3.2, Anhang A7) muss das Zusammenwirken von Wasser und freiem Gas in einem geklüfteten Medium untersucht werden. Das generierte Gas führt zu einer Druckerhöhung in den Endlagerkavernen und wird ins Kavernennahfeld freigesetzt. Einerseits reduziert dann dieses Gas die relative Permeabilität für Wasser, andererseits führt die hohe Kompressibilität der Gasphase zu einer Erhöhung der Speicherkapazität. Die Modellierung von Zweiphasenfluss-Verhältnissen basiert auf charakteristischen Eigenschaften des Gesteins: Relative Permeabilität und Kapillardruck in Abhängigkeit von den Sättigungsverhältnissen. Untersucht wird diese Problematik unter der Annahme eines äquivalent porösen Mediums (EPM) wie auch unter der Annahme eines (teilweisen) Kluftnetzwerks von (planaren und z.T. heterogenen) wasserführenden Systemen.

7.7.3 Endlager-Effekte (Auflockerungszone, Endlager-Gasfreisetzung)

Die Grundwasserfliessverhältnisse in der Umgebung eines Endlagers werden sowohl durch exkavationsbedingte Veränderungen der Wirtgesteinseigenschaften als auch durch die Veränderung des Phasenzustands der wasserführenden Systeme (Einphasensystem-Wasser → Zweiphasensystem-Wasser und Gas) infolge von chemischen und biologischen Abbauprozessen in den Endlagerkavernen beeinflusst. Kapitel 7.7.3 fasst Ergebnisse aus zwei Studien über solche Endlager-Effekte zusammen. Die Ergebnisse dienen entweder als Datengrundlage für die Grundwassermodellierung oder sie fliessen direkt in den Geodatensatz (Kap. 8) ein. Insbesondere werden mögliche Konfigurationen sowie hydraulische Eigenschaften der Auflockerungszone um Untertagebauten evaluiert (Kap. 7.7.3.1) und effektive Zweiphasenfluss-Parameter für die Freisetzung von Endlagergas in die Geosphäre abgeschätzt (Kap. 7.7.3.2). Die entsprechenden Studien werden in Anhang A7 detailliert beschrieben.

7.7.3.1 Abschätzung der hydraulischen Eigenschaften der Auflockerungszone

Das Auffahren eines Hohlraums führt zu einer Umlagerung der Spannungen in der unmittelbaren Umgebung des Hohlraums. Durch diese Spannungsumlagerung ergeben sich Deformationen des Gesteins, die elastisch aber auch plastisch sein können. Die Deformationen, die insbesondere im Bereich von Schwächezonen oder Störungen verstärkt zu beobachten sind, ändern sowohl das felsmechanische Verhalten des Gesteins als auch dessen hydraulische Leitfähigkeit. Im näheren Bereich eines Hohlraums können sowohl Kompression wie Dilatation beobachtet werden, die zu einer Erniedrigung bzw. Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit führen können.

Als Auflockerungszone (AUZ) wird der Gebirgsbereich in der unmittelbaren Umgebung eines Untertagebauwerks definiert, in dem die hydraulische Leitfähigkeit des Gebirges um mindestens eine halbe Grössenordnung gegenüber dem durchschnittlichen Leitfähigkeitswert des Gebirges verändert ist. Nach dieser Definition ist die AUZ nicht identisch mit dem sogenannten plastischen Bereich um einen Hohlraum, sondern umfasst den plastischen Bereich und einen Teil des Gebiets, in dem nur elastische Deformationen vorkommen (s. Anhang A8).

Die Ergebnisse von Studien zur Ermittlung der charakteristischen Kennwerte der AUZ sind im Anhang A8 im Detail dargestellt. Die Studien umfassen einerseits felsmechanische Modellrechnungen, andererseits aber auch einfache gekoppelte felsmechanischhydraulische Modellierungen. Das Gebirge wird betrachtet als Kluftnetzwerk mit geologischen und hydraulischen Eigenschaften, die konsistent mit dem Standort- bzw. mit dem Blockmodell sind (Kap. 4 und Kap. 7.3). Im folgenden wird eine Zusammenfassung der für die Grundwasserfluss-Modellierung und den Geodatensatz relevanten Ergebnisse gegeben.

Die Form des plastischen Bereichs der Auflockerungszone ist abhängig von der Existenz und Lage der vorhandenen Trennflächen bzw. der Foliation und der Anisotropie des Spannungsfelds. Für Vergleichszwecke wurden die asymmetrischen Formen des plastischen Bereichs der Auflockerungszone in zylindrische Formen mit einem äquivalenten Radius umgerechnet (R_{äquiv} = scheinbarer Radius des plastischen Bereichs der Auflockerungszone – Radius des Hohlraums). In Tabelle 7.7-8 sind die

wichtigsten Parameter des plastischen Bereichs für einen Tunnel am WLB auf Endlagerniveau (Kote 540 m ü.M) zusammengestellt.

Tabelle 7.7-8: Ausdehnung des plastischen Bereichs der AUZ bei einen Stollen am WLB auf Endlagerniveau (R_{äquiv} = Mächtigkeit der plastischen Zone)

	R _{āquiv} plastischer Bereich	max. Deformation [mm]
Stollen mit R = 3 m und S_H parallel zur Stollenachse (kein Ausbau)	0.4 R (0.1 - 0.4 x R) ¹⁾	4 - 20
Stollen mit $R = 3$ m und S_H senkrecht zur Stollenachse (kein Ausbau)	0.8 R (0.3 - 0.8 x R) ¹⁾	9 - 55
Kaverne mit R = 8.5 m und S _H parallel zur Stollenachse (Ausbauwiderstand 0.3 MPa)	1.0 R (1.0 - 1.3 x R) ²⁾	80 - 120

¹⁾ Bandbreite aufgrund von Parametervariationen

²⁾ Bandbreite bei konservativen Daten aufgrund von Einbaumassnahmen (empfohlener Wert entspricht dem wahrscheinlichsten Vorgehen)

Wie oben erwähnt ist zu beachten, dass der Bereich mit signifikanten Änderungen des Primärspannungszustands bis ca. 2 Hohlraumradien in das Gebirge hineinreicht und damit ausserhalb der plastischen Zonen zu zusätzlichen elastischen Deformationen und folglich Änderungen der hydraulischen Kennwerte führen kann.

Zur hydraulischen Modellierung der AUZ wurden mit Kluftnetzwerken analytische und numerische Berechnungen durchgeführt. Die bei der felsmechanischen Modellierung bestimmten Spannungsänderungen wurden auf das geklüftete Medium übertragen, die resultierenden Änderungen der Kluftöffnungsweite berechnet und die neuen hydraulischen Leitfähigkeiten ermittelt. Aus diesen Ergebnissen wurde die Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit konservativ abgeschätzt (s. Anhang A8.3); die abgeleiteten relevanten hydraulischen Parameter sind in Tabelle 7.7-9 dargestellt.

Tabelle 7.7-9: Relevante hydraulische Parameter für die AL
--

Form	zylindrisch						
Ausdehnung	2 Zonen, beide mit einer Mächtigkeit von einem Stollenradius						
Hydraulische	Äussere Zone	$K_{AUZ,a} = 10 \times K_{WG}$					
Eigenschaften 1)	Innere Zone	K _{AUZ,i} = 100 x K _{WG}	Standardfall				
		K _{AUZ,i} = 1000 x K _{WG}	Variante				

¹⁾ geschätzte Bandbreiten: K_{AUZ,i} : (1 - 1000) x K_{WG} K_{AUZ,a} : (1 - 10) x K_{WG}

7.7.3.2 Zweiphasenflussparameter für die Endlagergas-Freisetzung

In einem Endlager für schwach- und mittelaktive Abfälle wird nach dem Verschluss der Kavernen durch anaerobe Korrosion und durch chemische bzw. mikrobielle Abbauprozesse Gas produziert (Wasserstoff, Methan und Kohlendioxid). Falls dieses Gas nicht über das Gebirge und insbesondere über die wasserführenden Systeme abgeführt werden kann, können sich in den Kavernen Überdrücke bilden. Dies könnte dazu führen, dass die Barrierewirkung des Gesteinskörpers herabgesetzt wird, da sich infolge des Druckaufbaus vorhandene Klüfte öffnen oder sogar neue Klüfte entstehen. Für die Berechnung des Druckaufbaus, der nach der Versiegelung in den Kavernen zu erwarten ist, sind Abschätzungen für die effektiven Zweiphasenflussparameter des Wirtgesteins notwendig.

Die im Rahmen der Packertests ermittelten Zweiphasenflussparameter (Kapitel 7.2.2.2) stellen lokale Kenngrössen dar und repräsentieren die Zweiphasenflusseigenschaften von einzelnen wasserführenden Systemen. Damit diese lokalen Parameter auf einen deka- bis hektometrischen Beobachtungsmassstab übertragen werden können, muss zusätzlich der Vernetzungsgrad, die Ausdehnung und die interne Heterogenität der wasserführenden Systeme berücksichtigt werden. Im Rahmen einer numerischen Studie wurde eine einfache Methode entwickelt und angewendet, mit der effektive Zweiphasenflussparameter für einen Wirtgesteinsblock auf Endlagerebene (100 m Kantenlänge) ermittelt werden können. Der Wirtgesteinsblock wird hierbei als äquivalent poröses Medium (EPM-Ansatz) dargestellt. Die Ergebnisse der Studie sind – sofern sie für den Geodatensatz relevant sind – in den nachfolgenden Abschnitten zusammengefasst. Eine ausführliche Beschreibung der durchgeführten Arbeiten sowie eine Zusammenfassung wichtiger Begriffe und Definitionen zum Thema Zweiphasenflussprozesse ist im Anhang A7 zu finden.

Die Studie zeigt, dass Zweiphasenflussprozesse praktisch ausschliesslich in den wasserführenden Systemen stattfinden, während die geringdurchlässige Matrix höchstens als Speichervolumen für gelöstes Gas wirksam ist. Auf der Basis des Blockmodells (Kap. 7.3) wurde der Volumenanteil der wasserführenden Systeme am Gesamtvolumen des Wirtgesteins mit 0.093 abgeschätzt. Dieser Volumenanteil wurde aus der mittleren Anzahl der grossen kataklastischen Scherzonen von Typ WFS 1.1 (vgl. Tab. 7.3-2) entlang einer repräsentativen 350 m langen Kaverne berechnet, wobei eine Mächtigkeit der WFS von 1 m angenommen wurde (SENGER 1995). Innerhalb der wasserführenden Systeme erfolgt der Gastransport vorzugsweise entlang der transmissivsten Fliesswege, die geringdurchlässigen Fliesswege sind für die Gasführung im Wirtgestein nicht relevant. Die für den Gastransport in Frage kommende Fliessporosität wurde für diese Studie gemäss SENGER (1995) mit 2.5 % des WFS-Volumenanteils angesetzt. Aus diesen Vorgaben resultierte eine effektive residuale Wassersättigung Srleff von 0.5. Sie liegt deutlich über der residualen Wassersättigung der individuellen wasserführenden Systeme, die auf der Grundlage der Packertestergebnisse (Kap. 7.2.2.2) 0.27 beträgt. Die Abweichung der effektiven von der lokalen residualen Wassersättigung wird um so grösser, je grösser die Variabilität der mittleren Transmissivität der wasserführenden Systeme ist.

Die effektive residuale Gassättigung $S_{rg,eff}$ der wasserführenden Systeme liegt bei 0.09 und ist ebenfalls grösser als die lokale residuale Gassättigung, die mit 0.03 festgelegt wurde (vgl. Tab. 7.2-4). Infolge der internen Variabilität wird in einem Teil der wasserführenden Systeme die Gasphase immobil, sobald sie Bereiche mit sehr geringer Transmissivität erreicht. Ursache hierfür ist der erhöhte Gasschwellendruck, der bewirkt, dass die geringdurchlässigen Bereiche als "Flaschenhälse" betrachtet werden können, die einerseits die effektive residuale Gassättigung des Zweiphasenflusssystems erhöhen und andererseits zur Reduzierung der relativen Gas- bzw. Wasserpermeabilität führen. Während im Rahmen der Packertests lokal eine sehr hohe Gasmobilität festgestellt wurde (Kap. 7.2.2), wird durch die Vernetzung und die interne Heterogenität der wasserführenden Systeme die effektive Gasmobilität verringert, was zu einer verstärkten Interferenz von Gas- und Wasserphase führt. Das bevorzugte Parametermodell für die relative Permeabilität bzw. die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung ist daher das van Genuchten Modell (Definition in Anhang A7). Im Rahmen der Studie wurde für einen Wirtgesteinsblock auf Endlagerebene für den α -Parameter des van Genuchten Modells ein Wert von $1.02 \cdot 10^{-6}$ Pa⁻¹ ermittelt, während der Porengrössenfaktor m bei 0.37 liegt. Eine Zusammenfassung aller Zweiphasenflussparameter für den Geodatensatz ist in Tabelle 7.7-10 gegeben.

Tabelle 7.7-10: Übersicht über die ermittelten effektiven Zweiphasenflussparameter im zentralen Endlagerbereich für einen Wirtgesteinsblock mit einer Mächtigkeit von 100 m.

Zweiphasenflussparameter					
Volumenanteil der wasserführen	iden Systeme (m ³ /m ³)	0.0933			
Parametermodell		van Genuchten			
α-Parameter (Pa ⁻¹)	1.02.10-6				
Porengrössenfaktor m (-)		0.37			
residuale Sättigung (-)	Gas	0.09			
	Wasser	0.50			

7.7.4 Regionale Grundwasserzirkulation (Regionalmodell)

7.7.4.1 Fragestellungen im Regionalmassstab

Die in Kapitel 7.7.1 erläuterte Modellierungsstrategie definiert das Regionalmodell als oberstes Glied der hierarchisch geschachtelten Kette der hydrodynamischen Modelle Wellenberg. Es beschreibt die grossräumigen Strömungsverhältnisse in einem Gebiet von ca. 40 km² um das geplante Endlager. Dabei werden neben dem Wirtgestein die benachbarten Nebengesteine berücksichtigt, die innerhalb des modellierten, weitgehend eigenständigen Grundwassersystems die wichtigsten In- und Exfiltrationsgebiete darstellen.

Gegenüber älteren Versionen des Regionalmodells (NAGRA 1993b, NAGRA 1996a) unterscheidet sich der gegenwärtige Modellansatz wesentlich. Die deterministische Gliederung des Wirtgesteins in homogene hydrogeologische Einheiten wurde ersetzt durch das Konzept einer geostatistisch definierten Ortsabhängigkeit der Durchlässigkeit. Neben einem geostatistisch gemittelten K-Feld als Basis (K-Modell, s. Kap. 7.4) wurde eine Anzahl von *stochastisch simulierten* K-Verteilungen (Realisationen) generiert. Diese K-Felder weisen die gleiche räumliche Variabilität auf, wie sie aus den Bohrlochmessungen hervorgeht. Sie repräsentieren somit, statistisch gleichwertig, die beobachteten Verhältnisse. Als weitere Neuerung simuliert das vorliegende Modell

nicht mehr nur einen zukünftigen, zeitlich unveränderlichen (stationären) Zustand. Vielmehr soll, ausgehend vom heute beobachteten Zustand (UDZ, s. Kap. 7.7.3) die zeitliche Entwicklung der Potentialverhältnisse untersucht werden.

Allgemeines Ziel der hydrodynamischen Simulationen im Rahmen des Regionalmodells ist es, zunächst ohne Einbezug der geplanten Endlagerbauwerke über die zukünftige Entwicklung des heute beobachteten, natürlichen Systems Auskunft zu geben. Die Rolle der Nebengesteine als In- und Exfiltrationsgebiete sind dabei ebenso von Interesse wie die Art und Dauer der UDZ-Einwirkung. Im zweiten Basisfall (mit Berücksichtigung des Endlagers) wird anschliessend der potentielle Einfluss der Bauwerke auf die Entwicklung des grossräumigen Strömungsfeldes untersucht werden. Dabei erfolgt die Modellierung des Endlagers nur sehr grob. Ziel ist vor allem, für die entsprechenden Rechenfälle des Endlagermodells (Kap. 7.7.5) die Randbedingungen abzuleiten. Auf der Basis des Endlagermodells erfolgt die Simulation der Einwirkung der Endlagerbauten bedeutend detaillierter, mit entsprechend fundierten Aussagen und Werten.

Die Konzeption der Rechenfälle wurde so vorgenommen, dass speziell folgende Ziele erfüllt werden:

- Ermittlung hydrogeologischer Produkte f
 ür den Geodatensatz. Es sind dies die Potentiale, Gradienten und Flussraten an vordefinierten Orten und Zeitpunkten (s. Kap. 7.7.1).
- Quantifizierung der Unsicherheiten f
 ür die Modellierungsprodukte. Unter Ber
 ücksichtigung der Variabilit
 ät der K-Verteilung soll die Bandbreite der m
 öglichen Modellierungsresultate abgesch
 ätzt werden.
- Bereitstellung der Randbedingungen f
 ür das eingebettete Endlagermodell. Das Endlagermodell (Kap. 7.7.5)
 übernimmt die ortsabh
 ängigen Potentiale entlang der Grenze des Wirtgesteins. Bei instation
 ären Rechenf
 ällen muss zus
 ätzlich deren zeitliche Entwicklung ber
 ücksichtigt werden.
- Sensitivitätsanalyse. Es soll der Einfluss alternativer Parameter und Hypothesen (Speicherkoeffizient, grossräumige Störungen, extrem tiefe Karstwasserspiegel) auf die Entwicklung der UDZ und die Strömungsverhältnisse im Endlagerbereich geklärt werden.
- Konsistenzpr
 üfung der zugrunde gelegten K-Verteilung im Wirtgestein (K-Modell) und in den angrenzenden Einheiten mit den sogenannten unabh
 ängigen Evidenzen (s. Kap. 7.7.7).

7.7.4.2 Modellaufbau

Die perspektivische Darstellung in Figur 7.7-4 stellt das modellierte Volumen des Regionalmodells dar und vermittelt einen Eindruck über die Lage der Endlagerbauten. In dem über den Eggeligrat verlaufenden Schnitt D-D' wird exemplarisch eine der verwendeten K-Verteilungen im Wirtgesteinsbereich gezeigt (K-Feld Realisation r₉). Entsprechend dem in Kapitel 4.7 vorgestellten geologischen Standortmodell berücksichtigt das Regionalmodell neben dem Wirtgestein die Kalkformationen der Axen- und Drusberg-Decke als wichtigste wasserführende Nebengesteine sowie das Äquivalent der Wissberg-Scholle, das infrahelvetische Mélange und das Parautochthon.



Figur 7.7-4: Regionalmodell – Perspektivische Ansicht mit vereinfacht modellierten Bauwerken und exemplarischer K-Verteilung (Realisation r₉) im Schnitt D-D' (oben). Bauwerke und Endlagerbereich mit Kontrollpunkten zur Erfassung der Variabilität von Modellierungsprodukten (unten, vgl. Kap. 7.7.1.3) Das Modellgebiet wurde derart ausgelegt, dass es durch natürliche hydrologische Grenzen umschlossen wird. Im Westen ist dies die Achse des Engelbergertals mit der Engelberger Aa als wichtigstem lokalen Vorfluter. Im Norden, Osten und Süden wirken Höhenzüge als oberirdische Wasserscheiden. Hier können die vertikalen Seitenflächen als hydraulische no-flow Randbedingung angenähert werden. Als Ausnahmen gelten die Alluvionen der Engelberger Aa, die als offene Grenze mit vorgegebenen Festpotentialen behandelt werden. Für das Äquivalent der Wissberg-Scholle, das als ein von der Axen-Decke isolierter Körper modelliert wird, wird durch Vorgabe eines konstanten artesischen Potentials (1040 m) als interne Randbedingung ein lateraler Zufluss von Süden d.h. aus der Region Engelberg simuliert.

Die Modelloberfläche ist durch die Topographie gegeben, die dem digitalen Geländemodell der Schweiz (100 m Raster) entnommen wurde. Hydraulisch wird die Modelloberfläche durch die Lage des Grundwasserspiegels definiert. Für das Wirtgestein und die guartären Ablagerungen (Rutschmasse von Altzellen, Gehängeschutt, Talablagerungen) im Modellgebiet wird angenommen, dass sie vollständig gesättigt sind (Kap. 7.2.1). Eine mögliche, geringmächtige (< 100 m) ungesättigte Zone im Gratbereich des Wirtgesteins (Eggeligrat, Sinsgäuer Schonegg) ist im Masstab des Regionalmodells vernachlässigbar. Dagegen wird für die Kalkformationen der Axen-Decke und für den Kieselkalk der Drusberg-Decke von einer bedeutenden ungesättigten Zone im Gebirge ausgegangen. Volle Sättigung wird lediglich für den ebenfalls zur Drusberg-Decke gehörenden geringdurchlässigen Valanginienkalk im Übergangsbereich zum Wirtgestein angenommen. Die Sättigungsverhältnisse in den Nebengesteinen, die einen wichtigen Teil der Modellierungsrandbedingungen ausmachen, werden im Kapitel 7.2.1.3 eingehend diskutiert und sind in Figur 7.2-2 dreidimensional dargestellt. Der Modellboden wurde im Parautochthon auf der Kote -2'500 m unter Meeresniveau angesetzt und als undurchlässiger Rand simuliert ("no-flow" Bedingung). Weil das Parautochthon auch von undurchlässigen Rändern umgeben ist, können die in der Bohrung SB1 beobachteten subartesischen Potentiale vom Modell nicht reproduziert werden. Diese Diskrepanz zwischen gemessenen und modellierten Potentialen ist aber nicht von Bedeutung, da in dieser Tiefe innerhalb des Parautochthons kein signifikanter Vertikalfluss erwartet wird.

Das gesamte Modellvolumen ist einheitlich in würfelförmige Finite Elemente (FE) mit 100 m Kantenlänge eingeteilt. Es entsteht ein regelmässiges, automatisch leicht zu generierendes dreidimensionales Netz, dass sich in numerischer Hinsicht als sehr stabil erweist. Für die Anpassung an geometrische Flächen wird das numerische Netz nicht verformt, sondern die Flächen werden in die kubische Elementgeometrie integriert. Dank der engmaschigen Diskretisierung beträgt die Abweichung der treppenartig angepassten Grenzflächen zu der wahren geometrischen Form, wie sie das geologische Standortmodell definiert (Kap. 4.7), höchstens 50 m. Das komplette 3D Modell besteht aus 220'000 Elementen und 400'000 Knoten.

Die Netzauslegung ist auf die Orientierung der Untertagebauten ausgerichtet (Azimut 335°). Das System der im Wirtgestein eingebetteten Kavernen und Auflockerungszonen wurde vereinfachend durch eine umhüllende Endlagerbox modelliert (Abmesungen: 500 x 400 x 50 m³). Die Sondier- und Verbindungsstollen mit den Versiegeungszonen werden durch eindimensionale Elemente dargestellt. Die Anordnung der vereinfacht modellierten Untertagebauwerke ist aus Figur 7.7-4 ersichtlich. Regionale Störungszonen – wie für die Rechenfälle der Sensitivitätsanalyse (s. Kap. 7.7.4.5) eingeführt – wurden explizit zwischen den Finiten Elementen als diskrete Strukturen in das FE-Netz eingefügt (s. Fig. 7.7-16).

Da das Regionalmodell ein instationäres System simuliert, müssen zusätzlich zu den Randbedingungen auch Anfangsbedingungen vorgegeben werden. Diese verstehen sich als eine Momentanaufnahme des heutigen Zustands mit den beobachteten Unterdrücken, wie er aus den Messungen abgeleitet wurde (s. Kap. 7.5). Die UDZ wird als Anfangsbedingung ins numerische Modell implementiert, indem allen Knoten des betroffenen Wirtgesteins entsprechende Potentiale zugewiesen werden.

Da den langfristigen Veränderungen der Topographie (und damit auch der Randbedingungen) durch Erosion und Hebungsprozesse nicht Rechnung getragen wird, wurde die generelle Modellgültigkeit auf den Zeitraum von 20'000 Jahren beschränkt. Dies hat zur Folge, dass die auf den heutigen Topographieverhältnissen basierenden Modellprognosen des regionalen Fliessregimes nur bis zum Zeitpunkt $t_{val} = 20'000$ a ab heutigem Zustand t_0 plausibel sind. Zwecks Vergleich mit früheren Modellierungsphasen wurde für jede Realisation auch der stationäre, d.h. zeitlich unveränderliche Gleichgewichtszustand berechnet, der sich nach vollständiger Dissipation der UDZ einstellen würde (Zeitpunkt t_s = unendlich) und allein durch die Randbedingungen bestimmt ist.

Die im Regionalmodell verwendeten hydrogeologischen Parameter der Nebengesteinseinheiten wurden bereits in Kapitel 7.6 (s. Tab. 7.6-2) im Detail erläutert. Im Wirtgestein folgt die Verteilung der hydraulischen Durchlässigkeit dem in Kapitel 7.5 dargelegten K-Modell. Die Abschätzung der grossräumigen K-Werte der Nebengesteine wurde ausführlich in Kapitel 7.6 behandelt. Für die Endlagerbox - als vereinfachtes Modell der 5 Kavernen mit ihren Anschlussstollen und Versiegelungszonen - wurde eine effektive hydraulische Leitfähigkeit ermittelt (nur für Rechenfälle RT100-r_i). Dieses Vorgehen erlaubt näherungsweise die Modellierung der Kavernen zusammen mit dem aufgelockerten und intakten Wirtgestein als einzelnen Block mit äquivalenten hydraulischen Eigenschaften. Die Berechnungen basieren auf der parallelen und seriellen Anordnung einzelner Systemkomponenten unterschiedlicher Leitfähigkeit (Verfüllmaterial, heterogene Auflockerungszone, Versiegelung). Der resultierende K-Tensor berücksichtigt dabei sowohl deren Geometrie als auch die hydraulischen Eigenschaften in Form einer ausgeprägten, hydraulischen Anisotropie (VOBORNY et al. 1997). Sämtliche für die vereinfachte Modellierung der Endlagerbauwerke verwendeten Parameter sind in Tabelle 7.7-11 zusammengefasst.

Für die numerische Lösung der Grundwassergleichung im dreidimensionalen Raum wurde der FE-Algorithmus *TCGM*, d.h. die transient rechnende Version des Rechencodes "Transient Colenco Groundwater Model" eingesetzt. Das Programm wurde in einer Vergleichsstudie mit anderen kommerziellen Rechencodes verifiziert (COLENCO 1996). Das Programm verwendet einen iterativen Lösungsalgorithmus zur Berechnung des instationären Grundwasserflusses in gesättigten Medien, unter Annahme einer konstanten Wasserdichte.

Modelleinheit	hydraulische Leitfähigkeit K [m/s]	spezifisches Speicher- vermögen S _s [m ⁻¹]
Endlagerbox ¹⁾	$K_{xx} = 8.3 \cdot 10^{-10}$ $K_{yy} = 3.8 \cdot 10^{-9}$ $K_{zz} = 1.6 \cdot 10^{-11}$	3.0·10 ⁻⁶
Sondierstollen (1-d) - Versiegelung 100m	2.0·10 ⁻⁸ 2.8·10 ⁻¹⁰	3.0·10 ⁻⁶
Verbindungsstollen (1-d) - Versiegelung 100m	3.3·10 ⁻⁶ 4.7·10 ⁻¹⁰	
Anschlussstollen versiegelt	5.7·10 ⁻¹⁰	

Tabelle 7.7-11: Regionalmodell: Hydraulische Parameter für die vereinfachte Modellierung der Endlagerbauwerke

¹⁾ Effektiver K-Wert mit Anisotropie-Tensor längs (y), quer (x) und vertikal (z) zur Kavernenachse, rotiert in die Richtung des Hauptkoordinatensystems

7.7.4.3 Basisfall ohne Endlager (RT200-r_i)

Der Basisfall RT200 soll Auskunft über das heute beobachtete, natürliche System und seine zukünftige Entwicklung geben. Die Endlagerbauten existieren nicht, die in den folgenden Abbildungen angedeuteten geometrischen Umrisse dienen lediglich der Orientierung. Der untersuchte Fall beschreibt nicht einen momentanen Zustand, sondern einen Vorgang, der sich über einen Zeitraum von heute (t_0) bis zur definierten Grenze der Modellgültigkeit (t_{val} , s. Kap. 7.7.1) erstreckt.

Zum Verständnis dieses Prozesses wird zunächst das Systemverhalten anhand der resultierenden Potentialverhältnisse für das Basismodell r₀ (gekrigtes K-Modell) illustriert. Dabei stützen sich die Darstellung und Diskussion auf die Potentialverteilungen in den wichtigsten Vertikal- und Horizontalschnitten zu den vordefinierten Zeitpunkten.

Um die Variabilität in Abhängigkeit der stochastischen K-Realisationen r₁₋₁₂ zu erfassen, wurden anschliessend alle Modellsimulationen zusammenfassend analysiert. Durch Gegenüberstellung der errechneten Produkte (Potentiale, Gradienten, Fliessraten) in Form von Balkendiagrammen und Häufigkeitsverteilungen konnten die Bandbreiten der möglichen Modellierungsresultate quantifiziert werden. Als Beispiel wird die Variabilität der UDZ-Dissipationsdauer dargestellt.

Potentialverteilung

Figur 7.7-5 zeigt die typische Potentialentwicklung während der Dissipation der UDZ. Nach einem eher raschen Abbau des Unterdrucks zu Beginn nähern sich die Potentiale in der Schlussphase an jedem Modell-Knotenpunkt im Bereich der UDZ asymptotisch dem Gleichgewichtszustand, der allein von den Randbedingungen an der Oberfläche und in den Kalken beherrscht wird. Gemäss dem oben definierten Gültigkeitskriterium hat sich zum Zeitpunkt t_{val} = 20'000 a die UDZ Anomalie zu etwa 70 % abgebaut.



Figur 7.7-5: RT200- r_0 – Zeitlicher Verlauf des UDZ-Abbaus ab heute (Nullpunkt der Zeitachse)

Die Figuren 7.7-6 bis 7.7-8 stellen in drei Modellschnitten jeweils zwei verschiedene Momentanzustände dar. Das obere Bild zeigt jedesmal den heutigen Zustand t₀. Die unteren Bilder zeigen die Potentialverhältnisse zum Zeitpunkt t_{val} nach 20'000 Jahren.

Zum Zeitpunkt t₀ wird das grossräumige Fliessfeld im Wirtgestein durch die UDZ dominiert. Dabei wird der Endlagerbereich von oben nach unten durchströmt. Die Topographie kontrolliert nur die lokalen, oberflächennahen Fliesssysteme. Nach Ablauf der Gültigkeitsdauer zum Zeitpunkt t_{val} übt die UDZ immer noch einen wesentlichen Einfluss auf das Fliessregime aus. Die Unterdruckzelle ist nunmehr gegen die nördlich angrenzenden Kalke der Drusberg-Decke offen (Schnitt D-D' in Fig. 7.7-8a), so dass das tiefe Grundwasser in Richtung des natürlichen Vorfluters im Engelberger Tal entwässern kann.





Figur 7.7-6: RT200- r_0 – Potentialverteilung im Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M. zum Zeitpunkt t_0 (oben) und t_{val} (unten). Ungesättigte Bereiche in den Nebengesteinseinheiten grau.





Figur 7.7-7: RT200- r_0 – Potentialverteilung im Schnitt Q-Q' zum Zeitpunkt t_0 (oben) und t_{val} (unten). Ungesättigte Bereiche in den Nebengesteinseinheiten grau.



Figur 7.7-8a: RT200- r_0 – Potentialverteilung im Schnitt D-D' zum Zeitpunkt t_0 (oben) und t_{val} (unten). Ungesättigte Bereiche in den Nebengesteinseinheiten grau.





Figur 7.7-8b: RT200-r₀ Potentialverteilung im stationären Zustand (Zeitpunkt t_s) im Schnitt D-D' (oben) und Q-Q' (unten). Ungesättigte Bereiche in den Nebengesteinseinheiten grau.

Um eine Vergleichsbasis mit den früheren Modellresultaten (NAGRA 1993b) herzustellen, sind in Figur 7.7-8b die stationären Fliessverhältnisse dargestellt, die sich nach dem vollständigen Abbau der UDZ zum Zeitpunkt t_s (= unendlich) einstellen würden. Das Fliessverhalten im Wirtgestein ist einerseits durch die Topographie und andererseits durch die Randbedingungen in den seitlichen Kalkeinheiten bestimmt. Auf Endlagerhöhe liegt das Wirtgestein im Einflussbereich der tiefen Potentiale der Drusberg-Decke und wird vornehmlich von oben nach unten sowie von Süden gegen Norden durchströmt (Schnitt D-D' in Fig. 7.7-8b). Ein lokales, durch Topographie bedingtes Fliesssystem ist im Schnitt Q-Q' erkenntlich. Diese im wesentlichen oberflächennahe Grundwasserzirkulation führt das am Eggeligrat infiltrierende Grundwasser zu den Tälern des Secklis Bachs und der Engelberger Aa. Der östliche Teil des Endlagerbereichs liegt zwar im Einflussgebiet der lokalen Potentialsenke unter dem Secklis Bach, das Strömungsfeld auf diesem Niveau wird jedoch deutlich durch die nordvergente Fliesskomponente in die Drusberg-Decke dominiert. Im Gegensatz zu den Aussagen der früheren Modellversionen (NAGRA 1993b, 1996a) tritt das Tal des Secklis Bachs als Austrittsort für tiefer zirkulierende Grundwässer nicht mehr in Erscheinung.

Variabilität

Die Dauer der Dissipation der UDZ hängt von der ortsabhängigen hydraulischen Leitfähigkeit und dem spezifischen Speicherkoeffizienten des Wirtgesteins ab, wobei letzterer in den konditionalen Simulationen konstant gehalten wurde. Figur 7.7-9 stellt die errechneten Zeiten für alle Realisationen r_i des Rechenfalls RT200 einander gegenüber. Dabei ergibt sich als Zeitspanne der schnellstmöglichen UDZ-Dissipation (zu 90 %) ein Wert von knapp 20'000 Jahren (r_6). Die längste Dauer ist bei Realisationen r_2 und r_9 mit ca 43'000 Jahren anzutreffen (Mittelwert: 32'400 a, Standardabweichung: 7'300 a). Bei Beschränkung der Betrachtungsdauer auf 20'000 a (t_{val}) hat sich die UDZ durchschnittlich zu etwa 80 % abgebaut (70 % für K-Verteilung r_0).



Figur 7.7-9: RT200-r₀₋₁₂ – Dissipationsdauer der UDZ als Funktion der K-Realisationen

7.7.4.4 Basisfall mit Endlager (RT100-r_i)

Im Rechenfall RT100 werden zusätzlich die Untertagebauwerke berücksichtigt (s. Kap. 7.7.1). Der Bau des Endlagers erfolgt instantan zum Zeitpunkt t₁. Anschliessend wird eine 50-jährige Betriebsphase simuliert, während der ein konstanter Atmosphärendruck in den Bauwerken aufrechterhalten wird (innere Randbedingungen). Der Verschluss (Versiegelung) des Endlagers geschieht wiederum instantan zum Zeitpunkt t₂. Ab diesem Moment wird die Nachbetriebsphase simuliert (s. Fig. 7.7-3).

Die qualitative Beschreibung der Fliessverhältnisse erfolgt auf Basis des Rechenfalls RT100-r₀ anhand der *Potentialverteilung* in den wichtigsten Modellschnitten. Die anschliessende quantitative Interpretation der endlagerbedingten Auswirkungen auf das grossräumige Fliessfeld (RT100) berücksichtigt die *Variabilität* der simulierten Resultate. Hier werden die Resultate in Form von Balkendiagrammen einander gegenübergestellt und statistisch bewertet.

Potentialverteilung

Die Untertagebauten verursachen vor allem lokal eine Störung der natürlichen Strömungsverhältnisse. Diese ist nach Ende der Betriebsphase (t₂) am grössten, wenn die Bauwerke verfüllt und versiegelt sind und die Dissipation einsetzt. Die Potentialverhältnisse zu diesem Zeitpunkt werden anhand der Schnitte in den Figuren 7.7-10, 7.7-11 und 7.7-12 (jeweils oben) dargestellt.

Die Untertagebauten, bestehend aus der schematischen Endlagerbox und den Sondier- und Verbindungsstollen, verursachen eine deutliche Absenkung des Potentialfeldes. Die absoluten hydraulischen Gradienten an fünf definierten Punkten im Endlager-Bereich (vgl. Fig. 7.7-4b) zum Zeitpunkt t₂ variieren zwischen 0.1 [m/m] und 6.4 [m/m]. Nach 20'000 Jahren (t_{val}) reduziert sich die Bandbreite der absoluten Gradienten auf 0.4 [m/m] bis 1.4 [m/m]. Die Reichweite dieser Potentialstörung beschränkt sich im wesentlichen auf die Endlagerzone, deren Umrisslinien in den Figuren 7.7-10 bis 7.7-12 gestrichelt dargestellt sind. Da die Endlagerzone jedoch im Norden an die Kalke der Drusberg-Decke grenzt, bedeutet dies, dass die hydraulische Störung bis an die nördliche Wirtgesteinsgrenze vordringt. Am stärksten ist dieser Effekt im Bereich der beiden Stollen ausgebildet.

Nach Auflösung der durch die Bauwerke induzierten Potentialsenke stellt sich ein annähernd natürliches Fliessfeld ein, das sich kaum von den Verhältnissen im Rechenfall RT200 unterscheidet (vgl. Fig. 7.7-10 unten mit Fig. 7.7-6 bis 7.7-8 unten). Die höher durchlässigen Bauwerksverfüllungen bleiben jedoch als hydraulische Inhomogenität sichtbar und verursachen lokale Umlagerungen der hydraulischen Gradienten. Im Bereich der Stollenversiegelungen kommt es zu kleinräumigen Stauwirkungen (Fig. 7.7-10 unten).



Figur 7.7-10: RT100- r_0 – Zeitpunkt t_2 (oben) und t_{val} (unten): Potentialverteilung im Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M.





Figur 7.7-11: RT100- r_0 – Zeitpunkt t_2 (oben) und t_{val} (unten): Potentialverteilung im Schnitt Q-Q'.



Figur 7.7-12: RT100- r_0 – Zeitpunkt t_2 (oben) und t_{val} (unten): Potentialverteilung im Schnitt D-D'.
Das grossräumige Fliesssystem wird, ähnlich zu RT200, während der ganzen Modellgültigkeitsdauer durch die UDZ dominiert. Als Folge wird das Endlager hauptsächlich von oben nach unten in Richtung des Zentrums der UDZ durchströmt. Im nördlichen Teil überwiegt ein Horizontalfluss in die Kalke der Drusberg-Decke (Schnitt D-D', Fig. 7.7-12). Erst nach der später erfolgten Dissipation der UDZ, d.h. ausserhalb des gültigen Modellzeitraums, werden die allein durch die Topographie bestimmten Entwässerungssysteme wirksam. Das Grundwasser aus dem Endlagerbereich gelangt dabei auf direktem Weg in den nördlich angrenzenden Kieselkalk und anschliessend in die Talfüllung der Engelberger Aa (s.a. Kap. 7.7.4.3, Rechenfall RS140).

Fluss durch den Endlagerbereich

Um den volumetrischen Fluss durch den Endlagerbereich zu bestimmen, wurde die Fliessrate durch alle seine begrenzenden Seitenflächen berechnet. Der Endlagerbereich (vgl. Fig. 7.7-4b) weist eine Grundfläche von 1.44 km² und ein Volumen von $4.32 \cdot 10^8$ m³ auf. Erwartungsgemäss bestimmt die senkrechte, nach Nordwest orientierte Fläche den Gesamtfluss, weil die beiden Stollen diese Fläche schneiden. Zum Zeitpunkt t₃ (Endlagerbox zu 90 % aufgesättigt) beträgt die Flussrate durch den Endlagerbereich 6000 m³/a. Sie erhöht sich leicht auf 6'700 m³/a zum Zeitpunkt t_{val} und steigt an auf ca. 21'000 m³/a bei stationären Verhältnissen (Zeitpunkt t_s, s. Fig. 7.7-15).

Variabilität

Figur 7.7-13 veranschaulicht exemplarisch für Realisation r_1 die resultierende Potentialverteilung, wenn dem Rechenfall ein stochastisch simuliertes K-Feld zugrunde gelegt wird. Trotz des weniger glatten Verlaufs der einzelnen Potentiallinien bleiben doch die wesentlichen Strukturen des Potentialfeldes des Basismodells (r_0) erhalten (vgl. Fig. 7.7-10 oben).

Figur 7.7-14 zeigt die Dissipationsdauer der vom Endlager verursachten Störung des Potentialfeldes, ab Verschluss des Endlagers (t_2) bis zum Zeitpunkt t_3 als Funktion der K-Realisation. t_3 entspricht dem Zeitpunkt, an dem 90 % der Störung abgebaut ist⁵⁵. Anders als bei der grossräumigen UDZ (s. Fig. 7.7-9) reagiert der Dissipationsprozess hier sehr empfindlich auf das K-Feld. Die grosse Variabilität der Zeitspannen ist auf folgende Umstände zurückzuführen: Das von der Potentialsenke betroffene Volumen ist relativ klein und reagiert daher rasch auf lokale Änderungen der K-Verhältnisse. Die geometrische Ausdehnung dieser Potentialsenke liegt im gleichen Skalenbereich wie die horizontale Korrelationslänge der K-Werte. Die simulierte Dissipationsdauer variiert zwischen 400 a (r_{11}) und 29'000 a (r_9); der Mittelwert liegt bei 8'000 a (Fig. 7.7-14).

⁵⁵ Für die Endlager- und Kavernenumfeldmodelle entspricht t_3 einem Zeitpunkt t = 2'500a.



Figur 7.7-13: RT100-r₁ – Zeitpunkt t₂: Potentialverteilung im Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M.



Figur 7.7-14: Dissipationsdauer der durch die Untertagebauten verursachte Potentialsenke als Funktion der K-Realisationen (Dissipation ab Verschluss des Endlagers, t₂)

Die aus den K-Realisationen resultierende Variabilität der Flussrate durch den Endlagerbereich ist durch Balkendiagramme in Figur 7.7-15 illustriert. Nach Abbau der Druckstörung im Endlagerbereich (Zeitpunkt t₃) beträgt die mittlere Durchflussrate 17'500 m³/a. Später erhöht sich dieser Wert auf 18'000 m³/a für t_{val} bzw. 25'000 m³/a für t_s. Dabei nimmt die Variabilität (Standardabweichung) im Laufe der Zeit ab (t₃: 11'600 m³/a, t_{val}: 11'000 m³/a, t_s: 8'500 m³/a).



Figur 7.7-15: RT100, Zeitpunkt t_2 und t_{val} – Berechnete Flussraten durch den Endlagerbereich als Funktion der K-Realisation.

7.7.4.5 Sensitivitätsanalyse

Einfluss des Speicherkoeffizienten (RT201-r₀)

Zwecks Vergleichbarkeit mit früheren Rechnungen (NAGRA 1993b) wurde im Rechenfall RT201-r₀ das spezifische Speichervermögen S_s von 3.0·10⁻⁶ auf 1.0·10⁻⁶ m⁻¹ herabgesetzt. Dieser Parameter hat neben dem K-Wert einen direkten Einfluss auf den zeitlichen Verlauf des instationären Grundwasserflusses. Die simulierte Dissipationsdauer der UDZ (90 % Abbau) beträgt nunmehr ca. 13'500 a, was erwartungsgemäss einem Beschleunigungsfaktor von etwa 3 gegenüber dem Basisfall RT200-r₀ entspricht. Dieses Verhalten der UDZ ist direkt vergleichbar mit früheren Modellresultaten (NAGRA 1996a), die eine Dissipationsdauer von 15'000 a simuliert hatten. Daraus ist zu schliessen, dass die seither vorgenommenen Modellanpassungen, namentlich die Randbedingungen in seitlichen Kalkeinheiten, keinen Einfluss auf die zeitliche Entwicklung der UDZ haben.

