nagra
Nationale Genossenschaft für
die Lagerung radioaktiver Abfälle

TECHNISCHER BERICHT 96-01

Geosynthese Wellenberg 1996

Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II

Anhänge und Beilagen

September 1997

Hardstrasse 73 CH-5430 Wettingen Telefon 056-437 11 11

nagra
Nationale Genossenschaft für
die Lagerung radioaktiver Abfälle

TECHNISCHER BERICHT 96-01

Geosynthese Wellenberg 1996

Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II

Anhänge und Beilagen

September 1997

Hardstrasse 73 CH-5430 Wettingen Telefon 056-437 11 11

ISSN 1015-2636

"Copyright © 1997 by Nagra, Wettingen (Schweiz) / Alle Rechte vorbehalten.
Das Werk einschliesslich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ausserhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung der Nagra unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Übersetzungen, Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen und Programmen, für Mikroverfilmungen, Vervielfältigungen usw."

INHALTSVERZEICHNIS IM ANHANG

A1 GEOLOGISCHE AUFNAHMEN A - 1

A1.1 Geologische Kartierung A - 1

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 Untersuchungen A - 4

A1.2 Aufschlussbohrungen 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 Bodengasmessungen A - 10

A1.3.1 Zielsetzung A - 10

A1.3.2 Diskussion der Resultate A - 10

A2 GEOPHYSIKALISCHE UND GEODÄTISCHE UNTERSUCHUNGEN A - 13

A2.1 Reflexionsseismik 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 Refraktionsseismik und Geoelektrik A - 24

A2.2.1 Refraktionsseismik A - 25

A2.2.2 Geoelektrische Sondierungen A - 27

A2.3 Geodätische Messungen im Standortgebiet A - 28

A2.3.1 Rutschmasse von Altzellen A - 28

A2.3.2 Rutschgebiet Eggeli A - 29

A3 DATENAKQUISITION IN DEN SONDIERBOHRUNGEN A - 31

A3.1 An Bohrkernen durchgeführte Analysen A - 32

A3.1.1 Geologische Bohrkernbearbeitung A - 32

A3.1.2 Felsmechanische Bohrkernuntersuchungen A - 37

A3.2 Petrophysikalisches 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 Felsmechanische 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 Logging A - 44
A3.5 Packertests A - 44
A3.6 Charakterisierung der Zuflusspunkte A - 45
A3.7 Hydrochemische und isotopenhydrologische Daten A - 45
A4 LANGZEITUNTERSUCHUNGEN A - 47
A4.1 Untersuchungen in Tiefbohrungen A - 47
A4.2 Untersuchungen 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 Meteodaten 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 LITHOLOGISCHE UND STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SEDIMENTE IN NATÜRLICHEN AUFSCHLÜSSEN UND BOHRUNGEN A - 53
A5.1 Quartäre Ablagerungen A - 55
A5.2 Formationen der Drusberg-Decke A - 57
A5.3 Formationen der Axen-Decke und des Äquivalents der Wissberg-Scholle A - 65
A5.4 Formationen in anderer tektonischer Stellung A - 69
A5.5 Paläogeographische Stellung der Kreide-, Malm- und Tertiär-Einheiten A - 71
A6 GENESE UND ENTWICKLUNG DER HYDRAULISCHEN UNTERDRÜCKE A - 73
A6.1 Einleitung 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 Grundlagen 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 Modellierung 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 Modellierung von Unterdrücken durch Erosion A - 93
A6.4.1 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 von Zweiphasenfluss-Bedingungen auf die Entstehung von Unterdrücken durch mechanische Entlastung A - 97
A6.5.1 Homogenes Zweiphasenfluss-Modell A - 97
A6.5.2 Heterogenes Doppelporositäts-Zweiphasenfluss-Modell A - 98