Potentialverteilung mit Störungen (RT211-r₀)

RT211 simuliert den potentiellen Einfluss von regionalen Störungen auf das Fliessfeld, insbesondere auf das transiente Verhalten der UDZ. Zu diesem Zweck werden exemplarisch drei Störungen als planare Strukturen ins Modell eingebaut (Fig. 4.7-5). Sie bestehen aus zwei vertikalen Störungen, die parallel zum Eggeligrat verlaufen und einer NE-SW streichenden Schrägstörung mit Einfallen von 55° gegen NW. Dabei wird angenommen, das die hydraulisch wirksamen Störungen das Wirtgestein und die seitlichen Kalkeinheiten vollständig durchgueren, ohne jedoch in die Rutschmasse, das Quartär und die tiefliegende Wirtgestein-Unterlage einzudringen. Die Transmissivität der postulierten Störungen beträgt 10⁻⁶ m²/s. Sie kreuzen bzw. tangieren den Endlagerbereich, was in Wirklichkeit eine Anpassung des Endlager-Layouts bedingen würde. Eine ausführliche Beschreibung der Lage dieser Störungen zusammen mit den Hinweisen für ihre Existenz wird in Kapitel 4.7.4 (geologisches Standortmodell) gegeben. Die Simulationen beginnen mit dem heute beobachteten Zustand der UDZ (Zeitpunkt t_0) und die Störungen sind für Zeiten $t > t_0$ aktiv. Der Rechenfall wird ohne Berücksichtigung der Untertagebauten berechnet. Nur so ist ein Vergleich mit den gemessenen Potentialwerten, z.B. in SB1 und SB3, möglich (die Messwerte dokumentieren ja den heutigen Zustand, also ohne Bauwerkseinflüsse).

Der Einfluss der regionalen Störungen auf das Potentialfeld wird in Figur 7.7-16 (Profile F-F' und Q-Q') illustriert. Das Profil Q-Q' schneidet sowohl die vertikale Zweiergruppe als auch die Schrägstörung an, im Profil F-F' ist nur die querstreichende Schrägstörung erkennbar. Beide Vertikalschnitte beinhalten die Spur der Bohrung SB3.

Die Störungen bewirken in ihrer Umgebung eine rasche Dissipation der UDZ. Der westliche und der nördliche Teil der UDZ wird innerhalb von wenigen tausend Jahren abgebaut (Fig. 7.7-16). Im Wirtgestein südlich und östlich der Störungszonen bleibt hingegen eine räumlich weniger ausgedehnte UDZ über einen Zeitraum bestehen, der mit dem Basisfall (RT200-r₀) vergleichbar ist (s. Fig. 7.7-7).

Aufgrund der Ergebnisse der Simulation kann gefolgert werden, dass eine räumlich zusammenhängende UDZ mit vereinzelt auftretenden wasserführenden Grossstrukturen, zumindest im Umkreis von SB3, nicht vereinbar ist. Solche Störungen würden zu mehreren isolierten Unterdruckzellen führen und stimmen mit den Messungen in SB3 nicht überein.

Potentialverteilung bei extrem tiefem Karstwasserspiegel (RT221-r₀)

Im Sinne einer Extremvariante des Basisfalls untersucht der Rechenfall RT221 die Auswirkungen eines extrem niedrigen Karstwasserspiegels in den Kalkformationen der Axen-Decke. Der Karstwasserspiegel verläuft vom Tal der Engelberger Aa horizontal auf der Kote von 575 m ü.M. (Chaltibach Quelle) bis unter den Secklis Bach (Fig. 7.2-2, Option d), wo gegenüber dem Basisfall eine ungesättigte Zone von ca. 300 m resultiert. Diese Absenkung verstärkt den bereits im Basisfall ausgeprägten, gegen Süden gerichteten Gradienten im angrenzenden Wirtgestein, in dem nach wie vor gesättigte Verhältnisse angenommen werden. Auch in diesem Rechenfall wird das Grundwasserfliessfeld im Endlagerbereich von der UDZ dominiert. Die tiefen Potentiale im kalkigen Nebengestein führen zu starken Horizontalgradienten im nördlichen und südlichen Randbereich des Wirtgesteins. (Fig. 7.7-17, Zeitpunkt t_{val}), so dass im zentralen Endlagerbereich ein lokales Potential-Maximum entsteht. Als wichtige Erkenntnis aus dem Horizontalschnitt in Figur 7.7-17 ist festzuhalten, dass die resultierende SW – NE orientierte Wasserscheide zwischen den Kalkeinheiten der Drusberg- und Axen-Decke wie im Basisfall (RT200) südlich des Endlagerbereichs verläuft: Das Grundwasser im Endlagerbereich fliesst weiterhin abwärts gerichtet nach Norden, d.h. gegen die Kalke der Drusberg-Decke in das Engelberger Aa Tal (Fig. 7.7-17 unten). Der sehr tiefe Karstwasserspiegel der Axen-Decke hat somit im Endlagerbereich keine grundsätzliche Änderung des im Basisfall simulierten Fliesssystems zur Folge.

Wie oben erwähnt, wurde bei diesem Rechenfall von gesättigten Bedingungen im Wirtgestein ausgegangen, wie es auch die Tests in den Bohrungen SB4 und SB4a/v/s belegen. Bei den hier angenommenen, extrem tiefen Karstwasserspiegeln müsste man jedoch davon ausgehen, dass sich auch im Wirtgestein zumindest teilweise ungesättigte Verhältnisse ausbilden. Diese Überlegung lässt wiederum den Schluss zu, dass in natura die Existenz von Randbedingungen in der hier untersuchten Form sehr unwahrscheinlich ist (es sei denn, über dem tiefen Karstwasserspiegel existiere ein zweites, höheres Grundwasser-Stockwerk). Die simulierten Gradienten zwischen Wirt- und Nebengestein sind also als die Obergrenze der überhaupt möglichen Werte zu verstehen.

7.7.4.6 Schlussfolgerungen

Mit Hilfe des Regionalmodells wurde die zeitliche Entwicklung der grossräumigen Strömungsverhältnisse ausgehend vom heute beobachteten Zustand untersucht. Dabei simulieren die *Basisfälle RT100 und RT200* die zu erwartende Potentialentwicklung mit und ohne Einwirkung der geplanten Endlagerbauten. Die wichtigsten Erkenntnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die Rechenfälle auf Basis der verschiedenen K-Felder zeigen, dass unterschiedliche Realisationen, die der natürlichen Variabilität des Eingabeparameters K Rechnung tragen, die Potentialverhältnisse, je nach den betrachteten Dimensionen, verschieden stark beeinflussen. Während im lokalen Massstab (EL-Bereich) die Dissipationsdauer der Bauwerk-induzierten Druckstörung und die Durchflussraten eine recht grosse Variabilität zeigen, bleiben im grösseren Massstab die Unterschiede vergleichsweise gering (z.B. Dissipationsdauer der UDZ)
- Die durch Anfangsbedingungen im Modell induzierte UDZ baut sich innerhalb des gültigen Modellzeitraums von 20'000 Jahren nur unvollständig ab. Eine Annäherung an den natürlichen Gleichgewichtszustand – allerdings unter der Annahme unveränderter topografischer und klimatischer Verhältnisse – stellt sich nach durchschnittlich 30'000 Jahren ein (Variationsbreite 20'000 - 43'000 a). Dabei liegt der endlagerrelevante Tiefenbereich des Wirtgesteins in einem komplexen Fliessfeld, das durch mehrere Fliesskomponenten gekennzeichnet ist. Zum einen bewirkt die unter dem Eggeligrat verlaufende Grundwasserscheide eine lokale, auf oberflächennahe Systeme beschränkte Zirkulation Eggeligrat – Secklis Bach, die noch knapp den Endlagerbereich tangiert. Weitaus stärker ist jedoch ein abwärts und gegen Norden gerichteter Grundwasserfluss in die vorhandene UDZ und anschliessend in die





Figur 7.7-16: RT211-r₀ – Rolle von grossräumigen Störungen zum Zeitpunkt t₀: Vertikalschnitte Q-Q' (oben) und F-F' (unten)



Figur 7.7-17: RT221-r₀ - Simuliertes Potentialfeld im Wirtgestein zum Zeitpunkt t_{val} bei sehr tiefem Karstwasserspiegel in den Kalken der Axen-Decke: Horizontalschnitt auf Kote 540 m ü.M. (oben) und Vertikalschnitt D-D' (unten)

drainierenden Kalke der Drusberg-Decke. Als Folge der tiefen Potentiale in der Drusberg-Decke exfiltriert das Grundwasser aus dem Endlagerbereich allein in die Alluvionen der Engelberger Aa. Der südliche Randbereich des Wirtgesteins entwässert in die Kalke der Axen-Decke.

- Auswirkungen der geplanten Bauwerke auf das regionale Fliessfeld sind nicht zu erwarten. Die während der Bauzeit induzierte Störung des Potentialfeldes (Öffnung der Stollen und Kavernen) beschränkt sich auf den Endlagerbereich und ist nach durchschnittlich 8'000 Jahren (Variationsbreite 400 - 30'000 a) weitgehend abgebaut. Allerdings ist diese Abschätzung nur für grobe Betrachtungen sinnvoll. Eine realistischere Simulation liefert hier das Endlagermodell.
- Der volumetrische Fluss durch die äusseren Begrenzungsflächen des Endlagerbereichs, der die vereinfacht modellierten Bauwerke umschliesst, beträgt zunächst ca. 18'000 m³/a (Zeitpunkt t₃ bis t_{val}). Im Laufe der Zeit erhöht sich dieser Wert auf bis ca. 25'000 m³/a bei stationären Verhältnissen. Dagegen nimmt die Bandbreite infolge der K-Variabilität mit der Zeit ab. Die Standardabweichung sinkt von zunächst ca. 60 % des Mittelwerts (t₃) auf weniger als 35 % (t_s).
- Als Alternativen zum Basisfall wurde im Rahmen einer *Sensitivitätsanalyse* verschiedene Hypothesen untersucht. Die Resultate lassen folgende Schlüsse zu:
 - a) Eine Reduktion des spezifischen Speichervermögens als Eingabeparameter wirkt sich linear auf die Verkürzung der Dissipationsdauer der UDZ aus.
 - b) Ein sehr tiefer Karstwasserspiegel in den Kalken der Axen-Decke bewirkt im Endlagerbereich keine Änderung der im Basisfall simulierten Fliessverhältnisse.
 - c) Höher durchlässige, wasserführende Störungen, die quer durch den Endlagerbereich verlaufen, beeinflussen die UDZ bis zu einem Abstand von einigen hundert Metern. In diesem Bereich können sich keine Unterdrücke aufrechterhalten. Deshalb kann ausgeschlossen werden, dass zumindest im Umkreis der Sondierbohrungen eine hochdurchlässige Störung existiert.

7.7.5 Grundwasserzirkulation im Endlagermassstab (Endlagermodell)

7.7.5.1 Fragestellungen im Endlagermassstab

Auf Grundlage der im vorherigen Kapitel 7.7.4 erarbeiteten Erkenntnisse über die Grundwasserzirkulation im regionalen Massstab dienen die Berechnungen mit Hilfe des Endlagermodells dazu, die zukünftigen Strömungsverhältnisse im unmittelbaren Einflussbereich der geplanten Untertagebauten zu untersuchen. Räumlich eingebettet in das Regionalmodell, berücksichtigt das Endlagermodell ausschliesslich das durch das K-Modell beschriebene Wirtgestein (Kap. 7.4). Da die hier errechneten Resultate wiederum als Input für das Kavernenumfeldmodell benutzt werden, spielt das Endlagermodell die Rolle eines Zwischenglieds in der Modellkette der Hydromodellierung Wellenberg (s. Kap. 7.7.1). Der Aufbau des Endlagermodells sowie dessen Resultate sind in KUHLMANN (1997) im Einzelnen beschrieben.

Die Konsistenz zwischen Regionalmodell und Endlagermodell wird gewährleistet, indem am Rand des Endlagermodells die im Regionalmodell errechneten Potentialbedingungen vorgegeben werden. Der zeitliche Ablauf der simulierten Prozesse ist in beiden Modellen der gleiche. Gemäss der in Kapitel 7.7.1 formulierten Modellierungsstrategie wird ausgehend vom heutigen Zustand (t_0) (UDZ, s. Kap. 7.5) das Öffnen und Schliessen der Untertagebauten (t_2) mit der anschliessenden Druckerholung (t_3) über die gesamte Gültigkeitsdauer des Modells (t_{val}) untersucht.

Im Gegensatz zum Regionalmodell werden Stollen und Kavernen zusammen mit den geplanten Versiegelungszonen wirklichkeitsgetreu in die Modellierung miteinbezogen. Auf diese Weise wird die Möglichkeit gegeben, die lokalen Potentialveränderungen zu analysieren. Insbesondere soll untersucht werden: a) wie weit sich die durch den Bau und Betrieb des Endlagers verursachte Störung des Grundwasserfliessfeldes ausbreitet, b) wie lange diese Störung zeitlich anhält, und c) welche Auswirkungen die dauerhafte Präsenz der Untertagebauwerke auf das natürliche (ungestörte) Fliessfeld haben kann.

Die Auswahl der Rechenfälle (Kap. 7.7.1.3) wurde derart vorgenommen, dass speziell folgende Ziele erreicht werden:

- Ermittlung hydraulischer Parameter f
 ür den Geodatensatz. Hierzu geh
 ören die Potentiale, Gradienten und Durchflussraten durch die in der vorliegenden Designvariante geplanten f
 ünf Endlagerkavernen zu den vordefinierten Zeitpunkten t
 i (Kap. 7.7.1).
- Bestimmung der Gradientenverteilung im Endlagerbereich zu den verschiedenen Zeitpunkten (t_i) als Input f
 ür die dynamischen Simulationen mit dem Kavernenumfeldmodell (Kap. 7.7.6).
- Identifizierung von Exfiltrationsgebieten und Quantifizierung der Verweilzeiten f
 ür Grundwasser aus den Untertagebauten.
- Quantifizierung der Unsicherheiten f
 ür die oben genannten Modellierungsprodukte. Unter Ber
 ücksichtigung der Variabilit
 ät der K-Verteilung soll die Bandbreite der m
 öglichen Modellierungsresultate abgesch
 ätzt werden.
- Verständnis über die Wirkungsweise der Versiegelungszonen in der heute vorliegenden Designvariante. Insbesondere soll der Einfluss in bezug auf Fliesswege und Verweilzeiten evaluiert werden.
- Aufschluss über die Auswirkung verschiedener konservativer Hypothesen bezüglich der Auflockerungszonen um Stollen und Kavernen (Umströmung).
- Beurteilung der Auswirkungen von möglicherweise vorhandenen Störungen auf Fliesswege und Durchflussraten.

7.7.5.2 Modellaufbau

Das Endlagermodell ist räumlich eingebettet in das Regionalmodell und berücksichtigt mit Ausnahme der quartären Ablagerungen inkl. der Rutschmasse von Altzellen ausschliesslich Wirtgestein (s. Fig. 7.7-2). Der diskretisierte Bereich orientiert sich dabei an den Grenzen zu den benachbarten Kalken der Axen-Decke (S) und der Drusberg-Decke (N). Diese Grenzen richten sich nach dem geologischen Standortmodell (s. Kap. 4.7) und wurden bereits im Netz des Regionalmodells implementiert. Nach Westen ist der Modellrand praktisch identisch mit der Grenze des Regionalmodells entlang der Engelberger Aa. Nach Osten wird eine senkrechte Berandung in Entfernung von ca. 2 km zu den geplanten Bauten gewählt. Vertikal reicht das Finite-Element-Netz von der Geländeoberfläche bis zu einer Kote von -300 bis -400 m, wo teilweise das Äquivalent der Wissberg-Scholle einschneidet (Fig. 7.7-18).





Figur 7.7-18: Endlagermodell – Ausschnitt aus dem modellierten Gebiet mit den geplanten Untertagebauwerken und exemplarischer K-Verteilung (r₉) im Schnitt C-C' (durch SB1)

Geometrie und Linienführung der modellierten Untertagebauten repräsentieren das vorläufige modellhafte Endlager-Layout (s. Kap. 7.7.1). Das erstellte Finite-Element-Netz berücksichtigt Sondier- und Verbindungsstollen sowie die 5 Kavernen mit ihren Anschlussstollen. Die Stollen enthalten die projektierten 12 Versiegelungszonen (7 in Sondier- und Verbindungs- und 5 in den Anschlussstollen zu den Kavernen). Figur 7.7-18 zeigt einen perspektivischen Einblick in das Endlagermodell mit seinen Untertagebauten. Radial um die Stollen und Kavernen – allesamt als äquivalente Kreisquerschnitte modelliert – wurden zwei weitere Kreisquerschnitte implementiert, deren Durchmesser das 2- bzw. 3-fache des Stollendurchmessers betragen. Sie repräsentieren die gegenüber dem intakten Wirtgestein höher durchlässige Auflockerungszone (AUZ, Kap. 7.7.3.1).

Im Gegensatz zu der homogenen Würfeldiskretisierung des Regionalmodells sind die Elementgrössen der im Endlagermodell vorgenommenen FE-Vernetzung sehr unterschiedlich. Einerseits verlangt die annähernd exakte Umsetzung der geometrischen Vorgaben eine angepasste Netzstruktur im Bereich der Endlagerbauten. Andererseits ist für die numerisch korrekte Berechnung der sehr steilen Druckgradienten in Umgebung der offenen Kavernen eine höhere Netzdichte erforderlich. In zunehmender Entfernung von den Bauwerken nimmt die Grösse der Elemente zu, bis zur Hektometer-Kantenlänge im Regionalmodell.

Die im Endlagermodell verwendeten hydrogeologischen Parameter richten sich nach den Vorgaben des K-Modells (Kap. 7.4). Dabei werden neben der gekrigten K-Vereilung ro auch die K-Realisationen r1-12 den Rechenfällen im Endlagermodell zugrunde gelegt. Aufgrund der erwähnten Netzstruktur differiert das Vorgehen bei der Übernahme der Werte des K-Modells geringfügig gegenüber dem beim Regionalmodell angewandten Verfahren. Im Endlagermodell erfolgt die Implementierung knotenweise, wobei ein glatter Verlauf der effektiven Durchlässigkeit zwischen den Stützstellen des K-Modells angenommen wird. Zwischen diesen importierten Knotenwerten folgt die Verteilung der (quadratischen) Ansatzfunktion der Finiten Elemente. Bei den vorhandenen Knotenabständen von weniger als 100 m bleibt so die im K-Modell vorhandene Variabilität gewährleistet. Figur 7.7-19a zeigt exemplarisch eine der vorgegebenen K-Verteilungen im Schnitt Q-Q' (Realisation r₉). Auch im Bereich der Auflockerungszone wird diese Variabilität beibehalten (Fig. 7.7-19b); die erhöhte hydraulische Leitfähigkeit der Auflockerungszone wird hier durch eine Multiplikation des K-Werts des betroffenen Wirtgesteins mit den Vergrösserungsfaktoren bewerkstelligt (Faktor 100 bzw. 10, s. Kap. 7.7.3.1).

Um die Konsistenz zwischen den einzelnen Gliedern der Modellkette zu gewährleisten, müssen die Anfangs- und Randbedingungen aus dem übergeordneten Regionalmodell importiert werden. Zu diesem Zweck werden in allen Rechenfällen sämtliche Randknoten mit Potentialen belegt, die den entsprechenden Rechnungen des Regionalmodells entstammen. Werden instationäre Verhältnisse simuliert, müssen darüber hinaus (an sämtlichen Knoten) der Anfangszustand und die Randbedingungen, letztere als zeitlich veränderliche Funktionen, übernommen werden. Zu definierten Zeitpunkten werden momentane Potentialzustände aus dem Regionalmodell gelesen und ins Endlagermodell transferiert.







Figur 7.7-19b: Endlagermodell – K-Verteilung im Kavernenbereich mit Auflockerungszone (Realisation r_9)

Erstellung und Versiegelung der Untertagebauwerke werden – wie bereits im Regionalmodell – als instantane Vorgänge approximiert. Während der 50 jährigen Bau- und Betriebsphase des Endlagers werden in den modellierten Untertagebauwerken die geodätische Höhe des Endlagereingangs bzw. atmosphärische Druckbedingungen vorgegeben.

Sämtliche Simulationen im Rahmen der Endlagermodellierung wurden mit dem Computercode CASA (KUHLMANN 1994) durchgeführt. Das Programm löst die instationäre 3D-Grundwassergleichung nach der Methode der Finiten Elemente.

Um sicherzustellen, dass das Endlagermodell mit dem grossräumigen Regionalmodell konsistente Ergebnisse produziert, wurden dieselbe natürliche Entwicklung des Fliessfeldes in beiden Modelltopologien simuliert und die Ergebnisse einander gegenübergestellt. Grundlage dieser Konsistenzprüfung bildete der transiente Rechenfall RT/ET200, der – ausgehend vom heute herrschenden Zustand – die natürliche, ungestörte Entwicklung der hydraulischen Verhältnisse am Wellenberg prognostiziert. Der Vergleich umfasst sowohl Ergebnisse der gekrigten K-Verteilung r_0 als auch der K-Realisation r_1 (Rechenfälle RT/ET200- r_0 und RT/ET200- r_1).

Die treibende Kraft der zeitlichen Zustandsänderung in diesem Rechenfall ist allein die UDZ, wie sie sich in den Figuren 7.7-20a und 7.7-20b präsentiert. Die zeitliche Entwicklung der Potentiale in einigen Punkten entlang der Bohrungen SB1 und SB3 ist für K-Realisation r1 in Figur 7.7-21 dargestellt. Der Vergleich mit den Potentialen des Regionalmodells (Symbole in Fig. 7.7-21) ist zufriedenstellend. Die maximalen Abweichungen in den Beobachtungspunkten mit einer Kote von ca. 400 bis 500 m betragen ca. 25 m. Figur 7.7-22 zeigt die Differenzen zwischen Endlagermodell und Regionalmodell im Schnitt D-D' nach einer Berechnungsdauer von 20'000 Jahren (tval). Während im Grossteil des Modellgebietes geringe Unterschiede (< 10 m) auftreten, sind sehr lokal Maxima über 30 m zu sehen. Differenzen in dieser Grössenordnung sind auf die unterschiedliche Diskretisierung an der Modellberandung (Würfeldiskretisierung im Regionalmodell), auf die unterschiedliche Berücksichtigung der geringmächtigen quartären Ablagerungen und auf die angepasste K-Wert-Parametrisierung im Endlagermodell zurückzuführen (s. oben). Für die gekrigte K-Verteilung ro sind aufgrund der geringeren Variabilität des K-Feldes wesentlich geringere Unterschiede zwischen Regionalmodell und Endlagermodell festzustellen (ca. Faktor 0.5).





Figur 7.7-20a: Endlagermodell (ET100- r_0 bzw. ET200- r_0) – Potentialverteilung des heutigen Zustands t_0 im Schnitt Q-Q' (gekrigte K-Verteilung r_0)



Figur 7.7-20b: Endlagermodell (ET100- r_0 bzw. ET200- r_0) – Potentialverteilung des heutigen Zustands t_0 im Schnitt D-D' (gekrigte K-Verteilung r_0)



Figur 7.7-21: Vergleich der Modellierungsresultate Regionalmodell – Endlagermodell: Potentialentwicklung in den Bohrungen SB1 und SB3 für die Rechenfälle ET200-r₁ und RT200-r₁



Figur 7.7-22: Vergleich der Modellierungsresultate Regionalmodell – Endlagermodell: Verteilung der Differenzen zwischen Endlager- und Regionalmodell (EL minus RM) nach 20'000 a (t_{val}) im Schnitt D-D' (Rechenfälle RT/ET200-r₁)

7.7.5.3 Basisfall (ET100-r_i)

Analog dem Rechenfall RT100- r_0 im Regionalmodell dient der Rechenfall ET100- r_i als Basisfall, der die (vorübergehende) Veränderung des natürlichen Grundwasserflusses infolge Bau und Betrieb des Endlagers nachvollzieht. Neben der Präsenz der im Abbau begriffenen Unterdruckzone bewirken die zunächst offenen und später verfüllten Bauwerke einen zeitabhängigen Prozess der Aufsättigung, der instationär simuliert wird. Die Zeitspanne der Rechnungen reicht dabei vom heutigen Zustand (t_0) über Bau (Erstellung der Hohlräume bis t_1), Betrieb und Schliessung der Untertagebauten (bis t_2), Wiederaufbau des Drucks (t_3) bis zur Gültigkeitsdauer der Modellierung (t_{val}).

Zum Verständnis dieses zeitabhängigen Prozesses soll zunächst das Systemverhalten anhand der resultierenden Potentialverhältnisse illustriert und analysiert werden. Am Beispiel der Ergebnisse für das gekrigte K-Modell r₀ werden die *Potentialverteilungen* in den wichtigsten Vertikal- und Horizontalschnitten zu den vordefinierten Zeitpunkten präsentiert. Zusammen mit dem dargestellten Verlauf der Fliesswege (*Trajektorien*) wird die Beurteilung der zu erwartenden Strömungsverhältnisse ermöglicht.

Unter dem Stichwort *Variabilität* werden abschliessend die Rechenfälle analysiert, die auf Basis der K-Realisationen r₁₋₁₂, durchgeführt wurden. Mit dem Ziel, die Bandbreiten der möglichen Resultate zu quantifizieren, werden hier die errechneten Produkte (Potentiale, Gradienten, Fliessraten) in Form von Balkendiagrammen und Häufigkeitsverteilungen verglichen, ohne ausführlicher auf die Strömungsbedingungen einzelner Rechenfälle einzugehen.

Potentialverteilung

Der simulierte Fall nimmt einen "instantanen Bau" (Erstellung des Hohlraums) der Stollen und Kavernen mit einer anschliessenden 50-jährigen Betriebsphase an. Während dieser Zeit herrschen in sämtlichen Untertagebauwerken atmosphärische Druckbedingungen. Durch diesen Eingriff entsteht ein Zustand, der durch die Figuren 7.7-23a und 7.7-23b illustriert wird. Im Umkreis um Stollen und Kavernen bilden sich Absenktrichter mit einer Reichweite von ca. 100 bis 150 m. Bohrung SB1 würde beispielsweise im Bereich einer solchen Druckanomalie liegen (Fig. 7.7-23a). Im Zentrum des Endlagerbereichs bleibt eine Potentialdifferenz zwischen Kavernen und Wirtgestein von ca. 150 m erhalten. Wegen der feineren Diskretisierung erreicht die Störung vom nördlichen Teil des Verbindungsstollens aus nicht die Kalke der Drusberg-Decke (ausser im Portalbereich), wie noch die Berechnungen mit dem Regionalmodell indizierten (Kap. 7.7.4.4).

Figur 7.7-24 zeigt den Vergleich des Potentialverlaufs im Zentrum des Endlagers mit der natürlichen Potentialentwicklung (ET200-r₀). Aus der Annäherung beider Kurven ist das Ende der Druckerholungsphase, die allein auf den Verschluss der Endlagerbauwerke zurückzuführen ist, nach ca. 2'500 Jahren abzulesen. Spätere Potentialänderungen sind der Dissipation der UDZ zuzuordnen. Die grossräumigen Strömungsverhältnisse nach einer Berechnungsdauer von 2'500 Jahren (t₃), wo im Schnitt Q-Q´ die Auswirkung der Bauwerke vergleichsweise schwach zu erkennen sind, untermauern diese Beobachtung (Fig. 7.7-25).



Figur 7.7-23a: Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100-r₀ zum Zeitpunkt t₂ (Ende Betriebsphase) im Schnitt Q-Q'



Figur 7.7-23b: Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100-r₀ zum Zeitpunkt t₂ (Ende Betriebsphase) im Horizontalschnitt auf Endlagerebene



Figur 7.7-24: Endlagermodell ET100-r₀ – Zeitliche Entwicklung der Potentialhöhe im zentralen Endlagerbereich zwischen den Kavernen 2 und 3 und innerhalb der mittleren Kaverne 3 im Vergleich mit ET200-r₀.

Ein guasi-stationärer Zustand (90 % Abbau der UDZ), der weitgehend durch die Randbedingungen an der Modelloberfläche bestimmt ist, würde sich unter den gegebenen Voraussetzungen nach etwa 35'000 Jahren einstellen, also lange nach der definierten Gültigkeitsdauer der Modells (s. Fig. 7.7-24). Letzterer Zustand tval ist in Figuren 7.7-26a und b dargestellt. Mit einer Potentialerhebung, die zentral durch das Endlager verläuft, wird hier die topographiebedingte Grundwasserscheide unter dem Eggeligrat nun ausgeprägt sichtbar (Fig. 7.7-26b). In der Gesamtansicht wird das grossräumige Strömungsbild durch die Untertagebauten kaum beeinträchtigt. Im vergrösserten Ausschnitt sind jedoch die Einflüsse der höher durchlässigen Verfüllungen und Auflockerungszonen im Zusammenspiel mit den Versiegelungszonen deutlich zu erkennen (Fig. 7.7-27). Vor allem westlich der Kavernenzugänge bildet sich eine Einkerbung des N-S verlaufenden Potentialrückens als Folge der Absenkung im Verbindungsstollen. Dennoch bleibt auf beiden Seiten des Rückens ein ausgeprägter E-W-Gradient im Endlagerbereich bestehen. Dies ist zum Grossteil auf die Wirkung der beiden Stollenversiegelungen östlich und westlich der Kavernenzugänge zurückzuführen. Hier wird eine Potentialdifferenz von ca. 60 m zum übrigen Verlauf des Verbindungs- und Sondierstollens aufrechterhalten. Aufgrund des relativ flachen N-S- Potentialgefälles im Bereich der Kavernenzugänge ist die Wirkung der dortigen Versiegelungen zu diesem Zeitpunkt kaum zu sehen, was auf einen sehr kleinen Wasserfluss von den Kavernen in die Zugangsstollen hinweist. Die maximale Potentialhöhe auf Endlagerebene beträgt zu diesem Zeitpunkt (tval) ca. 965 m.



Figur 7.7-25: Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100- r_0 zum Zeitpunkt t_3 im Schnitt Q-Q'



Figur 7.7-26a: Endlagermodell – Potentialverteilung im Rechenfall ET100-r₀ nach 20'000 a (t_{val}) im Schnitt Q-Q'





Figur 7.7-27: Endlagermodell (ET100-r₀) – Potentialverteilung des stationären Zustands (t_s) im Endlagerbereich (Horizontalschnitt) (entspricht der Situation im stationären Sensitivitätsrechenfall RS140)

Um den Vergleich mit den Rechenfällen der Sensitivitätsanalyse (s. Kap. 7.7.5.4) zu ermöglichen, die den stationären Zustand t_s nach vollständiger Dissipation der UDZ simulieren, zeigt Figur 7.7-27 diesen Zustand für den Basisfall ET100- r_0 . Die Wirkung der Stollenversiegelungen ist hier noch ausgeprägter sichtbar. Sie halten eine Potentialdifferenz von ca. 80 m zum Zugangsbereich der Kavernen aufrecht, wo die maximale Potentialhöhe mehr als 1'000 m erreicht.

Trajektorien und Verweilzeiten

In einem zeitlich veränderlichen Strömungszustand sind die Fliesswege von Partikeln u.a. vom Zeitpunkt des Verlassens ihrer Startpunkte abhängig. Für den oben beschriebenen Basisfall ET100-r₀ wurden daher mehrere Sätze von Stromlinien berechnet, die an vordefinierten Startzeiten (t₃, t_{val}) die Kavernen verlassen. Diese Berechnungen berücksichtigen nur den advektiven Fluss und nicht den Einfluss der Dispersion.

Bei einer angenommenen Fliessporosität von n = $2.5 \cdot 10^{-4}$ (s. Kap. 7.7.7) zeigen sich nur geringfügige Unterschiede der resultierenden Bahnen, wenn die örtlichen Startpunkte entlang der Kavernenachsen gewählt werden. Für frühe Startzeiten t_{Start} < t₃, also bis zum Zeitpunkt der vollständigen Druckerholung im Endlager, werden die Partikel infolge des zufliessenden Wassers am Verlassen der Kavernen gehindert. Nach Abbau dieser ersten Potentialstörung bleibt das regionale Potentialfeld noch über mehrere tausend Jahre hinweg von der allmählich dissipierenden UDZ beeinflusst. Die Stromlinien aus den Endlagerkavernen weisen somit einheitlich abwärts in Richtung UDZ, wo sie bis in deren Zentrum vordringen. Mit der Dissipation der Unterdrücke werden die Partikel allmählich wieder vom topographie-gesteuerten Fliessfeld beherrscht und nach Norden in die Kalke der Drusberg-Decke umgelenkt. Figur 7.7-28 zeigt die berechneten Bahnen für Startzeitpunkt t₃, also nach Abbau der durch die Endlagerbauwerke ausgelösten Potentialstörung. Auch für spätere Startzeiten t₃ < t < t_{val} bietet sich ein ähnliches Trajektorienbild. Jedoch verlaufen dann die Partikelbahnen weniger tief. Sämtliche Kavernen entwässern weiterhin in die Drusberg-Decke.

Figur 7.7-29 zeigt die Histogramme der berechneten Verweilzeiten im Wirtgestein für Partikel, welche die Kavernen zum Zeitpunkt t_3 bzw. t_{val} verlassen (ET100- r_0). Die Spanne der Zeiten bis zum Erreichen der Drusberg-Kalke reicht von 30'000 bis über 100'000 Jahren. Aufgrund der kürzeren Fliesswege (weniger tief) gelangen die zum Zeitpunkt t_{val} (Fig. 7.7-29) gestarteten Partikel zum Teil deutlich schneller in die Biosphäre.

Variabilität

Für den oben beschriebenen Fall ET100-r₀ wurden an den räumlich und zeitlich vordefinierten Punkten (s. Kap. 7.7.1) Produkte berechnet (Potentiale, Gradienten, Fliessmengen und Verweilzeiten), die das Verhalten des Grundwassersystems charakterisieren. Die Simulationen der Serie ET100 / ES100 berücksichtigen 12 verschiedene Realisationen des K-Modells. Aus der Variabilität des K-Feldes resultieren Bandbreiten der Modellierungsprodukte, die hier quantifiziert werden.



Figur 7.7-28: Endlagermodell (ET100- r_0) – Partikelbahnen aus den Kavernen zum Zeitpunkt t_3 (oben) und t_8 (unten). Alle Trajektorien münden in den Kalken der Drusberg-Decke.



Figur 7.7-29: Endlagermodell (ET100-r₀) - Verweilzeiten für Partikel aus den Kavernen

Figur 7.7-30 zeigt beispielsweise die Variabilität der berechneten Potentiale in der mittleren Kaverne Nr. 3. Die beiden Diagramme unterscheiden sich durch den Zeitpunkt der Berechnung. Neben dem erwarteten Anstieg des Potentials mit der Zeit wird gleichzeitig eine Verringerung der Bandbreite deutlich. Die Standardabweichung der Potentiale reduziert sich dabei von ursprünglich 85 m auf 58 m im Zustand t_{val} (20'000 a).

Die absoluten Gradienten im Zentrum der Kaverne 3 sind in Figur 7.7-31 zu verschiedenen Zeitpunkten dargestellt. Der sehr flache Potentialverlauf innerhalb der Kavernen ist durch ein mittleres Gefälle von weniger als 1 mm/m gekennzeichnet, wobei vereinzelt Extremwerte von 3 bis 4 mm/m erreicht werden (Realisation r_{11}). Eine Veränderung des Mittelwertes oder der Bandbreite mit der Zeit ist hier nicht zu beobachten. Gradienten, die zeitlich vor dem Abbau der durch die Bau- und Betriebsphase verursachten Potentialstörung (also zu Zeitpunkten t < t_3) berechnet werden, haben wenig Aussagekraft, da bis zum Zeitpunkt der vollständigen Druckerholung nur geringe Mengen Wasser aus den Kavernen gelangen können.

Für den volumetrischen Fluss durch jede Kaverne wurden sowohl die axiale als auch die radiale Komponente berechnet. Die Durchflussraten in Richtung der Kavernenlängsachse (axialer Fluss) wurde an drei verschiedenen Querschnitten ermittelt, indem jeweils das Mittel (über den Kreisquerschnitt) gebildet und mit der Querschnittsfläche multipliziert wurde. Wiederum die Mittelung dieser resultierenden 15 Werte (3 Querschnitte in 5 Kavernen) liefert die axialen Fliessmengen für jede K-Realisation. Analog wurden die radialen Durchflussmengen berechnet (Komponenten quer zur Achse). Sie beziehen sich jedoch auf den Laufmeter (Ifm) der Kavernen (Schnittfläche: Durchmesser x Einheitsbreite).

Die ermittelten Flussraten sind in Figur 7.7-32 für die Momentzustände t_3 und t_{val} dargestellt. Die Bandbreite der axialen Mengen reicht von ca. 0.1 bis 1.9 m³/a. Die radialen Mengen betragen ca. 0.001 bis 0.008 m³/a/lfm. Folglich durchfliessen ca. 0.4 bis 2.6 m³/a eine Kaverne in Querrichtung (je nach K-Realisation), wenn man von einer typischen Kavernenlänge von 320 m ausgeht.



Figur 7.7-30: Endlagermodell (ET100r₀₋₁₂) – Hydraulische Potentiale in der mittleren Kaverne 3 zu den Zeitpunkten t₃ (links), t_{val} (rechts)



Figur 7.7-31: Endlagermodell (ET100 r_{0-12}) – Absolute Gradienten in der mittleren Kaverne 3 zu den Zeitpunkten t_3 (links), t_{val} (rechts)

Die Histogramme sämtlicher lokalen Fliessraten (axial) sind in Figur 7.7-33 dargestellt (Q < 0 bedeutet Fliessrichtung Süden in die Anschlusstollen). Die Kavernen werden haupsächlich in Richtung Norden durchströmt. Es treten vereinzelt Flussraten von mehr als 3 m³/a auf. Vergleicht man die Werte für t₃ und t_{val}, so ist eine Stabilisierung der Fliessrichtung (Norden) mit der Zeit festzustellen.



Figur 7.7-32: Endlagermodell (ET100) – Mittlere axiale (links) und radiale (rechts) Flussraten f
ür die K-Realisationen (gemittelt
über alle Kavernen) zu den Zeitpunkten t₃ (oben) und t_{val} (unten)

Die Gesamtmengen des ein- bzw. ausfliessenden Wassers durch die Aussenflächen der einzelnen Kavernen sind in Tabelle 7.7-12a für jede der simulierten K-Realisationen aufgelistet (t_3 , t_{val}). Zum Zeitpunkt t_{val} durchströmt im Durchschnitt ca. 1 m³/a Wasser jede der 5 Kavernen. Die Bandbreite der errechneten Mengen reicht dabei von 0.1 bis 7.7 m³/a für eine einzelne Kaverne.

Die Häufigkeitsverteilung sämtlicher Verweilzeiten (alle Kavernen, alle K-Realisationen) der Partikel, die zum Zeitpunkt t_3 starten, ist in Figur 7.7-34 dargestellt. Im Vergleich zum Rechenfall ET100- r_0 (Fig. 7.7-29) fällt auf, dass nun auch kleinere Verweilzeiten (< 5'000 a) berechnet werden. Diese Situation tritt ein, wenn zwischen Endlager und Drusberg-Decke höher durchlässige Bereiche eine direkte Verbindung schaffen (z.B. K-Realisation r_1). Sämtliche Trajektorien erreichen die Kalke der Drusberg-Decke. Es



sei nochmals darauf hingewiesen, dass die Verweilzeiten auf rein advektiven Berechnungen beruhen und keine Dispersion berücksichtigt wird.

Figur 7.7-33: Endlagermodell (ET100 r₀₋₁₂) – Häufigkeitsverteilung der berechneten axialen Flussraten (alle Kavernen, alle Realisationen) zu den Zeitpunkten t₃ (links) und t_{val} (rechts)



Figur 7.7-34: Endlagermodell (ET100) – Häufigkeitsverteilung der berechneten Verweilzeiten (alle Kavernen, alle Realisationen) der Partikel, die zum Zeitpunk t₃ starten

Durchflussmengen, total [m ³ /a], t = t_3						
Realisation	Kav. 1	Kav. 2	Kav. 3	Kav. 4	Kav. 5	Mittel ü. alle Kavernen
0	0.577	0.555	0.567	0.506	0.565	0.554
1	1.679	1.770	2.415	1.251	1.280	1.679
2	0.116	0.220	0.345	0.860	1.375	0.583
3	1.412	3.433	0.923	0.473	0.378	1.324
4	1.691	0.991	1.543	0.488	0.510	1.045
5	4.131	3.105	2.709	3.430	2.202	3.115
6	0.385	0.568	0.553	0.561	0.505	0.514
7	0.731	0.952	0.363	0.285	0.135	0.493
8	1.133	1.018	0.638	1.629	0.798	1.043
9	0.342	0.463	0.618	0.979	0.647	0.610
10	0.460	0.353	0.258	0.861	2.035	0.793
11	4.430	8.361	5.610	2.202	1.783	4.477
12	1.396	0.876	0.427	0.434	0.559	0.738
Min	0.116	0.220	0.258	0.285	0.135	0.203
Max	4.430	8.361	5.610	3.430	2.202	4.807
Mittel	1.329	1.635	1.231	1.017	0.922	1.227

Tabelle 7.7-12a: Flussraten durch Kavernen für Rechenfall ET100- r_{0-12} , t = t_3 u	$\mathbf{t} = \mathbf{t}_{val}$
---	---------------------------------

Durchflussmengen, total [m ³ /a], t = t _{val}						
Realisation	Kav. 1	Kav. 2	Kav. 3	Kav. 4	Kav. 5	Mittel ü. alle Kavernen
0	0.509	0.474	0.483	0.394	0.445	0.461
1	1.371	1.967	2.497	1.487	2.518	1.968
2	0.093	0.150	0.273	0.536	0.766	0.364
3	0.850	2.032	0.605	0.381	0.289	0.831
4	1.274	0.702	1.118	0.353	0.381	0.766
5	4.086	2.437	1.664	2.301	1.297	2.357
6	0.191	0.380	0.352	0.345	0.275	0.309
7	0.428	0.608	0.225	0.150	0.095	0.301
8	0.858	0.752	0.570	1.157	0.537	0.775
9	0.222	0.350	0.376	0.536	0.339	0.365
10	0.395	0.305	0.245	0.553	1.548	0.609
11	3.649	7.694	5.521	2.404	2.162	4.286
12	1.356	0.965	0.502	0.381	0.535	0.748
Min	0.093	0.150	0.225	0.150	0.095	0.143
Max	4.086	7.694	5.521	2.404	2.518	4.445
Mittel	1.098	1.355	1.047	0.795	0.806	1.020

7.7.5.4 Sensitivitätsanalyse

Die folgenden Berechnungsvarianten der Sensitivitätsanalyse wurden unter stationären Bedingungen durchgeführt (s. Kap. 7.7.1.3). Sie simulieren einen Zustand, der eintritt, wenn die baubedingte Störung des Potentialfeldes abgeklungen und die UDZ vollständig abgebaut ist. Die Rechenfälle sollen einerseits die Wirkungsweise der geplanten Versiegelungszonen analysieren (ES132, ES133). Andererseits dienen sie der Untersuchung konservativer Hypothesen in Bezug auf die geometrischen und hydrogeologischen Parameter der Auflockerungszone (ES131, ES134) oder behandeln die Situation, die sich ergeben würde, wenn im Endlagerbereich eine grosse wasserführende Störung vorhanden wäre. (ES112). Damit ein direkter Vergleich mit früheren Modellrechnungen (NAGRA 1993b) möglich ist, wurde zusätzlich ein Rechenfall (ES140- r_{0-12}) aufgenommen, der dem Basisfall zum Zeitpunkt t_s entspricht. Die verwendeten hydrogeologischen Parameter wurden bereits in Kapitel 7.7.1 erläutert.

Auflockerungszone zehnfach höherdurchlässig als im Basisfall (ES131)

Rechenfall ES131 untersucht die Hypothese einer zehnfach erhöhten hydraulischen Leitfähigkeit der AUZ (innere und äussere Zone). Diese Annahme verursacht eine einfachere Umströmung der Versiegelungszonen, wodurch deren Wirkung eingeschränkt wird. Die Entwässerung erfolgt verstärkt entlang der Stollen und führt zu einer insgesamt flacheren Potentialverteilung im Endlagerbereich mit nunmehr einem Maximum von 990 m. Das ursprünglich vorhandene schwache Süd-Nord-Gefälle in den Kavernen wird zum Teil umgekehrt, so dass der südliche Kavernenbereich durch das Stollensystem entwässert. Figur 7.7-35 zeigt den Vergleich des durchschnittlichen Gesamtdurchflusses (pro Kaverne) mit dem Basisfall und den übrigen Rechenfällen der Sensitivitätsanalyse. Gegenüber dem Basisfall (ET100-r₀, bzw. ES140) zeigt der Rechenfall ES131 keine wesentliche Veränderung.

Ausfall der Stollenversiegelung (ES132)

Rechenfall ES132 simuliert den Ausfall der Versiegelungen in Sondier- und Verbindungsstollen. Dies führt zu einer Potentialabsenkung im Verbindungsstollen vor den Kavernen auf H = 880 m, so dass die Potententialdifferenz über die Kavernenversiegelungen nun 100 m beträgt. Das maximale Potential (980 m) liegt zentral im Endlagerbereich und bewirkt eine nahezu N-S-symmetrische Entwässerung, wobei nach S wiederum die Stollen die bevorzugten Fliesswege darstellen. Wie zuvor (ES131) erreicht der mittlere Kavernendurchfluss einen Wert von ca. 0.4 m³/a im Eingangsbereich der Kavernen (Fig. 7.7-35).

Ausfall sämtlicher Versiegelungszonen (ES133)

Der Ausfall sämtlicher Versiegelungszonen (ES133) führt zu einer vergleichsweise tiefen Potentialabsenkung im Endlagerbereich (H = 950 m) mit sehr flacher Verteilung (Fig. 7.7-36). Die Stollen entwässern nahezu einheitlich durch die Anschlussstollen und die Verbindungsstollen. Die E-W-Wasserscheide stellt sich zwischen der dritten und vierten Kaverne ein, so dass ca. 40 % der Partikel durch den östlichen Verbindungsstollen ausfliessen. Der mittlere Kavernendurchfluss erhöht sich in diesem Rechenfall auf einen Extremwert von 1.4 m³/a (Fig. 7.7-35). Die Gesamtmenge des Endlagerdurchflusses würde sich in diesem Fall auf rund 7 m³/a steigern.

Extrem durchlässige Auflockerungszone (ES134)

Für Rechenfall ES134 wurde angenommen, dass die hydraulische Leitfähigkeit der Auflockerungszone um Stollen und Kavernen einheitlich $K = 10^{-8}$ m/s beträgt. Die Mächtigkeit der Auflockerungszone beträgt in diesem Rechenfall einen Stollen- bzw. Kavernenradius (gegenüber 2 Radien im Basisfall). Die Ergebnisse sind vergleichbar mit Rechenfall ES133 (Ausfall sämtlicher Versiegelungszonen): Es stellt sich ein ähnlich flacher Potentialverlauf ein. Die Entwässerung der Kavernen erfolgt wiederum durch das Stollensystem mit 40 % Anteil durch den östlichen Verbindungsstollen. Auch die Kavernendurchflüsse erhöhen sich auf 0.8 m³/a im Mittel (Fig. 7.7-35).

Grosse wasserführende Störung (ES112)

Rechenfall ES112 untersucht die Auswirkung einer subvertikalen, wasserführenden Störung, die mit einer Transmissivität von 10⁻⁶ m²/s parallel zur Kavernenlängsachse zwischen den Kavernen 2 und 4 liegt. Kaverne 3 würde unter solchen Umständen nicht gebaut werden und wird folglich in diesem Rechenfall nicht aktiviert. Die Störung bewirkt das Eindringen der tieferen Potentiale der benachbarten Kalke der Drusberg-Decke in den Endlagerbereich (Fig. 7.7-37). Die Entwässerung entlang der Störung senkt das Potential jedoch nur lokal ab, so dass die maximale Potentialhöhe von ca. 990 m kaum geändert wird. Das Bild der Stromlinien aus den äusseren Kavernen 1 und 5 ist dem Basisfall sehr ähnlich. Die Trajektorien zeigen hier abwärts nach Norden. Partikel aus den Kavernen 2 und 4 fliessen zunächst in die benachbarte Störung, von wo sie ebenfalls die Drusberg-Decke erreichen. Die Kavernendurchflüsse bleiben gegenüber dem Basisfall praktisch unverändert (Fig. 7.7-35).



Figur 7.7-35: Endlagermodell – Gesamtmengen des Endlagerdurchflusses für die Rechenfälle der Sensitivitätsanalyse im Vergleich mit dem Basisfall ET100-r₀ zum Zeitpunkt t_s

NAGRA NTB 96-01





Höhenlage [m ü.M.]

Figur 7.7-36: Endlagermodell – Potentialverteilung und Trajektorien für den stationären Rechenfall ES133 (Ausfall sämtlicher Versiegelungszonen)



Höhenlage [m ü.M.]

Figur 7.7-37: Endlagermodell – Potentialverteilung und Trajektorien für den stationären Rechenfall ES112 (Einfluss einer Längsstörung)

"Basisfall" ohne Unterdruckzone (ES140-r₀₋₁₂)

Dieser Rechenfall entspricht etwa dem Basisfall ET100 zu dem Zeitpunkt, an dem die UDZ vollständig abgebaut ist (t_s) oder simuliert eine Situation, in der die UDZ keinen Einfluss auf die Fliessverhältnisse auf Endlagerebene ausübt. Gegenüber der Situation in ET100 zum Zeitpunkt t_{val} (20'000 a) sind wenig Änderungen im Potentialfeld zu verzeichnen, abgesehen davon, dass die Fliesswege nun nicht zuerst nach unten in die UDZ gerichtet sind, sondern relativ flach in die Exfiltrationsgebiete führen. Exfiltrationsgebiete sind weiterhin die Kalke der Drusberg-Decke und das Engelberger Aa Tal. Es ist im Gegensatz zu NAGRA (1993b, 1996a) keine Exfiltration in die Talfüllung des Secklis Bachs zu verzeichnen.

In diesem Rechenfall – explizit ausserhalb der Gültigkeitsdauer des Modells – ist für die ungünstigste K-Verteilung (r₁), die relativ viel höherdurchlässige Bereiche im östlichen Gebiet des Endlagers enthält, von den Kavernen 4 und 5 bis zu den benachbarten Kalken der Drusberg-Decke mit einer advektiven Fliesszeit von ca. 200 bis 300 Jahren zu rechnen.

Durchflussmengen, total [m³/a], t = t _s						
Realisation	Kav. 1	Kav. 2	Kav. 3	Kav. 4	Kav. 5	Mittel ü. alle Kavernen
Min	0.068	0.110	0.104	0.050	0.044	0.075
Max	4.044	7.357	5.524	2.522	3.405	4.570
Mittel	0.988	1.195	0.977	0.720	0.815	0.939

Tabelle 7.7-12b: mittlere Flussraten durch Kavernen für Rechenfall ES140- r_{0-12} , t = t_s

7.7.5.5 Schlussfolgerungen

Ziel der Endlagermodellierung war die Simulation der Strömungsverhältnisse, wie sie im Bereich der geplanten Stollen und Kavernen zu erwarten sind. Dabei waren neben der Untersuchung der hydraulischen Verhältnisse auf Basis des gegenwärtigen Kenntnisstands verschiedene alternative Szenarien von Interesse, die darauf abzielen, die Unsicherheiten hinsichtlich der Modellannahmen abzudecken. Analog zum Regionalmodell wurde zunächst ein Basisfall untersucht (ET100 r_i), der die gegenwärtig "bestmögliche Schätzung" bezüglich erwarteter hydrogeologischer Parameter und Modelltopologie repräsentiert. Abweichend vom Basisfall wurde eine Reihe von Rechenfällen untersucht, welche die Modellannahmen bezüglich der Randbedingungen, der Existenz eventueller Störungen und des Endlager-Layouts (Versiegelungen) variieren.

Aus den vorliegenden Ergebnissen lassen sich folgende Schlussfolgerungen ableiten:

 Eine markante Veränderung des lokalen Fliesssystems als Folge der Erstellung der Untertagebauten (versiegelt und verfüllt) ist nicht zu erwarten. Ihr Einfluss beschränkt sich auf den bauwerklich abgegrenzten Bereich. Die durch die Betriebsphase des Endlagers induzierte Potentialstörung erreicht einen Radius von weniger als 200 m um die jeweiligen Stollen und ist nach ca. 2'500 Jahren praktisch nicht mehr sichtbar.

- Die Entwässerung der Kavernen erfolgt einheitlich nach Norden in die Kalke der Drusberg-Decke. Dabei wird der Fluss, abhängig vom Zustand der im Abbau begriffenen UDZ und den lokalen K-Verhältnissen, zum Teil in beträchtlich tiefere Bereiche umgelenkt. Die errechneten, rein advektiven Verweilzeiten bis zum Erreichen der Drusberg-Decke variieren zwischen < 1'000 und mehreren 100'000 Jahren.
- Die im vorläufigen Endlager-Layout vorgesehenen Versiegelungszonen erweisen sich als hydraulisch wirksam. Vor allem die östliche und die beiden westlichen Stollenversiegelungen halten die durch das Zentrum des Endlager verlaufende, vom Eggeligrat verursachte E-W-Wasserscheide aufrecht und verhindern die Entwässerung der Kavernen durch die Stollen. Der Ausfall der Stollenversiegelungen erhöht die Durchflussmengen in den Kavernen beträchtlich.
- Die in den Kavernen auftretenden hydraulischen Gradienten bleiben sehr gering (< 0.1 m/m). Die berechneten Flussraten durch die Kavernen betragen im Mittel 1 m³/a pro Kaverne (Zeitpunkt t_{val}).
- Die Berechnungen auf Basis der unterschiedlichen K-Verteilungen zeigen relativ robuste Ergebnisse. Die Bandbreiten der resultierenden Kavernendurchflüsse liegt innerhalb eines Faktors 4 bis 5 bezogen auf den Mittelwert.
- Eine allfällige zwischen den Kavernen liegende Störung beeinträchtigt Richtung und Beträge der Fliessvektoren lediglich lokal. Das Strömungsbild in den Stollen und Kavernen wird dadurch nicht beeinflusst.
- Die Durchlässigkeit der Auflockerungszone um Stollen- und Endlagerkavernen erweist sich als ein sensitiver Parameter. Die Durchflussraten in den Kavernen werden erhöht, besonders wenn von der konservativen Hypothese ausgegangen wird, dass die Umströmung der Versiegelungszonen via Auflockerungszone nicht vermindert werden kann.
- Im Gegensatz zu NAGRA (1993b, 1996a) konnte keine Exfiltration in die Talfüllung des Secklis Bachs identifiziert werden.

7.7.6 Strömungsverhältnisse im Blockmassstab (Kavernenumfeldmodell)

7.7.6.1 Problemstellung

Mit dem Endlagermodell (Kap. 7.7.5) kann der Grundwasserfluss in einem definierten Gebirgsbereich quantifiziert werden, nicht aber die Verteilung des Wasserflusses im Detail. Zur Beschreibung des Grundwasserflusses in Kavernennähe wird ein wesentlich kleineres Wirtgesteinsvolumen betrachtet. Das Kavernenumfeldmodell konzentriert sich auf einen Gebirgsblock mit einigen zehn bis einigen hundert Metern Kantenlänge. In diesem "Blockmasstab" wird das Wirtgestein als ein aus den wasserführenden Systemen (WFS) aufgebautes Kluftnetzwerk aufgefasst, unter der Annahme, dass die Durchlässigkeit der Matrix in erster Näherung vernachlässigt werden kann (vgl. Blockmodell, Kap. 7.3).

Die wichtigste Frage bei den Betrachtungen im Blockmassstab ist die Quantifizierung des Grundwasserflusses in den verschiedenen WFS. Die Antwort auf diese Frage geht direkt in die Transportmodellierung im Rahmen der Sicherheitsanalyse ein, deren Ziel es ist, die Migration der einzelnen Nuklide von den Endlagerkavernen durch die Geosphäre zu bestimmen. Bei der Transportmodellierung gilt das Hauptinteresse dem direkt an die Endlagerkavernen angrenzenden Wirtgesteinsbereich (einige zehn bis wenige hundert Meter). Mit Abfällen in Berührung gekommenes Grundwasser kann nur durch WFS in die Geosphäre gelangen, welche die Kavernen schneiden. Vereinfachend wird davon ausgegangen, dass dieses Grundwasser auf den ersten zehn bis hundert Metern in den gleichen WFS weiterfliesst. Das Problem der Verteilung des Grundwasserflusses in den WFS des Wirtgesteins kann demnach durch die Beantwortung folgender Einzelfragen gelöst werden:

- Anzahl WFS, welche die Lagerkavernen schneiden
- Geometrische Charakterisierung dieser WFS: Raumlage, Häufigkeit und Ausdehnung
- Hydrogeologische Charakterisierung der WFS: Verteilung der Transmissivitäten
- Hydraulische Eigenschaften: Verteilung des Wasserflusses auf die verschiedenen WFS.

Als letztes Modell in der im Kapitel 7.7.1 beschriebenen hierarchischen Reihenfolge ist das Kaverneumfeldmodell (LANYON & WATSON 1997b) dazu geeignet, die Antworten auf diese Fragen zu liefern.

7.7.6.2 Modellaufbau

Das Kavernenumfeldmodell hat die Form eines Quaders und enthält die fünf Lagerkavernen (vgl. Fig. 7.7-38). Seine Dimensionen sind: 500 m (parallel zur Kavernenlängsachse) x 600 m (normal zur Kavernenlängsachse) x 120 m (Höhe). Das Wirtgestein in diesem Quader ist durch mehr oder weniger vernetzte WFS charakterisiert.

Das Kavernumfeldmodell ist ein stochastisches Kluftnetzwerkmodell. Das bedeutet, dass es mehrere äquivalente Realisationen von WFS und deren geometrische und hydraulische Eigenschaften generiert. Daraus resultieren Verteilungen der für den Geodatensatz und die Sicherheitsanalyse massgeblichen Parameter (vgl. Kap. 7.7.6.3).

Der Ansatz, der zur Ableitung der benötigten geometrischen und hydraulischen Eingabeparameter benutzt wurde, ist aus Figur 7.7-1 ersichtlich. Wie im Blockmodell (Kap. 7.3) beschrieben, können die geometrischen Eigenschaften der WFS (Raumlage, Häufigkeit, Ausdehnung) als ortsunabhängige Variablen beschrieben werden⁵⁶. Die hydrogeologischen Eigenschaften (Transmissivität und *channeling-fraction*) können ebenfalls als Variablen bezeichnet weren. Während die *channeling-fraction* ortsunabhängig ist,

⁵⁶ Die KBA sind hier eine Ausnahme, weil sie deterministisch bestimmt und gemäss der in HUBER & HUBER (1997) gegebenen schematischen Darstellung eingebaut wurden.

weist die Transmissivitätsverteilung⁵⁷ (Mittelwert der Wahrscheinlichkeitsverteilung) eine deutliche Tiefenabhängigkeit auf und kann von Ort zu Ort variieren.

Tiefenabhängigkeit und Variabilität der hydrogeologischen Eigenschaften werden mit dem K-Modell ermittelt (Kap. 7.4). Im Regional- und im Endlagermodell (vgl. Kap. 7.7.4 und 7.7.5) wurden insgesamt 13 verschiedene Verteilungen der hydraulischen Leitfähigkeit (K-Wert) im Wirtgestein verwendet, nämlich die gekrigte Verteilung (r_0) und 12 konditionale Realisationen (r_1 bis r_{12}). Für jede dieser Realisationen variiert die hydraulische Leitfähigkeit der verschiedenen Gesteinswürfel mit 100 m Kantenlänge. Mit Hilfe der K \rightarrow T Konversion (Kap. 7.3.3) kann für jeden dieser Blöcke die als Eingabeparameter für das Kavernenumfeldmodell benötigte Transmissivitätsverteilung berechnet werden, so dass sie mit dem K-Wert konsistent ist.



Figur 7.7-38: Form und Dimensionen des Kavernenumfeldmodells (farbkodiert die Transmissivitäten der WFS).

Für die ortsunabhängigen geometrischen Eigenschaften der WFS wurden fünf *geometrische Realisationen* erzeugt. Jede dieser Realisationen kann als Grundlage für eine mit dem K-Modell (durch Kriging oder konditionaler Realisation) erzeugte K-Verteilung und der abgeleiteten Transmissivitäten dienen.

Um den Aufwand für die Kavernenumfeldmodellierung in vernünftigen Grenzen zu halten, wurden insgesamt fünf verschiedene K-Verteilungen verwendet, nämlich r_0 (gekrigte) und die konditionalen Realisationen r_1 , r_4 , r_7 und r_{10} (vgl. Kap. 7.7.1). Jede dieser K-Verteilungen wurde benutzt, um hydraulische Werte für die fünf geometrischen Realisationen des WFS-Netzwerks zu generieren. Somit wurden ingesamt 25 Kluftnetzwerk-Realisationen durchgeführt, 20 davon mit Daten aus den konditionalen Realisationen der K-Verteilung und fünf, die aus der gekrigten K-Verteilung abgeleitet wurden.

⁵⁷ Die Transmissivitätsverteilung in den WFS ist log-normal (Kap. 7.3.1). Die benötigten Parameter sind daher ein Mittelwert und eine Standardabweichung. Die K→T-Konversion erlaubt die Bestimmung des Mittelwerts; für die Standardabweichung wurde gezeigt, dass sie tiefenunabhängig ist und den konstanten Wert 0.7 hat (Kap. 7.3.1).



Figur 7.7-39: WFS-Spuren an den Kavernenwänden; als Beispiel dargestellt ist eine Realisation anhand der K-Verteilung r₇. Die Strichdicke ist ein Mass für die scheinbaren Mächtigkeiten.
Die fünf Kavernen wurden als Prismen mit einem Querschnitt von 20 m x 20 m und den jeweiligen wahren Kavernenlängen ins Modell eingefügt, und zwar an derselben Stelle wie im Endlagermodell. Die Querschnittsfläche ist etwas grösser als die entsprechende Fläche der röhrenförmigen Kavernen im Endlagermodell, die einen Durchmesser von 19 m haben.

Figur 7.7-39 zeigt ein Beispiel aus den 20 oben erwähnten Realisationen mit generierten Spuren und Transmissivitäten von WFS. Das Beispiel zeigt eine geometrische Realisation mit Transmissvitäten, die aus der konditionalen Realisation r_7 (K \rightarrow T-Konversion) abgeleitet wurden.

7.7.6.3 Modellierungprodukte und Methodik der Ableitung

Die Ergebnisse der Kavernenumfeldmodellierung, namentlich die Grundwasser-Fliessverhältnisse in einem typischen Wirtgesteinsblock in der näheren Umgebung der Kavernen, werden durch die nachstehenden Modellierungsprodukte für die WFS beschrieben, welche die Kavernen schneiden. Alle Produkte sind als Verteilungen in Form von Histogrammen dargestellt. Für den Geodatensatz werden Mittelwerte und der Bereich der 95 % Wahrscheinlichkeit angegeben (Tab. 7.7-13), u.a. um die Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen früherer Modellierungsrechnungen zu gewährleisten (NAGRA 1993b).

- 1. Geometrische Kennwerte
- Spurlängen der WFS
- Abstand zwischen den einzelnen WFS
- Anzahl der WFS pro 100 m- Kavernen-Abschnitt
- 2. Hydrogeologische Kennwerte
- Transmissivitätsverteilung in den WFS (einschliesslich "channeling")
- Hydraulisches Leitvermögen der WFS (vgl. Definition unten)
- 3. Hydraulische Kennwerte (zu bestimmten Zeitpunkten)
- Gradientenverteilung
- Normierter Fluss pro WFS (vgl. Definition unten)
- Fluss pro WFS
- Gesamtfluss pro 100 m- Kavernen-Abschnitt

Die Ableitung der geometrischen und hydrogeologischen Kennwerte erfolgt direkt aus dem Kavernenumfeldmodell, wie dies im vorstehenden Abschnitt 7.7.6.2 beschrieben wurde. Für die Ermittlung der hydraulischen Kennwerte kann entweder das sogennante *geometrische Verfahren* oder der hydrodynamische Ansatz (bzw. das *dynamische Verfahren*) gewählt werden. Beide Ansätze werden im folgenden erläutert. Gewählt wurde das geometrische Verfahren.

422

Bei einer hydrodynamischen Modellierung wird üblicherweise zuerst das hydraulische Potential an den Modellgrenzen definiert (Randbedingungen). Ausgehend von einer initialen Potentialverteilung zum Zeitpunkt t₀ berechnet anschliessend das Modell für verschiedene spätere Zeitpunkte die Verteilung von hydraulischem Potential und Grundwasserfluss im ganzen Modellbereich. Als Beispiele für einen hydrodynamischen Ansatz (bzw. ein dynamisches Verfahren) dienen die Simulationen mit dem Regionalund dem Endlagermodell (Kap. 7.7.4 und 7.7.5).

Der gleiche Ansatz kann auch für Kluftnetzwerk-Modellierungen verwendet werden; es gibt dabei aber aufgrund der verfügbaren Rechenkapazität eine Begrenzung des modellierten Bereichs. Je detaillierter das Kluftnetzwerk aufgebaut wird, umso kleiner muss der betrachtete Modellbereich sein. Solche Limitierungen gelten auch für die vorliegenden Synthesearbeiten; deshalb wurde das einfachere *geometrische Verfahren* angewendet.

Beim *geometrischen Verfahren* werden die Gradienten in einer Kluft als unabhängig von deren Transmissivität betrachtet. Die Ermittlung der Grundwasserflüsse in den Klüften erfolgt vereinfachend durch Multiplikation der geometrischen Kennwerte (Spurlängen) mit den hydraulischen Parametern (Transmissivität und Gradienten). Zum Vergleich werden mit dem dynamischen Verfahren die Zusammenhänge zwischen den Transmissivitätswerten der WFS und der Verteilung der Gradienten der WFS explizit berechnet.

Dieses Vorgehen ist in Figur 7.7-40 schematisch dargestellt; es ist ähnlich wie in NAGRA (1993b) und THURY et al. (1994). Eine Detailbeschreibung ist in VOMVORIS et al. (1996) enthalten. Das geometrische Verfahren hat sich für die Ableitung des Geodatensatzes bewährt, weil:

- es konservativ ist (grosse Transmissivitäten können auch mit hohen Gradienten multipliziert werden, was in der Natur eher unwahrscheinlich ist und zu einem unrealistisch erhöhten Fluss führt),
- es relativ einfach zu implementieren ist, und
- die Identifizier- und Nachvollziehbarkeit der kritischen Parameter einfach ist.

Die Ergebnisse mit dem geometrischen Verfahren wurden in einer Sensitivitätstudie (Kap. 7.7.6.5) mit dynamischen Modellrechnungen überprüft und bewertet.

Wie aus Figur 7.7-40 ersichtlich, ist zur Berechnung von Fliessraten, zusätzlich zu den Transmissivitäten, Spurlängen und den WFS-Abständen, die Verteilung der Gradienten im modellierten Bereich erforderlich. Die Gradienten wurden aus dem Endlagermodell übernommen (vgl. Kap. 7.7.5). Der betrachtete Ausschnitt ist ein 120 m mächtiger Modellbereich mit einer Grundfläche von 500 x 600 m² (mit den Kavernen im Zentrum) und einer Netzauflösung von 20 m. Dies entspricht den Dimensionen des Kavernenumfeldmodells.

Im Endlagermodell wurden ausser dem Wirtgestein auch den Kavernen, den Zugangsbzw. Verbindungsstollen und der Auflockerungszone um die Untertagbauten herum (AUZ) eigene K-Werte zugeordnet. Die Verteilung der Gradienten wurde für jeden dieser Modellbereiche separat ermittelt. Die Gradienten sind im geringdurchlässigen Wirtgestein erwartungsgemäss viel grösser als in der AUZ oder in den Kavernen. Für die Abschätzung des Durchflusses in den WFS (s. unten) wurde die Gradientenverteilung aus dem Wirtgestein eingesetzt.



Figur 7.7-40: Ableitung der Verteilung des Grundwasserflusses

Mit den transienten Rechenfällen im Endlagermodell wurde der Systemzustand bzw. die Verteilung von Gradienten und Grundwasserfluss zu zwei bestimmten Zeitpunkten gemäss Definition in Kapitel 7.7.1 berechnet. Die Gradienten wurden ebenfalls zu die-

sen zwei Zeitpunkten bestimmt, nämlich für t_3 , wenn die durch die Untertagearbeiten verursachten hydraulischen Störungen zum grössten Teil abgebaut sind, und für t_{val} , was dem Ende der Gültigkeitsdauer des Endlagersmodells entspricht. Figur 7.7-41 zeigt die Verteilung der Gradienten im Wirtgestein, bzw. im betrachteten Endlagerbereich von 500 x 600 x 120 m³ für die zwei ausgewählten Zeitpunkte.



Figur 7.7-41: Häufigkeitsverteilung der Gradienten im Wirtgestein in der Endlagerzone, basierend auf dem Endlagermodell (vgl. 7.7.5) und den konditionalen Realisationen r₁, r₄, r₇, r₁₀; oben: Zeitpunkt t₃; unten Zeitpunkt t_{val}

Die Komponenten und die Arbeitsschritte des in Figur 7.7-40 dargestellten geometrischen Verfahrens werden zusammenfassend wie folgt beschrieben:

Der normierte Fluss q_{WFS} (m³/s/m) ist der (unter Berücksichtigung von "channeling") berechnete Grundwasserfluss pro Laufmeter eines WFS. Da die Ausdehnung der WFS viel grösser ist als ihre Mächtigkeit, bezieht sich dieser normierte Fluss auf die Gesamtmächtigkeit eines WFS. Die Verteilung von q_{WFS} wird aus einer (statistischen) Multiplikation der Transmissivitätswerte und der Gradienten-Verteilung ermittelt.

Das hydraulische Leitvermögen C_{WFS} (m³/s) des WFS entspricht dem Grundwasserdurchfluss durch das WFS bei einem Gradienten von 1.0. Es wurde angenommen, dass ein die Kaverne schneidendes WFS ungefähr auf der einen Hälfte seiner Spur an der Kavernenwand Grundwasser aus der Kaverne wegtransportiert, während auf der anderen Hälfte ein Zufluss erfolgt. C_{WFS} wird daher durch Multiplikation der Transmissivitätswerte mit der halben Spurlänge des entsprechenden WFS berechnet. Da die Transmissivität auch entlang der Spur eines WFS variieren kann, wird hierfür jeweils der Mittelwert (arithmetisches Mittel) der Transmissivität im WFS eingesetzt.

Der Fluss Q_{WFS} (m³/s) durch ein WFS kann aus der Multiplikation entweder i) des hydraulischen Leitvermögens mit der Gradienten-Verteilung oder ii) des normierten Flusses q_{WFS} mit der Spurlängen-Verteilung ermittelt werden.

Der Fluss pro 100 m Kavernen-Abschnitt (m³/s) wird als letztes bestimmt, indem die Verteilung der Anzahl WFS (pro 100 m Kaverne) mit der Verteilung des Flusses pro WFS multipliziert wird. Durch die vereinfachende Annahme der Unabhängkeit von Gradienten und Transmissivität in den WFS sowie deren Vernetzung wird der berechnete Fluss pro Kavernen-Abschnitt eindeutig zu hoch. Ein realistischerer Wert resultiert aus den Berechnungen mit dem Endlagermodell. Der Fluss pro 100 m Kavernen-Abschnitt wurde deshalb auch mit dem Kavernenumfeldmodell berechnet, um ein Mass für die Abschätzung der Konservativität der Ergebnisse zu erhalten, d.h. eine Abschätzung, um wieviel zu hoch der Fluss in den WFS ist (vgl. Sensitivitätsanalyse im Kap. 7.7.6.5).

7.7.6.4 Ergebnisse

Die Ergebnisse des Kavernenumfeldmodells und des geometrischen Verfahrens sowie ihre Herleitung sind in LANYON & WATSON (1997b) im einzelnen beschrieben. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.7-13 und den Figuren 7.7-42 und 7.7-43 zusammengestellt, auf die in den nachstehenden Kommentaren verwiesen wird.

Spurlänge der WFS (Tabelle 7.7-13, Figur 7.7-42)

Die mittlere Spurlänge beträgt rund 22 m, was die grosse Anzahl kleiner transmissiver WFS mit Spurlängen um 10 m reflektiert.

Abstand der WFS (Tabelle 7.7-13)

Der Abstand der WFS wurde auf zwei Arten berechnet. Die eine Methode (a) berücksichtigt nur die WFS entlang einer einzigen Profilspur auf der Kavernensohle, während mit der anderen (b) die WFS auf der gesamten Kavernenoberfläche (Sohle, First und Paramente) erfasst werden. WFS, welche die Stirnwände am Anfang und am Ende der Kaverne schneiden, gehen bei diesen Verfahren mit Abstand 0 in die Statistik ein. Die resultierenden WFS-Häufigkeiten unterscheiden sich etwa durch einen Faktor 5, mit einem mittleren Abstand von 10.6 m für die erste (a) und 2 m für die zweite Methode (b).

Anzahl WFS pro 100 m Kavernenabschnitt (Tabelle 7.7-13)

Um die Anzahl der WFS pro 100 m Kavernenabschnitt als Mittelwert und im 95 % Wahrscheinlichkeitsband zu bestimmen, wurden die Resultate der 5 geometrischen Realisationen im Umfeld der 5 Kavernen verwendet. Die Verteilung der Anzahl WFS, welche einen 100 m Kavernenabschnitt schneiden würden, wurde aus der simulierten Abstandsverteilung (berechnet nach Methode b) abgeleitet. Während der Mittelwert des Abstands (Tab. 7.7-13) mit der mittleren Anzahl der WFS pro 100 m in einer inversen Beziehung steht, gibt es keine einfache Verbindung zwischen der Bandbreite der Abstandswerte und der erwarteten Bandbreite der WFS Zahlen pro 100 m.

Transmissivität der WFS (Tabelle 7.7-13, Figur 7.7-42)

Die Transmissivität für ein WFS im Kavernenausbiss wurde als arithmetisches Mittel aus den Werten für die einzelnen Subelemente (Tab. 7.3-1) berechnet. Die generelle Transmissivitätsverteilung ist log-normal, trotz der bimodalen Verteilung dieser Subelemente (*channel-patches*⁵⁸ und *off-channels*). Die Varianz des Logarithmus der Transmissivität beträgt 1.0, was die Bimodalität und die lokale Variation der mittleren *channel-patches*-Transmissivität zwischen den verschiedenen Realisationen (r₁, r₄, r₇, r₁₀) wiederspiegelt.

Hydraulisches Leitvermögen der WFS (Tabelle 7.7-13, Figur 7.7-42)

Das hydraulische Leitvermögen zeigt ebenfalls eine log-normale Verteilung; sein Wert ist im Vergleich zum Transmissivitätswert rund eine Grössenordnung höher, weil das hydraulische Leitvermögen als Produkt aus Transmissivitätswert und halber Spurlänge definiert wurde. Dies ist mit einer mittleren Spurlänge von 22 m (bzw. einer halben mittleren Spurlänge von rund 10 m) konsistent.

Hydraulische Gradienten

Die aus dem Endlagermodell übernommenen Gradienten sind aus Figur 7.7-41 ersichtlich. Die Gradienten sind zum ersten Zeitpunkt t_3 um ca. einen Fakor 1.5 grösser als bei t_{val} .

Normierter Fluss und Fluss pro WFS (Tabelle 7.7-13, Figur 7.7-43)

Diese Werte entsprechen der Verteilung der Transmissivität bzw. des hydraulischen Leitvermögens; sie sind für t_{val} etwas kleiner als für t_3 , was durch einen mittleren Gradienten von 0.9 (verglichen mit 1.4) erklärt wird.

Fluss pro 100 m Kavernen-Abschnitt

Die Werte für den Fluss zu den beiden Zeitpunkten t_3 und t_{val} sind $1.4 \cdot 10^{-7}$ bzw. 9.1 · 10⁻⁸ m³/s. Sie sind proportional zu den mittleren Gradienten an diesen zwei Punkten auf der Zeitachse.

⁵⁸ Definition der *channel-patches* vgl. Kap. 7.3.1 (Blockmodell)

Tabelle 7.7-13: Wichtige	Resultate	der	Kluftnetzwerk-Modellierung	(Mittelwerte	aus	je
5 Realisa	ationen für l	<-Ve	erteilung r ₁ , r ₄ , r ₇ , r ₁₀)			

Parameter	Mittelwert (aus allen 4 K-Verteilun-		Bandbreite		
	gen und 5 Netzwerk- realisationen)		(2.5%-97.5%)		
1) GEOMETRISCHE ERGEBNISSE					
- Spurlänge [m]	21.	7	0.6 - 102.4		
 Abstand (m), berechnet aus: a) Profilspur entlang Kavernensohle b) Gesamter Kavernenoberfläche 	10.6 2.0		0 - 42 0 - 7.4		
 Anzahl WFS pro 100-m Kavernen- abschnitt 	49.	3	36.5 - 64.5		
2) HYDROGEOLOGISCHE ERGEBNISS	E				
 Transmissivität T_{WFS} (Mittelwert) ¹⁾ der WFS, welche die Kaverne schneiden [m²/s] 	geom. M.: arith. M.:	4.0 10 ⁻¹¹ 6.1 10 ⁻¹⁰	5.6·10 ⁻¹³ -3.5·10 ⁻⁹		
 Hydraulisches Leitvermögen C_{WFS} [m³/s] 	geom. M.: arith. M.:	2.5·10 ⁻¹⁰ 4.7·10 ⁻⁹	1.4·10 ⁻¹² -2.8·10 ⁻⁸		
3a) HYDRAULISCHE ERGEBNISSE: ZEI	TPUNKT t₃				
- Gradientenverteilung	1.4	ļ	0.1 - 4.2		
- Normierter Fluss q _{wFS} [m ³ /s/m]	geom. M.: arith . M. :	4.1·10 ⁻¹¹ 6.4·10 ⁻¹⁰	5.6·10 ⁻¹³ -3.5·10 ⁻⁹		
 Fluss pro WFS Q_{WFS} [m³/s] 	geom. M.: arith. M.:	2.3·10 ⁻¹⁰ 5.0·10 ⁻⁹	1.4.10 ⁻¹² -2.8.10 ⁻⁸		
 Gesamtfluss pro 100 m Kavernenabschnitt, Q_{T100} [m³/s] 	geom. M.: arith. M.:	1.4·10 ⁻⁷ 2.5·10 ⁻⁷	2.5·10 ⁻⁸ -1.1·10 ⁻⁷		
3b) HYDRAULISCHE ERGEBNISSE: ZEITPUNKT t _{val}					
- Gradientenverteilung	0.9		0.1 - 2.5		
- Normierter Fluss q _{wFS} [m ³ /s/m]	geom. M.: arith. M.:	2.8 10 ⁻¹¹ 4.6 10 ⁻¹⁰	3.5·10 ⁻¹³ -2.5·10 ⁻⁹		
 Fluss pro WFS Q_{WFS} [m³/s] 	geom. M.: arith. M.:	1.6·10 ⁻¹⁰ 3.6·10 ⁻⁹	8.9·10 ⁻¹³ -2.0·10 ⁻⁸		
 Gesamtfluss pro 100 m Kavernenabschnitt Q_{T100} [m³/s] 	geom. M.: arith. M.:	9.1·10 ⁻⁸ 1.8·10 ⁻⁷	1.6·10 ⁻⁸ -7.9·10 ⁻⁷		

¹⁾ Die mittlere Transmissivität wird als arithmetisches Mittel der Transmissivitätswerte entlang eines WFS berechnet.

geom. M. = geometrisches Mittel

arith. M. = arithmetisches Mittel



Figur 7.7-42: Verteilung der Eigenschaften von WFS: Spurlänge (oben), mittlere Transmissivität der WFS bei der Intersektion mit der Tunnelwand (Mitte), hydraulisches Leitvermögen (unten). Die Daten stammen aus allen Kavernen und aus je 5 Realisationen für die K-Verteilungen r₁, r₄, r₇ und r₁₀.



 Figur 7.7-43: Darstellung der Häufigkeitsverteilung von: normiertem Grundwasserfluss in den WFS (links) und mittlerem Grundwasserfluss pro WFS (rechts). Die Daten stammen aus allen Kavernen und aus je 5 Realisationen für die 4 K-Verteilungen r₁, r₄, r₇ und r₁₀ und sind Momentaufnahmen für die Zeitpunkte t₃ (oben) und t_{val} (unten).

Bewertung der Ergebnisse

Im Vergleich mit den Resultaten in NAGRA (1993b) wurden wesentliche Fortschritte bei der Charakterisierung, d.h. der detaillierten *geometrischen Beschreibung* der geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften der WFS erzielt. Weil nicht nur wie früher die hydraulisch wirksamen WFS berücksichtigt wurden, sondern neu sämtliche WFS, ist ihre Anzahl pro 100 m Kavernenstrecke (Mittelwert 50) wesentlich höher als die in NAGRA (1993b) aufgeführten Werte (Mittelwert rund 10). Die mittlere Spurlänge der WFS ist mit 22 m dagegen kleiner als in NAGRA (1993b) angegeben (51 m), weil neu viele kleine WFS ins Blockmodell eingebaut wurden, die nicht bzw. selten vernetzt oder wasserführend sind.

Die hydrogeologisch dominierende Eigenschaft eines WFS ist die Transmissivität. Neu gegenüber NAGRA (1993b) ist, dass innerhalb eines WFS mit einer Ausdehnung von mehr als 10 m der Transmissivitätswert variieren kann. Zusätzlich wird eine Tiefenabhängigkeit der Transmissivität berücksichtigt, die der Tiefenabhängigkeit der K-Werte im K-Modell entspricht. Um die Werte mit denen aus NAGRA (1993b) zu vergleichen,

429

wo ein konstanter Transmissivitätswert eingesetzt wurde, müsste der Mittelwert über die gesamte Spurlänge eines WFS verwendet werden. Das geometrische Mittel der Transmissivität ist um einen Faktor 20 kleiner geworden (neu: 4.0·10⁻¹¹ m²/s; alt: 7.2·10⁻¹⁰ m²/s), das arithmetische Mittel um einen Faktor 3 (neu: 6.1·10⁻¹⁰ m²/s; alt 1.9·10⁻⁹ m²/s). Dies reflektiert die Tatsache, dass die hydraulischen Eigenschaften lokal durch einige wenige permeable kataklastische Scherzonen (WFS Typ 1) bestimmt werden. Ein ähnliches Verhältnis kann auch für das hydraulische Leitvermögen abgeleitet werden, wo die Reduktion des geometrischen Mittels um etwa einen Faktor 40 gegenüber dem Wert in NAGRA (1993b) den Unterschied zwischen den mittleren Spurlängen der WFS widerspiegelt.

Für die *hydraulischen Zustandsgrössen* kann folgendes festgehalten werden: Die mit dem Endlagermodell bestimmten Gradienten im Wirtgestein sind leicht höher als in NAGRA (1993b), nämlich für den Zeitpunkt t_3 um einen Faktor 3, für t_{val} um einen Faktor 2 (was auf die Berücksichtigung der Unterdruckzone zurückzuführen ist). Da der Fluss durch ein WFS das Produkt aus Transmissivität bzw. hydraulischem Leitvermögen und Gradient ist, sind die Werte für den Fluss pro WFS (Q_{WFS}) verglichen mit NAGRA (1993b) für das geometrische Mittel ungefähr etwa einen Faktor 15 kleiner.

7.7.6.5 Sensitivitätsanalyse

Das dynamische Verfahren (KT-100D)

Wie im Abschnitt 7.7.6.3 erwähnt, ist der geometrische Rechenansatz einfach zu implementieren und gut nachvollziehbar. Er führt aber zu unrealistischen, überhöhten Werten für den Fluss in den einzelnen WFS und in den Kavernen. Aus Tabelle 7.7-13 ist ersichtlich, dass der geometrische Mittelwert für den Fluss pro 100 m Kaverne rund 1.0-10⁻⁷ m³/s beträgt, was etwa um einen Faktor 10 höher ist als der aus dem Endlagermodell abgeleitete Fluss.

Um ein Mass für diese Überschätzung des Flusses zu erhalten, wurden Berechnungen mit Hilfe dynamischer Modellierungen durchgeführt (LANYON & WATSON 1997b). Aufgrund begrenzter Rechenkapazität konzentrierten sich die Sensitivitätsanalysen auf die beiden äusseren Kavernen 1 und 5 sowie die mittlere Kaverne 3.

Modellaufbau: Für jede Kaverne weist die Modellgeometrie eine Querschnittfläche von 100 m x 120 m sowie die wahre Länge der modellierten Kaverne plus 100 m auf (vgl. Fig. 7.7-44). Für die Verteilung der Transmissivitäten in den WFS (K \rightarrow T-Konversion) wurde die K-Verteilung r₇ verwendet, und für jede Kaverne wurden die gleichen fünf Realisationen betrachtet wie beim geometrischen Ansatz. Um die Konsistenz mit dem Endlagermodell zu gewährleisten, wurde auch die Auflockerungszone (AUZ) miteinbezogen (vgl. Fig. 7.7-45). Die Transmissivität der WFS ist in der kreisringförmigen inneren AUZ (bis zum doppelten Hohlraum-Radius) 100 mal grösser als der ursprüngliche Wert im Wirtgestein, in der äusseren AUZ (bis zum dreifachen Radius) 10 mal höher. Die hydraulischen Potentiale für t₃ und t_{val} wurden direkt vom Endlagermodell übernommen und als Randbedingungen für das Kluftnetzwerk eingesetzt. Für beide Betrachtungen wurden stationäre Fliessbedingungen angenommen; die Verteilung von Druckhöhen und Grundwasserfluss in jedem WFS wurde für alle drei Kavernen und jeweils fünf Realisationen berechnet.





Modellierungsprodukte: Um einen Vergleich mit den Ergebnissen des geometrischen Ansatzes zu ermöglichen, wurde der Fluss für zwei Modellbereiche berechnet: einmal nahe bei der Kavernenwand und einmal unmittelbar ausserhalb der AUZ (vgl. Fig. 7.7-45). Für einen Vergleich müssen diese Fluss-Werte dem verdreifachten Fluss für die 100 m Kavernen-Abschnitte aus dem geometrischen Ansatz gegenübergestellt werden (Tab. 7.7-13), da die durchschnittliche Kavernenlänge rund 300 m beträgt.

Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse: Die dynamischen Modellierungen (LANYON & WATSON 1997b) ergaben bezüglich mittlerem Zufluss bzw. Abfluss von einer Kaverne Werte, die um einen Faktor 5 bis 15 (je nach betrachteter Kaverne) niedriger sind als die entsprechenden Werte aus dem geometrischen Rechenansatz.

Diese Verringerung der Flusswerte ist auf den konservativen Charakter des geometrischen Verfahrens zurückzuführen (vgl. VOMVORIS et al. 1996). Beim geometrischen Verfahren werden keine Netzwerkeffekte berücksichtigt. In der Realität wird der Fluss in einem hochtransmissiven WFS normalerweise durch beschränkten Zufluss aus geringerdurchlässigen transmissiven Elementen limitiert. Die eingeschränkte Versorgung führt zu kleineren Druckgradienten im hochtransmissiven WFS und damit zu geringeren Fliessraten. Weil Gradienten und hydraulischen Durchlässigkeit beim geometrischen Verfahren nicht korreliert sind, wird dieser flusslimitierende Faktor ausgeschal-

431

tet. Nur im Extremfall eines hochtransmissiven WFS, das direkt mit einer höherdurchlässigen Nebengesteinseinheit verbunden ist, muss davon ausgegangen werden, dass die Gradienten tatsächlich transmissivitätsunabhängig sind.



Figur 7.7-45: Schematische Darstellung von Kaverne, Auflockerungszone (AUZ) und Wirtgestein für die dynamischen Modellierungen

Stationärer Rechenfall (ohne UDZ, KS140-G)

Bei dieser Betrachtung wird das hydraulische Potential für die Basisfall-Konfiguration abgeschätzt, jedoch ohne Berücksichtigung der Unterdruckzone und für stationäre Fliessverhältnisse (d.h. nachdem sich die beim Bau und Betrieb der Untertaganlagen entstandenen Druckstörungen abgebaut haben).

Die Gradientenverteilung aus dem Endlagermodell hat einen Mittelwert von 0.5 bei einer Bandbreite von 0.1 bis 1.5. Verglichen mit den Ergebnissen für t_{val} (Tab. 7.7-13) bedeutet dies eine Abnahme um einen Faktor von rund 2. Diese Veränderung des hydraulischen Gradienten wird auch durch die Werte des normierten Flusses q_{WFS} angezeigt (aus LANYON & WATSON 1997b: geom. Mittel: $1.6 \cdot 10^{-11}$; arithm. Mittel: $3.7 \cdot 10^{-10}$; Bandbreite: $2.0 \cdot 10^{-13} - 2.0 \cdot 10^{-19}$) sowie durch den Fluss pro wasserführendes System Q_{WFS} (geom. Mittel: $1.0 \cdot 10^{-10}$; arithm. Mittel: $2.9 \cdot 10^{-9}$; Bandbreite: $5 \cdot 10^{-13} - 1.4 \cdot 10^{-8}$).

Im Vergleich mit den ebenfalls für stationäre Verhältnisse abgeleiteten Ergebnissen in NAGRA (1993b) sind die aus dieser Betrachtung resultierenden Werte um einen Faktor 10 kleiner. Da der mittlere Gradient in NAGRA (1993b) etwas kleiner (0.3) ist als der jetzige Wert (0.5), entspricht diese Abnahme der Abnahme des hydraulischen Leitvermögens (Tab. 7.7-13).

7.7.6.6 Schlussfolgerungen

Mit der Kavernenumfeldmodellierung wurden die Flüsse in den WFS des Wirtgesteins in der Nähe der Lagerkavernen abgeschätzt. Zusätzlich wurden die Verteilungen geometrischer und hydrogeologischer Eigenschaften der WFS ermittelt, welche die Endlagerkavernen schneiden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.7-13 zusammengestellt. Sie gehen – mit Ausnahme des Flusses pro 100 m Kavernen-Abschnitt, der mit dem hierzu besser geeigneten Endlagermodell ermittelt wird – direkt in den Geodatensatz (Kap. 8.3.5) ein.

Die aus dem geometrischen Rechenansatz abgeleiteten Werte für den Fluss sind um einen Faktor 5 bis 15 grösser als die mit der aufwendigeren dynamischen Modellierungen berechneten Flüsse. Das einfachere geometrische Verfahren erlaubt dagegen die Durchführung einer wesentlich höheren Zahl von Realisationen zur Abschätzung der möglichen Bandbreite geometrischer und hydrogeologischer WFS-Parameter (Anzahl bzw. Häufigkeit, Ausdehnung, Spurlänge und Transmissivitätsverteilung).

7.7.7 Bewertung der Eingangsgrössen der Grundwasserflussmodelle aufgrund unabhängiger Evidenzen

In diesem Kapitel wird eine Bewertung der dem Regionalmodell zugrunde liegenden hydraulischen Kennwerte (K-Werte, Porosität, Speicherkoeffizient) aufgrund von unabhängigen Evidenzen vorgenommen. Unter unabhängigen Evidenzen versteht man solche Beobachtungen und Interpretationen, die nicht direkt für die Bestimmung der oben genannten Kennwerte verwendet wurden. Geeignet sind insbesondere die aus hydrochemischen und isotopenhydrologischen Analysen abgeleiteten Aussagen (Kap. 6.6) und die zeitliche Entwicklung der Potentiale in der Unterdruckzone, die zu den gegenwärtig gemessenen Potentialen in den Bohrungen führt (Anhang A6).

7.7.7.1 Methodik für die hydrochemische Konsistenzprüfung

Die Resultate einer Grundwassermodellierung umfassen in der Regel die räumliche Darstellung der hydraulischen Potentiale und des Grundwasserflusses. Typische Ergebnisse der hydrochemischen Interpretation sind Bestimmungen der unterirdischen Verweilzeiten (Alter) der beprobten Grundwässer, Aussagen über die Mischungsanteile von verschiedenen Grundwasserkomponenten und Rückschlüsse auf deren Fliesswege. Während die hydrochemischen Beobachtungen das Resultat von chemischen bzw. hydraulischen Prozessen aus der Vergangenheit widerspiegeln, werden Grundwassermodelle vorwiegend zur Abschätzung des aktuellen oder eines zukünftigen Systemzustands verwendet. Die Aussagefähigkeit eines Grundwasserflussmodells kann überprüft werden, indem die zeitliche Entwicklung der Grundwasserfliessverhältnisse vom gegenwärtigen Zeitpunkt in die Vergangenheit zurückgerechnet ("backtracking") und mit den hydrochemischen Evidenzen verglichen wird. Bei Konsistenz zwischen den Ergebnissen der hydraulischen Modellrechnungen und den hydrochemischen bzw. isotopenhydrologischen Beobachtungen kann man davon ausgehen, dass die im Grundwassermodell gewählten hydraulischen Kenngrössen zu einer realistischen Beschreibung der aktuellen (und zukünftigen) Grundwasserfliessverhältnisse führen.

Ziel der hydrochemischen Konsistenzprüfung ist es daher festzustellen, ob die in der Grundwassermodellierung verwendeten, grossräumigen hydraulischen Leitfähigkeiten (K-Modell) und Fliessporositäten aufgrund der hydrochemischen Ergebnisse (Alter und Herkunft der Wässer, Mischungsanteile) plausibel sind.

Für das in Kapitel 7.7.4 beschriebene Regionalmodell liegt die von der Gegenwart in die Vergangenheit zurückgerechnete Gültigkeitsdauer bei höchstens 14'000 Jahren. Seit diesem Zeitpunkt⁵⁹, dem Gletscherrückzug am Ende der letzten Eiszeit, veränderten sich Topographie und hydraulische Randbedingungen kaum. Eine Konsistenzprüfung zwischen hydraulischen und hydrochemischen Modellergebnissen ist daher nur für diesen beschränkten Zeitraum möglich. Die Methodik bzw. Systematik kann anhand der folgenden Schritte zusammengefasst werden (VOMVORIS et al. 1997).

Schritt 1: Definition des Prüfgegenstands

Wie oben erwähnt, wird als Prüfgegenstand das Regionalmodell mit den Modellparametern gemäss Rechenfall RT200 (vgl. Kap. 7.7.1 und Kap. 7.7.4) gewählt. Ziel ist es,

⁵⁹ Für hydrochemische Betrachtungen auf der Basis der stabilen Isotope ergibt sich eine etwas kürzere Gültigkeitsdauer von 11'000 Jahren (bezogen auf die Gegenwart), da ab diesem Zeitpunkt die eiszeitlichen Klimabedingungen durch die heutigen Klimaverhältnisse abgelöst wurden. Im Rahmen der Konsistenzprüfung wurde dieser geringe Unterschied nicht berücksichtigt; die Gültigkeitsdauer wurde mit 14'000 Jahren angesetzt.

die K-Verteilung des Wirtgesteins (r₀-gekrigtes K-Feld, vgl. Kap. 7.4 und 7.7.4) sowie die für die Berechnung von Verweilzeiten verwendeten Fliessporositäten⁶⁰ zu überprüfen.

Schritt 2: Modellierungsprodukte für die Bewertung der Konsistenz

Es müssen Modellierungsprodukte definiert werden, die aus den hydraulischen Modellierungen und den hydrochemischen Beobachtungen unabhängig voneinander abgeleitet werden können und dennoch miteinander vergleichbar sind. Es werden zwei Modellierungsprodukte unterschieden:

- Verweilzeit bzw. Alter von Grundwässern
- Mischungsverhältnisse bzw. Fliesswege von Grundwässern

Die Produkte werden auf sogenannte *Kontrollpunkte* übertragen, die sich am Ort der entsprechenden hydrochemischen Probenahmen befinden. Einem *Kontrollpunkt* wird ein bestimmtes Kontrollvolumen zugeordnet (z.B. Würfel mit Kantenlänge 100 oder 200 m). Es wird angenommen, dass die entnommene Grundwasserprobe für dieses Gesteinsvolumen in der Umgebung des Beprobungsintervalls repräsentativ ist; gleichzeitig erleichtert die Vorgabe eines Kontrollvolumens den Vergleich mit den Ergebnissen der Finite-Elemente-Modellierung, die durch die Diskretisierung bestimmt sind. Für die hydrochemische Konsistenzprüfung wurden die in Tabelle 7.7-14 dargestellten Kontrollpunkte ausgewählt.

Wegen des beschränkten Gültigkeitszeitraums des Regionalmodells können die zu ermittelnden Modellierungsprodukte weiter spezifiziert werden:

- Wo war das bei der Probenahme entnommene Wasser zu Beginn des Gültigkeitszeitraums des Modells, d.h. vor 14'000 Jahren?
- Welche Formationen hat das entnommene Wasser seither durchflossen?

Die entsprechenden hydrochemischen Kriterien lassen sich folgendermassen ausdrükken:

- Welches Alter besitzt die hydrochemische Probe bzw. welche Migrationsdistanz hat sie während der letzten 14'000 Jahre bis zum Entnahmeort zurückgelegt?
- Welche Formationen hat das Wasser aufgrund der hydrochemischen Evidenzen durchflossen?

⁶⁰ Verweilzeiten von Teilchen ("particles") aus dem Endlagerbereich werden mit dem Endlagermodell berechnet (Kap. 7.7.5). Da jedoch die K-Werte in Regional- und Endlagermodell exakt dieselben sind, sind die berechneten Grundwasserfliessgeschwindigkeiten im Wirtgestein für beide Modelle gleich. Daher wird das Regionalmodell zur Überprüfung der Fliessporositäten verwendet.

Schritt 3: Konsistenzprüfung

Im Verlaufe der eigentlichen Konsistenzprüfung werden die Ergebnisse der hydrodynamischen Modellierung mit den hydrochemischen Aussagen verglichen. Das Kriterium für die Konsistenz ist die Widerspruchsfreiheit der Aussagen.

Wenn ein Widerspruch zwischen dem Modellierungsbefund und dem hydrochemischen Befund auftritt, werden die Ursachen diskutiert und die Auswirkung der Inkonsistenz in bezug auf den Geodatensatz überprüft.

Anmerkungen zu den berücksichtigten Prozessen

Die Zusammensetzung der entnommenen Grundwasserproben spiegelt die Summe aller chemischen Prozesse wider, denen das Grundwasser entlang seines unterirdischen Fliessweges bis zum Entnahmeort ausgesetzt war. Insbesondere spielen hierbei die Wechselwirkungen mit den Gesteinsmineralien eine bedeutende Rolle. Hinzu kommt im Falle von Kluftgrundwasserleitern – wie z.B. in der Palfris-Formation – die Wechselwirkung mit den mehr oder weniger stagnierenden Wässern der Gesteinsmatrix (Matrixdiffusion). Das Alter und die Fliesswege werden auf der Grundlage von hydrochemischen und isotopenhydrologischen Analysen der gelösten Wasserinhaltsstoffe bestimmt.

Im Gegensatz dazu berücksichtigt das hydrodynamische Modell den Stofftransport und die damit verbundenen Prozesse nicht (z.B. Dispersion, Retardation, Matrixdiffusion), sondern es erlaubt Abschätzungen der Fliesszeiten des Grundwassers mit dem Partikel-Tracking Verfahren. Dies ist gleichbedeutend mit der Betrachtung der rein advektiven Ausbreitung eines gelösten Stoffs im Grundwasserfliessfeld, d.h. ohne Wechselwirkung mit dem Gestein bzw. mit anderen Wässern innerhalb der wasserführenden Systeme oder mit stagnierenden Porenwässern in der Matrix. Die so berechnete Zeit wird nach VIENO (1994) als *Grundwasser-Verweilzeit* t_w bezeichnet. Da das hydrodynamische Modell die mit dem Stofftransport verbundenen Prozesse nicht einschliesst, muss diesem Unterschied bei der Beurteilung der Konsistenz besondere Beachtung geschenkt werden. Im folgenden wird die gewählte Vorgehensweise beschrieben.

Der Einfluss der Matrixdiffusion spielt eine sehr grosse Rolle, wenn die Grundwasserverweilzeiten vergleichbar sind mit den Zeiträumen, die ein Wasserinhaltsstoff zur Diffusion aus der Kluft in die Matrix benötigt. Unter der Annahme der unlimitierten Matrixdiffusion gilt nach HEER und HADERMANN (1996)⁶¹ für die Ausbreitung eines pulsförmig zugegebenen Tracers entlang einer Kluft für die Durchbruchszeit des Konzentrationsmaximums t_m:

$$t_{m} = t_{w} + t_{d} = t_{w} + \frac{2}{3} (\frac{\phi}{b})^{2} \frac{D}{4} t_{w}^{2}$$

⁶¹ Die zugrundeliegenden Beziehungen sind allgemeiner und berücksichtigen zusätzlich die Retardation infolge von Sorptionsprozessen an der Kluftoberfläche bzw. an den Porenräumen der Matrix. Um die nachfolgende Diskussion zu vereinfachen, wurde die Retardation nicht berücksichtigt. Sie würde zu einer zusätzlichen Verzögerung des Transports entlang der Kluft führen.

 ϕ [-] stellt die Matrixporosität dar und D [m²/s] den Matrixdiffusionskoeffizienten (berücksichtigt die Porengeometrie, ist jedoch nicht mit der Porosität multiplitziert). b [m] entspricht der halben Öffnungsweite der Kluft. Nach VIENO (1994) ist der Konzentrationsverlauf eines kontinuierlich eingetragenen Stoffs bei unlimitierter Matrixdiffusion gegeben durch:

$$\mathbf{C}(\mathbf{x},t) = \mathbf{C}_{o} \cdot \text{erfc}\left[\left((\frac{\phi}{b})^{2} \frac{D}{4} \frac{t_{w}^{2}}{t - t_{w}}\right)^{\frac{1}{2}}\right]$$

Hierbei stellt t–t_w die Verzögerungszeit $t_{d,c/co}$ des Tracerdurchbruchs auf einem vorgegebenen Konzentrationsniveau C/C_o am Ort X dar. Figur 7.7-46 zeigt schematisch die Definition der Grundwasserverweilzeit und der Verzögerungszeit.

Für ein geklüftetes Medium ist die Annahme der unlimitierten Matrixdiffusion dann gerechtfertigt, wenn die Diffusionstiefe des Wasserinhaltsstoffs in die Matrix im Vergleich mit dem mittleren Kluftabstand klein ist. Die Diffusionstiefe ist wiederum abhängig von der Zeitdauer des Diffusionsprozesses. Nimmt man für das Wirtgestein einen mittleren Kluftabstand von 12 m an (mittlerer Abstand der WFS Typ 1 im Blockmodell, vgl. Tab. 7.3-2), einen Wert für den Matrixdiffusionskoeffizienten von 10⁻¹² m²/s (konservative Abschätzung; eine Grössenordnung kleiner als der in NAGRA 1993b benutzte Wert), eine Matrixporosität von 0.01 (vgl. Kap. 5.7.1) und eine Kluftweite von 3·10⁻⁵ m (VOMVORIS et al. 1997), so ist die Annahme der unlimitierten Matrixdiffusion für Betrachtungszeiträume von bis zu 750'000 Jahren gerechtfertigt.

Als Verzögerungszeit ergibt sich bei unlimitierter Matrixdiffusion für den pulsförmigen Stoffeintrag t_d (s) ~ 7.4·10⁻⁸ $(t_w)^2$ oder in Jahren ausgedrückt, t_d (a) ~ 2.3 $(t_w)^2$. Wegen der quadratischen Abhängigkeit würde eine Grundwasser-Verweilzeit t_w von 100 Jahren zu einer Durchbruchszeit des Konzentrationsmaximums t_m von 23'100 Jahren führen.

Die Definitionen zur Grundwasser-Verweilzeit tw und zur Verzögerungszeit td eines Tracers können dazu verwendet werden, den Ausgangspunkt einer Wasserprobe vor 14'000 Jahren festzulegen, die zur heutigen Zeit in einem bestimmten Kontrollpunkt entnommen wird. Hierfür wird angenommen, Wasser mit einer bekannten chemischen und isotopenhydrologischen Zusammensetzung (gegeben durch die Konzentration C₀ eines Tracers) sei vor 14'000 Jahren vom Ort X zum Entnahmeintervall gestartet. Die Nachweisgrenze für die Konzentration im Entnahmeintervall liege bei 1 %. Mit den oben angenommenen Parametern würde die Grundwasser-Verweilzeit 115 Jahre betragen mit einer Verzögerung der Ankunft der Konzentration von 0.01 c₀, t_{d/0.01}, von ca. 13'985 Jahren. Dies bedeutet, dass das Grundwasser selbst zwar nur 115 Jahre benötigt, um die Strecke zwischen dem Startpunkt X und dem Entnahmeort zurückzulegen, dass jedoch ein Tracer, der an dieser Stelle seit 14'000 Jahren mit konstanter Konzentration C₀ zugegeben wird, infolge der Matrixdiffusion heute erst mit einer Konzentration von 0.01 C₀ am Entnahmeort zu beobachten ist (vgl. Fig. 7.7-46). Die räumliche Lage des Startpunkts X kann mit Hilfe des Regionalmodells aus der bekannten Grundwasserfliessgeschwindigkeit ermittelt werden.

Dieses letzte Ergebnis kann zur Herleitung des ersten Modellierungsprodukts aus den hydrodynamischen Modellierungen benutzt werden. Der Startpunkt X entspricht dem Ausgangspunkt der entnommenen Wasserprobe zu Beginn des Gültigkeitszeitraums des Regionalmodells vor 14'000 Jahren. Falls dieser Ausgangspunkt in derselben hydrochemischen Provinz liegt wie der Entnahmeort (z.B. Grundwasser vom NaCl-Typ), ist das Modellierungsprodukt konsistent.



Figur 7.7-46: Definition der Grundwasser-Verweilzeit und der Verzögerungszeit für den Fall eines kontinuierlichen Stoffeintrags mit der Konzentration C_0 zum Zeitpunkt t₀ an der Stelle X stromauf des Entnahmeorts

7.7.7.2 Bewertung des Regionalmodells aufgrund hydrochemischer Daten

Für die Herleitung der Modellierungsprodukte aus dem Regionalmodell wurde ein spezielles Post-Processing Verfahren entwickelt, das als "Backtracking" bezeichnet wird (VOMVORIS et al. 1995). Das Verfahren erlaubt es, ausgehend vom Kontrollpunkt am Ort der Probenahme die Fliessbahnen rechnerisch stromaufwärts zurückzuverfolgen. Das Backtracking wird üblicherweise unter Annahme quasistationärer Fliessverhältnisse angewendet. Aus diesem Grund wird angenommen, dass die heutigen Potentialverhältnisse inklusive der Unterdruckzone über die letzten 14'000 Jahre konstant waren. Wie in Anhang A6 dargestellt, werden mit dieser Annahme die Gradienten geringfügig unterschätzt (d.h. die Unterdrücke im Zentrum der Unterdruckzone waren vor 14'000 Jahren wenige hundert Meter tiefer). Diese Vereinfachung scheint jedoch vertretbar, insbesondere wenn man berücksichtigt, dass in den Betrachtungen andere für den Stofftransport relevante Effekte vernachlässigt wurden (z.B. Sorption und Dispersion).

Für die Porosität wurden dieselben Parameter verwendet wie im Endlagermodell für die herkömmliche Fliesswegberechnung (Trajektorien), nämlich ein konstanter Wert von 2.5 · 10⁻⁴ für das Wirtgestein und ebenfalls ein konstanter Wert von 0.05 für die benachbarten Kalke und die "Wissberg Scholle". Variationen mit unterschiedlichen Porositätsverteilungen wurden in VOMVORIS et al. (1997) überprüft. Diese führen zu geringfügig grösseren Verweilzeiten, allerdings sind dann mehr Annahmen über die räumliche Verteilung der Porosität nötig, ohne die Schlussfolgerungen wesentlich zu beeinflussen.

Tabelle 7.7-14 fasst die Ergebnisse der hydrochemischen Interpretation (vgl. auch Fig. 6.3-1) und der hydrodynamischen Modellierungen mit dem Regionalmodell zusammen. Für die Kontrollpunkte im Wirtgestein wurde beim Backtracking eine Verzögerung infolge der Matrixdiffusion angenommen; für die anderen Kontrollpunkte (Kontrollpunkte in SB2, SB1 -1363 m, SB3 -1365 m) wurde der Einfluss der Matrixdiffusion in einer ersten Näherung vernachlässigt, da die Fliesspfade hauptsächlich in den Kalken der Nebengesteine verlaufen. Die Ergebnisse können wie folgt zusammengefasst werden:

- Für die Intervalle im Wirtgestein, in denen Grundwasser vom Typ Na-Cl gefunden wurde, zeigen die Rechnungen mit dem Backtracking Verfahren, dass die Entnahmelokation der Grundwasserproben und der in die Vergangenheit zurückgerechnete Ausgangspunkt ausnahmslos in derselben hydrochemischen Provinz liegen (Tab. 7.7-14, SB1-409 m, SB3-480 m).
- Auch die Na-HCO₃-CI Wässer aus einer Tiefe von mehr als 300 m weisen eine sehr geringe Ausbreitungsgeschwindigkeit auf und stammen praktisch ausnahmslos aus der Umgebung der Entnahmeintervalle (Tab. 7.7-14; SB4a/s -440 m, SB4a/s-568 m, SB4a/s -724 m).
- Die Grundwässer in den flachgründigen Intervallen im Wirtgestein bis ca. 300 m Tiefe zeigen Komponenten von Oberflächenwasser, das in den letzten 14'000 Jahren infiltriert ist (Tab. 7.7-14; SB4-164 m, SB4a/s-310 m, SB4a/v-278 m).
- Für die flachgründigen Intervalle aus SB2 ist die Herkunft der Grundwässer mit der hydrochemischen Interpretation konsistent, bei den tieferen Intervallen wird dadurch der Zufluss aus dem Wirtgestein hingegen geringfügig überschätzt.
- Schliesslich deuten die Simulations- und Backtracking-Resultate f
 ür die zwei Proben aus der Wissberg-Scholle (Tab. 7.7-14, SB1-1363 m, SB3-1365 m) darauf hin, dass diese hydrogeologische Einheit durch ein Fliesssystem mit sehr geringem hydraulischen Gradienten charakterisiert ist (stagnierende Fliessverhältnisse).

	HYDROCHEMISCHE INTERPRETATION		REGIONALMODELL; BACKTRACKING
Kontrollpunkt Geologie, Wassertyp	Verweilzeit (Alter) der Grundwässer	Mögliche Mischungen mit anderen Grundwässern	Ausgangspunkt des entnom- menen GW vor 14'000 a und Distanz zum heutigem Entnahmeort, L
SB1- 409 m Palfris-Formation Na-Cl	Jüngste Anteile älter als ca. 11'000 a sowie Anteile eines neoalpinen Formationswassers mit Verweilzeiten von Millionen Jahren	keine Beimischungen von anderen Grundwässern	Wirtgestein, L = 28 m; praktisch stagnierende Verhältnisse
SB1-1363 m Äquivalent der Wissberg Scholle Na-HCO ₃	Verweilzeit > ca. 11'000 Jahre	eigenständige Entwicklung, keine Beimischung von anderen Grundwässern	'Wissberg Scholle', L = 160 m; praktisch stagnierende Verhältnisse
SB2 - 352 m Kalke der Drusberg-Decke (Kieselkalk) Na-HCO ₃	aufgrund ³⁹ Ar > 800 Jahre, Mischung aus max. 4 % eines ca. < 40-jährigen Wassers und ältere Komponente von > ca. 11'000 Jahre	Beimischung von jungem Grundwasser (max. 4 %) sowie max. 10% vom Na- HCO ₃ -Typ aus dem Wirtgestein möglich	Oberflächenwasser: 88% durch Kieselkalk mit Verweilzeit von ca. 5'000 a, L = 1000 m; 12 % durch Kieselkalk und Wirtgestein, L=1800m
SB2 - 970 m Kalke der Drusberg-Decke (Sichel-Kalk) Na-HCO ₃ -Cl	Infiltration vor- oder nacheiszeitlich	Beimischungen von max. 10 % Na-Cl-Grundwasser aus dem Wirtgestein möglich	Kein Anteil an Oberflächen- wasser; Fluss in Kieselkalk von E nach W, kleine Fliess- abschnitte im Wirtgestein, L=500m
SB2 - 1414 m Kalke der DrusbD. (Äquiv. der Gemsmättli-Sch. und Sichel-Kalk) Na-HCO ₃ -Cl	älter als ca. > 40 Jahre	Beimischung von max. 10 % Na-Cl-Grundwasser aus dem Wirtgestein möglich	Stagnierender Fluss im Kieselkalk, Beimischungen aus Wirtgestein und Melange; L=77m
SB3 - 480 m Palfris-Formation Na-Cl	Jüngste Anteile wahrscheinlich älter als ca. 11'000 a sowie Anteile eines neoalpinen Formationswassers mit Verweilzeiten von Millionen Jahren	keine Beimischungen von anderen Grundwässern	Wirtgestein; L = 87 m; praktisch stagnierende Verhältnisse
SB3 - 1365 m Äquiv. der Wissberg Scholle, Südh. Flysch Na-HCO ₃	älter als ca. 40 a	eigenständige Entwicklung, keine Beimischung von anderen Grundwässern	Praktisch stagnierender Fluss innerhalb der Wissberg-Scholle; L = 260 m; geringe Beimischungen von ca. 8% aus Melange
SB4 - 164 m Palfris-Formation Na-HCO ₃	aufgrund 39 Ar > 420 \pm 40 a, Mischung von 40% einer jungen (bis ca. 40 a) und 60% einer älteren, 8'000 - 11'000 jährigen Grundwasserkomponente	Mischung aus 40% jungem und 60% älterem Grundwasser	Wirtgestein; 55% von der Oberfläche; L = 580 m
SB4a/v - 278 m Palfris-Formation <i>Na-HCO</i> ₃	Jünger als ca. 11'000 a		Wirtgestein; 30% von der Oberfläche; L = 606 m
SB4a/s - 310 m Palfris-Formation (<i>Na-HCO</i> ₃) ¹	älter als ca. 11'000 a		Wirtgestein; 40% von der Oberfläche; L = 513 m
SB4a/s - 440 m Palfris-Formation Na-HCO ₃ -Cl	älter als Grundwasser des Kontroll- punkts SB4-164m mit Anteilen von Na-CI-Wässern aus dem Wirtgestein	Mischung von Na-HCO₃ u. Na-Cl Wässern, eigenständige Entwicklg. im Wirtgestein	Wirtgestein; Fliessverhält- nisse mehr oder weniger stagnierend (L = 22 m)
SB4a/s - 568 m Palfris-Formation (<i>Na-HCO₃-Cl</i>) ¹	älter als Grundwasser des Kontroll- punkts SB4-164m mit Anteilen von Na-CI-Wässern aus dem Wirtgestein		Wirtgestein; Fliessverhältnisse stagnierend
SB4a/s - 724 m Palfris-Formation (<i>Na-Cl</i>) ¹⁾	Jüngste Anteile älter als ca. 11'000 a sowie Anteile eines neoalpinen Formationswassers im Bereich von Millionen Jahren		Wirtgestein; Fliessverhältnisse stagnierend

Tabelle 7.7-14: Vergleich der Ergebnisse aus hydrochemischer Interpretation und Grundwasserflussmodellierung

¹⁾ Angabe des Wassertyps beruht auf Analogie mit den stabilen Isotopen (vgl. Kapitel 6)

Schlussfolgerungen

Der Vergleich zwischen der hydrochemischen Interpretation und den hydrodynamischen Modellierungen mit dem Regionalmodell zeigt, dass die Verteilung der hydraulischen Durchlässigkeit im Wirtgestein gemäss K-Modell (Realisation r₀) sowie die Porositäten, die für das Endlagermodell verwendet wurden, zu keinerlei Inkonsistenzen führen. Wenn man diese Schlussfolgerungen zieht, muss man berücksichtigen, dass die mit dem Regionalmodell erfassten Prozesse nur einen geringen Teil der Prozesse darstellen, die in der Wirklichkeit auftreten (Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen, Sorption, Dispersion). Weiter kann aus den Ergebnissen geschlossen werden, dass geringfügige Anpassungen der Porositäten und der K-Werte die Übereinstimmung mit den hydrochemischen Daten weiter verbessern würden, so zum Beispiel:

- eine realistischere Beschreibung der Fliessporosität mit grösseren Werten im oberen, höherdurchlässigen Teil des Wirtgesteins,
- eine bessere Beschreibung der "Wissberg-Scholle" und ihrer Verbindung zu den Modellgrenzen,
- eine detailliertere Beschreibung der lokalen hydrogeologischen Verhältnisse in der Umgebung der SB2.

Allerdings würden solche Änderungen die Strömungsverhältnisse in der Umgebung des vorgesehenen Endlagerniveaus nicht wesentlich beeinflussen.

7.7.7.3 Bewertung des Regionalmodells aufgrund der gemessenen Unterdrücke

Die Beobachtung von Unterdrücken in den Sondierbohrungen ist ein klares Merkmal für die generell sehr geringe hydraulische Leitfähigkeit des Wirtgesteins (vgl. Kap. 7.2.2 und 7.5 und Anhang A6). Die beobachteten Unterdrücke wurden im Regional- und im Endlagermodell als Anfangsbedingungen eingesetzt, so dass diese beiden Grundwassermodelle konsistent mit den beobachteten Daten sind. Der Ursprung und die Entwicklung der Unterdrücke wird ausführlich in Anhang A6 diskutiert. Im folgenden werden in Anlehnung an die in Anhang A6 definierten Entstehungs- bzw. Entwicklungsszenarien der UDZ für die Gegenwart Unterdrücke in den Beobachtungsintervallen der Sondierbohrungen vorhergesagt. Durch Vergleich mit den gemessenen Unterdrücken wird überprüft, ob die verwendeten hydraulischen Leitfähigkeiten gemäss K-Modell sowie der Speicherkoeffizient mit den Entwicklungsszenarien zur UDZ konsistent sind.

Methodik

Die Konsistenzprüfung wird in ähnlicher Weise systematisiert, wie dies in Kap. 7.7.7.1 beschrieben ist.

Schritt 1 – Definition des Prüfgegenstands

Die zu überprüfenden Modellparameter des Regional- bzw. Endlagermodells sind die aus dem K-Modell resultierende K-Verteilung des Wirtgesteins (Realisation r₀, gekrig-

tes K-Feld, vgl. Kap. 7.4) und der spezifische Speicherkoeffizient ($S_s = 3.0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, vgl. Kap. 7.7.4 und 7.7.5).

Schritt 2 – Modellierungsprodukte für die Bewertung der Konsistenz

Modellierungsprodukte sind die hydraulischen Potentiale in den Bohrlöchern SB1 und SB3 in denjenigen Tiefenbereichen, wo Unterdrücke beobachtet wurden. Als Grundlage für die Entwicklung der Unterdruckzone wird ausschliesslich die bevorzugte Hypothese für ihre Entstehung, nämlich der Rückzug der Gletscher in Verbindung mit einer verstärkten Erosion am Ende der letzten Eiszeit betrachtet (vgl. Anhang A6).

Schritt 3 – Konsistenzprüfung

In denjenigen Abschnitten der Bohrungen SB1 und SB3, in denen aufgrund der Modellrechnungen für die Gegenwart das Auftreten von Unterdrücken erwartet wird, wird das hydraulische Potential mit den vorliegenden Beobachtungen verglichen. Wenn ein Widerspruch zwischen dem Modellierungsbefund und den Messungen auftritt, werden die Ursachen diskutiert und die Auswirkung dieser Inkonsistenz auf den Geodatensatz überprüft.

Anwendung auf das Regionalmodell und Schlussfolgerungen

Das Regionalmodell wurde mit der bevorzugten Hypothese zur Entstehung der Unterdrücke (Anhang A6) für verschiedene Variationen der K-Verteilung (r_0) und des Speicherkoeffizienten getestet. Die Rechenläufe entsprachen den Fällen RT200 und ET200 mit der K-Verteilung entsprechend der Realisation (r_0) und einem Speicherkoeffizienten von $3 \cdot 10^{-6}$ m⁻¹. In den verschiedenen Parameter-Variationen wurde zu den log K-Werten eine Konstante d_k zwischen 0 (entspricht r_0) und -0.7 addiert und für S_s wurden Werte zwischen $1 \cdot 10^{-6}$ m⁻¹ und $4 \cdot 10^{-6}$ m⁻¹ verwendet. Die Konstante d_k für die Reduktion der K-Werte wurde so gewählt, dass die reduzierten K-Werte noch innerhalb der Bandbreite liegen, die für das Kriging Verfahren vorgegeben wurde (vgl. Kap. 7.4, Tab. 7.4-2; Mittelwert minus eine Standardabweichung).

Figur 7.7-47 zeigt die Ergebnisse der Sensitivitätsrechnungen (VINARD 1997) für ausgewählte Kombinationen der Konstante d_k und des Speicherkoeffizienten S_s. Die Ergebnisse sind für die Bohrungen SB1 und SB3 dargestellt. Zum Vergleich wurde die Bandbreite der heute gemessenen Potentiale für ein Tiefenintervall dargestellt, das sich über einen Bereich von wenigen hundert Metern um das beobachtete Potentialminimum erstreckt (dargestellt als vertikale Balken). In Figur 7.7-48 werden die resultierenden Potentialprofile entlang der beiden Bohrungen den beobachteten Werten (Symbole) gegenübergestellt.



Figur 7.7-47: Entwicklung der hydraulischen Potential-Minima in SB1 und SB3 für verschiedene K-Werte und Speicherkoeffizienten (vgl. Text). Die heute gemessenen Daten sind als Balken in der Figur (rechts) gezeigt.

443



Figur 7.7-48: Berechnete Profile des hydraulischen Potentials in SB1 und SB3 für verschiedene K-Werte und Speicherkoeffizienten im Vergleich mit den heute gemessenen Daten (Symbole).

Der Vergleich der verschiedenen Ergebnisse zeigt, dass mit der gewählten Kombination von K-Werten (r_0) und dem Speicherkoeffizienten S_s (3·10⁻⁶ m⁻¹) die beobachteten Unterdrücke reproduziert werden können. Eine noch bessere Nachbildung ist mit kleineren K-Werten möglich (Faktor 3 oder mehr), falls gleichzeitig der Speicherkoeffizient kleiner gewählt wird. Mit Sicherheit können jedoch höhere K-Werte ausgeschlossen werden, da dann der Wert für den Speicherkoeffizienten unrealistisch hoch sein müsste. Daher kann aus den Untersuchungen geschlossen werden, dass die wahren K-Werte niedriger sein könnten als die für die Modellierungen benutzten Werte.

7.8 Zusammenfassung und Bedeutung für den Geodatensatz

In diesem Abschnitt werden die wichtigsten Ergebnisse des Kapitels 7 zur hydrogeologischen Charakterisierung des Standorts Wellenberg zusammengefasst. Der Bezug dieser Ergebnisse zum Geodatensatz wird jeweils durch einen Verweis auf Kapitel 8.3 hergestellt, in dem eine vollständige Darstellung der hydrogeologischen Basisdaten für den Geodatensatz zu finden ist. Die hydrogeologischen Untersuchungen haben gezeigt, dass in den tiefgründigen Grundwasserfliesssystemen des Wellenbergs die Wasserführung fast ausschliesslich entlang von Diskontinuitäten (Klüften, Störungen, etc.) erfolgt, während die Gesteinsmatrix ein sehr geringes hydraulisches Leitvermögen besitzt (geschätzter Mittelwert 10⁻¹³ m/s). In den Sondierbohrungen wurden die individuellen wasserführenden Systeme durch Packertests und Fluid Logging erkundet, deren Reichweite typischerweise den Meter- bis Dekameterbereich umfasst. Die Transmissivitäten der wasserführenden Nebengesteinen keine Tiefenabhängigkeit der Transmissivitätsverteilung festgestellt werden konnte, nehmen im Wirtgestein die WFS-Transmissivitäten mit der Tiefe ab. Für den Geodatensatz wurden aus diesen Befunden die grundlegenden konzeptuellen Annahmen und Hypothesen bezüglich der hydraulischen Eigenschaften von Wirt- und Nebengesteinen abgeleitet (vgl. Kap. 8.1).

Die Transmissivitäten schwanken im oberen Teil des Wirtgesteins zwischen 10⁻⁵ m²/s und 10⁻⁸ m²/s und im unteren Teil zwischen 10⁻⁹ m²/s und 10⁻¹² m²/s. Bei ca. 300 - 500 m unter Geländeoberkante existiert ein Übergangsbereich. Wegen des beobachteten Tiefentrends der Transmissivitäten wird für die Berechnung der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit im Wirtgestein ein spezielles Verfahren verwendet (K-Modell). Hierbei wird das Wirtgestein in kubische Blöcke mit einer Kantenlänge von 100 m unterteilt. Jedem dieser Blöcke wird eine hydraulische Leitfähigkeit zugeordnet, die aus einem für das ganze Wirtgestein gültigen deterministischen Tiefentrend und einem stochastischen Anteil besteht. In den Sondierbohrungen erfolgt die Ermittlung der effektiven Leitfähigkeiten direkt aus den beobachteten WFS-Transmissivitäten mittels des Blockmodells, in dem die wasserführenden Systeme durch ein hydraulisches Kluftnetzwerk repräsentiert werden (T-K-Konversion). Die effektiven hydraulischen Leitfähigkeiten liegen zwischen 2.10⁻⁹ m/s im oberen und 5.10⁻¹³ m/s im unteren Teil des Wirtgesteins. Aus der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit können für jede beliebige Koordinate des Wirtgesteins die WFS-Transmissivitäten in Form eines Mittelwerts und einer Standardabweichung abgeschätzt werden (der K \rightarrow T-Konversion). Die mittels T \rightarrow K-Konversion berechneten effektiven K-Werte sowie die aus der K-T-Konversion bestimmten WFS-Transmissivitäten stellen die hydraulischen Parameter des Wirtgesteins für den Geodatensatz dar (Tab. 8.3-2).

In der Wirtgesteinseinheit wurde eine sehr komplexe Potentialverteilung angetroffen. Im oberen Teil des Wirtgesteins treten hydrostatische bis schwach artesische Verhältnisse auf. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Potentiale stark ab und liegen zum Teil unterhalb des Niveaus des regionalen Vorfluters (Engelberger Aa). An der Basis der Wirtgesteinseinheit steigen die Potentiale wieder an. Es wurde eine Reihe möglicher Mechanismen zur Erklärung dieser Unterdrücke untersucht. Die bevorzugte Hypothese für ihre Entstehung ist die Annahme, dass in der Vergangenheit durch ein kombiniertes Einwirken des Eisabbaus und der Erosion im Untersuchungsgebiet Deformationsprozesse stattgefunden haben, die in den geringdurchlässigen Bereichen des Wirtgesteins zu subhydrostatischen Verhältnissen führten. Für die Modellierung der zukünftigen Entwicklung der Unterdrücke wurde angenommen, dass dieser Entstehungsmechanismus nicht mehr wirksam ist, und die Beobachtungen in den Sondierbohrungen daher einer Wiederangleichsphase an hydrostatische Verhältnisse entsprechen. Die aus der gemessenen Potentialverteilung abgeleiteten Hypothesen wurden als konzeptuelle Annahmen zur grossräumigen Grundwasserzirkulation (Kap. 8.3.4) in den Geodatensatz aufgenommen.

Das Wirtgestein kann in guter Näherung als Einphasensystem betrachtet werden. Im oberen Teil des Wirtgesteins und im Übergangsbereich wurden zwar während der hydraulischen Tests in einigen Testintervallen Anzeichen dafür gefunden, dass unter natürlichen Druckbedingungen lokal eine freie Gasphase auftreten kann. Der Volumenanteil des freien Gases in solchen Zonen ist jedoch gering (vermutlich ca. 3 %, maximal 9 % des Porenraums), so dass die Grundwasserfliessverhältnisse nicht beeinträchtigt werden (vgl. Kap. 8.3.5).

Auch wenn unter natürlichen Bedingungen Zweiphasenflussprozesse im Wirtgestein eine untergeordnete Rolle spielen, so ist die Bestimmung der Zweiphasenflussparameter in Bezug auf die Freisetzung von Endlagergas von grosser Bedeutung. Im Rahmen der Packertests in den Sondierbohrungen wurde festgestellt, dass die relative Gaspermeabilität in den wasserführenden Systemen des Wirtgesteins sehr hoch ist und mit dem Parametermodell nach Grant beschrieben werden kann. Der Gasschwellendruck kann mit Hilfe einer empirischen Potenzfunktion in Beziehung gesetzt werden zur absoluten Permeabilität der wasserführenden Systeme. Überträgt man die lokalen Zweiphasenflussparameter auf den Blockmassstab, in dem das Zusammenwirken eines Ensembles von wasserführenden Systemen die massgebliche Rolle spielt, so zeigt sich, dass nur die transmissivsten wasserführenden Systeme zur Abführung von Endlagergas beitragen. Dieser Befund fliesst als konzeptionelle Annahme zur Endlagergas-Freisetzung in den Geodatensatz ein (Kap. 8.3.3.5).

Für die Nebengesteinseinheiten lässt sich die Variabilität der Transmissivitätsverteilungen durch typische Bandbreiten charakterisieren. Insgesamt wurden aus hydrogeologischer Sicht sieben verschiedene Nebengesteinseinheiten identifiziert, deren räumliche Verteilung durch das geologische Standortmodell vorgegeben ist (Tab. 8.3-1). Da in den Nebengesteinen keine Tiefenabhängigkeit der Transmissivitätsverteilung festgestellt werden konnte, wurde für jede Einheit aus dem arithmetischen Mittel aller gemessenen Transmissivitätswerte eine konstante effektive hydraulische Leitfähigkeit berechnet. Die Bandbreiten der WFS-Transmissivitäten sowie die ermittelten effektiven K-Werte der Nebengesteine fliessen ebenfalls als Basisdaten in den Geodatensatz ein (Tab. 8.3-2).

Die hydraulischen Potentiale in den Nebengesteinseinheiten sind von Ort zu Ort sehr unterschiedlich. Aus der Erkundung der oberflächennahen Grundwasserleiter geht hervor, dass die Lockergesteine des Engelbergertals und des Secklis-Bach-Tals praktisch bis an die Geländeoberfläche gesättigt sind. Im Gebiet der Rutschmasse von Altzellen wechseln die Potentiale lokal sprunghaft; in erster Näherung können jedoch bis an die Geländeoberfläche gesättigte Verhältnisse angenommen werden. Aus Quellbeobachtungen wird geschlossen, dass der Kieselkalk des Wellenbergs zum Engelbergertal hin bis zur Höhe der Talsohle weitgehend ungesättigt ist. Im Frontbereich der Axen-Decke ist anhand der Quellbeobachtungen keine eindeutige Aussage möglich; die wahrscheinliche Lage des Karstwasserspiegels auf Seite des Engelbergertals ist etwa 575 m ü.M., auf der Seite des Secklis-Bach-Tals etwa 880 m ü.M.

Für die Modellierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse wurden drei verschiedene, hierarchisch abgestufte Grundwassermodelle eingesetzt, die in Bezug auf die hydraulischen Eigenschaften sowie in Bezug auf die Rand- und Anfangsbedingungen untereinander konsistent sind. Es sind dies das Regionalmodell, mit dem die Grundwasserfliessverhältnisse im regionalen Massstab untersucht werden, das Endlagermodell für detailliertere Untersuchungen der Grundwasserzirkulation in der Umgebung eines hypothetischen Endlagers sowie das Kavernenumfeldmodell, das den Grundwasserfluss im Massstab der Kavernen beschreibt.

Mit dem Regionalmodell wurden die regionalen und lokalen Exfiltrationsgebiete sowie der Einfluss der Unterdruckzone untersucht. Weitere Untersuchungsschwerpunkte bildeten Abklärungen zur Bedeutung von hydraulisch aktiven regionalen Störungen sowie unterschiedliche Szenarien für die Wasserspiegel in den Kalken. Die Exfiltrationsgebiete sind das Tal der Engelberger Aa und die Kalke der Drusberg-Decke. Selbst unter der Annahme sehr tiefer Grundwasserspiegel konnte keine Exfiltration in die Rutschmasse Altzellen oder in das Secklis-Bach-Tal beobachtet werden. Der Zeitpunkt der Exfiltration aus einem beliebigen Punkt des Endlagergebietes hängt wesentlich von der Distanz dieses Ortes bezüglich der Unterdruckzone ab, da diese die Stromlinien anzieht. Die aus den hydrodynamischen Modellierungen im regionalen Massstab ermittelten Exfiltrationsgebiete sowie die Gradientverteilungen für wichtige Modellszenarien fliessen in Kapitel 8.3.4 in den Geodatensatz ein.

Im Endlagermodell werden die Kavernen, sowie der Sondier- und die Anschlussstollen explizit modelliert. Die K-Verteilung des Modells ist konsistent mit derjenigen des Regionalmodells. Mit dem Endlagermodell wurden die hydraulischen Potentiale, die Verteilung der Gradienten in der Umgebung der Stollen und Kavernen sowie die Richtung und der Betrag des Grundwasserflusses untersucht. Im Endlagermodell bildet sich nach weitgehendem Abbau der UDZ unter dem Eggeligrat ein NW-SE verlaufender Potentialrücken, so dass ein Teil der Kavernen nach Westen und der andere Teil nach Norden in Richtung der Kalke der Drusberg-Decke entwässert.

Die Auflockerungszone um Stollen und Kavernen spielt bei diesen Betrachtungen eine grosse Rolle. Im Rahmen spezieller Studien wurden die geometrische Ausdehnung und die hydraulischen Eigenschaften abgeschätzt. Die Ergebnisse der Studien sind Teil des Geodatensatzes (Kapitel 8.3.3.4) und wurden im Rahmen einer Parametervariation auch im Endlagermodell berücksichtigt. Mit den zugrundegelegten Annahmen scheinen die Versiegelungsstrecken eine wichtige Rolle für das hydraulische System zu spielen. Der totale volumetrische Fluss durch eine Endlagerkaverne am Ende der Gültigkeitsdauer des Modells (20'000 a) schwankt im Durchschnitt zwischen 0.14 und 4.45 m³/a (absolute Bandbreite: 0.09 - 7.7 m³/a). Die Zeitkonstanten, die den Abbau der hydraulischen Störung durch den Bau des Endlagers sowie den Abbau der Unterdruckzone beschreiben, wurden ebenfalls mit dem Endlagermodell untersucht. Für die durch Kriging ermittelte K-Verteilung liegt die erste Zeitkonstante zwischen 1'000 und 2'000 Jahren, während für den Abbau der Unterdruckzone ein Zeitraum von bis zu 50'000 Jahren ermittelt wurde. Der volumetrische Fluss durch eine repräsentative Endlagerkaverne nach dem Abbau der baubedingten hydraulischen Störung (1.227 m³/a) sowie nach dem Abbau der Unterdruckzone (0.939 m³/a) fliesst gemäss Kapitel 8.3.5 in den Geodatensatz ein.

Im Massstab der Kavernen (Kavernenumfeldmodell) zeigen die Modellierungen, dass das wasserführende System Typ 1 (kataklastische Zonen) die Fliessverhältnisse dominiert. Der mittlere Abstand entlang der Kavernen liegt bei ca. 10 m. Verglichen mit den Ergebnissen in NAGRA (1993b) ist die Anzahl der erwarteten Strukturen pro Stollenmeter grösser, da nicht nur die hydraulisch wirksamen, sondern alle wasserführenden Systeme berücksichtigt wurden. Allerdings sind die WFS-Transmissivitäten im Durchschnitt um eine Grössenordnung geringer, was konsistent ist mit den Ergebnissen des K-Modells. Weiter wurden Bandbreiten für die individuellen normierten Flüsse berechnet. Sie schwanken unter quasi stationären Fliessbedingungen zwischen 5.6·10⁻¹³ und 3.5·10⁻⁹ m²/s und sind damit um eine Grössenordnung kleiner als in NAGRA (1993b). Die Verteilung der WFS in einer Kaverne, die dazugehörigen WFS-Transmissivitäten sowie die normierten Flüsse fliessen in den Geodatensatz ein (Kap. 8.3.5).

Um die Aussagefähigkeit der Grundwasserflussmodelle zu bewerten, wurde die Konsistenz der hydrodynamischen Modellierungsgrundlagen mit unabhängigen Evidenzen aus der Hydrochemie (Verweilzeiten, Mischungsverhältnisse) und anhand der Studien über Genese und Entwicklung der Unterdruckzone überprüft. Als Schlussfolgerung konnte festgestellt werden, dass die Annahmen und Wirtgesteinsparameter, die den hydrodynamischen Modellierungsrechnungen zu Grunde gelegt wurden, mit den hydrochemischen Beobachtungen verträglich sind und auch zu keinen Widersprüchen mit der heute beobachteten Form der Unterdruckzone oder ihrer Entwicklungshypothese führen.

Die Modellierung der Grundwasserfliessverhältnisse im Untersuchungsgebiet basiert auf einer detaillierten und realistischen Beschreibung des Standorts Wellenberg. Gegenüber den in NAGRA (1993b) dargestellten Ergebnissen der Untersuchungsphase I wurden die hydrogeologische Datenbasis sowie der Umfang und Detaillierungsgrad der Modellierungen wesentlich erweitert. Auf der Grundlage dieser neuen Erkenntnisse wird auf Endlagerebene ein gegenüber früheren Arbeiten um eine Grössenordnung niedrigerer Gesamtfluss erwartet.

8 GEOLOGISCHER DATENSATZ FÜR SICHERHEITSANALYSE UND ENDLAGERBAU

8.1 Einleitung

Für die Durchführung einer *Sicherheitsanalyse*, d.h. die Abschätzung der maximal möglichen Strahlenbelastung durch ein Endlager, kann das Endlagersystem in drei Bereiche gegliedert werden, deren Verhalten mit Hilfe einer entsprechenden Kette von Einzelmodellen (NAGRA 1994, Kap. 4) quantifiziert wird:

- Das Nahfeld, bestehend aus den technischen Barrieren sowie dem Wirtgestein in der direkten Umgebung der technischen Barrieren,
- die Geosphäre, die den geologischen Untergrund zwischen dem Nahfeld und der Erdoberfläche umfasst, und
- die *Biosphäre*, die den Lebensraum des Menschen bildet (Böden, Oberflächengewässer, nutzbare Grundwasservorkommen).

Die Sicherheitsanalyse benötigt für alle drei Bereiche erdwissenschaftliche Informationen aus Feld- und Laboruntersuchungen. Dieser erdwissenschaftliche Datensatz wird als geologischer Datensatz (Geo-Datensatz) bezeichnet. Die wichtigsten Daten, die erhoben werden müssen, betreffen

- die geologischen Verhältnisse des Standorts (Formationsgrenzen, Lithologie),
- die hydrogeologischen Verhältnisse im regionalen, lokalen und mikroskopischen Bereich (Grundwasserströmungsverhältnisse, Charakterisierung der wasserführenden Systeme),
- die hydrochemischen Bedingungen in der n\u00e4heren Umgebung des Endlagers (Referenzw\u00e4sser) und im regionalen Massstab (Konsistenzpr\u00fcfung hydrogeologischer Modellrechnungen) und
- die rezenten tektonischen Bewegungen (Langzeitszenarien, Erdbeben).

Für die Durchführung der Modellrechnungen in der Sicherheitsanalyse wird das Endlagersystem in zahlreiche *Systemkomponenten*, d.h. Komponenten mit spezifischen physikalischen oder chemischen Eigenschaften und definierter räumlicher Ausdehnung, unterteilt (z.B. Hydrogeologische Einheiten, Auflockerungszone). In Kapitel 8.3 sind die entsprechenden im Rahmen der erdwissenschaftlichen Feld- und Laboruntersuchungen am Wellenberg erhobenen Daten tabellarisch zusammengestellt.

Für die Nachvollziehbarkeit einer Sicherheitsanalyse sind aber nicht nur die spezifischen Eigenschaften und die räumliche Verbreitung der verschiedenen Systemkomponenten von Bedeutung, sondern auch die zugrundeliegenden konzeptuellen Annahmen und Hypothesen. Diese sind jeweils in den entsprechenden fachspezifischen Kapiteln (Kap. 4 bis 7) des vorliegenden Berichts dargelegt.

Sowohl die Eigenschaften und die räumliche Verbreitung (Geometrie) der Systemkomponenten wie auch die konzeptuellen Annahmen sind mit *Unsicherheiten* behaftet, da die erhobenen Rohdatensätze in vielen Fällen einen mehr oder weniger grossen Interpretationsspielraum zulassen (z.B. Herleitung der effektiven grossräumigen hydraulischen Leitfähigkeiten aus Transmissivitätsmessungen in Bohrungen). Bei den Eigenschaften und der Geometrie der Systemkomponenten werden die Unsicherheiten meist mit Bandbreiten der Parameter angegeben, wobei der empfohlene Wert einem realistischen, in einigen speziell erwähnten Fällen (z.B. K-Wert und Ausdehnung der Auflokkerungszone der Untertagebauten) eher einem realistisch-konservativen oder gar konservativen Wert entspricht. Bei den konzeptuellen Annahmen wird zwischen einziger, bevorzugter und alternativen Hypothesen unterschieden, wobei letztere weniger wahrscheinliche, aber nicht auszuschliessende Hypothesen darstellen. In der Sicherheitsanalyse werden die Auswirkungen dieser Unsicherheiten anhand von Parametervariationen und alternativen konzeptuellen Modellen quantifiziert. Eine wesentliche Reduktion der heute noch vorhandenen Unsicherheiten kann nur durch Untertageuntersuchungen erzielt werden (Kap. 9).

Für die Projektierung des *Endlagerbaus* sind vor allem das geologische Standortmodell mit der Lage der Formationsgrenzen, die felsmechanischen Kennwerte der vom Bau betroffenen Formationen und die rezente Gebirgsspannung von Bedeutung. Für die Dimensionierung und den Ausbau der Endlagerbauwerke, aber auch für den Stollenvortrieb werden zusätzlich hydrogeologische und hydrochemische Daten benötigt, insbesondere der maximale Wasser- und Gaszufluss sowie die chemische Zusammensetzung der Grundwässer und Gase.

8.2 Vorgehen

Bei der Erstellung des Geo-Datensatzes für die Sicherheitsanalyse und den Endlagerbau wurde ein strukturiertes Vorgehen gewählt, damit insbesondere allfällige Lücken oder Inkonsistenzen frühzeitig erkannt und notwendige Massnahmen und Korrekturen vorgenommen werden konnten. Als erster Schritt wurde eine Struktur des Geo-Datensatzes erarbeitet. Dies erfolgte anhand des Geo-Datensatzes des Rahmenbewilligungsgesuchs (NAGRA 1993b) in interdisziplinärer Zusammenarbeit durch die verantwortlichen Arbeitsgruppen (Projektteams) der Standortcharakterisierung und der Sicherheitsanalyse unter der Leitung eines Koordinators. Dieser provisorische Datensatz wurde im Laufe der Untersuchungen aufgrund neuer Daten und Erkenntnisse neu beurteilt und zum vorliegenden definitiven Datensatz umgearbeitet.

Um sicherzustellen, dass für eine definierte Systemkomponente (z.B. Auflockerungszone von Stollen) bei den Arbeiten verschiedener Fachgruppen immer die gleichen Datensätze verwendet werden, wurde ein formelles Datenfreigabeverfahren angewandt, in dem die Verwendung der Datensätze geregelt wurde. Dadurch konnten Inkonsistenzen zwischen verschiedenen, im Bericht dargestellten Anwendungsbereichen des Datensatzes vermieden werden.

8.3 Geologischer Datensatz für die Sicherheitsanalyse

8.3.1 Inhalt

Eine tabellarische Zusammenfassung des Geo-Datensatzes für die Sicherheitsanalyse ist in den Tabellen 8.3-1 bis 8.3-7 enthalten. Es handelt sich um eine Übersicht der geologischen Daten, die später in der Modellierungskette einer Sicherheitsanalyse verwendet werden können, sowie einige wichtige Grundlagendaten, die für die Herleitung dieser Daten notwendig waren. Nicht enthalten sind geologische, geochemische und technische Daten, die nicht direkt mit den Standortuntersuchungen am Wellenberg zusammenhängen und denen demzufolge auch kein entsprechendes Kapitel im vorliegenden Bericht gewidmet ist (z.B. Effekte der Wechselwirkung zwischen Wirtgestein und Zementporenwässern eines Endlagers).

Die im vorliegenden Bericht präsentierten Daten wurden vor allem im Hinblick auf ein vertieftes Standortverständnis ausgewertet. Die im Kapitel 9 diskutierten Unsicherheiten sind deshalb bei der Abschätzung der grösstmöglichen Bandbreiten nicht in jedem Fall vollumfänglich berücksichtigt worden. Falls notwendig, könnte der Datensatz für eine Sicherheitsanalyse im Rahmen eines zukünftigen nuklearen Bewilligungsverfahrens punktuell erweitert werden.

8.3.2 Räumliche Verbreitung der geologischen Einheiten (geologisches Standortmodell)

Die räumliche Verbreitung der verschiedenen geologischen Einheiten sowie die Unsicherheiten betreffend Lage der Wirtgesteinsgrenzen wird im sogenannten geologischen Standortmodell anhand verschiedener Vertikal- und Horizontalschnitte dargestellt (Referenzen s. Tab. 8.3-1). Das Standortmodell dient als Grundlage für die Grundwasserzirkulationsmodelle und für die Planung des Endlagerbaus.

Tabelle 8.3-1: Räumliche Verbreitung der geologischen Einheiten (geologisches Standortmodell)

Dargestellte Information	Referenz	
Verbreitung der geologischen Einheiten an der Oberfläche: - Geologische Karte 1: 25'000 (Verkl. Karte 1:10'000)	Beilage A1.1-1	
Räumliche Verbreitung der geologischen Einheiten: - Vertikalprofile 1: 25'000 - Horizontalschnitte 1: 25'000 (Endlagerebene und 100 m ober-/unterhalb	Beilage 4.7-1a-d Beilage 4.7-1e	
Varianten mit extremer Lage der Wirtgesteinsgrenzen	Kap. 4.7.5, Fig. 4.7-6, Beilage 4.7-1e	

8.3.3 Grundlagendaten für die Modellierung der Grundwasserzirkulation

8.3.3.1 Hydrogeologische Einheiten (hydraulische Eigenschaften)

Am Standort Wellenberg sind die hydrogeologischen Einheiten jeweils definiert als ganze geologische Formationen oder als eine Serie von geologischen Formationen mit einer bestimmten uniformen oder charakteristisch tiefenabhängigen Verteilung der Transmissivität, resp. der hydraulischen Leitfähigkeit. Die einzelnen Einheiten sind in Kapitel 7.4 (Wirtgestein) und Kapitel 7.6 (Nebengestein) definiert. Ihre räumliche Verteilung basiert auf dem geologischen Standortmodell (s. oben, Tab. 8.3-1). In Tabelle 8.3-2 sind die Transmissivitäten und grossräumigen K-Werte der hydrogeologischen Einheiten zusammengestellt.

Tabelle 8.3-2: Hydraulische Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten

a) Wirtgestein

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
TRANSMISSIVITÄT T _{ett} [m ² /s] Mittelwert (log-normale Verteilung) Standardabweichung	$m_{\log T} = \log K + 2.1$ log σ = 0.7	Kap. 7.3.3.2 Tab. 7.3-2	Die räumliche Verteilung der Trans- missivität T (x,y,z) basiert auf einer statistischen Verarbeitung (K-Modell, Kap. 7.4) der in den Sondierbohrun- gen gemessenen Transmissivitäten (T_{WFS}) Log K _{ett,m} gemäss K-Modell
GROSSRÄUMIGER K-WERT K _{eff} [m/s]	variabel gemäss K-Modell	Kap. 7.3	
TOTALE FLIESSPOROSITÄT n _{t,eff} [-] (äquivalent poröses Medium)	2.5E-4	Кар. 7.7.7	

b) Nebengesteine

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
TRANSMISSIVITÄT [m ² /s]		Tab. 7.6-1	Werte basieren auf Bohrlochtests
- Lockergestein (inkl. Rutschmasse)	1E-08 - 1E-05		
- Infrahelvetisches Mélange	1E-11 - 1E-10		
- Äquivalent der Wissberg-Scholle	1E-08 - 1E-06		
- Parautochthon	(1E-08 - 1E-07)		- geringe Datenbasis
- Kieselkalk (Drusberg-Decke)	1E-07 - 1E-04		
- Kalke des Valanginian (Drusberg-D.)	1E-11 - 1E-06		
- Kalke der Axen-Decke			- keine direkten Messungen
GROSSRÄUMIGER K-WERT Keff [m/s]		Tab. 7.6-2	K-Werte berechnet aus arithm. Mittel
- Lockergestein (inkl. Rutschmasse)	2E-7		der WFS-Transmissivitäten
	(0.4 - 4E-7)		
- Infrahelvetisches Mélange	4E-12		Kalke der Axen-Decke: Geschätzter
	(0.9 - 9E-12)		K-Wert basiert auf Literaturwerten
- Äquivalent der Wissberg-Scholle	1E-08		und Ergebnissen der oberflächenhy-
	(0.7 - 3E-8)		drogeologischen Untersuchungen
- Parautochthon	7E-10		
	(0.3 - 3E-09)		Für das REGIONALMODELL wurden
- Kieselkalk (Drusberg-Decke)	2E-6		wegen geringer Datenbasis und
	(0.8 - 4E-6)		aufgrund lithologischer Kriterien fol-
- Kalke des Valanginian (Drusberg-D.)	1E-9		gende Modifikationen vorgenommen:
	(0.1 - 6E-9)		- Differenzierung Lockergesteine:
- Kalke der Axen-Decke	1E-06		Quartär (s.str.) K = 1E-4 m/s
	(-)		Rutschmasse K = 1E-8 m/s
			- Parautochthon: K = 1E-8 m/s
TOTALE FLIESSPOROSITÄT n _{teff} [-]			
(Kalke angrenzend an Wirtgestein)	0.05	Kap. 7.7.7.2	

8.3.3.2 Hydraulische Eigenschaften der wasserführenden Systeme im Wirtgestein und Konzeptualisierung für die Kluftnetzwerkmodellierung (Blockmodell)

Im Kavernenumfeldmodell und in der Geosphärentransportmodellierung der Sicherheitsanalyse wird der in diskreten wasserführenden Systemen stattfindende Wasserfluss mit Hilfe von vernetzten, planaren transmissiven Elementen modelliert. Die Daten betreffend Raumlage, Ausdehnung und Mächtigkeit dieser Elemente sowie Angaben zur Heterogenität des Grundwasserflusses innerhalb der Elemente (Ausdehnung von "channel patches") sind in Tabelle 5.6-1 zusammengestellt. In der hydrodynamischen Modellierung wird diese Konzeptualisierung als Blockmodell (Kap. 5.6 und 7.3) bezeichnet. Die Transmissivitäten der wasserführenden Systeme werden aus dem K-Modell abgeleitet (Kap. 7.7.6).

In der Geosphärentransportmodellierung werden nur die zwei wichtigsten wasserführenden Systeme, kataklastische Scherzonen und Kalkbankabfolgen, berücksichtigt, da die dünnen diskreten Scherzonen, einzelne Kalkbänke und Klüfte wegen ihrer geringen Ausdehnung und Zuflussfrequenz nur eine untergeordnete Rolle für den Radionuklidtransport spielen. Die benötigten Datensätze sind in Tabelle 8.3-3 zusammengestellt.

Tabelle 8.3-3: Häufigkeit, räumliche Lage, Mächtigkeit, Ausdehnung und Transmissivität der wasserführenden Systeme

a) Kataklastische Scherzonen

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
ORIENTIERUNG a) natürliche Verteilung b) gruppiert (3 Sets mit Normalver- teilung) - Set 1(8%) (Azimut / Fallwinkel) [°] - Set 2 (21%) - Set 3 (71%)	siehe Referenz 32 ± 52 / 42 ± 24 213 ± 78 / 38 ± 30 316 ± 44 / 50 ± 28	Tab. 4.6-4 Tab. 7.3-2	Orientierung der grossen Störungen aus allen Bohrungen (Tab. 4.6.4) wird als repräsentativ für grosse und kleine angesehen.
HÄUFIGKEIT Fläche pro Volumen [m-1] - grosse Störungen (wahre M. > 0.5 m) - kleine Störungen (0.1 - 0.5 m)	0.048 (0.053) 0.072 (0.079)	Tab. 7.3-2	Berechnet aus Häufigkeiten Tab. 4.6-3 und 4.6-4 und Orientierung (s.o.) Wert in Klammern: inkl. Hauptanteil der sehr kleinen Störungen (< 0.1 m)
MÄCHTIGKEIT natürliche Verteilung	siehe Referenz	Tab. 4.6-3 und 4.6-4	
AUSDEHNUNG Skalierungsfaktor F	100 (20 - 200)	Tab. 5.6-1	Ausdehnung = Mächtigkeit x F
STRUKTURELLE HETEROGENITÄT Grösse der quadratischen Felder ('patches')	0.1 x Ausdehnung (Minimum 10 m)	Tab. 5.6-1	Minimalwert wegen Rechenaufwand bei der hydrodynamischen Modellierung
TRANSMISSIVITÄT T-Verteilung der 'channel patches': - Verteilungstyp - Mittelwert m _{logT} [m ² /s] - Log Standardabweichung - Bandbreite (Cut-off) Anordnung und T der 'channel patches' - Basisfall - Parametervariation (Korrelationslänge)	log-normal logK+2.1 0.7 → Bandbreite T _{WFS} (s.Tab. 8.3-6) isotrop (0.5 - 0.75 x A)	Tab. 7.3-2	'channel patches' = 'patches' mit Zuflusspunkten im Fluid-Logging T ausserhalb 'channel patches' = 0.1 x m _{logT} (Tab. 7.3-2) K aus K-Modell A = Ausdehnung WFS
Prozentualer Anteil von 'channel pat- ches' an WFS (channeling fraction) [%] - grosse Störungen - kleine Störungen	46 16		

b) Kalkbankabfolgen

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
HÄUFIGKEIT mittlerer Abstand der Kalkbankabfolgen Anzahl pro 500 m	150 - 200 m 3	Kap. 5.6.6 Tab. 7.3-2	Berechnet aus Datensatz aus allen Bohrungen (Tab. 4.6-2)
ORIENTIERUNG - Fallazimut [°] - Fallwinkel [°]	210 - 340 (75 %) 130 - 160 (25%) 0 - 30	Tab. 7.3-2	Orientierung parallel zur Schieferung innerhalb der Abfolge
GEOMETRIE Kalkbankabfolge und Einzelelemente	siehe Referenz	Fig. 5.6-5	
STRUKTURELLE HETEROGENITÄT qualitativ	geklüftete Kalk-Bou- dins und verbindende Scherzonen	Fig. 5.6-4 und 5.6-5	
TRANSMISSIVITÄT T der Kalkbankabfolge [m²/s]	2E-11	Tab. 7.3-2	T ohne kataklastische Zonen T Boudin E-6 m²/s, Mergel E-13 m²/s

8.3.3.4 Ausdehnung und hydraulische Eigenschaften der Auflockerungszone

Die Auflockerungszone (AUZ) ist definiert als der Bereich um einen Hohlraum, in dem die hydraulische Leitfähigkeit um mindestens eine halbe Grössenordnung erhöht ist, und schliesst sowohl den Bereich der plastischen Zone (Überschreitung der Festigkeit des Gesteins) als auch Teile des elastisch deformierten Gebiets ein (Kap.7.7.3.1).

Die Form der AUZ wird hauptsächlich durch die Orientierung des Bauwerks im regionalen Spannungsfeld, durch die Anisotropie der Gesteinsparameter, und durch die Existenz und Lage der Trennflächen bestimmt. Generell sind zylindrische aber auch total asymmetrische Formen der AUZ möglich. Für Vergleichszwecke wurden die mit den felsmechanischen Modellen berechneten asymmetrischen Formen des plastischen Bereichs der Auflockerungszone in Zylinder umgerechnet und der äquivalente Radius angegeben (R_{äquiv.} = scheinbarer Radius des plastischen Bereichs der Auflockerungszone minus Radius des Hohlraumes).

Die Grösse des äquivalenten Radius der plastischen Zone war bei allen Modellierungen bei den Stollen immer kleiner als ein Hohlraumradius, bei den Kavernen ca. 1 - 1.3 Radien (Tab. 8.3-4). Diese Ergebnisse beruhen auf sehr konservativen Abschätzungen der felsmechanischen Parameter und der in situ Spannungen. Zusätzlich ist zu beachten, dass der Bereich mit signifikanten Änderungen des Primärspannungszustands bis ca. 2 Hohlraumradien in das Gebirge hineinreicht und damit ausserhalb der plastischen Zonen zu zusätzlichen elastischen Deformationen führen kann. Diesem Umstand wurde auch in der hydraulischen Modellierung der AUZ Rechnung getragen, und Durchlässigkeitsänderungen wurden auch ausserhalb der plastischen Zone einbezogen (Tab. 8.3-4).

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
AUSDEHNUNG (ÄQUIVALENTER RADIUS) DER PLASTISCHEN ZONE DER AUZ Kavernen mit R = 8.5 m, mit Ausbau: - Kavernenachse parallel zu S _H	1 R (1 - 1.3 R)	Tab. 7.7-8	Wert für Kavernen abhängig vom Ausbruchverfahren und Ausbauwiderstand (empfohlener Wert entspr. wahrscheinlichstem Verfahren)
Stollen mit R = 3 m, kein Ausbau: - Stollenachse parallel zu S _H - Stollenachse senkrecht zu S _H	0.4 R (0.1 - 0.4 R) 0.8 R (0.3 - 0.8 R)		Die Berechnungen für die Stollen erfolgten für 8 unterschiedliche Parameterkonfigurationen.
AUSDEHNUNG (ÄQUIVALENTER RADIUS) DER HYDRAULISCH WIRKSAMEN AUZ Kavernen und Stollen (gemäss oben angegebener Definition)	2R	Tab. 7.7-8	Der Wert 1R für die AUZ wird für eine kontinuierliche AUZ entlang des gesamten Hohlraumes als konservativ angesehen, lokal kann die AUZ allerdings auch 2R betragen.
Schlüsselzonen im Stollen	wie andere Stollenbereiche		Konservative Annahme
HYDRAULISCHE LEITFÄHIGKEIT Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit der AUZ von Kavernen und Stollen (bezüglich K _{Wirtgestein}) innere AUZ (Ausdehnung 1 R) äussere AUZ (Ausdehnung 1 R) AUZ von Schlüsselzonen im Stollen	100 (1-1000) x K _{wg} 10 (1-10) x K _{wg} wie andere	Tab. 7.7-9 Kap. A8.3.5	Eine alternative Variante, dass die hydraulische Leitfähigkeit der AUZ einen konstanten, von der Wirtge- steinsdurchlässigkeit unabhängigen, stark erhöhten Wert besitzt (1E-8 m/s), wurde im Endlagermodell in einer Sensitivitätsstudie ebenfalls berücksichtigt. Konservative Annahme
AUZ von Schlüsselzonen im Stollen	wie andere Stollenbereiche		berücksichtigt. Konservative Annahme

Tabelle 8.3-4: Ausdehung (Äquivalenter Radius) und hydraulische Eigenschaften der Auflockerungszone (R = Hohlraumradius)

8.3.3.5 Zweiphasenfluss-Parameter für die Endlagergas-Freisetzung

In einem Endlager für schwach- und mittelaktive Abfälle wird nach dem Verschluss der Kavernen durch anaerobe Korrosion und durch chemische bzw. mikrobielle Abbauprozesse Gas produziert (Wasserstoff, Methan und Kohlendioxid). Für die Berechnung der Gasfreisetzung durch das Gebirge und des Druckaufbaus, der nach der Versiegelung in den Kavernen zu erwarten ist, werden von der Sicherheitsanalyse Abschätzungen für die effektiven Zweiphasenfluss-Parameter des Wirtgesteins auf Endlagerebene benötigt. Dazu wurden die im Bohrloch gemessenen lokalen Zweiphasenfluss-Parameter (Kap. 7.2.2.2) auf den Blockmassstab übertragen, um die Vernetzung der wasserführenden Systeme (resp. der Gasmigrationspfade) zu berücksichtigen (Kap. 7.7.3.2, Anhang A7). Die in Tabelle 8.3-5 zusammengestellten Parameter stellen Ergebnisse der Hydro- und Gastests und die Eingabeparameter für ein Kontinuummodell dar.
Tabelle 8.3-5: Zweiphasenfluss-Parameter für die Modellierung der Endlagergas-Freisetzung

a) Ergebnisse der Hydro- und Gastests

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
GASSCHWELLENDRUCK [MPa]	0.022 - 4.8	Tab. 7.2-4	Höchste Werte wurden im Bereich der Gesteinsmatrix, niedrige im Bereich von WFS gemessen
PARAMETERMODELL bevorzugtes Modell	Grant	Tab. 7.2-4, Kap. 7.2.2.2	Für die meisten Tests war keine eindeutige Unterscheidung zwischen verschiedenen Zweiphasen- Parametermodellen möglich
RESIDUALE SÄTTIGUNG [-] - Gas - Wasser	0 (0 - 0.03) 0.25 (0.07 - 0.79)	Tab. 7.2-4	

b) Effektive Zweiphasenfluss-Parameter für einen Wirtgesteinsblock mit einer Kantenlänge von 100 m

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
VOLUMENANTEIL der für den Zweiphasenfluss massge- benden WFS am Wirtgesteinsvolumen: Θ_{WFS} (Porosität) [-]	0.08	Tab. 7.7-10, Tab. A7-3	Für den Gastransport auf Blockskala sind nur die grossen kataklastischen Zonen relevant
PARAMETERMODELL für Kapillardruck/Sättigungsbeziehung und relative Permeabilität eines Kontinuummodells	van Genuchten- Modell mit ε=0.5, γ=0.333	Tab. A7-1, Tab. A7-3	
EFFEKTIVE ZWEIPHASENFLUSS- PARAMETER - α-Parameter [Pa ⁻¹] - Porengrössenfaktor m [-]	1.02E-06 0.37	Tab. 7.7-10, Tab. A7-3	
RESIDUALE SÄTTIGUNG des äquivalenten Kontinuummodells - Wasser [-] - Gas [-]	0.50 0.09	Tab. 7.7-10, Tab. A7-3	
RISSEINLEITUNGSDRUCK (Breakdown-Druck) auf Endlagerebene (Überdruck, intaktes Gebirge) [MPa]	15 (9 - 26)	Tab. A3.3-2	Bandbreite = Hydrofrac-Messwerte Nagra-Bohrungen. Pneumatische und hydraulische Werte dürfen als annä- hernd gleich betrachtet werden.

8.3.4 Grossräumige Grundwasserzirkulation (Regionalmodell)

8.3.4.1 Potentialverteilung und Exfiltrationsorte

Die grossräumige Grundwasserzirkulation, der Einfluss auslegungsbestimmender Störungen (Definition s. Kap. 8.3.7) und die Langzeitentwicklung der Unterdruckzone wurde anhand des Regionalmodells untersucht (Kap. 7.7.4). Das Regionalmodell liefert zeitabhängige Randbedingungen (Potentiale) für das Endlagermodell, aus dem schliesslich die Gradienten bzw. Wasserflüsse im Endlagerbereich abgeleitet werden (s. Kap. 8.3.5). Im Zeitraum, in dem die Unterdruckzone wirksam ist, sind die Gradienten im Endlagerbereich nach unten, d.h. in die Unterdruckzone gerichtet. Die Bestimmung potentieller Exfiltrationsgebiete wurde deshalb anhand eines stationären Rechenfalls (t_s) bestimmt, in dem die Unterdruckzone vollständig abgebaut ist, d.h. ein natürlicher Gleichgewichtszustand herrscht. Der Rechenfall erfolgte unter der Annahme heutiger topographischer Verhältnisse und beobachteter Durchlässigkeitsverteilung. Die Zeitdauer für die Annäherung an den natürlichen Gleichgewichtszustand beträgt bei konservativen Annahmen rund 30'000 Jahre (20'000 - 43'000 Jahre, Kap. 7.7.4.6). Die potentiellen Exfiltrationspfade sind

- via Kalke der Drusberg-Decke ins Tal der Engelberger Aa (Hauptanteil) und
- direkt (resp. durch die Rutschmasse) ins Tal der Engelberger Aa

Selbst unter Annahme extremer Randbedingungen konnte keine Exfiltration in die Rutschmasse Altzellen oder in das Secklis-Bach-Tal festgestellt werden.

Die Modellierung hypothetischer auslegungsbestimmender Störungen, die quer durch den Endlagerbereich verlaufen, zeigt, dass die Unterdruckzone in einer Entfernung bis zu einigen 100 m nicht aufrechterhalten wird. Unterdrücke sind somit ein starkes Indiz für das Fehlen auslegungsbestimmender Störungszonen in der Umgebung des entsprechenden Messpunktes.

8.3.4.2 Hydrogeologischer Datensatz der Biosphäre

Die Biosphäre ist der Lebensraum von Mensch, Fauna und Flora und umfasst Atmosphäre, Oberflächengewässer, Böden und oberflächennahe Grundwasservorkommen (Quellen, Schotter-Grundwässer, Felsgrundwässer in stark durchlässigen Formationen). Der für die Biosphärenmodellierung benötigte hydrogeologische Datensatz beruht teilweise auf den in diesem Bericht präsentierten Rohdaten der oberflächennahen Grundwässer (Datensätze von Untersuchungen an Quellen im ganzen Gebiet und von Piezometerbohrungen im Tal der Engelberger Aa, Kap. 7.2.1). Die Herleitung des Biosphärendatensatzes erfolgt aber nicht im Rahmen des vorliegenden Berichts.

8.3.5 Grundwasserzirkulation im Wirtgestein (Endlagermodell, Kavernenumfeldmodell)

Für die Sicherheitsanalyse ist die quantitative Beschreibung der Grundwasserzirkulation im Endlagerbereich von grosser Bedeutung. Die verschiedenen Parameter (Tab. 8.3-6) fliessen sowohl in Modelle, welche die Radionuklidfreisetzung aus dem Nahfeld untersuchen, wie auch in die Geosphärentransportmodelle ein. Die Gradienten im Endlagerbereich und die Wasserflüsse durch die Kavernen wurden mit Hilfe des Endlagermodells berechnet, in dem das Wirtgestein als äquivalent-poröses Medium modelliert wird (Kap. 7.7.5). Die Randbedingungen dieses Modells sind aus dem Regionalmodell (Kap. 7.7.4) abgeleitet. Bei den Ergebnissen des Endlagermodells sind auch die Effekte der Auflockerungs- und Versiegelungszonen mit berücksichtigt.

Die räumliche Verteilung der wasserführenden Systeme in den Kavernen, die Transmissivitätsverteilung in den wasserführenden Systemen sowie die von den Gradienten abhängigen Wasserflüsse wurden anhand des Kavernenumfeldmodells berechnet (Kap. 7.7.6).

Tabelle 8.3-6:	Gradienten	und	Wasserflüsse	im	Endlagerbereich,	Verteilung,	Tra	ans-
	missivitäten	und	Wasserflüsse	von	wasserführenden	Systemen	in (den
	Kavernen							

Parameter	Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare
GRADIENTENVERTEILUNG IM WIRTGESTEIN DER EL-BOX - Zeitpunkt t ₃ (nach 2'500 Jahren) - Zeitpunkt t _{val} (nach 20'000 Jahren) - Zeitpunkt t _s (nach vollständigem Abbau der UDZ)	1.4 (0.1 - 4.2) 0.9 (0.1 - 2.5) 0.5 (0.1 - 1.5)	Tab. 7.7-13 Tab. 7.7-13 Kap. 7.7.6.5	Gradienten im intakten Wirtgestein in unmittelbarer Nähe der Kavernen t ₃ , t _{val} : Gradienten in Richtung UDZ t _s : stationärer Fall, Gradienten in Richtung der Exfiltrationszonen
TOTALER VOLUMETRISCHER FLUSS DURCH EINE REPRÄSEN TATIVE EL-KAVERNE (MITTELWERT) [m ³ /a]: Zeitpunkt t ₃ Zeitpunkt t _{val} Zeitpunkt t _s	1.23 (0.20 - 4.81) 1.02 (0.14 - 4.45) 0.94 (0.08 - 4.57)	Tab. 7.7-12a Tab. 7.7-12b	Der volumetrische Fluss wurde für jede Kaverne und jede konditionale Simulation berechnet. Während der Aufsättigung der Untertagebauten dominieren die radialen Zuflüsse. Ab Zeitpunkt t ₃ dominiert hingegen der axiale Fluss (in der Längsachse der Kavernen).
VERTEILUNG DER WFS IN EINER KAVERNE: - Anzahl WFS pro 100 m - mittlerer Abstand in Profilspur ent- lang Sohle [m] - mittlerer Abstand Profilspur entlang abgewickelte Kavernenoberfläche [m] - Spurenlänge [m]	49.3 (36.5 - 64.5) 10.6 (0 - 42) 2.0 (0 - 7.4) 21.7 (0.6 - 102.4)	Tab. 7.7-13	Empfohlener Wert = Mittelwert vom 4 K-Verteilungen und von 5 entsprechenden Netzwerk- Realisationen Bandbreite = Confidence Interval : 2,5 % - 97,5 % Berücksichtigung der internen Heterogenität in den grösseren WFS, (d.h. Ausdehnung > 10 x 10 m)
TRANSMISSIVITÄT DER WFS T _{WFS} [m ² /s] - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite	4.0E-11 6.1E-10 (5.6E-13 - 3.5E-9)	Tab. 7.7-13	T _{WFS} entspricht dem Mittel der Transmissivitätswerte entlang der Spur eines WFS. T-Verteilung der 'channel patches' siehe Tab. 8.3-3

NORMIERTER FLUSS q _{WFS} [m ³ /s/m]		Tab. 7.7-13	
Zeitpunkt t ₃			
- geometrisches Mittel	4.09E-11		
- arithmetisches Mittel	6.4E-10		
- Bandbreite	(5.6E-13 - 3.5E-9)		
Zeitpunkt t _{val}			
- geometrisches Mittel	2.8E-11		
- arithmetisches Mittel	4.6E-10		
- Bandbreite	(3.5E-13 - 2.5E-9)		
Zeitpunkt ts		Kap. 7.7.6.5	
- geometrisches Mittel	1.6E-11		
- arithmetisches Mittel	3.7E-10		
- Bandbreite	(2.0E-13 - 2.0E-9)		
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s)		Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃		Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel	2.3E-10	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel	2.3E-10 5.0E-09	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8)	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val}	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8)	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val} - geometrisches Mittel	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8) 1.6E-10	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val} - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8) 1.6E-10 3.6E-9	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val} - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8) 1.6E-10 3.6E-9 (8.9E-13 - 2.0E-8)	Tab. 7.7-13	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val} - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _s	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8) 1.6E-10 3.6E-9 (8.9E-13 - 2.0E-8)	Tab. 7.7-13 Kap. 7.7.6.5	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val} - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _s - geometrisches Mittel	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8) 1.6E-10 3.6E-9 (8.9E-13 - 2.0E-8) 1.0E-10	Tab. 7.7-13 Kap. 7.7.6.5	
FLUSS PRO WFS Q _{WFS} (m ³ /s) Zeitpunkt t ₃ - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _{val} - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel - Bandbreite Zeitpunkt t _s - geometrisches Mittel - arithmetisches Mittel	2.3E-10 5.0E-09 (1.4E-12 - 2.8E-8) 1.6E-10 3.6E-9 (8.9E-13 - 2.0E-8) 1.0E-10 2.9E-9	Tab. 7.7-13 Kap. 7.7.6.5	

8.3.6 Konzeptuelle Modelle und transportrelevante Parameter der wasserführenden Systeme im Wirtgestein

In den Geosphärentransportmodellen der Sicherheitsanalyse werden nebst radioaktivem Zerfall verschiedene, z.T. gekoppelte Prozesse wie advektiver Transport, Matrixdiffusion und Sorption berücksichtigt. Zu diesem Zweck muss die räumliche Verteilung der verschiedenen, am internen Aufbau der wasserführenden Systeme beteiligten Gesteinsbereiche (z.B. Fault Gouge, aufgelockertes Nebengestein, Calcit-Adern) konzeptualisiert werden (Kap. 5.7). Die konzeptuellen Modelle der wasserführenden Systeme im Wirtgestein sind in folgenden Figuren dargestellt:

—	kataklastische Scherzonen	(Fig. 5.7-1)
-	dünne diskrete Scherzonen	(Fig. 5.7-2)
-	Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb/ausserhalb von Kalkbankabfolgen	(Fig. 5.7-3)
-	Klüfte in Tonmergel/Mergel	(Fig. 5.7-4)

Die verschiedenen Gesteinsbereiche der wasserführenden Systeme besitzen typische geometrische, porosimetrische und mineralogische Eigenschaften. Quantitative Angaben dazu sind ebenfalls in den konzeptuellen Modellen (s. oben) zu finden.

8.3.7 Auslegungsbestimmende Elemente

Beim heutigen Kenntisstand sind Störungszonen mit einer Transmissivität $T > 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ und Fremdgesteinseinschlüsse mit einer hydraulischen Leitfähigkeit $K > 10^{-9} \text{ m/s}$ auslegungsbestimmend, falls sie aufgrund ihrer räumlichen Lage und Ausdehnung eine hydraulische Verbindung zur Biosphäre oder zu einem stark durchlässigen Aquifer im Nebengestein darstellen.

In den Bohrungen am Wellenberg wurden zwar zahlreiche grössere Störungen lokalisiert und hydraulisch und hydrochemisch getestet. In Tiefen, die für ein Endlager in Frage kommen (d.h. in Tiefen im Bereich von 400 m unter Terrain und tiefer) wurden aber bisher keine angetroffen, die als auslegungsbestimmend eingestuft werden müssten. Hinweise auf Fremdgesteinseinschlüsse existieren nicht; solche tektonischen Einschuppungen würden aufgrund der tektonischen Modellvorstellungen am ehesten im Bereich der interhelvetischen Mélanges erwartet.

Diese Tatsache lässt grundsätzlich drei Interpretationsmöglichkeiten zu: (1) Es gibt keine auslegungsbestimmenden Störungen (z.B. wegen der mergeligen Lithologie des Wirtgesteins) und keine grösseren Fremdgesteinseinschlüsse; (2) auslegungsbestimmende Elemente sind spärlich, haben eine subvertikale Orientierung und wurden deshalb mit dem durchgeführten Bohrprogramm nicht erfasst; (3) wegen der Heterogenität der Wasserführung wurden auslegungsbestimmende Störungszonen übersehen. Zur Zeit ist die Interpretation (1) die bevorzugte Hypothese; die Interpretationen (2) und (3) werden als alternative, nicht auszuschliessende Hypothesen bewertet.

8.3.8 Geochemische Bedingungen (Referenzwasser und Kolloide)

In der Sicherheitsanalyse werden verschiedene Prozesse berücksichtigt (z.B. Sorption), die eine Kenntnis der hydrochemischen Beschaffenheit der Grundwässer im Wirtgestein voraussetzen. Zu diesem Zweck werden - abhängig von der natürlichen Variabilität der Grundwassertypen - ein oder mehrere sogenannte Referenzwässer definiert. Es handelt sich dabei um einen hydrochemischen Datensatz, der eine bestmögliche Abschätzung der ungestörten in-situ Bedingungen darstellt, d.h. er ist konsistent mit der mineralogische Beschaffenheit des Wirtgesteins und ist bezüglich Probenahme-Artefakte korrigiert. Das prinzielle Vorgehen bei der Bestimmung eines Referenzwassers ist in PEARSON et al. (1986) beschrieben. Ebenfalls von Bedeutung für die Sicherheitsanalyse ist die Zusammensetzung, Konzentration und Grössenverteilung der Kolloide im Grundwasser.

Die Grundwässer am Wellenberg können am einfachsten durch zwei Endglieder einer Mischungsreihe beschrieben werden, einem Na-HCO₃-Typ und einem Na-CI-Typ. Das Vorgehen bei der Charakterisierung der beiden Referenzwässer ist in Kapitel 6.3.9 beschrieben. Die für die Sicherheitsanalyse bedeutendsten Parameter und die Daten betreffend Kolloide sind in Tabelle 8.3-7 zusammengestellt.

Empfohlener Wert / Bandbreite	Referenz	Kommentare	
976 (780 - 1950) 1.85E-02 -310 (100 bis -310) 8.33 (8.17 - 9.30) 40 - 15000 Jahre	Beil. A3.7-4b Kap. 6.3.3 Beil. A.3.7-5b	Auf EL-Ebene ist mit beiden Wassertypen und Mischwässern der beiden Typen zu rechnen. Detaillierte Zusammensetzung der Wässer s. Referenzen	
2.28E-01 -310 (-125 bis -310) 6.69 (6.78 - 8.21) mehrere Millionen Jahre	Kap. 6.3.4	Wasser enthält Anteile eines neoalpinen Formationsfluids	
abgeschätze Mittelwerte: cm ³ STP/kgVol.%* CH ₄ 376 90 N ₂ 26.0 12.2 O ₂ <0.1 <0.1 Ar 0.37 0.1 andere <1 <1	Beil. A3.7-9	Die hier angegebenen Gasgehalte sind nur eine grobe Abschätzung der in-situ vorliegenden Gasgehalte der Wässer * Abweichung von 100% entspricht Messfehler	
100 ng/ml (im Grössenbereich 100 - 1000 nm) ca. 30 % Illit	Kap.6.3.8	Die Angaben beziehen sich auf Untersuchungen des Na-HCO ₃ Grundwassers aus der SB6 (Entnahmetiefe ca. 350 m)	
	Empfohlener Wert / Bandbreite 976 (780 - 1950) 1.85E-02 -310 (100 bis -310) 8.33 (8.17 - 9.30) 40 - 15000 Jahre 12000 (8500 - 28000) 2.28E-01 -310 (-125 bis -310) 6.69 (6.78 - 8.21) mehrere Millionen Jahre abgeschätze Mittelwerte: cm ³ STP/kgVol.%* CH ₄ 376 90 N ₂ 26.0 12.2 O ₂ <0.1 <0.1 Ar 0.37 0.1 andere <1 <1 100 ng/ml (im Grössenbereich 100 - 1000 nm) ca. 30 % Illit/Smektit	Empfohlener Wert / Bandbreite Referenz 976 (780 - 1950) 1.85E-02 -310 (100 bis -310) 8.33 (8.17 - 9.30) 40 - 15000 Jahre Beil. A3.7-4b 12000 (8500 - 28000) 2.28E-01 -310 (-125 bis -310) 6.69 (6.78 - 8.21) mehrere Millionen Jahre Kap. 6.3.3 Beil. A.3.7-5b abgeschätze Mittelwerte: cm ³ STP/kgVol.%* Beil. A3.7-9 01 N2 26.0 12.2 02 02 -0.1 Ar 100 ng/ml (im Grössenbereich 100 - 1000 nm) ca. 30 % Illit ca. 30 % Illit/Smektit Kap. 6.3.8	

Tabelle 8.3-7: Geochemische	Bedingungen	im	Wirtgestein	(Referenzwässer	und	Kol-
loide)						

8.3.9 Langzeitentwicklung: Erosion, K-Wert Erhöhung, Freilegung

In der Sicherheitsanalyse spielt die Langzeitentwicklung eines Standorts eine wichtige Rolle, da Erosionsvorgänge auch eine Veränderung der hydrogeologischen Verhältnisse bewirken. Die topographischen Veränderungen wirken sich dabei direkt auf die Verteilung der hydraulischen Potentiale und somit auf das Grundwasserfliessfeld und die Exfiltrationsorte aus. In einzelnen Formationen, die eine tiefenabhängige Durchlässigkeitsverteilung aufweisen, ist längerfristig auch mit einer Erhöhung der Durchlässigkeit zu rechnen (Kap. 4.8.2.5).

Die geologischen Langzeitszenarien, in denen sämtliche möglichen Klimaveränderungen in Form von Szenarien berücksichtigt wurden, ergeben auch bei sehr konservativen Annahmen bei einer Betrachtungszeit von 100'000 Jahren noch eine genügende Felsüberdeckung des Endlagers. Die geringste Felsüberdeckung von ca. 60 m am Rand der Endlagerzone liefert das extreme Szenarium 5b (Annahme: feuchtwarmes Klima mit hohen Niederschlägen, bei dem zudem die Vegetationsverhältnisse durch menschliche Einflüsse gestört sind), bei allen andern Szenarien ist die Felsüberdeckung nach der Betrachtungszeit bedeutend mächtiger. Aus der heutigen Verteilung der Wirtgesteinsdurchlässigkeit und dem prognostizierten Verlauf der Topographie können, unter Berücksichtigung des ungünstigsten Klimaszenariums mit den generell höchsten Erosionsbeträgen, folgende theoretische K-Werte für das Wirtgestein im Bereich des Endlagers abgeleitet werden (Kap. 4.8.2.5):

nach 50'000 Jahren:

-	im Zentrum der Endlagerzone :	$K \approx 5 \cdot 10^{-11} \text{ m/s}$
_	am Rand des Kavernenbereichs:	$K \le 10^{-9} \text{ m/s}$
_	am Rand der Endlagerzone:	$K \le 5 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$
na	ich 100'000 Jahren:	
_	im Zentrum der Endlagerzone :	$K \approx 10^{-9} \text{ m/s}$
_	am Rand des Kavernenbereichs:	$K \le 5 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$
	am Rand der Endlagerzone:	$K \le 5 \cdot 10^{-8} \text{ m/s.}$

8.3.10 Einflüsse von Erdbeben

Der mögliche Einfluss von Erdbeben auf die Endlagerbauten und die Grundwasserzirkulation im Wirtgestein ist ausführlich in Kapitel. 4.8.1.2 diskutiert und wird als gering eingestuft. Die für die Sicherheitsanalyse vorgeschlagenen Parametervariationen bezüglich Grundwasserzirkulation und insbesondere auch der Langzeitveränderungen (s. oben) sind genügend gross, dass solche Effekte damit abgedeckt sind.

8.4 Geologischer Datensatz für den Endlagerbau

Der geologische Datensatz für den Endlagerbau (Tab. 8.4-1 und 8.4-2) beruht auf Untersuchungen an der Oberfläche, in einigen Flachbohrungen und in 7 Tiefbohrungen, von denen 6 in unmittelbarer Nähe und eine (Bohrung SB4a/s) im westlichen Teil des Endlagergebietes abgeteuft wurden. Letztere lieferte somit den repräsentativsten Datensatz. Die Kalke der Drusberg-Decke sind mit einer Bohrung (SB2) durchteuft worden. Die hydrogeologischen und hydrochemischen Daten wurden bei den Untersuchungen in den Flach- und den Tiefbohrungen gewonnen und sind detaillierter im Geo-Datensatz für die Sicherheitsanalyse (Kap. 8.3) dargestellt.

Informationen über die geologischen Verhältnisse, insbesondere über den strukturgeologischen und tektonischen Aufbau des Wirtgesteins, befinden sich in Kapitel 4. Aufgrund des geologischen Standortmodells werden bei der Realisierung eines Sondierstollens und später beim Bau eines Endlagers folgende Formationen durchörtert:

- Kieselkalk
- Graue Mergelschiefer
- Diphyoides-Kalk
- Palfris-Formation
- Vitznau-Mergel

Je nach Lage der Kalk/Mergelgrenze im Norden des Endlagergebietes könnte es bei einer Verlegung des Teststollens nach Süden dazu kommen, dass auch die tertiären Schiefer der Axen-Decke (Schimbergschiefer, Globigerinenmergel) durchfahren werden. Im Rahmen dieses Berichts werden nur die wichigsten Formationen beschrieben, die mit dem Sondierstollen durchfahren werden - Kieselkalk, Diphyoides-Kalk und Palfris-Formation. Die Laborergebnisse zeigen, dass die Schimbergschiefer, die Globigerinenmergel und die Vitznau-Mergel sich aus mechanischer Sicht sehr ähnlich wie die Palfris-Formation verhalten. Die Festigkeiten der Schimbergschiefer liegen dabei im oberen Bereich der Werte der Palfris-Formation.

Die felsmechanischen Parameter basieren hauptsächlich auf Laboruntersuchungen an Bohrkernen und stellen somit die Parameter des intakten Gesteins ohne Berücksichtigung von Trennflächen dar. Die Auswertung der felsmechanischen Daten des Wirtgesteins erfolgte im Hinblick auf die einzelnen Formationen, ohne Rücksicht auf die Variabilität der mineralogische Zusammensetzung. Ausserdem wurden für den baugeologischen Datensatz von den Triaxialdaten nur die Datensätze berücksichtigt, die bei einem Manteldruck kleiner 25 MPa bestimmt wurden. Damit wurde der Beobachtung Rechnung getragen, dass der gesamte Datensatz nicht mit einem einfachen linearen Bruchgesetz wie dem Mohr-Coulomb-Gesetz adäguat beschrieben werden kann, wenn Daten einbezogen werden, die bei höheren Manteldrücken gewonnen wurden. Da aufgrund der geplanten Lage des Endlagers und den in situ Spannungsmessungen in der Endlagerzone nur mit Manteldrücken unter 20 MPa gerechnet werden muss, ist die Beschränkung der Daten sinnvoll. Die felsmechanischen Kennwerte (Mittelwert, Maximum-Minimum und Standardabweichung) sind zusammen mit weiteren, für den Endlagerbau relevanten Daten in Tabelle 8.4-1 zusammengestellt. Die auf einer 3D-Modellierung basierenden Daten des rezenten Spannungsfeldes in der Endlagerzone gehen aus Tabelle 8.4-2 hervor.

Tabelle 8.4-1: Geotechnische Eigenschaften der wichtigsten vom Bau betroffenen Gesteinsformationen:

a) Palfris-Formation

Parameter	Empfohlener Wert mit Bandbreite oder qualitative Aussage	Referenz	Bemerkungen
GEOLOGISCHE DATEN (Angaben gemäss SIA 199): - Ungünstige Komponenten - Verhalten bei Wasserzutritt - Schichtung/Bankung - Schieferung/Zerlegungsgrad - Art der Bruchflächen - Öffnung der Klüfte	tonige Schwellen, Quellen dünnlagig - bankig (0.1 - < 0.01 m) sehr hoch / bis hoch (0.1 - < 0.01 m) unregelmässig, meist Füllung bis durchge- hend ohne Füllung sehr klein - breit (<0.1 - 1 mm)	KELLER- HALS & HAEFELI AG (1997)	
FELSMECHANIK-PARAMETER: Dichte [g/cm ³] Verformungseigenschaften: - E-Modul [GPa] - Poisson-Zahl Festigkeitseigenschaften: - Einaxiale Druckfestigkeit [MPa] - Kohäsion [MPa]* - Reibungswinkel [°]* - Spaltzugfestigkeit [MPa] - Restkohäsion [MPa]* - Restreibungswinkel [°]* - Restreibungswinkel [°]* Trennflächeneigenschaften: - Kohäsion [KPa] - Reibungswinkel [°] Weitere geotech. Eigenschaften: - Quellhebung [%] - Quelldruck [MPa] - Quarzgehalt [Gew-%] - Abrasivität [CAI]	2.71 / 2.77 - 2.64 / 0.02 p 30 / 57 - 1 / 13 z 10 / 17 - 3 / 5 s 12 / 39 - 7 / 6 0.21 / 0.43 - 0.05 / 0.09 p 53 / 126 - 3 / 33 z 16 / 44 - 3 / 12 s 48 / 147 - 16 / 27 p 10 / 13 - 9 / (0.79) z 8 / 28 - 5 / (0.84) s 13 / 34 - 3 / (0.48) p 37 / 38 - 35 / (0.79) z 26 / 31 - 22 / (0.84) s 27 / 40 - 15 / (0.48) 4 / 9 - 1 / 2 p 5 / 8 - 2 / (0.92) z 5 / 9 - 4 / (0.78) s 5 / 7 - 2 / (0.87) p 29 / 34 - 27 / (0.92) z 27 / 27 - 22 / (0.78) s 31 / 32 - 31 / 0.87) 2 / 8 - 0 / 2 32 / 51 - 20 / 8 1.1 / 2.9 - 0.1 / 0.7 0.6 / 1.0 - 0.1 / 0.3 15 / 21 - 5 p 1.3 / 2.0 - 0.0 / 0.2 s 1.6 / 2.2 - 0.0 / 0.5 97.5 / 98.2 - 96.3 / 0.7	Kap.4.4.2 (z.T.), BLÜMLING & GLAWE (1996), KELLER- HALS & HAEFELI AG (1997)	Die Werte werden folgendermassen angegeben: Mittelwert / Maximum - Minimum / Standardabweichung (bei Werten, die durch Regression ermittelt wurden Bestimmtheitsmass R^2) Bei einigen Werten war es möglich eine richtungsabhänige Auswertung durchzuführen, in diesen Fällen werden die Daten in Abhängigkeit von der Ausrichtung zur Schieferung (Winkel zwischen Belastungsrichtung und Schieferung) angegeben: p: 0 - 30°, z: 30 - 60°, s: 60 -90° * Die Werte für Kohäsion und Reibungswinkel wurden durch lineare Regression ermittelt. In die Regression wurden nur Resultate einbezogen, die bei Manteldrücken unter 25 MPa durchgeführt worden sind. Damit wird der zu erwartenden Spannungssituation auf EL-Ebene Rechnung getragen. Es ist zu beachten, dass bei höheren Manteldrücken (σ_3) die Daten signifikant von den angegebenen Mittelwerten abweichen (bilineares oder nichtlineares Bruchkriterium)

HYDROGEOLOGIE: - Quantifizierung und Verteilung der Wasserzuflüsse - Wasserdrücke auf EL-Ebene	q = 5E-7 - 1E-6 I/(s·m) / 1E-3 - 2E-7 I/(s·m) mittlerer Abstand WFS: 10.6 m hydrostatisch - subhy- drostatisch (Unter- druck)	Kap. 7.4 Tab. 7.7-13	Die Wasserzuflüsse erfolgen auf diskreten wasserführenden Systemen (WFS). Der Fluss q wurde aus den effektiven K-Werten nach folgender Formel berechnet: $q = 2\pi K_{eff}$ delta H / (In(R/r)) mit delta H = 500 m, r=2.5 m, R = 1000 m
GASFÜHRUNG: - Art der Gasführung - Gaszusammensetzung	 Gas-Bläser (wasser- führende Systeme) Gas in Fluideinschlüs- sen im Gestein vorwiegend CH₄; kleinere Mengen von H₂S 	Kap. 6.4, SCHNEI- DER & KAPPELER (1984)	Entgasung von Grundwässern, lokal eventuell auch freies Gas (analog Seelisbergtunnel). Methan-Gas in Fluideinschlüssen kann durch Sprengen oder Brechen teil- weise frei werden. H ₂ S wurde in der Bohrung SB6 nachgewiesen
 HYDROCHEMIE: Wassertyp (Mineralisierung / Sulfat- gehalt) [mg/l] Räumliche Verbreitung der ver- schiedenen Wassertypen 	Na-HCO ₃ (780 - 1950 / 3 - 120) Na-Cl (8500 - 28000 / 43 - 47)	Kap. 6.3.3 und 6.3.4, Beil. A3.7- 4b und 5b Fig. 6.3.1 und 6.3.2	

b) Kieselkalk

Parameter	Empfohlener Wert mit Bandbreite oder qualitative Aussage	Referenz	Bemerkungen
GEOLOGISCHE DATEN (Angaben gemäss SIA 199): - Ungünstige Komponenten, - Verhalten bei Wasserzutritt - Schichtung/Bankung - Schieferung/Zerlegungsgrad - Art der Bruchflächen - Öffnung der Klüfte - Grundformen der Kluftkörper	(ggf. unverändert, Kohä- sionsverl. auf Schieferl.) bankig (0.1 - 1 m) mittel (0.1 - 1 m) durchgehend, ohne Füllmate- rial (teilweise Füllmaterial) fein - schmal (1 - 10 mm) kubisch (in schiefrigen Par- tien plattig - prismatisch)	KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	
FELSMECHANIK-PARAMETER: Dichte [g/cm ³] Verformungseigenschaften: - E-Modul [GPa] - Poisson-Zahl Festigkeitseigenschaften: - Einaxiale Druckfestigkeit [MPa] - Kohäsion [MPa]* - Reibungswinkel [°]* - Spaltzugfestigkeit [MPa] - Restkohäsion [MPa]* - Restreibungswinkel [°]* Trennflächeneigenschaften: - Kohäsion [KPa] - Reibungswinkel [°] - Quarzgehalt [Gew-%] - Abrasivität [CAI]	2.67 / 2.68 - 2.64 / 0.01 86 / 128 - 51 / 25 0.30 / 0.41 - 0.25 / 0.06 143 / 179 - 102 / 26 36 / 36 - 26 / (0.63) 39 / 59 - 33 / (0.63) 11 / 18 - 7 / 4 9 / 9 - 2 / (0.80) 46 / 56 - 46 / (0.80) 53 / 87 - 0 / 38 32 / 33 - 31 / 1 29 / 36 - 22 0.4 / 0.6 - 0.3 / 0.1	Kap.4.4.2 (z.T.), BLÜMLING & GLAWE (1996), KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	Die Werte werden folgendermas- sen eingegeben: Mittelwert / Maximum - Minimum / Standard- abweichung (bei Werten, die durch Regression ermittelt wur- den: Bestimmtheitsmass R ²) * s. Palfris-Formation Die an wenigen Kernproben ermittelte Abrasivität erscheint generell zu niedrig. Erwartet werden eigentlich Werte von
 HYDROGEOLOGIE: Quantifizierung und Verteilung der Wasserzuflüsse Wasserdrücke 	q= 0.3 I/(s·m) / 0.7-0.1 I/(s·m) hydrostatisch - subhydro- statisch	Кар. 7.6.2	Diskrete wasserführende Systeme. Berechnungsgrundlage siehe Palfris Formation mit delta H = 100 m, R =100 m
GASFÜHRUNG:	gering (Methan)	Kap. 6.4, KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	Kieselkalk vermutlich weitgehend entgast, es besteht keine Erdgasgefahr
HYDROCHEMIE: - Wassertypen (Mineralisierung/ Sufatgehalt) [mg/l]	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄) (1 Probe: 300 / 46) Na-HCO ₃ (1 Probe: 440 / 1) Na-HCO ₃ -Cl (1 Probe: 1800 / 4)	Kap. 6.3.6, Beil. A.3.7-7	Grundwässer aus Kalken der Drusberg-Decke (SB2)

c) Diphyoides Kalk

Parameter	Empfohlener Wert mit Band- breite oder qualitative Aussage	Referenz	Bemerkungen
GEOLOGISCHE DATEN (Angaben gemäss SIA 199): - Ungünstige Komponenten - Verhalten bei Wasserzutritt - Schichtung/Bankung - Schieferung/Zerlegungsgrad - Art der Bruchflächen - Öffnung der Klüfte - Grundformen der Kluftkörper	tonige, mergelige unverändert bankig, plattig - massig (0.1 - 1 m) gering - hoch (0.1 - 1 m) durchgehend, oft ohne Füllmaterial schmal (1 - 10 mm) plattig - kubisch, teilweise kubisch	KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	
FELSMECHANIK-PARAMETER: Dichte [g/cm ³] Verformungseigenschaften: - E-Modul [GPa] - Poisson-Zahl Festigkeitseigenschaften: - Einaxiale Druckfestigk. [MPa] - Kohäsion [MPa]* - Reibungswinkel [°]* - Restkohäsion [MPa]* - Restkohäsion [MPa]* - Restreibungswinkel [°]* Trennflächeneigenschaften: - Kohäsion [KPa] - Reibungswinkel [°] Weitere geotechn. Eigensch.: - Quellhebung - Quelldruck (MPa) - Quarzgehalt [Gew-%] - Abrasivität (CAI) - Slake Durability Index	2.71 / 2.74 - 2.68 / 0.02 30 / 44 - 19 / 18 0.18 / 0.23 - 0.14 / 0.05 91 / 135 - 49 / 43 15 / 16 - 8 / (0.77) 56 / 64 - 56 / (0.77) 9 / 12 - 3 / 4 4 / 6 - 2 / (0.80) 46 / 49 - 42 / (0.80) 13 / 49 - 0 / 21 32 / 36 - 26 / 4 0.5 / 1.1 - 0.1 / 0.5 0.8 (nur 1 Probe) 12 / 18 - 6 0.7 / 0.9 - 0.4 / 0.2 	Kap.4.4.2 (z.T.), BLÜMLING & GLAWE (1996), KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	An den Diphyoides-Kalken wurden keine geotechnischen Parameter bestimmt. Die angegebenen Werte stammen aus Kalkbänken innerhalb der Palfris-Formation. Die Resultate basieren daher auf einer relativ kleinen Datenmenge und sind nur bedingt repräsentativ. * s. Palfris-Formation
HYDROGEOLOGIE: - Quantifizierung und Verteilung der Wasserzuflüsse - Wasserdrücke	q = 0.1 I / (s ⋅ m) hydrostatisch	KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	Erfahrungen aus Lötschberg- tunnel. Aus dem hydrogeologi- schen Datensatz WLB abgelei- tete Werte (Kap. 7.6.2) sind viel niedriger
GASFÜHRUNG:	gering (Methan), Auftreten von Bläsern nicht ausgeschlossen	KELLERHALS & HAEFELI AG (1997)	Erfahrungen Seelisberg- und Lötschbergtunnel
HYDROCHEMIE:	analog Kieselkalk	Кар. 6.3.6	Grundwässer aus Kalken der Drusberg-Decke (SB2)

Tabelle 8.4-2: Richtung und Grösse der Hauptkomponenten des rezenten Spannungsfeldes in der Endlagerzone

Parameter	Empfohlener Wert mit Bandbreite	Referenz	Bemerkungen
Richtung der grössten horizontalen Hauptspannung [°] grösste horizontale Hauptspannung [MPa] kleinste horizont. Hauptspannung [MPa] vertikale Hauptspannung [MPa]	131 (141 - 121) 27 (30 - 25) 12 (14 - 11) 16 (18 - 14)	Kap. 4.8.1.3	Die angegebenen Werte beziehen sich auf die Endlagerzone (3-D Spannungs- modellierung). Die in-situ Messungen am Rand der Endlagerzone (SB 4a/v) liegen eher etwas niedriger: (S _H = 17 MPa; S _h = 9 MPa; S _v = 11 MPa)

9 BEURTEILUNG DES KENNTNISSTANDES

9.1 Einleitung

Aufgrund der im Zeitraum von 1986 - 1996 von der Oberfläche aus durchgeführten geologischen Untersuchungen am Wellenberg wurde ein vollständiger geologischer Datensatz für die Sicherheitsanalyse und den Endlagerbau erarbeitet. Der Datensatz ist, zusammen mit den zugrundeliegenden konzeptuellen Modellen, im vorliegenden Bericht dargestellt und diskutiert; er löst den Datensatz für das 1994 eingereichte Rahmenbewilligungsgesuch (NAGRA 1993b) ab.

Bei der Beurteilung des Kenntnisstandes wird das Schwergewicht auf die Diskussion der verbleibenden Unsicherheiten im geologischen Datensatz für die Sicherheitsanalyse und den Endlagerbau gelegt. Dabei wird auch aufgezeigt, dass eine wesentliche Verbesserung des Kenntnisstandes durch weitere Untersuchungen nur mit Hilfe eines Sondierstollens erreicht werden kann.

9.2 Geologisches Standortmodell

Definition des Wirtgesteins

In GNW (1994) wurde das ursprünglich auf die Palfris-Formation und die Vitznau-Mergel der Drusberg-Decke beschränkte Wirtgestein um das interhelvetische Mélange und die tertiären Schiefer (Globigerinenmergel, Schimberg-Schiefer) der Axen-Decke erweitert, da die sicherheitsrelevanten Eigenschaften dieser Formationen als vergleichbar beurteilt worden sind. Die Untersuchungen in den Bohrungen SB4 und SB4a/v/s, insbesondere die hydraulischen Tests und die Charakterisierung der wasserführenden Systeme, haben diese Erweiterung vollumfänglich gerechtfertigt und die getroffenen Annahmen bestätigt.

Lage der Wirtgesteinsgrenzen

Der Wirtgesteinskörper wird im Norden durch die Kalke der Drusberg-Decke und im Süden durch die Kalke und Sandsteine der Axen-Decke begrenzt. Die Basis bildet die Obergrenze des infrahelvetischen Mélanges bzw. die Oberfläche des tektonischen Äquivalents der Wissberg-Scholle, die etwa 1000 m unter der geplanten Lagerebene liegen. Bei der Festlegung der Lage der Wirtgesteinsgrenzen wurde aufgrund von tektonischen, stratigraphischen und paläogeographischen Überlegungen eine realistische, eine pessimistische und eine optimistische Variante konstruiert. Die realistische Variante beruht auf einer Extrapolation des im Aufschluss beobachteten Faltenbaustils in grössere Tiefen. Bei den pessimistischen und optimistischen Varianten werden auch andere, nicht auszuschliessende Interpretationen berücksichtigt. Auf Endlagerniveau hat der Wirtgesteinskörper bei der realistischen Variante eine N-S Ausdehnung von über 1700 m, die E-W Ausdehung des Endlagergebietes ist topographiebestimmt und beträgt rund 1500 m. Dabei ist die Lage der Südgrenze mit grösseren Unsicherheiten behaftet als die der Nordgrenze, die im Secklis-Bach-Tal mit oberflächennahen Bohrungen erfasst werden konnte. Die N-S Ausdehnung des Wirtgesteins der pessimistischen Variante beträgt aber immer noch fast 1200 m, was für die Plazierung eines Endlagers vollumfänglich genügend ist. Die Nordgrenze wird zusätzlich durch den zukünftigen Sondierstollen und weiteren gezielten Bohrungen durchstossen; dadurch kann ihre Lage –zumindest lokal –weiter eingegrenzt werden. Die genaue Kenntnis der Lage der Südgrenze ist wegen der nördlichen Lage der geplanten Endlagerzone nicht notwendig.

Auslegungsbestimmende Elemente (Definition s. Kap. 8.3.7)

In den Sondierbohrungen am Wellenberg wurden in Tiefen, die für ein Endlager in Frage kommen, bisher keine auslegungsbestimmenden Störungen durchbohrt; ebenso fehlen Hinweise auf Fremdgesteinseinschlüsse (Kap. 8.3.7). Dies kann darauf zurückzuführen sein, dass auslegungsbestimmende Elemente im Wirtgestein nicht vorkommen (bevorzugte Hypothese), oder dass das Explorationskonzept mit Bohrungen von der Oberfläche für diesen Zweck nicht ausreichend ist (alternative Hypothese).

Eine Verbesserung des Kenntnisstandes mit Hilfe einer vertretbaren Anzahl zusätzlicher Bohrungen von der Oberfläche aus wird im Hinblick auf eine deterministische Erfassung auslegungsbestimmender Elemente als wenig wahrscheinlich eingestuft. Man kann davon ausgehen, dass Untertage mit einer gezielten Untersuchung potentiell auslegungsbestimmender Elemente genügend geologische, hydrogeologische und hydrochemische Informationen beschafft werden können, die eine Identifizierung und Charakterisierung eventuell vorhandener auslegungsbestimmender Elemente erlauben würden. Mit der drastischen Vergrösserung des Datensatzes durch einen Sondierstollen wird es möglich sein, die Auftretenswahrscheinlichkeit auslegungsbestimmender Elemente auch auf statistischer Basis abzuschätzen.

9.3 Felsmechanik

Felsmechanische Kennwerte

Für die felsmechanischen Kennwerte des Wirtgesteins und des Kieselkalkes, die aus Laborversuchen an Bohrkernproben und aus in situ Dilatometermessungen im Bohrloch ermittelt wurden, besteht eine sehr gute Datenbasis für das intakte Gestein. Hingegen liegt für die Trennflächenparameter (z.B. Normal- und Schersteifigkeit) –aufgrund der geringen Probengrösse –keine belastbare Datenbasis vor. Um einen zuverlässigeren Datensatz für den Bau von Kavernen und Empfangsanlage zu gewinnen, ist deshalb vorgesehen, die Datenbasis für die felsmechanischen Kennwerte durch spezielle Versuche (z.B. Doppellastplattenversuch, Scherversuch) in Nischen des Sondierstollens im tonigen und im kalkigen Teil des Wirtgesteins sowie im Kieselkalk zu ergänzen. Die am Wellenberg gemessenen felsmechanischen Kennwerte liegen im Bereich der aus dem Seelisbergtunnel bekannten Daten.

Rezentes Spannungsfeld

Für die Quantifizierung der Gebirgsspannung erfolgten in der Bohrung SB4a/v direkte Messungen auf der Endlagerebene. In den anderen Bohrungen wurden aus technischen Gründen nur Messungen unterhalb des Endlagerniveaus durchgeführt. Zur Abschätzung der Spannungsverteilung wurde daher eine 3D Modellierung der Spannungen durchgeführt. Die aus den Bohrlochmessungen abgeleitete mittlere Ausrichtung der maximalen horizontalen Hauptspannung $S_H = 131^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ist auch aus geologisch / tektonischen Gründen ein erwarteter, plausibler Wert, da dieser Azimut nahezu senkrecht zur Front der Axen-Decke steht. Die Richtung stimmt auch gut überein mit den Spannungsrichtungen, die im Felslabor Grimsel und in der Nordschweiz gemessen worden sind, und ist auch kompatibel mit den aus der Weltspannungskarte für die Schweiz abgeleiteten regionalen Spannungsrichtung (Kap. 4.8.1.3). Es ist vorgesehen, die drei Hauptkomponenten der Gebirgsspannung durch in situ Versuche im Sondierstollen zu verifizieren.

9.4 Geologische Charakterisierung der wasserführenden Systeme

Wasserführende Systeme im Wirtgestein

Die Wasserführung im Wirtgestein ist ausschliesslich an spröde Strukturen und an spröd überprägte (reaktivierte) duktile Strukturen gebunden. Rein duktile Strukturen zeigen keine bevorzugte Wasserwegsamkeit.

Die Klassifizierung der wasserführenden Systeme im Wirtgestein in kataklastische Scherzonen (Typ 1), dünne, diskrete Scherzonen (Typ 2) und Kalkmergel-/Kalkbänke mit drusigen Adern innerhalb/ausserhalb Kalkbankabfolgen (Typ 3a/b) hat aufgrund der letzten Bohrungen und der Erweiterung der Wirtgesteinsformationen gegenüber der Klassifizierung in NAGRA (1993b) keine wesentliche Änderung erfahren. Hinzuge-kommen sind Klüfte in Tonmergeln und Mergeln (Typ 4). Für die Wasserführung im Wirtgestein hat das System kataklastische Scherzonen die grösste Bedeutung. Kalkbänke mit drusigen Adern können nur innerhalb von Kalkbankabfolgen einen massgeblichen Anteil am Wasserfliesspfad erlangen. Die wasserführenden Systeme Typ 2 und 4 spielen bezüglich Wasserführung nur eine untergeordnete Rolle. Es wird nicht erwartet, dass durch weitere Untersuchungen, sei es in Bohrungen oder Stollen, neue bedeutende Typen von wasserführenden Systemen entdeckt werden.

Durch die Verwendung eines Dreifach-Kernrohres in der Bohrung SB4a/v/s konnte vor allem im Bereich von Störungen besseres Kernmaterial gewonnen und deshalb ein belastbareres konzeptuelles Modell der internen Struktur und Wasserführung der kataklastischen Scherzonen erstellt werden als in NAGRA (1993b) dargestellt wurde. Weil aber die Tiefenlokalisierung der Wasserzutritte im Bohrloch auch unter idealen Bedingungen nicht genauer als ± 1 m ist, kann keine Aussage gemacht werden, ob die Wasserführung hauptsächlich im Bereich des aufgelockerten (gestörten) Nebengesteins oder innerhalb der Fault Gouge stattfindet. Auch über die Heterogenität der Wasserführung (Channeling) innerhalb der kataklastischen Scherzonen und über die Verteilung des Wasserflusses innerhalb von Kalkbankabfolgen (Anteil Fliessweg in Kalken resp. Scherzonen) lieferten die Bohrungen nur grobe Hinweise in Form eines Channeling-Faktors, der aus dem Verhältnis von wasserführenden Systemen im Bereich von Zuflusspunkten und solchen ohne detektierbare Zuflüsse abgeleitet wurde. Es wird angenommen, dass die gegen oben zunehmende Dekompaktion des Wirtgesteins zu einer Öffnung einzelner Scherflächen und Mikrorisse und damit zu einer Erhöhung der Durchlässigkeit geführt hat. Über die Grössenverteilung und Orientierung der höherdurchlässigen Bereiche innerhalb der Struktur können zur Zeit keine Angaben gemacht werden, und es ist noch unklar, inwieweit die primäre strukturelle Anisotropie der Störungen (z.B. lineare Channels senkrecht zur Bewegungsrichtung) eine Rolle für die Durchlässigkeitsverteilung spielt. Die strukturgeologischen Untersuchungen in der Haldibach-Runse haben zwar einen wichtigen Beitrag für das Verständnis der strukturellen Heterogenität der wasserführenden Systeme geliefert, das naturbedingte Fehlen von Hinweisen betreffend Wasserführung in den Aufschlüssen hat diesbezüglich keine Verbesserung des Kenntnisstandes gebracht. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass das Verständnis der Heterogenität der Wasserführung durch gezielte Untersuchungen im Sondierstollen (z.B. Detailkartierung ausgewählter Störungen, Kurzbohrungen vom Stollen aus) erheblich verbessert werden kann.

Der Parameter, der mit der grössten Unsicherheit behaftet ist, ist die räumliche Ausdehnung und Vernetzung der wasserführenden Systeme, insbesondere diejenige von grossen Strukturen. In den Wirtgesteinsformationen existieren wegen des tonigen Charakters der Gesteine keine grossräumig zusammenhängenden Oberflächenaufschlüsse, die diesbezüglich Schlussfolgerungen erlauben würden; auch die Aufschlüsse am Haldibach haben nur maximale Dimensionen von einigen Dekametern. Von weiteren Bohrungen von der Oberfläche aus ist keine Verbesserung des Kenntnisstandes zu erwarten, da die Festlegung der Orientierung der grossen Störungen mit grösseren Unsicherheiten behaftet ist, wodurch von Korrelationsversuchen zwischen Bohrungen keine belastbare Aussagen erwartet werden können. Im Laufe der Untertageuntersuchungen ist hingegen eine progressive Verbesserung des Kenntnisstandes zu erwarten, insbesondere wenn einmal längere Stollenabschnitte in verschiedenen Richtungen vorliegen.

Die oben genannten Ungewissheiten wurden in der Sicherheitsanalyse (NAGRA 1994) mit entsprechend konservativen Parametervariationen berücksichtigt (z.B. durchgehende Störungen mit max. 100 m Fliessweg bis zur Biosphäre, Anteil des Fliessweges in Kalkbänken von Kalkbankabfolgen = 80 %). Beim heutigen Kenntnisstand beträgt der Anteil des Fliessweges in Kalkbänken maximal 50 %. Es wird erwartet, dass durch die geplanten Untertageuntersuchungen weitere Reduktionen von Konservativitäten vorgenommen werden können.

Wasserführende Systeme im Nebengestein

In den geologischen Formationen in der näheren Umgebung des Wirtgesteins wurden noch zwei weitere wasserführende Systeme festgestellt. In Kalkformationen (Kieselkalk, Sichel-Kalk, Diphyoides-Kalk u.a.) korrelieren die meisten Wasserzuflüsse im Bohrloch mit Klüften oder komplexen Bruchnetzwerken (Typ 5). Ein weiteres, mit Typ 3 des Wirtgesteins vergleichbares System (drusige Adern in Sandsteinbänken) tritt in den tertiären Flyscheinheiten auf. In der Sicherheitsanalyse wurde die Radionuklidretardation im Nebengestein bisher nicht berücksichtigt. Aus diesem Grund ist die Datenbasis betreffend Mineralogie und Porosimetrie geringer als bei den Systemen im Wirtgestein, und es wurden keine konzeptuellen Modelle erstellt. Bei Bedarf können aber entsprechende Parameter am vorliegenden Kernmaterial bestimmt werden.

Über die räumliche Lage und Ausdehnung dieser Systeme liegen keine belastbaren Daten vor. Für eventuelle Sicherheitsbetrachtungen müssten in dieser Hinsicht konservative Annahmen gemacht werden.

9.5 Hydrochemische Verhältnisse

Wirtgestein

Die aus den Bohrungen entnommenen Grundwässer und Porenwässer des Wirtgesteins zeigen eine mit den hydrogeologischen Parametern konsistente Tiefenzonierung mit oberflächennahen rezenten Ca-HCO₃ Wässern, mindestens 40 bis mehrere tausend Jahre alten Na-HCO₃ Wässern und, ab Tiefen unterhalb 400 m unter Terrain, bedeutend älteren Na-CI Wässern, die noch grössere Anteile eines mehrere Millionen Jahre alten, neoalpinen Formationsfluids enthalten. Im Endlagergebiet, resp. in der Endlagerzone, können Wässer mit beliebigen Mischungsverhältnissen der beiden Endglieder Na-HCO₃ und Na-CI auftreten.

Vom Na-HCO₃ Typ konnten einige sehr gering kontaminierte Proben (<< 1 % Bohrspülung) entnommen und analysiert werden, was zu einem entsprechend gut definierten Referenzwasser geführt hat. Da Na-CI Wässer nur in Bereichen mit sehr geringen Gebirgsdurchlässigkeiten auftreten, konnten von diesem Wassertyp nur stark mit Bohrspülung kontaminierte Proben entnommen werden. Entsprechend sind die meisten Parameter des Na-CI Referenzwassers mit gewissen Unsicherheiten behaftet, da es sich um mit Hilfe von Modellrechnungen korrigierte Werte handelt. Die Aussagen bezüglich Genese und Alter der Wässer können aber trotzdem als gesichert beurteilt werden, da sie auf wenigen Hauptelementen und einer sehr charakteristischen Zusammensetzung der stabilen Wasserstoff- und Sauerstoffisotope beruhen. Aus dem zentralen Teil der Unterdruckzone unterhalb des Endlagerniveaus konnten aufgrund der extrem geringen Gebirgsdurchlässigkeit keine Wasserproben gewonnen werden. Es werden dort ebenfalls sehr alte, saline Wässer erwartet.

Der in NAGRA (1993b) dargestellte Kenntnisstand, die hydrochemischen Verhältnisse am Wellenberg betreffend, ist durch die späteren Bohrungen vollumfänglich bestätigt und zusätzlich vertieft worden. Es ist nicht zu erwarten, dass er durch zusätzliche Bohrungen wesentlich verbessert werden kann, da die Wasserprobenentnahme aus Tiefbohrungen in geringdurchlässigen, tonigen Gesteinen generell problematisch ist. Es kann davon ausgegangen werden, dass insbesondere von den noch wenig detailliert charakterisierten Na-CI Wässern praktisch kontaminationsfreie Proben aus Untertagebohrungen gewonnen und analysiert werden können. Eine konsequente Beprobung eventueller Wasserzutritte oder Tropfstellen aus dem Sondierstollen wird zu einem verfeinerten Bild der räumlichen Verteilung der Wassertypen resp. der Mischwässer führen. Hydrochemie und Isotopenhydrologie stellen auch potentiell geeignete Methoden zur Identifizierung auslegungsbestimmender Elemente dar, da diese wegen ihrer erhöhten Durchlässigkeit und Vernetzung charakteristische hydrochemische und isotopenhydrologische Eigenschaften aufweisen müssten. Auch in dieser Hinsicht sind die vorgesehenen Untersuchungen im Stollen bedeutend erfolgversprechender als in weiteren Bohrungen von der Oberfläche aus.

Nebengestein

Aus dem Bereich der quartären Lockergesteinsablagerungen wurden zahlreiche Wasserproben aus Piezometern und gefassten und ungefassten Quellen entnommen. An einer grossen Anzahl Proben wurden neben der Schüttung nur elektrische Leitfähigkeit, Temperatur und O₂-Sättigung gemessen, es liegt aber ein genügend grosser Datensatz von Proben mit hydrochemischen Analysen vor (z.T. auch Zeitreihen), um die oberflächennahen Verhältnisse zu charakterisieren und nachzuweisen, dass keine Anzeichen von bedeutenden Beimischungen von salinen Tiefengrundwässern bestehen.

Aus den Fels-Formationen ausserhalb des Wirtgesteins wurden ebenfalls verschiedene Wasserproben analysiert. Die Hydrochemie dieser Wässer, insbesondere ihre Isotopenzusammensetzung, unterscheidet sich deutlich von derjenigen der Wässer aus dem Wirtgestein.

Aus den Kalken und Sandsteinen der Axen-Decke existieren keine Wasserproben aus Tiefbohrungen, da diese Einheit nicht angebohrt worden ist. Da einzelne Formationen der Axen-Decke verkarstet sind, werden dort generell schwächer mineralisierte, junge Wässer mit z.T. hochgelegenem Einzugsgebiet erwartet, wie sie zum Beispiel aus Karstquellen (z.B. Chaltibach-Quelle im Engelbergertal) bekannt sind. Von diesen Quellen liegen hydrochemische Analysen und Isotopenmessungen vor.

9.6 Grundwasserzirkulationsverhältnisse

Oberflächennahe Grundwasserzirkulationsverhältnisse

Bei der Charakterisierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse wird zwischen oberflächennahen und tiefgründigen Grundwasserfliesssystemen unterschieden. Aus den oberflächennahen Verhältnissen werden die Randbedingungen für die Modellierung der regionalen Fliessverhältnisse abgeleitet und ein Teil der Daten fliesst in die Biosphärenmodelle der Sicherheitsanalyse ein. Die oberflächennahen Verhältnisse sind genügend belegt, sodass nennenswerte Unsicherheiten nur die Lage des Karstwasserspiegels in der Axen-Decke und des Kluftwasserspiegels in der Drusberg-Decke betreffen. Diese Unsicherheiten werden im hydrodynamischen Regionalmodell durch Parametervariationen berücksichtigt. Es ist nicht vorgesehen, diesbezüglich weitere Abklärungen vorzunehmen, da keine der Varianten als kritisch für die Endlagersicherheit beurteilt wird.

Transmissivitäts- und Potentialverteilung im Wirtgestein

Aus den Tiefbohrungen existiert ein umfangreicher Datensatz betreffend Transmissivität und hydraulisches Potential. Es besteht eine gute Korrelation von Transmissivität und Potential, mit Unterdrücken in den sehr geringpermeablen Zonen des Wirtgesteins. Im Randbereich des Wirtgesteinskörpers, der mit der Bohrung SB2 erfasst worden ist, existieren hingegen, trotz sehr geringen Durchlässigkeiten, keine Unterdrücke im entsprechenden Tiefenbereich. Die Daten aus den Langzeitbeobachtungssystemen belegen, dass es sich bei den gemessenen Unterdrücken nicht um Artefakte der Messmethode, sondern um reelle Werte handelt.

Im westlichen Teil des Endlagergebietes ist der Kenntnisstand, insbesondere wegen der bis knapp unter den Eggeligrat reichenden Schrägbohrung SB4a/s besser als im östlichen Teil, wo nur Daten aus der Bohrung SB1 ausserhalb des Endlagergebietes vorliegen. Die im vorliegenden Bericht dargestellte Transmissivitäts- und Potentialverteilung ist dort in vermehrtem Mass abhängig von den den Modellen zugrundeliegenden konzeptuellen Annahmen betreffend Genese der erhöhten Durchlässigkeit im obersten Bereich des Wirtgesteins. Auch hier werden geeignete Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Sondierstollen (z.B. die optionale Bohrung SB4b) die Unsicherheit weiter verringern.

Charakterisierung und Modellierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse im Wirtgestein

Die Konzeptualisierung und Quantifizierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse erfolgt zweckabhängig in verschiedenen Betrachtungsmassstäben (Kap. 7.7.1). Geologische Grundlagen bilden das Blockmodell (Hektometer-Skala) und das Standortmodell (Kilometer-Skala).

Auf hektometrischer Skala (Kavernenumfeldmodell) wird der in diskreten wasserführenden Systemen stattfindende Wasserfluss mit Hilfe von vernetzten, planaren Elementen modelliert, denen z.T. variable Transmissivitäten zugeordnet werden. Im Kilometerbereich (Regionalmodell, Endlagermodell) ist dieses Vorgehen weder sinnvoll noch möglich. Die hydrogeologischen Einheiten werden in diesen Fällen als äquivalent poröses Medium behandelt.

Das Regionalmodell liefert Aussagen über potentielle Exfiltrationsgebiete, über die Auswirkungen der Unterdruckzone und über Effekte hypothetischer auslegungsbestimmender Störungen auf das Grundwasserfliessfeld. Im Endlagermodell wird die Grundwasserzirkulation in der Umgebung eines hypothetischen Endlagers untersucht, unter Berücksichtigung der Endlagerbauwerke und der Versiegelungssysteme. Die Heterogenität des Wasserflusses im Bereich der Kavernen wird mit Hilfe des Kavernenumfeldmodells quantifiziert.

Die Modellierung der Grundwasserzirkulationsverhältnisse basiert auf einem umfangreichen geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Datensatz des Standorts Wellenberg. Gegenüber den in NAGRA (1993b) dargestellten Ergebnissen wurden die aus Bohrungen erhobene Datenbasis sowie der Umfang und Detaillierungsgrad der Modellierungen wesentlich erweitert. Die im vorliegenden Bericht präsentierten Modellrechnungen mit dem Regionalmodell zeigen, dass eine Exfiltration aus dem Endlagerbereich erst nach Abbau der Unterdruckzone möglich ist und dass dann als potentielles Exfiltrationsgebiet nur das Tal der Engelberger Aa in Frage kommt. Dabei sind zwei Fliesspfade möglich, einer via Kalke der Drusberg-Decke und ein direkter Pfad (d.h. vom Wirtgestein durch die Rutschmasse in die Schotter). Selbst unter Annahme extremer Randbedingungen konnte keine Exfiltration in die Rutschmasse Altzellen oder in das Secklis-Bach-Tal festgestellt werden. Verglichen mit den früheren Untersuchungen mit dem Pilotmodell (NAGRA 1993b) sind die Fliesswege zwischen Endlager und Biosphäre bedeutend länger.

Wie in Kapitel 9.4 dargelegt, bestehen bezüglich der Heterogenität des Grundwasserflusses innerhalb der wasserführenden Systeme, aber auch hinsichtlich der räumlichen Vernetzung der wasserführenden Systeme immer noch grössere Unsicherheiten, die sich auch in den Ergebnissen der Modellrechnungen mit entsprechenden Parametervariationen widerspiegeln. Konservative Ansätze, in denen von einer vollständigen Vernetzung ausgegangen wird (arthmetisches Mittel der gemessenen Transmissivitäten), werden im Gegensatz zu früheren Studien (NAGRA 1993b) nicht mehr berücksichtigt, weil dadurch Inkonsistenzen gegenüber der hydrochemischen Beschaffenheit der Grundwässer erzeugt werden. Im gleichen Sinn wird in der vorliegenden Auswertung auch erstmals die Unterdruckzone in die Modellrechnungen einbezogen; der erweiterte Datensatz, der auf eine ausgedehnte Unterdruckzone hinweist, das bessere Verständnis der Genese der Unterdruckzone und die bessere Übereinstimmung der Ergebnisse der Modellrechnungen mit den gemessenen Daten rechtfertigen diese Modifikationen.

Eine offene Frage besteht noch bezüglich der Anisotropie der effektiven K-Werte im Wirtgestein. Parametervariationen im K-Modell zeigen, dass die Anisotropie in erster Näherung vernachlässigt werden kann. Wenn man aber dem K-Modell ein konzeptuell verschiedenenes Blockmodell zugrunde legt, in welchem die steilen Störungen die flacheren Störungen nur noch beschränkt durchschlagen und in flachere einmünden (*'ramping'*), wäre mit einer stärkeren Anisotropie zu rechnen. Die Anisotropie würde unter diesen Annahmen den Wasserfluss in Richtung Unterdruckzone verringern. Solche Modellbetrachtungen können in späteren Projektphasen mit verbessertem Datensatz aus Untertageuntersuchungen durchgeführt werden.

Aufgrund der neuen Modellrechnungen mit dem aktualisierten Datensatz ist der Gesamtwasserfluss durch das Endlager um etwa eine Grössenordnung kleiner als in NAGRA (1993b) berechnet. Konservative Parametervariationen wie z.B. der Einbau einzelner grosser auslegungsbestimmender Störungszonen im Regionalmodell werden aber weiterhin beibehalten, obwohl bisher keine solchen Elemente nachgewiesen worden sind. Es wird davon ausgegangen, dass die Modelle aufgrund neuer Daten aus Untertageuntersuchungen weiter verfeinert werden können und dass eine weitere Einschränkung des Spektrums der Hypothesen möglich sein wird.

Zweiphasenflussverhältnisse und Parameter für die Modellierung der Endlagergas-Freisetzung

Der Datensatz zur konzeptuellen und quantitativen Charakterisierung von Zweiphasenflussprozessen ist gegenüber den in NAGRA (1993b) dargestellten Ergebnissen erheblich erweitert worden. Es kann gezeigt werden, dass die mobile fluide Phase im Wirtgestein unter natürlichen Verhältnissen in guter Näherung als Einphasensystem betrachtet werden kann, da nur bei wenigen hydraulischen Tests Anzeichen für einen geringen Volumenanteil von freiem Methangas bestehen. Lokal begrenzte (isolierte) Gasvorkommen können aus prinzipiellen Überlegungen zwar nicht ausgeschlossen werden, der Einfluss auf die grossräumige Grundwasserströmung kann aber bei geringem Volumen vernachlässigt werden. Eine wesentliche Erweiterung des Datensatzes durch Untertageuntersuchungen ist wenig wahrscheinlich, da die Verhältnisse in Stollennähe aufgrund der resultierenden Druckabsenkung gestört sein werden.

In Bezug auf die Endlagergas-Freisetzung sind die Zweiphasenflussparameter (relative Gaspermeabilität, Gasschwellendruck) von Bedeutung. Die im Bereich wasserführender Systeme gemessene Permeabilität-Sättigungsbeziehung und der Schwellendruck sind hinsichtlich der Endlagergas-Freisetzung günstig. Für die Modellierung der Endlagergas-Freisetzung liegen die grössten Unsicherheiten bei den dem Modell zugrundeliegenden konzeptuellen Annahmen bezüglich der Ausbildung der Fliesspfade (Channels) innerhalb der wasserführenden Systeme und der grossräumigen Vernetzung der wasserführenden Systeme. Fortschritte im Hinblick auf den Kenntnisstand hinsichtlich Endlagergas-Freisetzung sind in erster Linie durch konzeptuelle Anpassungen und Konsistenzprüfungen gegenüber hydraulischen Modellen zu erwarten.

Hydraulische Charakterisierung der Auflockerungszone um Stollen und Kavernen

Die felsmechanischen und hydraulischen Eigenschaften der Auflockerungszone (AUZ) um Stollen und Kavernen beruhen auf Modellrechnungen mit konservativen Abschätzungen der felsmechanischen Parameter und der in-situ Spannungen, da aus den Wirtgesteinsformationen noch keine Ergebnisse von Untertageuntersuchungen der AUZ vorliegen. Andere Hinweise über die Ausdehnung und die hydraulischen Eigenschaften von Auflockerungszonen liegen aus Felslaborprogrammen im Kristallingestein (Äspö, Grimsel) vor. Sie belegen, unter dem Vorbehalt der Übertragbarkeit, die Konservativität des Wellenberg-Datensatzes.

Die Berechnungen für das Wirtgestein am Wellenberg haben gezeigt, dass der Bereich mit signifikanten Änderungen des Primärspannungszustandes bis ca. 2 Hohlraumradien in das Gebirge hineinreichen kann und damit ausserhalb der plastischen Zonen zu zusätzlichen elastischen Deformationen führen kann. Diesem Umstand wurde im Endlagermodell und im Kavernenumfeldmodell Rechnung getragen und Durchlässigkeitsänderungen auch ausserhalb der plastischen Zone einbezogen, indem der K-Wert des Wirtgesteins im inneren Bereich (Mächtigkeit = 1 Hohlraumradius) um die Faktor 100 und 1000, im äusseren Bereich um die Faktoren 10 resp. 100 erhöht wird. Eine andere Variante, dass die Durchlässigkeit der AUZ einen konstanten, von der Wirtgesteinsdurchlässigkeit unabhängigen, stark erhöhten Wert besitzt (10⁻⁸ m/s), wurde im Endlagermodell in einer Sensitivitätsstudie ebenfalls berücksichtigt.

Die abgeleiteten hydraulischen Parameter der AUZ basieren auf Untersuchungen, die mit verschiedenen Modellansätzen durchgeführt wurden. Jedes dieser Modelle wurde optimal angepasst, um unterschiedliche Aspekte zu untersuchen. Laufende Entwicklungen lassen hoffen, dass bald Programme erhältlich sein werden, die gekoppelte dreidimensionale hydro-mechanische Modellierungen in geklüftetem Gestein ermöglichen. Deshalb werden Untersuchungen dieser Art auch in Zukunft weitergeführt. Allerdings wird der grosse Durchbruch dann erwartet, wenn spezifische felsmechanische und hydraulische Felddaten aus Untertagebauten als Modellinput verwendet werden können. Bis es soweit ist, werden –wie im vorliegenden Fall –konservative Annahmen verwendet.

9.7 Geologische Langzeitszenarien

Die Erarbeitung der geologischen Langzeitszenarien beruht nur zu einem geringen Teil auf geologischen Daten des Standortgebietes (Topographie, Quartärgeologie). Massgebend für die quantitative Behandlung sind Daten aus überregionalen neotektonischen Studien, d.h. der Analysen des Landesnivellements, der Spannungsmessungen, der Studien über die Erdbebentätigkeit sowie empirische Daten betreffend Zusammenhänge zwischen Klima und Erosion. Die grösste Unsicherheit betrifft die Prognose der klimatischen Langzeitveränderungen, die aufgrund des heutigen Wissensstandes auch von anthropogenen Faktoren abhängen.

Für die Langzeitszenarien wird aufgrund der vorliegenden Daten mit einer anhaltenden alpinen Orogenese (Hebung und Erosion) gerechnet. Auch bei der Berücksichtigung der ungünstigsten aller möglichen Klimaveränderungen und sehr konservativer Parameterwahl ist das Endlager bei einer Betrachtungszeit von 100'000 Jahren von der Erosion nicht direkt betroffen; es ist aber mit einer allmählichen Erhöhung der Wirtgesteinsdurchlässigkeit im Endlagerbereich und mit einem graduellen Abbau der Unterdruckzone zu rechnen. Die Auswirkungen der Veränderung der topographischen Verhältnisse und die Effekte einer erneuten Wiederbelastung des Wirtgesteins bei einer zukünftigen Vergletscherung wurden bisher noch nicht hydrodynamisch modelliert.

Da die Prognose der Langzeitveränderungen nur zu einem geringen Teil von standortspezifischen Daten abhängt, wird nicht erwartet, dass die Ergebnisse weiterer Felduntersuchungen einen Einfluss auf die Quantifizierung der Langzeitszenarien haben werden.

9.8 Auswirkung von Erdbeben

Aufgrund der durchgeführten Standortuntersuchungen und weltweiter Erfahrungen aus Untertagebauten ist eine Gefährdung des Endlagers durch Erdbeben nicht zu erwarten. Die Existenz der in mehreren Bohrungen nachgewiesenen Unterdruckzone und das Vorhandensein von sehr alten salinen Formationswässern im sehr geringdurchlässigen Teil des Wirtgesteins zeigen, dass die zahllosen Erdbeben der Vergangenheit bis heute keine massgeblichen Spuren (z.B. neu gebildete starkdurchlässige Wasserfliesswege) hinterlassen haben. Es ist deshalb auch in Zukunft nicht damit zu rechnen, dass durch Erdbeben neue, permanent stark durchlässige Wasserfliesswege im Wirtgestein entstehen werden. Allfällige Umverteilungen des Wasserflusses aufgrund von tektonischen Bewegungen entlang existierender Störungen bei gleichbleibender Gesamtdurchlässigkeit können nicht ausgeschlossen werden; ein ungünstiger Einfluss auf die Endlagersicherheit ist dadurch nicht zu erwarten.

Falls im Laufe der Untertageuntersuchungen höherdurchlässige oder sogar auslegungsbestimmende Störungszonen angetroffen werden, kann mit geeigneten mineralogischen und isotopengeochemischen Methoden geprüft werden, ob junge tektonische Ereignisse für die Entstehung verantwortlich sind, oder ob es sich um ältere Phänomene der alpinen Gebirgsbildung handelt.

9.9 Zusammenfassung

Mit der Synthese der geologischen Untersuchungen am Wellenberg von der Oberfläche aus ist ein Kenntnisstand erreicht worden, der mit einer vertretbaren Anzahl weiterer Bohrungen nicht massgeblich verbessert werden kann. Eine Verringerung der bestehenden Unsicherheiten ist nur mit Hilfe eines Sondierstollens möglich. Die in NAGRA (1993b) dargestellten Erkenntnisse sind im wesentlichen bestätigt worden, wobei in einigen Fällen noch ein detaillierteres Bild mit vertieftem Verständnis der Mess- und Analysenergebnisse gewonnen werden konnte.

Wichtige Fortschritte wurden durch eine belastbarere Charakterisierung der wasserführenden Systeme, aber auch hinsichtlich der Strategie der hydrodynamischen Modellierung erzielt, indem neben deterministischen Modellgrundlagen auch probabilistische Ansätze und konditionale Simulationen angewendet wurden und eine explizite Berücksichtigung der Unterdruckzone stattfand. Dadurch ergibt sich auch ein konsistenteres Gesamtbild im Hinblick auf die hydrochemischen Verhältnisse. Betreffend Heterogenität der Wasserführung des Wirtgesteins würden weitere Daten aus Bohrungen von der Oberfläche aus zwar eine gewisse Verbesserung der Statistik, nicht aber eine belastbare deterministische Erfassung potentiell auslegungsbestimmender Elemente ermöglichen.

Insgesamt wird erwartet, dass die für einige Parameter noch sehr breiten Interpretationsspielräume (z.B. hydraulische Eigenschaften der Auflockerungszone) durch die zukünftigen Untertageuntersuchungen weiter eingeengt werden können. Das würde dazu führen, dass in der Sicherheitsanalyse gewisse konservative Datensätze durch besser belegte realistische Werte ersetzt werden könnten.

LITERATURVERZEICHNIS

- AKIN, H. & SIEMES, H. 1988: Praktische Geostatistik Einführung für den Bergbau und die Geowissenschaften. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- ALBERT, W. 1995: Petrophysikalische Parameter Ein Indikator für die hydraulische Durchlässigkeit? Nagra informiert 26. Nagra, Wettingen.
- ALBERT, W., ROTH, P. & BLÜMLING, P. 1995: Reflexionsseismik. Nagra informiert 26. Nagra Wettingen.
- ANDEREGG, H. 1940: Geologie des Isentals (Uri). Beitr. geol. Karte der Schweiz N.F. 77.
- ANDREWS, J.N. 1989: Mechanisms for noble gas dissolution by groundwater. In: Proceedings of isotopes of noble gases as tracers in environmental studies. International Atomic Energy Agency, p. 87-110. Vienna.
- ANGEHRN, P.P. 1984: Bewirtschaftungsgrundlagen für das Grundwasser. Amt für Umweltschutz und Planung des Kanton Nidwalden. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. P.P. Angehrn AG, Weggis.
- ANGEHRN, P.P. 1987: WLB: Hydrogeologische Bestandesaufnahme zum Talgrundwasserträger zwischen Wolfenschiessen/NW und Obermatt/OW. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ANGHERN, P.P. & NAGRA 1996: WLB: Quell- und Grundwassermessprogramme Berichte 1995. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ARBENZ, P. 1911: Geologische Karte des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50'000. Spezialkarte Nr. 41.
- ARBENZ, P. 1918: Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50'000. Spezialkarte Nr. 84.
- ARBENZ, P. 1934: Exkursion Nr. 60: Engelberg-Jochpass-Engstlenalp-Frutt-Melchtal-Sarnen. Geol. Führer Schweiz, Fasc. X, 776 - 789, Wepf, Basel.
- ARBENZ, P. 1937: Bericht über die F\u00e4rbungs- und Salzungsversuche am Abfluss des Melchsees (Obwalden) im Winter und Fr\u00fchjahr 1936. Unpubl. Ber. z.H. der Centralschweizerischen Kraftwerke, Luzern, 56 S. u. 14 Beil.
- ARBENZ, P. & MÜLLER, F. 1920: Über die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. Eclogae geol. Helv. 16/1, 111-116.
- ARCA, S. & BERETTA, G.P. 1985: Prima sintesi geodetica-geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia Settentrionale (1897 - 1957). Boll. di Geodesia e scienze affini, Rinvista dell'Instituto Geografico Militare Anno XLIV, N. 2.

- ARISTORENAS, G.V. 1992: Time-dependent behavior of tunnels excavated in shale. Diss. MIT, Cambridge, USA.
- ARISTORENAS, G.V. & EINSTEIN, H.H. 1993: WLB: Numerical investigation of underpressures occurring at Wellenberg (Final report). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BAEYENS, B. & BRADBURY, M.H. 1994: Physico-chemical characterisation and calculated in situ porewater chemistries for a low permeability Palfris Marl sample from Wellenberg. Nagra Tech. Ber. NTB 94-22. Nagra, Wettingen.
- BAG 1995: Umweltradioaktivität und Strahlendosen in der Schweiz. Bundesamt für Gesundheitswesen, Abteilung Strahlenschutz. Bern.
- BALLENTINE, C.J., MAZUREK, M. & GAUTSCHI, A. 1994: Thermal constraints on crustal rare gas release and migration: Evidence from Alpine fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 4333-4348.
- BARNETT, J.A.M., MORTIMER, J., RIPPON, J.H., WALSH, J.J. & WATTERSON, J. 1987: Displacement geometry in the volume containing a single normal fault. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 71/8, 925-937.
- BARTON, N. & BAKTHAR, K. 1987: Description and modelling of rock joints for the hydro-thermal-mechanical design of Nuclear Waste Vaults. AECL Rep. TR-418. AECL, Whiteshell Nuclear Research Establ. Canada.
- BARTON, N., LIEN, R. & LUNDE, J. 1974: Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. Rock Mech. 6, 183-236.
- BAUMANN, A. & FRIEG, B. 1994: Grundwasserspiegelbeobachtungen WLB: Archivierung der Messdaten von PBo1-7 (Zeitraum 1990-1993). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BAUMANN, A., CORREA, N. & KIRCHNER, R. 1992a: Hydrogeologische Charakterisierung der Beobachtungsstellen an der Oberfläche am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BAUMANN, A., CORREA, N. & KIRCHNER, R. 1992b: Hydrogeologische Kontrollmessungen an der Oberfläche am Wellenberg - Ganglinien 1987-1991. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BAUMANN, A. 1995a: WLB: Kluft-/Karstwasserspiegel in der Karbonatserie des Wellenberg (Drusberg-Decke) und in der Axen-Decke. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BAUMANN, A. 1995b: WLB: Auswertung der oberflächennahen hydrogeologischen Langzeitdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

- BAUMGÄRTNER, J. 1987: Anwendung des Hydraulic-Fracturing-Verfahrens für Spannungsmessungen im geklüfteten Gebirge, dargestellt anhand von Messergebnissen aus Tiefbohrungen in der Bundesrepublik Deutschland, Frankreich und Cypern. Berichte des Inst. für Geophysik, Ruhr-Universität Bochum Reihe A, 21.
- BIENIAWSKI, Z.T. 1973: Engineering, classification of jointed rock masses. Trans. S. Afr. Inst. Civil Eng. 15, 335-344.
- BIERI, B. 1982: Geologie und Mineralwasser des Schimbriggebiets. Mitt. Naturf. Ges. Luzern 27, 41-95.
- BIOT, M.A. 1941: General theory of three-dimensional consolidation. J. Appl. Physics 12, 155-165.
- BIRKHÄUSER, P., SATTEL, G. & ROMIJN, R. 1991: Reflexionsseismik 1989 am Standort Wellenberg – Processing. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLASER, P. 1990: WLB: Bodengasmessungen 1988 und 1989 im Standortgebiet Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLASER, P. 1993a: Bodengasmessungen 1990 im Standortgebiet WLB Auswertungen im Hinblick auf künftige Messungen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLASER, P. 1993b: Gasanalysen und Isotopendaten an Gesteinsproben aus der Umgebung des Standortgebiets Wellenberg sowie an Kernproben der SB4 – Messdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLASER, P. 1993c: WLB: Dokumentation der Wasser- und Gasprobenentnahmen und der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Rohdaten in SB4, SB3, SB1, SB6 und SB2 im potentiellen Standortgebiet Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLASER, P. 1996: WLB: Dokumentation der Wasser- und Gasprobenentnahmen und der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Rohdaten in den Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLÄSI, H.R. 1994: Die erbohrten Einheiten: Stratigraphie, Lithologie und Mineralogie. In: MAZUREK, M. et al. (eds.): WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLÄSI, H.R. & MEYER, J. 1988: OBS-1: Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BLÜMLING, P. 1986: In-situ Spannungsmessungen in Tiefbohrungen mit Hilfe von Bohrlochrandausbrüchen und die Spannungsverteilung in der Kruste Mitteleuropas und Australiens. Diss. Univ. Karlsruhe.

- BLÜMLING, P. & GLAWE, U. 1996: WLB: Felsmechanik-Datensatz und Resultate der in situ Spannungsmessungen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BÖGLI, A. 1985: Das Muotatal. In: JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, TH., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L.: Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100'000, Blatt Panixerpass. Schweiz. geotech. Komm., Zürich.
- BÖGLI, A. & HARUM, T. 1981: Hydrogeologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatales (Schweiz). In: BEHRENS, H., BÖGLI, A., HARUM, T., HÖTZL, H., KÄSS, W., LEIBUNDGUT, CH., MAURIN, V., MOSER, H., RAJER, H., RANK, D., STICHLER, W., ZOJER, H. & ZÖTL, G. Steir. Beitr. zur Hydrogeol. 33, Graz.
- BÖLLING, S. 1996: Wellenberg 94 Reflexionsseismik: Datenbearbeitungsbericht. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- BOURKE, P.J., JEFFERIES, N.L., LEVER, D.A. & LINEHAM, T.R. 1993: Mass transfer mechanisms in compacted clays. In: MANNING et al.: Geochemistry of clay-pore fluid interactions. Min. Soc. Series 4, 331-350. Chapman & Hall, London.
- BRÄUER, V., KILGER, B. & PAHL, A. 1989: Felslabor Grimsel Ingenieurgeologische Untersuchungen zur Interpretation von Gebirgs-Spannungsmessungen und Durchströmungsversuchen. Nagra Tech. Ber. NTB 88-37. Nagra, Wettingen.
- BREDEHOEFT, J.D. & COOLEY, R.L. 1983: Comment on 'A note on the meaning of storage coefficient' by NARASIMHAN, T.N. & KANEHIRO, B.Y. 1980. Water Resour. Res. 19/6, 1632-1634.
- BREDEHOEFT, J.D., WESLEY, J.B. & FOUCH, T.D. 1994: Simulation of the origin of fluid pressure, fracture generation, and the movement of fluids in the Uinta Basin, Utah. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 78, 1729-1747.
- BREITSCHMID, A. 1982: Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). Eclogae geol. Helv. 75/2, 331-380.
- BROOKS, J. 1981: Organic maturation studies and fossil fuel exploration. Academic Press, London.
- BROOKS, R.A. & COREY, A.T. 1964: Hydraulic properties of porous media. Hydrogeology Paper N0. 3, Colorado State Univ.
- BRÜCKNER, W. 1943: Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 80.
- BURGER, H. 1985: Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (Basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. Diss. Univ. Zürich.

- BURGER, H. & STRASSER, A. 1981: Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv. 74/2, 529-560.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPENICK, R.B., NELSON, H.F. & OTO, J.B. 1982: Variation of seawater 87Sr/86Sr throughout Phanerozoic time. Geol. 10, 516-519.
- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. 1916: Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1:50'000. Geologische Spezialkarte Nr. 66a mit Profiltafel Nr. 66b. Schweiz. geol. Komm.
- CHILES, J.P. 1987: Three dimensional geometric modelling of a fracture network. Proc. of the DOE/AECL Conference on Geostatistical, Sensitivity and Uncertainty Methods for Groundwater Flow and Radionuclide Transport Modelling.
- CHRIST, P. 1920: Geologische Karte des Gebietes Stanserhorn-Arvigrat, 1:25'000. Unpubl. Originalkartierung. Depot Schweiz. geol. Komm.
- COLENCO 1996: Verification of the transient groundwater model TCGM. Unpubl. Colenco Report. Colenco Power Consulting Ltd. Baden.
- CORBET, T.F. & BETHKE, C.M. 1992: Disequilibrium fluid pressures and groundwater flow in the Western Canada Sedimentary Basin. J. Geophys. Res. 97/B5, 7203-7217.
- CORNET, F.H. 1986: Stress determination from hydraulic tests on preexisting fractures – the HTPF method. Proc. Int. Symp. on Rock Stress and Rock Stress Measurements, Stockholm, Centek Publishers, 301-312.
- CRAIG, H. 1961: Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133, 1833-1934.
- CRAIG, H., LUPTON, J.F. & HORIBE, Y. 1978: A mantle helium component in Circum Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianes and Mt. Lassen. In: ALEXANDER, E.C. & OZIMA, M. (eds.): Terrestrial Rare Gases, 3-16. Japan sci. Soc. Press, Tokyo.
- DAVIES, P.B. 1991: Evaluation of the role of threshold pressure in controlling flow of waste-generated gas into bedded salt at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP). Sandia Report SAND90-3246 UC-721. Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico.
- DEGUELDRE, C. 1994: Colloid properties in groundwaters from crystalline formations. Nagra Tech. Ber. NTB 95-05. Nagra, Wettingen.
- DEGUELDRE, C., LAUBE, A. & SCHOLTIS, A. 1994: WLB: A study of colloids in groundwater at the Wellenberg site: Status Report. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

- DEGUELDRE, C., LAUBE, A., KEIL, R. & SCHOLTIS, A. 1997: WLB: A study of colloids in groundwaters at the Wellenberg site: Status Report. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DEICHMANN, N. 1990: Seismizität der Nordschweiz 1987-1989 und Auswertung der Erdbebenserien von Günsberg, Läufelfingen und Zeglingen. Nagra Tech. Ber. NTB 90-46. Nagra, Wettingen.
- DEICHMANN, N., PFISTER, M. & RÜTTENER, E. 1993: Erdbeben in der Zentralschweiz. In: NAGRA: Endlager für kurzlebige Abfälle EL-SMA: Beiträge zum Fragenkomplex Erdbeben. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DE MARSILY, G. 1986: Quantitative hydrogeology. Groundwater hydrology for engineers. Academic Press, London/San Diego.
- DIAMOND, L.W. & MARSHALL, D.D. 1994: Fluid inclusions in vein samples from boreholes at Wellenberg, Switzerland. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DICK, K.A., GRAF, H.R., MÜLLER, B.U., HARTMANN, P. & SCHLÜCHTER, C. 1996: Das nordalpine Wasserschloss und seine eiszeitgeologische Umgebung. Eclogae, geol. Helv. 89/1, 635-645.
- DOMENICO, P.A. & PALCIAUSKAS, V.V. 1979: Thermal expansion of fluids and fracture initiation in compacting sediments. Geol. Soc. Amer. Bull. 90/I, 953-979.
- DORNSTÄDTER, J. 1992: WLB: Sondierbohrung SB1 Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DORNSTÄDTER, J. 1992: WLB: Sondierbohrung SB4 Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DORNSTÄDTER, J. 1992: WLB: Sondierbohrung SB6 Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DORNSTÄDTER, J. 1995: WLB: Sondierbohrung SB4a/vertikal Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- DOWDING, C.H. & ROZEN, A. 1978: Damage to rock tunnels from earthquake shaking. J. Geotech. Eng. Div., ASCE, 104/GT2.
- EBERL, D.D. & SRODON, J. 1988: Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. American Mineralogist 73, 1335-1345.
- ECKERT, H.R. 1963: Die obereozänen Globigerinenschiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schrattenfluh. Eclogae geol. Helv. 56/2, 1001-1072.

- EICHENBERGER AG 1986: Arbeitsrapporte und Auswertungsunterlagen über die Abpressversuche in den Piezometerbohrungen P2 und P3, Baustelle Melchsee-Frutt. Unpubl. Arbeitsunterlagen der Eichenberger AG, Zürich.
- EICHER, U. 1994: Der Gerzensee Eine vegetationsgeschichtliche Studie. Ver, nderungen und Entwicklungen seit der letzten Eiszeit. Mitt. der Naturwiss. Ges. Thun 12, 25-61.
- EICHINGER, L. 1994: WLB: Gasuntersuchungen am Wellenberg: Zusammensetzung der Gase. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ENACHESCU, C., LAVANCHY, J.M., SENGER, R., TAUZIN, E. & WOZNIEWICZ, J. 1996: WLB: Hydraulic testing SB4a/s Interval report 448.0-457.5 m aBH (measured, 324.7-331.7 m bGL (true vertical), Test VM11. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ERNST, W., SCHMITT, M. & SCHÄRFE SYSTEM 1988: WLB: Messung freier und sorbierter Bodengase (Bodenluft) im Gebiet Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- EWI & GPAG 1994: Endlager für kurzlebige Abfälle Anlagen und Betrieb, EL SMA-AB: Kavernen- und Stollenbemessung Untersuchungskonzept Felsmechanik. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FABER, E. 1987: Zur Isotopengeochemie gasförmiger Kohlenwasserstoffe. Erdöl Erdgas Kohle 103/5, 210-218.
- FICHTER, H.J. 1934: Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 69.
- FINSTERLE, S. 1993: Inverse Modellierung zur Bestimmung hydrogeologischer Parameter eines Zweiphasensystems. Nagra Tech. Ber. NTB 93-20. Nagra, Wettingen.
- FINSTERLE, S. 1995: WLB: Test design for determining two-phase hydraulic properties at the Wellenberg site. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FINSTERLE, S. 1996: Design of a welltest for determining two-phase hydraulic properties. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FINSTERLE, S., MISHRA, S., VINARD, P. & VOMVORIS, S. 1992: Wellenberg: Regional gas depletion model - one-dimensional scoping calculations. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FINSTERLE, S. & PRUESS, K. 1997: WLB: Design and analysis of a well test for determining two-phase hydraulic properties. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

- FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. 1987: Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian). Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. Eclogae geol. Helv. 80/1, 141-191.
- FRENCH, M. & BROWN, G. 1995: Wellenberg 94 Reflection Seismic: Processing Report. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FRENCH, M. & BURNHAM, T. 1991: Reflexionsseismik 1989 am Standort Wellenberg
 Reprocessing (zero velocity layer migration). Unpubl. Nagra Interner Ber.
 Nagra, Wettingen.
- FREY, M. 1970: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. Sedimentology 15, 261-279.
- FREY, M. 1978: Progressive low-grade metamorphism of a blck shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. J. Petrol. 19, 95-135.
- FREY, M., JÄGER, E. & NIGGLI, E. 1976: Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel-Chiasso. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 649-659.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. 1980a: Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. Eclogae geol. Helv. 73/1, 173-203.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. 1980b Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso – a review. Eclogae geol. Helv. 73/2, 527-546.
- FRIEG, B. (ed.) 1991: Piezometerbohrungen im Engelbergertal Sondiergebiet Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FRIEG, B. & JÄGGI, K. 1995: WLB: Sondierbohrung SB4a/vertikal: Einbaubericht Langzeitbeobachtungssystem. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FRIEG, B., HALMES, C., KELLER, B., LAVANCHY, J.-M., LIMACHER, B., LORENZ, H.G. & TAUZIN, E. 1996: Piezometerbohrungen PBo 7-12 im Engelberger Tal bei Wolfenschiessen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. 1970: Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart/sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- FUNK, H.P. 1971: Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz). Eclogae geol. Helv. 64/2, 345-433.
- FUNK, H.P., FÖLLMI, K.B. & MOHR, H. 1994: Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, Eastern Helvetic alps. In: SIMO, T., SCOTT, R.W. & MASSE, J.P. (eds.): Atlas of Cretaceous carbonate platform. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 56.

- FUNK, H.P., LABHART, T., MILNES, A.G., PFIFFNER, O.A., SCHALTEGGER, U., SCHINDLER, C., SCHMID, S.M. & TRÜMPY, R. 1983: Bericht über die Jubiläumsexkursion 'Mechanismus der Gebirgsbildung' der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. Eclogae geol. Helv. 76/1, 91-123.
- GASSLER, W. & KARSCH, H. 1996: Sondierbohrungen Wellenberg SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6 Bau- und Umweltaspekte, Bohrtechnik. Textband und Beilagenband. Nagra Tech. Ber. NTB 94-09. Nagra, Wettingen,
- GATTO, H. 1992: WLB: Sondierbohrung SB4 Petrophysikalische Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GATTO, H. 1993a: WLB: Sondierbohrung SB1 Petrophysikalische Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GATTO, H. 1993b: WLB: Sondierbohrung SB3 Petrophysikalische Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GEMAG & ENMOTEC 1990: WLB: Bodengasmessungen 1989. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GEOTEST AG 1991: WLB: Sondierstandort Wellenberg Bohrung SB4 Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GEOTEST AG 1992a: WLB: Sondierbohrung SB3 Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GEOTEST AG 1992b: WLB: Sondierbohrung SB1 Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GEOTEST AG 1993a: WLB: Sondierbohrung SB6 Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GEOTEST AG 1993b: WLB: Sondierbohrung SB2 Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GNW 1994: Technischer Bericht zum Gesuch um die Rahmenbewilligung für ein Endlager schwach- und mittelaktiver Abfälle am Wellenberg, Gemeinde Wolfenschiessen, NW. GNW Tech. Ber. 94-01. GNW, Wettingen.
- GRAF, R. & ROTH, P. 1996: Reflexionsseismik Wellenberg 1994: Planung, Akquisition, Datenverarbeitung und Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GRANT, M.A. 1977: Permeability reduction factors at Wairakei. Proc. of the ASME/AICHE Heat Transfer Conference, paper 77-HT-52, Salt Lake City, Utah, USA.

- GRANT, F.S. & WEST, G.F. 1965: Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Co., New York.
- GRETENER, P.E. 1979: Pore pressure: Fundamentals, general ramifications and implications for structural geology. Educ. Course Note Ser. amer. Assoc. Petrol. Geol. 4.
- GRINDROD, P., HERBERT, A., ROBERTS, D. & ROBINSON, P. 1991: NAPSAC Technical Document. Stripa Project Technical Report TR 91-31. SKB, Stockholm.
- GÜBELI, A. 1994a: WLB: Geologische Detailkartierung. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GÜBELI, A. 1994b: WLB: Seismische Messungen 1994 Schadenereignisse im Bereich der für die Testmessungen gesetzten Schusspunkte. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. A. Gübeli z.H. der Nagra.
- GÜBELI, A. 1994c: WLB: Sondierbohrungen SB1, SB3 und SB4 Geologische Interpretation der petrophysikalischen Messungen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GÜBELI, A. 1995: WLB: Piezometerbohrungen im Gebiet Altzellen und Seklisbachtal. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GÜBELI, A. 1996a: WLB: Seismische Messungen 1994 Rutschkataster. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GÜBELI, A. 1996b: WLB: Rutschmasse von Altzellen und Rutschgebiet Eggeli Geologische Interpretation der geodätischen Messresultate. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GÜBELI, A. & THALMANN, C. 1993: WLB: Verteilung und Raumlage von Störungen und Kalkbänken im Wirtgestein der Bohrungen SB1, SB3 und SB4. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GUBLER, E. 1976: Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 675-678.
- GUBLER, E. 1991: Recent crustal movements in Switzerland Vertical movements. Chap. 5: Geodynamics. In: Swiss Geodetic Commission (eds.): Report on the Geodetic activities in the years 1987 to 1991. SGC Rep., Zürich, presented to the XX General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics in Vienna, August 1991.
- GUBLER, E., KAHLE, H.G., KLINGELE, E., MÜLLER, S. & OLIVIER, R. 1981: Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. Tectonophysics 71, 125-152.

- GUBLER, T. & TRÜSSEL, M. 1995: WLB: Höhlensystem M37-M40-M68 Melchsee-Frutt, 6064 Kerns - Neotektonische Beobachtungen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- GUTZWILLER, R.P. 1981: Die Malm-Vorkommen des Sinsgäus und des Sulztals (Helvetische Decken der Zentralschweiz). Diss. Univ. Basel.
- HAEBERLI, W. 1994: Research on permafrost and periglacial processes in mountain areas – status and perspectives. Proc. 6th Int. Conf., South China University of Technology Press, Beijing, China, 2, 1014-1018.
- HANTKE, R. 1961: Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1.
- HANTKE, R. 1980: Eiszeitalter. Band 2: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete – Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau und Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhone-System. Ott Verlag AG, Thun.
- HANTUSH, M.S. 1964: Hydraulics of wells. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., 281-433.
- HÄRING, M.O. 1993: WLB: Sondierbohrung SB6 Petrophysikalische Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HÄRING, M.O. 1995: WLB: Sondierbohrung SB4a/v Petrophysikalische Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HEER, W. & HADERMANN, J. 1996: Grimsel Test Site Modelling radionuclide migration field experiments. Nagra Tech. Ber. NTB 94-18. Nagra, Wettingen.
- HEINEMANN, B. 1992: WLB: Sondierbohrung SB3 Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HELLMUTH, K.-H. & SIITARI-KAUPPI, M. 1997: Imprägnation von Tongesteinen mit C-14-Polymethylmethacrylat - Teil 1: Zusammenfassender Bericht über Laborversuche an Opalinuston und Palfrismergel. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HERB, R. 1983: Eozän. In: Bayer et al. 1983: Bericht über die Jubiläumsexkursion 'Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse' der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. Eclogae geol. Helv. 76/1, 125-180.
- HERB, R. 1988: Eozäne Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. Eclogae geol. Helv. 81/3, 611-657.
- HERB, R. 1990: Die eocaenen Sedimente der Bohrung Wellenberg, WLB SB4 Stratigraphie, Mikropaläontologie, Mikrofazies und tektonische Zugehörigkeit. Unpubl. Auftragnehmerber. der Univ. Bern z.H. der Nagra.

- HETTKAMP, TH. & RUMMEL, F. 1996: WLB: Erstellung eines Materialgesetzes zum Deformationsverhalten des Wirtgesteins am Standort Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HSÜ, K.J. & BRIEGEL, U. 1991: Geologie der Schweiz Ein Lehrbuch für den Einstieg und eine Auseinandersetzung mit den Experten. Birkhäuser Verl., Basel-Boston-Berlin.
- HUBBERT, M.K. & WILLIS, D.G. 1957: Mechanics of hydraulic fracturing. Trans. amer. Inst. min. Eng. 210, 153-168.
- HUBER, K. 1996: WLB-SB4a/s: Spannungsuntersuchung anhand der FMI-Daten aus der Messung am 7. Juli 1995 und der FMS-Messung am 9. Oktober 1995 in der Bohrung SB4a/s. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUBER, K. & WEHRLE, V. 1995: WLB: Spannungsuntersuchung anhand der FMI- und UBI-Daten aus der Messung am 9. März 1995 in der Bohrung SB4a/v. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUBER, M. & HUBER, A. 1990: WLB: Strukturgeologische Vorstudien Zweiter Bericht. Unpubl. Auftragnehmerber. z.H. der Nagra.
- HUBER, M. & HUBER, A. 1994a: WLB: Strukturgeologische Synthese und tektonisches Modell. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUBER, M. & HUBER, A. 1994b: Strukturgeologische Terminologie bei Gelände- und Kernaufnahmen in Sedimentgesteinen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUBER, M. & HUBER, A. 1997: Auswertung der strukturgeologischen Untersuchungen der Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUBER, M. & HUBER, A. & GÜBELI, A. 1994: WLB: Ergänzende Feldstudien 1994. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUBER, M., KLEBOTH, P. & HEINZ, R. 1993: WLB: Steilstehende Störungen: Gesammelte Studien, strukturgeologische Untersuchungen, Modelle und Validierungsversuche. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- HUDSON, J.A. (ed.) 1993: Comprehensive rock engineering Principles, practice & projects. Volume 3: Rock testing and site characterization. Pergamon Press.
- INOUE, A., VELDE, B., MEUNIER, A. & TOUCHARD, G. 1988: Mechanism of illite formation during smectite-to-illite conversion in hydrothermal system. American Mineralogist 73, 1325-1334.
- ISCHI, H. 1978: Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- JÄCKLI, H. 1958: Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Eclogae geol. Helv. 51/2, 354-365.
- JÄCKLI, H. 1970: Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen. Eclogae geol. Helv. 63/2, 389-434.
- JÄGGI, K., BAUMANN, A. & FRIEG, B. 1996: WLB: Langzeitbeobachtung 1995 Dokumentation der Messdaten von SB1, SB2, SB3, SB4a/v und SB6. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- JAQUET, O., LANYON, B., MARSCHALL, P. & TAUZIN, E. 1997: The K-Model Wellenberg - A geostatistical model of the host rock hydraulic conductivity. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- JEANNIN, P.-Y., WILDBERGER, A. & ROSSI, P. 1995: Multitracing-Versuche 1992 und 1993 im Karstgebiet der Silberen (Muotatal und Klöntal, Zentralschweiz). Beitr. Hydrogeol. 46, 43-88. Graz.
- JEANRICHARD, F. 1972: Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes. Boll. di Geodesia e Scienze Affini 31, 17-40.
- KENNEDY, K.G. & DAVIDSON, L.M. 1989: Oberbauenstock (OBS) 1987: Results of the hydrogeological testing program OBS-1. Nagra Tech. Ber. NTB 88-03. Nagra, Wettingen.
- KELLER, B. 1996: Tektonische Erscheinungen in der Kiesgrube Ennerberg (Stans NW) und am Vitznauer Stock (Vitznau LU). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KELLERHALS & HAEFELI, GEOTEST AG, UNIVERSITÄT BERN 1995a: WLB: Sondierbohrung SB4a/v – Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KELLERHALS & HAEFELI AG, GEOTEST AG & UNIVERSITÄT BERN 1995b: WLB: Sondierbohrung SB4a/s – Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KELLERHALS & HAEFELI AG 1997: Endlager Wellenberg Sondierstollen: Baugeologische Daten (Prognoseprofil mit Begleittext). Unpubl. GNW Interner Ber. GNW, Wettingen.
- KEMENY, J.M. 1991: A model of non-linear rock deformation under compression due to subcritical crack growth. Int. J. Rock Mech. Min Sci. Geomech. Abstr. 28, 459-467.
- KISTER, B. 1994: Analytische und numerische Berechnungen zur Ermittlung der Auflockerungszone des Sondierstollens am Wellenberg. Unpubl. Ber. Emch + Berger AG z.H. der HSK.

- KISTER, B. 1995: Hydraulische Durchlässigkeit der Auflockerungszone um einen Sondierstollen am Standort Wellenberg. Unpubl. Bericht Emch + Berger AG z.H. der HSK.
- KLEE, G. & RUMMEL, F. 1992: Hydrofrac Spannungsmessungen in der Bohrung SB2 am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KLEE, G. & RUMMEL, F. 1995: WLB: Hydrofrac Spannungsmessungen in der Bohrung SB4a/v. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KLEMENZ, W. 1993: Erosionsszenarien Wellenberg. Nagra Tech. Ber. NTB 93-34. Nagra, Wettingen.
- KLEMENZ, W. 1995: Quartäre Entwicklung des Standortes Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KONIETZKY, H. & RUMMEL, F. 1991: Hydrofrac Spannungsmessungen in der Bohrung SB3 am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KONIETZKY, H., RUMMEL, F. & KLEE, G. 1991: Hydrofrac Spannungsmessungen in der Bohrung SB1 am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KONIETZKY, H. 1996: WLB: Felsmechanische Modellierung. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KÖRNER, H.J. 1990: WLB: Seismische Messungen 1989 (WLB SP89) Abschlussbericht Felddatenakquisition. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KORNER, M. 1975: Geologie des Gebietes östlich von Gräfimattgrat und Schluchiberg (Kt. Nidwalden). Unpubl. Dipl.arb. Univ. Bern.
- KRAMMER, A. & HEPPNER, I. 1993: WLB: Spannungsuntersuchungen anhand von FMS-Daten aus der Bohrung SB2. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KRAMMER, A. & MÜLLER, C. 1992a: WLB: Spannungsuntersuchungen anhand von FMS-Daten aus der Bohrung SB3. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KRAMMER, A. & MÜLLER, C. 1992b: WLB: Spannungsuntersuchungen anhand von FMS-Daten aus der Bohrung SB1. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KRAMMER, A. & MÜLLER, C. 1993: WLB: Spannungsuntersuchungen anhand von FMS-Daten aus der Bohrung SB4. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KROPF, S. 1996: Bestimmung der Altersverteilung junger Grundwässer mit Hilfe des Edelgasisotops ⁸⁵Kr und Tritium. Unpubl. Dipl.arbeit Physikal. Inst., Univ. Bern.

- KUHLMANN, U. 1994: Inverse Modellierung in geklüfteten Grundwasserträgern. Nagra Tech. Ber. NTB 93-19. Nagra, Wettingen.
- KUHLMANN, U. 1997: WLB: Modellierung der Grundwasserströmungsverhältnisse im Umfeld von Untertagebauten (Endlagermodell). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KUHN, P. & HÄRING, M.O. 1993: WLB: Sondierbohrung SB2 Petrophysikalische Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KUHN, P. & MEIER, B.P. 1996: WLB: Sondierbohrung SB4a/schräg Interpretation der petrophysikalischen Messungen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KULLIN, M. & SCHMASSMANN, H. 1991: Isotopic composition of modern recharge. In: PEARSON Jr., F.J. et al.: Applied isotope hydrology – A case study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43. Elsevier, Amsterdam.
- KÜPFER, T. 1993: WLB: Sondierbohrung SB2: Bericht zum Einbau des Langzeitbeobachtungssystems. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- KÜPFER, T. & MARSCHALL, P. 1992: WLB: Sondierbohrung SB1: Bericht zum Einbau des Langzeitbeobachtungssystems. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LAMBERT, A. 1989: Das Delta der Grossen Melchaa im Sarnersee. wasser, energie, luft 81/(4/5), 61-64.
- LANYON, G.W. 1997: Block Model: Network models of the water conducting feature system at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LANYON, G.W. & WATSON, C.R. 1997a: Calculation of effective conductivity in the EDZ around seal zones. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LANYON, G.W. & WATSON, C.R. 1997b: Cavern Scale-Model: Network model of the water conducting features around emplacement caverns. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LAVANCHY, J.M. 1995: Radius of investigation / radius of visibility from WLB packer tests. Unpubl. Nagra Aktennotiz. Nagra, Wettingen.
- LAVANCHY, J.M. 1996: Summary of the final results of hydraulic testing in the investigation boreholes SB1 - SB6. Unpubl. Nagra Aktennotiz. Nagra, Wettingen.
- LAVANCHY, J.M. & JOHNS, R.T. 1994: WLB: Gas production from hydrotests at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LAVANCHY, J.M. & MARSCHALL, P. 1997: WLB: Hydrogeological interpretation of the Wellenberg borehole data (SB1, SB2, SB3, SB4, SB6, SB4a/v and SB4a/s). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

- LEHMANN, B.E., DAVIS, S.N. & FABRYKA-MARTIN, J.T. 1992: Atmospheric and subsurface sources of stable and radioactive nuclides used for groundwater dating. Water Res. Research 29, 2027-2040.
- LEHMANN, B.E. & LOOSLI, H.H. 1991: Isotopes formed by underground production. In: PEARSON, F.J. Jr. et al.: Applied isotope hydrogeology – A case study in northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43. Elsevier, Amsterdam.
- LETSCH, U. 1977: Seelisberg-Tunnel: Huttegg ventilation chamber. Int. Symp. on Field Measurements in Rock Mechanics, 577-586. Zürich.
- LIHOU, J.C. 1996: Stratigraphy and sedimentology of the Sardona unit, Glarus Alps: Upper Cretaceous/middle Eocene deep-marine flysch sediments from the Ultrahelvetic realm. Eclogae Geol. Helv. 89/2, 721-752.
- LINIGER, M., RÜEGG, F. & WEBER, H.P. 1997: Strukturdatenauswertung Programmhandbücher CORESCAN, TECLOG, GESAP, LOGDAT. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra Wettingen.
- LINTKER, S. 1995: WLB: Field report Acquisition of reflection seismic data at Wellenberg (text and enclosures). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LIPPMANN, J., OSENBRÜCK, K., RÜBEL, A., ZINK, S., SONNTAG, C., LEHMANN, B.E., PURTSCHERT, R. & TOLSTIKHIN, I. 1997: WLB: Interpretationsbericht: Stabile Isotope und Edelgasgehalte von Porenwässern und Gesteinen aus Bohrkernen der SB4a/s am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.E. & DÄPPEN, G. 1991: Dating by radionuclides. In: PEARSON, F.J. Jr. et al.: Applied isotope hydrogeology – A case study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43. Elsevier, Amsterdam.
- LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.E., PURTSCHERT, R. & MATTLE, N. 1997: WLB Interpretationsbericht: Isotopenuntersuchungen an Quell- und Grundwässern vom Wellenberg-Gebiet. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- LUCKNER, L., GENUCHTEN, M.TH. van & NIELSEN, D. 1989: A consistent set of parametric models for two-phase flow of immisable fluids in the subsurface. Water Resour. Res. 25/10, 2187-2193.
- MARSCHALL, P. & KÜPFER, T. 1992a: WLB: Sondierbohrung SB4: Einbau Multipakker Completion Tool (MPCT). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MARSCHALL, P. & KÜPFER, T. 1992b: WLB: Sondierbohrung SB3: Einbau Multipakker Completion Tool (MPCT). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MARSCHALL, P. & SENGER, R. 1997: Natürliche Gasführung im Wirtgestein und Zweiphasenflussparameter für die Endlagergasfreisetzung. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.

- MATTHESS, G. 1990: Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie (Bd. 2). Gebr. Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- MAYNC, W. 1938: Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. Eclogae geol. Helv. 31/1, 21.
- MAZURCZAK, L. 1945: Zur Tektonik und Stratigraphie der Gruppe des Scheideggstockes bei Engelberg. Diss. Univ. Bern. Neuenschwander Verl., Weinfelden.
- MAZUREK, M. 1992: Water flow systems in the Wellenberg boreholes SB1, SB3, SB4 and SB6. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M. 1994a: Porosity and pore space distribution in whole-rocks and fracture infills at Wellenberg. In: MAZUREK, M. et al. (eds.): WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M. 1994b: Petrogenesis of rock formations at Wellenberg. In: MAZUREK, M. et al. (eds.): WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M. 1996: WLB: Geologische Eigenschaften der wasserführenden Systeme. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M. 1997: GDS II: WLB Geologische Eigenschaften der wasserführenden Systeme. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M. & BLASI, H.R. 1992: WLB: Sondierbohrung SB4: Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M., EICHINGER, L. & GAUTSCHI, A. 1994: Formation gases at Wellenberg. In: MAZUREK, M. et al. (eds.): Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M., WABER, H.N. & BLASI, H.R. 1993: WLB: Sondierbohrung SB2: Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MAZUREK, M., WABER, H.N. & BLÄSI, H.-R. (eds.) (BALLENTINE, C.J., DIAMOND, L.W., EICHINGER, L., GAUTSCHI, A. & MARSHALL, D.D.) 1994: WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MEIER, B.P. & KUHN, P. 1995: WLB: Sondierbohrung SB4a/schräg Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MENKVELD, J.W. 1995: Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. Diss. Univ. Bern.

- MEYER, H. 1952: Geologische Betrachtungen zum Bericht des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft über die Speichermöglichkeiten des Melchsee's (Kt. Obwalden) vom November 1951. Unpubl. Ber. z.H. Eidg. Amt f. Wasserwirtschaft, 43 S. u. 6 Beil.
- MEYER-AHRENS 1867: Die Heilquellen der Kurorte der Schweiz. Orell-Füssli & Co., Zürich.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. 1990: The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: Fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 70, 373-387. Stäubli Verl. AG, Zürich.
- MICHEL, G. 1963: Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süsswasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschliessenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrologie und Chemie des tiefen Grundwassers. Forsch.ber. Nordrh.-Westf. 1239.
- MILNES, A.G. 1993: On the structural characterization of the host rock at the Wellenberg site (Nidwalden, Switzerland). Unpubl. Expertenbericht z.H. der HSK.
- MILNES, A.G. & KOESTLER, A.G. 1994: Zum Aufbau eines strukturgeologischen Modells f
 ür das Wirtgestein am SMA-Endlagerstandort Wellenberg. Unpubl. Expertenbericht M
 ärz 1994 z.H. der HSK.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, A.O. 1977: Structural development of the infrahelvetic complex, eastern Switzerland. Eclogae geol. Helv. 70/1, 83-95.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. 1980: Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. Eclogae Geol. Helv. 73/2, 619-633.
- MISHRA, S., PARTL, Q., SCHINDLER, M. & HÜRLIMANN, W. 1993: Modelling gaswater flow at Oberbauenstock. Nagra Tech. Ber. NTB 93-35. Nagra, Wettingen.
- MÖRI, A. & BOSSART, P. 1996: WLB: Strukturgeologische Detailuntersuchungen am Haldibach. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MOSER, H. & RAUERT, W. 1980: Isotopenmethoden in der Hydrologie. In: MATTHESS (ed.) 1980: Lehrbuch der Hydrogeologie (Bd. 8). Gebr. Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- MOUCHET, J.P. & MITCHELL, A. 1989: Abnormal pressures while drilling. Origins prediction detection evaluation. Elf Aquitaine Manuals Techniques 2, Boussens.
- MUALEM, Y. 1976: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res. 12/3, 513-522.

- MÜLLER, W.H., BLÜMLING, P., BECKER, A. & CLAUSS, B. 1987: Die Entkopplung des tektonischen Spannungsfeldes an der Jura-Überschiebung. Eclogae geol. Helv. 80/2, 473-489.
- MÜLLER, B., ZOBACK, M.L., FUCHS, K., AMSTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPHANSSON, O. & LJUNGGREN, C. 1992: Regional patterns of tectonic stress in Europe. In: UNIVERSITÄT KARLSRUHE (ed.) 1992: Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre (p. 725-767). Berbd. Sonderforsch.bereich 108 für die Jahre 1990 - 1992 (Teil B) u. J. geophys. Res.
- MÜLLER-LEMANS, H. & FRIEG, B. 1995: WLB: Meteostation Bettelrüti Installation, Inbetriebnahme, Probebetrieb und Messdaten 1994. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MULLIS, J. 1996: Fluideinschluss-Untersuchungen in Ankerit, Calcit und Quarz der Sondierbohrung SB4 am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- MULLIS, J., DUBESSY, J., POTY, B. & O'NEIL, J. 1994: Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 2239-2267.
- NAGRA 1981: Die Endlagerung schwach- und mittelaktiver Abfälle in der Schweiz Potentielle Standortgebiete f
 ür ein Endlager Typ B; Band 1: Grundlagen und Vorgehen zur Standortwahl; Band 2: Standortgebiete der engeren Wahl. Nagra Tech. Ber. NTB 81-04. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1983: Die Endlagerung schwach- und mittelradioaktiver Abfälle in der Schweiz: Evaluation der potentiellen Standortgebiete. Band 1: Grundlagen, Bewertungskriterien und Ergebnisse; Band 2: Standortbezogene Anhänge und Beilagen. Nagra Tech. Ber. NTB 83-15. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1987: Gesuch um die Erteilung einer Bewilligung für geologische Untersuchungen am Wellenberg (Gemeinde Wolfenschiessen, Kt. Nidwalden). Nagra Sondiergesuch NSG 18 Wellenberg. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1988a: Untersuchungen zur Standorteignung im Hinblick auf die Endlagerung schwach- und mittelaktiver Abfälle: Berichterstattung über die Untersuchungen der Phase 1 am potentiellen Standort Oberbauenstock (Gemeinde Bauen, UR). Nagra Tech. Ber. NTB 88-18. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1988b: Periodische Quellenmessungen 1984-1987 am potentiellen Standort Oberbauenstock. Datenzusammenstellung. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1988c: Untersuchungen zur Standorteignung im Hinblick auf die Endlagerung schwach- und mittelaktiver Abfälle: Übersicht über die Untersuchungen der Phase 1 an den potentiellen Standorten Bois de la Glaive, Oberbauenstock und Piz Pian Grand. Nagra Tech. Ber. NTB 88-20. Nagra, Wettingen.

- NAGRA 1989: Wellenberg Arbeitsprogramm Teil 1 für Untersuchungen von der Erdoberfläche aus und Sondierbohrungen SB1, 3 & 4. Nagra Tech. Ber. NTB 89-12. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1990: Sondierstandort Wellenberg Berichtsperiode bis 31.05.90. Unpubl. Nagra Zwischenbericht NZB 90-01. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1992: Nukleare Entsorgung Schweiz Konzept und Realisierungsplan. Nagra Tech. Ber. NTB 92-02. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1993a: Endlager für kurzlebige schwach- und mittelaktive Abfälle (Endlager SMA) – Beurteilung der Langzeitsicherheit des Endlagers SMA am Standort Wellenberg (Gemeinde Wolfenschiessen, NW). Nagra Tech. Ber. NTB 93-26. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1993b: Untersuchungen zur Standorteignung im Hinblick auf die Endlagerung schwach- und mittelaktiver Abfälle – Geologische Grundlagen und Datensatz zur Beurteilung der Langzeitsicherheit des Endlagers für schwach- und mittelaktive Abfälle am Standort Wellenberg (Gemeinde Wolfenschiessen, NW). Nagra Tech. Ber. NTB 93-28. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1993c: Endlager für kurzlebige Abfälle EL-SMA: Beiträge zum Fragenkomplex Erdbeben. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1994: Endlager für schwach- und mittelaktive Abfälle (Endlager SMA) Bericht zur Langzeitsicherheit des Endlagers SMA am Standort Wellenberg (Gemeinde Wolfenschiessen, NW). Nagra Tech. Ber. NTB 94-06. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1995: MONITOR-HYDRO: Version 2.00 revised Benutzerhandbuch. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1996a: Endlager für schwach- und mittelaktive Abfälle (Endlager SMA) Zwischenbericht über die Untersuchungen 1994/95 am Standort Wellenberg (Gemeinde Wolfenschiessen, NW). Nagra Tech. Ber. NTB 96-03. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1996b: WLB: Quell- und Grundwassermessprogramme 1995 Datenzusammenstellung. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- NARASIMHAN, T.N. & WITHERSPOON, P.A. 1977: Numerical model for saturated unsaturated flow in deformable porous media. I. Theory. Water. Resour. Res. 13, 657-664.
- NARASIMHAN, T.N. & KANEHIRO, B.Y. 1980: A note on the meaning of storage coefficient. Water Resour. Res. 16/2, 423-429.
- NEUZIL, C.E. 1993: Low fluid pressure within the Pierre Shale: A transient response to erosion. Water Resour. Res. 29/7, 2007-2020.

- NEUZIL, C.E. 1995: Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. Amer. J. Science 295, 742-786.
- NEUZIL, C.E. & POLLOCK, D.W. 1983: Erosional unloading and fluid pressures in hydraulically 'tight' rocks. J. Geol. 91/2, 179-193.
- NÜESCH, R. 1993: WLB: Zusammenfassung der mikrostrukturellen und mineralogischen Untersuchungen an Mergelproben der Bohrungen SB4 und SB3. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- OBERHÄNSLI, H. 1978: Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener-Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). Beitr. geol. Karte der Schweiz, N.F. 150.
- OLSON, R.E. 1977: Consolidation under time dependent loading. J. Geotech. Eng. Div., ASCE 103/GT1, 55-60.
- OSENBRÜCK, K. 1996: Alter und Dynamik tiefer Grundwässer: Eine neue Methode zur Analyse der Edelgase im Porenwasser in Gesteinen. Unpubl. Inauguraldissertation, Universität Heidelberg, 116 pp.
- OZIMA, M. & PODOSEK, F.A. 1983: Noble gas geochemistry. Cambridge Univ. Press.
- PAHL, P.J. 1981: Estimating the mean length of discontinuity traces. Int. J. Rock Mech. Mining Sci. Geomech. Abstr. 18, 221-228.
- PALCIAUSKAS, V.V. & DOMENICO, P.A. 1989: Fluid pressures in deforming porous rocks. Water Resour. Res. 25, 203-213.
- PARKS, K.P. & TOTH, J. 1995: Field evidence for erosion-induced underpressuring in Upper Cretaceous and Tertiary strata, west central Alberta Canada. Bull. Canad. Petrol. Geol. 43/3, 281-292.
- PASQUIER, F. 1996: WLB: Interpretation of the long-term monitoring data from the Wellenberg boreholes SB1 to SB6 (1990-1995): Estimation of the steady state hydraulic heads and analysis of pressure fluctuations. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- PAVONI, N. 1977: Erdbeben im Gebiet der Schweiz. Eclogae Geol. Helv. 70/2, 351-370.
- PEARSON, F.J. Jr. 1996a: Chemical evolution of Na-HCO₃ waters in the marl at Wellenberg: Preliminary modelling. Unpubl. PSI Tech. Mitteilung. Paul Scherrer Inst., Villigen.
- PEARSON, F.J. Jr. 1996b: Ruminations on porosity and salinity in WLB marl. Unpubl. PSI Aktennotiz. Paul Scherrer Inst., Villigen.

- PEARSON, F.J. Jr. 1997: What is the porosity of a mudrock ? In: APLIN, A.C., FLEET,
 A. and MACQUAKER, J. (eds.): Proceedings of a meeting on mudrocks at the basin scale: Properties, controls and behaviour. Geol. Soc. Special Publ. London.
- PEARSON, F.J. Jr. & BERNER, U. 1991: Nagra thermochemical data base I.: Core data. Nagra Tech. Ber. NTB 91-17. Nagra, Wettingen.
- PEARSON, F.J. Jr., BALDERER, W., LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.E., MATTER, A., PETERS, TJ., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. 1991: Applied isotope hydrogeology - A case study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43, Elsevier, 439 pp. Amsterdam.
- PEARSON, F.J. Jr., EICHINGER, L., DEGUELDRE, C. & SCHOLTIS, A. 1995: WLB: Geodatensatz II A provisorisch: Referenzwässer NaHCO₃, Na-CI – Gasgehalte der Grundwässer aus dem Valanginien-Mergel, Charakterisierung der Kolloide aus dem Na-HCO₃ Grundwasser SB6. In: WABER, H.N. et al. 1996: Reference compositions of the groundwater types and geochemical modelling of groundwater evolution at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- PEARSON, F.J. Jr., EICHINGER, L., WABER, N., LOOSLI, H., LEHMANN, B. & SCHOLTIS, A. 1994a: WLB: Stable and radioactive isotopes in groundwaters at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- PEARSON, F.J. Jr., MAZUREK, M. & WABER, H.N. 1994b: WLB: Geochemical properties of the Palfris-Formation at Wellenberg and their use in modelling pore water compositions. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- PEARSON, F.J. Jr. & SCHOLTIS, A. 1994: WLB: Hydrochemical characterization and geochemical modelling of groundwater from Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- PEARSON, F.J. Jr. & SCHOLTIS, A. 1995: Controls on the chemistry of pore water in a marl of very low permeability. In: KHARAKA, Y.K. & CHUDAEV, O.V. (eds.): 8th International Symp. on Water-Rock Interaction, WRI-8, Vladivostok, Russia. Balkeema, Rotterdam, 35-38.
- PELLS, P.J.K. 1993: Uniaxial strength testing. In: HUDSON, J.A.: Comprehensive rock engineering – Principles, practice & projects. Vol. 3: Rock testing and site characterization. Pergamon Press, 67-85.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Tauchnitz, Leipzig, 1199 pp.
- PFIFFNER, O.A. 1977: Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 217, 1-432.
- PFIFFNER, O.A. 1978: Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. Eclogae Geol. Helv. 71/1, 61-84.

- PFIFFNER, O.A. 1993: WLB: Strukturgeologische Untersuchungen an Proben aus der basalen Überschiebung der Helvetischen Decken von SB1. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- PFIFFNER, O.A. 1996: Struktureller Bau vom Autochthon bis zur Molasse an einem Querschnitt Titlis-Bürgenstock. Unpubl. geologisches Profil mit freundlicher Genehmigung des Autors z.H. der Nagra.
- PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, ST. & STECK, A. 1996: Deep structure of the Swiss Alps: Results of the National Research Program 20 (NRP 20). Birkhäuser Verlag Basel.
- PFIFFNER, O.A., SAHLI, S. & STÄUBLE, M. 1996: Compression and uplift of the external massifs in the Helvetic zone. In: PFIFFNER, O.A. et al.: Deep structure of the Swiss Alps (NRP 20). Birkhäuser Verl., Basel.
- PLUMMER, L.N. 1992: Geochemical modeling of water-rock interaction: Past, present, future. In: KHARAKA, Y.K. & MAEST, A.S.: Proceedings of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction. WRI-7 1, Park City USA. Balkema, Rotterdam.
- PRIEST, S.D. 1993: Discontinuity analysis for rock engineering. Chapman & Hall, 473 pp.
- PRUESS, K. 1990: Numerical modeling of gas migration at a potential repository for low and intermediate level nuclear wastes at Oberbauenstock, Switzerland. Nagra Tech. Ber. NTB 89-28. Nagra, Wettingen.
- QUINIF, Y. 1991: Recherches préliminaires sur les karsts d'Engelberg (OW, Suisse). Actes du 9e Congrès national de la SSS.
- RESELE, G. & TRIPET, J.P. 1985: Hydrogeologische Grundlagen für das Modellgebiet Oberbauenstock. Nagra Tech. Ber. NTB 85-29. Nagra, Wettingen.
- RIVERA, A. & SENGER, R. 1993: WLB: Preliminary assessment of the observed underpressuring on the transient hydraulic regime. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ROHRER, M.B., STEINEGGER, U., MÜLLER-LEMANS, H. & FRIEG, B. 1996: WLB: Meteomessstation Bettelrüti – Jahresbericht 1995: Aktivitäten und Messergebnisse. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ROMIJN, R. 1989: WLB: Acquisition and processing report test line Wellenberg 1989. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- ROTH, PH., HUBER, M. & ALBERT, W. 1994: WLB: Interpretation der Reflexionsseismik. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- RUMMEL, F. 1987: Fracture mechanics approach to hydraulic fracturing stress measurements. In: Fracture Mechanics of Rock. Academic Press Geol. Ser., 217-239.

- RÜTTENER, E. 1995: Earthquake hazard evaluation for Switzerland. Mat. Géol. Suisse, Geophysik 29.
- SÄGESSER, R. & MAYER-ROSA, D. 1978: Erdbebengefährdung in der Schweiz. Schweiz. Bauztg. 78/7, 3-18, Zürich.
- SATTEL, G. 1991: Seismik am Wellenberg. Nagra informiert 1/1991. Nagra, Wettingen.
- SCHENKER, F. & ABRECHT, J. 1987: Prä-aargranitische Anatexis, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 67, 13-26.
- SCHIFFMANN, C. 1993: Messung und Interpretation von ⁸⁵Kr-Aktivitäten in Hydrologie und Bodengasproben. Unpubl. Dipl.arbeit Physikal. Inst., Univ. Bern.
- SCHINDLER, C. 1969: Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner-Sees. Eclogae geol. Helv. 62/1, 155-171.
- SCHLANKE, S. 1995: Petrophysikalische Gliederung der Bohrung SB2 von 420 bis 1550 Meter Bohrtiefe. Nagra informiert 26. Nagra, Wettingen.
- SCHLANKE, S. 1997: WLB: Petrophysikalische Korrelation zwischen SB4a/s, SB4a/v und SB4. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHLANKE, S. & GÜBELI, A. 1995: Geologische und petrophysikalische Auswertung der Geometriebohrungen im Seklisbach-Tal. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHLÜCHTER, CH. 1995: Wellenberg SB6: Quartärgeologie, Landschaftsgeschichte und Erosionsszenarien. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHLÜCHTER, CH. & RÖTHLISBERGER, CH. 1995: Gletscher im ständigen Wandel. Jubiläums-Symposium der Schweizerischen Gletscherkommission 1993 in Verbier (VS). "100 Jahre Gletscherkommission – 100'000 Jahre Gletschergeschichte". VDF Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- SCHLÜCHTER, CH. & MÜLLER-DICK, K.A. 1996: Das Eiszeitalter in der Schweiz -Eine schematische Zusammenfassung. Publ. des Geol. Inst. Univ. Bern, Komm. f. Quartärforsch. der Schweiz, Akademie der Naturwiss. u. IGCP-378, Hrsg. Stiftung Landschaft u. Kies, Ostermundigen.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B. & MÄDDEN, C. 1996: Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. Eclogae geol. Helv. 89/2.
- SCHMASSMANN, H. & SCHNEEMANN, K. 1993: WLB: Isotopenhydrologische Untersuchungen an Niederschlägen und Referenzquellen des Jahres 1992. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

- SCHMASSMANN, H. & SCHNEEMANN, K. 1994: WLB: Tiefengrundwässer in anderen Gebieten der helvetischen Decken. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHMASSMANN, H., SCHNEEMANN, K., GRAF, W., TRIMBORN, P., RAUERT, W., LOOSLI, H.H., SCHIFFMANN, C. & SCHOLTIS, A. 1993a: WLB: Isotopenhydrologische Untersuchungen der Niederschläge und der Referenzquellen und Vergleich mit den Niederschlägen im Standortgebiet Oberbauenstock. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHMASSMANN, H., SCHNEEMANN, K., SILLANPÄÄ, J., LOOSLI, H.H., SCHIFFMANN, C., SCHOLTIS, A., GRAF, W., RAUERT, W. & TRIMBORN, P. 1993b: WLB: Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen an Quellen und oberflächennahen Grundwässern der Standortgebiete Wellenberg und Oberbauenstock. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEEMANN, K. 1994: WLB: Isotopenhydrologische Untersuchungen an Niederschlägen und Referenzquellen des Jahres 1993. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEEMANN, K.-U. 1995: WLB: Isotopenhydrologische Untersuchungen an Niederschlägen und Referenzquellen des Jahres 1994. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEEMANN, K.-U. 1996: WLB: Isotopenhydrologische Untersuchungen an Niederschlägen und Referenzquellen des Jahres 1995. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEIDER, T.R. 1984: Geologischer Schlussbericht Seelisbergtunnel. Zusammenfassung. Beitr. geol. Schweiz, geotech. Ser., Liefg. 65.
- SCHNEIDER, T.R. 1986: Standortgebiete im Kanton Nidwalden. Generelle geologische Vorabklärungen. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. T.R. Schneider z.H. der Nagra.
- SCHNEIDER, T.R. 1988a: Standortgebiet Oberbauenstock. Regionale Strukturstudie. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. T.R. Schneider z.H. der Nagra.
- SCHNEIDER, T.R. 1988b: WLB: Geologische Detailkartierung. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEIDER, T.R. 1988c: Standortgebiet Oberbauenstock: Zusammenstellung der Arbeiten im Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen Phase I, mit Quellenkarte Massstab 1:10 000, vom März 1988. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEIDER, T.R. 1989a: Hydrogeologischer Kataster Wellenberg: Kataster- und Messprotokollblätter der Erstmessung – Zone 1a, Zone 1b, Zone 2 inklusive Quellenkarten 1:5'000. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. T.R. Schneider, Uerikon z.H. der Nagra.

- SCHNEIDER, T.R. 1989b: Standortgebiet Wellenberg Geologische Detailkartierung: Hydrogeologische Karte 1:10'000. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. T.R. Schneider z.H. der Nagra, Wettingen.
- SCHNEIDER, T.R. 1990: Standortgebiet Wellenberg: Rutschkataster, seismische Messungen 1989. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. T.R. Schneider z.H. der Nagra.
- SCHNEIDER, T.R. 1991a: Resultate der geologischen Detailkartierung 1990 und der Sondierungen 1991. Unpubl. Ber. Geol.büro Dr. T.R. Schneider AG vom 30.09.91, Altdorf.
- SCHNEIDER, T.R. 1991b: Hydrogeologische Untersuchungen am potentiellen Standort Wellenberg – Kurzberichte zur Aufnahme des hydrogeologischen Katasters. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHNEIDER, T.R. 1992: Standortgebiet Oberbauenstock: Valanginien-Mergel Auswertung geologische Stollenaufnahmen N2 Seelisbergtunnel Baulos Huttegg. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. T.R. Schneider z.H. der Nagra.
- SCHNEIDER, T.R. & KAPPELER, S.W. 1984: Geowissenschaftliche Grundlagen des Sondierstandortes Oberbauenstock. Band 1 und Band 2 (Beilagen zu Band 1). Nagra Tech. Ber. NTB 84-20. Nagra, Wettingen.
- SCHOLTIS, A. 1988: OBS-1: Hydrochemische Untersuchungen am potentiellen Standort Oberbauenstock. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHOLTIS, A. 1992: WLB: Reference waters NaHCO₃-type and NaCI-type. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHOLTIS, A., PEARSON, F.J. Jr., LOOSLI, H.H., EICHINGER, L., WABER, H.N. & LEHMANN, B.E. 1995: Integration of environmental isotopes, hydrochemical and mineralogical data to characterize groundwaters from a potential repository site in Central Switzerland. In: Symp. on Isotopes in Water Resources Management, Vienna. IAEA-SM-336/39, 263-280.
- SCHREINER, A. 1992: Einführung in die Quartärgeologie. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Obermiller), Stuttgart.
- SCHRÖDER, U., JAQUET, O., VOBORNY, O., SENGER, R. & VINARD, P. 1993: WLB pilot 3-D model: A simplified sub-regional groundwater flow model of the Wellenberg region Detailed output of all simulations. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SCHUMACHER, J. 1949: Die Flysch-Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). Mit einem Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz). Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 7, 1-56.

- SENGER, R.K., FOGG, G.E., KREITLER, C.W. 1987: Effects of hydrostratigraphy and basin development on hydrodynamics of the Palo Duro Basin, Texas, Appendix B. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 165, Univ of Texas, Austin, USA.
- SENGER, R.K. 1995: Investigation of two-phase flow associated with gas generation from a low/intermediate-level waste repository. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SENGER, R.K. 1997: Study of the effects of erosional decompaction under doubleporosity two-phase flow conditions. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SENGER, R.K. & JAQUET, O. 1994: WLB: Evaluation of two-phase flow parameter for the Valanginian Marl: Two-phase flow parameters for the WLB Geo-dataset derived from hydrotest analysis of WLB SB4-VM2 and hydrogeological conceptual model of the fractured Valanginian Marl. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SENGER, R., MARSCHALL, P., JOHNS, R & LAVANCHY, J.M. 1997: Results of design calculations for gas threshold pressure tests. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- SHARP, Z.D. 1995: Isotope analysis on fluid inclusions in calcite and quartz from the Palfris-Formation. Unpubl. schriftl. Kommunikation August 1995 Min.-Petr. Inst., Univ. Lausanne z.H. der Nagra.
- SHEPHERD, T.J. 1996: Bulk volatile analysis of fluid inclusions in quartz by gas mass spectrometry – Phase II. Unpubl. Short Rep. British Geological Survey z.H. der Nagra.
- SHIMIZU, I., OSAWA, H., SEO, T., YASUIKE, S. & SASAKI, S. 1996: Earthquake-related ground motion and groundwater pressure change at the Kamaishi Mine. Eng. Geol. Spec. Publ. Juli 1996.
- SKAANES, S. 1980: Ausbruch und Felssicherung im Valanginienmergel Felsmechanische Aspekte. In: Seelisberg-Strassentunnel. Sonderdruck aus SIA Heft 50/1980, 23-29. Schweizer Ingenieur und Architekt / EWI-Bibl. 102 591 02.81 325.
- SNOW, D.T. 1968: Rock fracture spacings, openings and porosities. J. Soil Mech. Found. Div. amer. Soc. Civ. Eng. 94 (SM1), 73-91.
- SPÖRLI, B.K. 1966: Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. Diss. ETH-Zürich.
- STRASSER, A. 1979: Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (± Valanginien) in der Zentralund Ostschweiz, Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. Unpubl. Diss. ETH-Zürich.

- STUMM, W. & MORGAN, J.J. 1996: Aquatic Chemistry. Third Edition. John Wiley & Sons, New York, 1021 pp.
- TE KAMP, L. & KONIETZKY, H. 1996: WLB: Three-dimensional stress field modelling of the Wellenberg site - Phase II. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

TERZAGHI, K. 1943: Theoretical soil mechanics. J. Wiley, New York.

- THURY, M., GAUTSCHI, A., MAZUREK, M., MÜLLER, W.H., NAEF, H., PEARSON, F.J., VOMVORIS, S. & WILSON, W. 1994: Geology and hydrogeology of the crystalline basement of Northern Switzerland - Synthesis of regional investigations 1981-1993 within the Nagra radioactive waste disposal programme. Nagra Tech. Ber. NTB 93-01. Nagra, Wettingen.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. 1978: Petroleum formation and occurrence. A new approach to oil and gas exploration. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 538 pp.
- TOBLER, A. 1899: Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstättersee. Eclogae geol. Helv. 6/1, 7-14.
- TOBLER, A. & NIETHAMMER, G. 1916: Mittlere helvetische Kreideketten (Brisen-Frohnalpstock-Kette). Unpubl. Entwurf zu den Erläuterungen zur geol. Vierwaldstätterseekarte, Manuskript, 90 Seiten.
- TOLSTIKHIN, I., LEHMANN, B.E., LOOSLI, H.H. & GAUTSCHI, A. 1996: Helium and Argon isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters: A case study in Northern Switzerland. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 1497-1514.
- TÓTH, J. 1990: Hydraulic continuity in large sedimentary basins. Int. Conf. on Groundwater in Large Sedimentary Basins, Perth 1990.
- TÓTH, J. & MILLAR, R.F. 1983: Possible effects of erosional changes of the topographic relief on pore pressures at depth. Water Resour. Res. 19/6, 1585-1597.
- TRÜMPY, R. 1969: Die Helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. Eclogae geol. Helv. 62/1, 105-142.
- TRÜMPY, R. 1980: Geology of Switzerland a guide book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Wepf & Co., Basel/New York, 104 pp.
- TSANG, C.F. 1987: Coupled processes associated with nuclear waste repositories. Academic Press. Orlando, Florida, USA.
- VAN GENUCHTEN, M.TH. 1980: A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44/5, 892-898.
- VIENO, T. 1994: Safety analysis of disposal of spent nuclear fuel. VTT Publ. 177, Techn. Research Center of Finland. Espoo, Finland.

- VINARD, P. 1997: WLB: Generation and evolution of hydraulic underpressures. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- VINARD, P. & McCORD, J.P. (eds.) 1991: Factors possibly affecting formation static pressure estimates at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- VINARD, P. & LAVANCHY, J.-M. 1994: WLB: Final results of the hydraulic testing Phase 1 and hydrogeological synthesis of the borehole data. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- VINARD, P. (ed.) & McCORD, J.P. (Compilation) 1994: WLB: Compilation and critique of the external review committee comments and recommendations on NIB 91-34. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- VOBORNY, O., SCHINDLER, M., JAQUET, O. & VINARD, P. 1997: WLB: Modellierung der grossräumigen Grundwasserströmungsverhältnisse (Regionalmodell). Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- VOMVORIS, S., ANDREWS, R.W., LANYON, G.W., VOBORNY, O. & WILSON, W. 1996: Methodology for deriving hydrogeological input parameters for safety analysis models - application to fractured crystalline rocks of Northern Switzerland. Nagra Tech. Ber. NTB 93-14. Nagra, Wettingen.
- VOMVORIS, S., PEARSON, F.J. Jr., WABER, N., SCHOLTIS, A., VOBORNY, O., SCHINDLER, M., VINARD, P. & KUHLMANN, U. 1995: WLB: Geodatensatz-II prov.: Consistency of hydrochemical data and results of hydrodynamic modeling. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- VOMVORIS, S., PEARSON, F.J., WABER, N., SCHOLTIS, A., SCHINDLER, M. & VINARD, P. 1997: Consistency of results of hydrodynamic modeling and hydrochemical data. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N. 1994a: Carbon and oxygen isotopes in whole rocks and minerals from the Wellenberg drillcores. In: MAZUREK, M. et al. (eds.): WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N. 1994b: Strontium isotopes in rocks and minerals from the Wellenberg drillcores. In MAZUREK, M. et al. (eds.): WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N. 1997: WLB Interpretationsbericht: Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern der Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s am Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, N. & BLÄSI, H.R. 1992: WLB: Sondierbohrung SB3: Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.

- WABER, H.N. & BLÄSI, H.R. 1993: WLB: Sondierbohrung SB6: Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N. & BLÄSI, H.R. 1995a: Sondierbohrung SB4a/v Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N. & BLÄSI, H.R. 1995b: WLB: Sondierbohrung SB4a/s Geologischmineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N., BLÄSI, H.R. & MAZUREK, M. 1992: WLB: Sondierbohrung SB1: Geologisch-mineralogische Laboranalysen. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N., EICHINGER, L., PEARSON, F.J. Jr. & SCHOLTIS, A. 1996: WLB: Geodatensatz II definitiv: Referenzwässer Na-HCO₃, NaCI – Gasgehalte der Grundwässer aus dem Valanginien-Mergel. In: WABER, H.N. et al.: Reference compositions of the groundwater types and geochemical modelling of groundwater evolution at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N. & MAZUREK, M. 1994: Fluid / rock interactions. In MAZUREK, M. et al. (eds.): WLB: Geology, mineralogy and geochemistry of the Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WABER, H.N., PEARSON, F.J. Jr., EICHINGER, L. & SCHOLTIS, A. 1997: Reference compositions of the groundwater types and geochemical modelling of groundwater evolution at Wellenberg. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WEBER, H.P. 1994: Analyse geologischer Strukturen mit einem Bohrkernscanner. Felsbau 12/6, Österr. Ges. für Geomechanik, Verlag Glückauf, Essen.
- WELTER, M. 1993: WLB: Sondierbohrung SB2 Bohrlochgeophysik: Zusammenfassung der Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen.
- WHITICAR, M.J., FABER, E. & SCHOELL, M. 1986: Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO2 reduction vs. acetate fermentation – Isotope evidence. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 693-709.
- WILDBERGER, A. 1991: Bemerkungen zur Karsthydrologie der Axen-Decke s.l. südlich des Wellenberg (Wolfenschiessen/NW und Engelberg/OW). Unpubl. Bericht z.H. der HSK, Würenlingen.
- WILDBERGER, A. 1994a: Aktennotiz betreffend hydrogeologischer Situation im Südteil (Axen-Decke) des Grundwasserfliessmodells Wellenberg. Unpubl. Aktennotiz v. 13.07.94 z.H. der HSK, Würenlingen.
- WILDBERGER, A. 1994b: Erosionsszenarien (NTB 93-34) und Langzeitsicherheit (NTB 94-06). Kommentare aus geologischer Sicht. Unpubl. Bericht z.H. der HSK, Würenlingen.

- WILDBERGER, A. 1996: Endlager SMA Wellenberg Oberflächennahe hydrologische Langzeitdaten (NIB 95-08) + Wasserspiegel in den Karbonatserien im Gebiet des Wellenbergs (NIB 95-09) – Kommentar. Unpubl. Auftragnehmerber. Büro Dr. von Moos AG, Zürich vom 26.01.96 z.H. der HSK.
- WILDBERGER, A., MEYER, F. & SUTER, F. 1996: Markierungsversuch im Karst des vorderen Muotatals (Gemeinden Muotathal und Illgau). Akten 10. Nationaler Kongr. Höhlenforsch. 1995, Breitenbach/SO.
- WILDI, W. 1984: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. Eclogae geol. Helv. 77/3, 541-551.
- WYSS, C.B. 1973: Geologie der westlichen Urirotstock-Gruppe (Kt. Uri, Nidwalden, Obwalden). Unpubl. Diss. Univ. Zürich.
- WYSSLING, L. 1973: Hydrogeologische Karte des Kantons Nidwalden 1:25'000. Kantonales Amt für Gewässerschutz und Büro für Raumplanung.
- YURTSEVER, Y. & GAT, J.R. 1981: Atmospheric waters. In: YURTSEVER & GAT 1981: Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech. Rep. Series 210, 103-142. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- ZOBACK, M.L., ZOBACK, M.D., ADAMS, J., ASSUMPCÃO, M., BELL, S., BERGMAN, E.A., BLÜMLING, P., BRERETON N.R., DENHAM, D., DING, J., FUCHS, K., GAY, N., GREGERSEN, S., GUPTA, H.K., GVISHIANI, A., JACOB, K., KLEIN, R., KNOLL, P., MAGEE, M., MERCIER, J.L., MÜLLER, B.C., PAQUIN, C., RAJENDRAN, K., STEPHANSSON, O., SUAREZ, G., SUTER, M., UDIAS, A., XU, Z.H. & ZHIZHIN, M. 1989: Global patterns of tectonic stress. Nature 341/6240, 291-298.
- ZUBER, A. 1986: Mathematical Models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In FRITZ, P. & FONTES, J.CH.: Handbook of environmental isotope geochemistry. Volume 2. The Terrestrial Environment, B. Elsevier, 1-59. Amsterdam.