A6.6 Alternative Hypothesen zur Entstehung von Unterdrücken A - 99

A6.7 Schlussfolgerungen und Prognose der Weiterentwicklung der UDZ A - 102

A7 ZWEIPHASENFLUSSPARAMETER FÜR DIE ENDLAGERGAS-FREISETZUNG A - 105

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 Modellaufbau und Vorgehen A - 109
A7.2.1 Modellierung des Druckaufbaus in einer Endlagerkaverne A - 110
A7.2.2 Modellaufbau A - 111
A7.2.3 Vorgehen A - 112

A7.3 Ergebnisse 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 zum hydraulischen Verhalten der Auflockerungszone A - 127

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

VERZEICHNIS DER FIGUREN IM ANHANG

Figur A2.1-1:	Interpretation der Linie 89-WS-20	A - 15
Figur A2.1-2:	Vergleich der reflexionsseismischen Daten der Linie 89-WF-10 mit der Interpretation der petrophysikalischen Daten und des geophysikalischen 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 im Tal der Engelberger Aa	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 vorletzten Vergletscherung	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 heutigen Zeitpunkt	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	A - 100

Figur A7-1:	Parametermodelle gemäss für die relative Permeabilitäts-Sättigungsbeziehung nach Brooks-Corey, Grant und van Genuchten und die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung nach Brooks-Corey und van Genuchten	A - 109
Figur A7-2:	Säulenmodell 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 σ_1/σ_3 auf Endlagerniveau	A - 123
Figur A8-3:	Ergebnisse der Einaxialversuche und der Triaxialversuche bei Manteldrücken bis zu 30 MPa und die daraus abgeleitete Parametrisierung für die Festigkeit der Trennflächen	A - 124
Figur A8-4:	Plastischer Bereich der Auflockerungszone für Anschluss- und Sondierstollen	A - 126
Figur A8-5:	Gekoppelte hydro-mechanische Modelle: Spannungs-/ Kluftöffnungsänderungs-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	A - 137
Figur A9-1:	^{4}He-Konzentration des extrahierten Porenwassers aus Gesteinsproben der Sondierbohrung SB4a/s als Funktion der Tiefe	A - 144
Figur A9-2:	Mit einem Diffusionsmodell berechnete ^{4}He-Konzentrationsverläufe als Funktion der Tiefe für verschiedene Diffusionskonstanten D und Zeiten T im Vergleich mit den gemessenen Werten (Punkte) in der Sondierbohrung SB4a/s	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 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 Permeabilität und Wassersättigung in einem Zweiphasenflusssystem 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 WirtgesteinsmatrixA - 139

Tabelle A8-7: Relevante hydraulische Parameter der AUZ für die hydrodynamische Modellierung A - 140

Tabelle A9-1: Gesteinsdaten und Produktionsraten von He und Ar aus der SB4a/sA - 142

Tabelle A9-2: Edelgasgehalte von extrahierten Porenwässern aus der Sondierbohrung SB4a/s A - 143

VERZEICHNIS DER BEILAGEN

Beilage 4.3-1	Porenraumverteilung in Gesteinsmatrix und Calcit-Adern
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 Grundwasserbeobachtungsstellen
Beilage 7.2-5	Kalke der Axen-Decke: Relevante Quell- und Grundwasserbeobachtungsstellen
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 interpretierten 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 Untersuchungen
Beilage A3-2.2	SB2, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle Untersuchungen

Beilage A3-2.3	SB3, Stratigraphisches Bohrprofil und Übersicht über alle 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 Cl-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	Isotopendaten 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-HCO_3-Grundwässer aus den Sondierbohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6
Beilage A3.7-4b	Chemische Beschaffenheit des modellierten Na-HCO_3-Referenzwassers
Beilage A3.7-5a	Analysenergebnisse und modellierte Werte der Na-Cl-Grundwässer aus den 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-Cl- Grundwassers aus der Sondierbohrung SB4a/s
Beilage A3.7-6	Analysenergebnisse und modellierte Werte der tiefen Na-HCO_3-Grundwässer 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, Grundwässern und Fluideinschlüssen
Beilage A3.7-10	$\delta^{13}C$- und $\delta^{2}H$-Mittelwerte
Beilage A3.7-11	Zusammensetzung und Isotope der Gasproben
Beilage A3.7-12	Isotopengehalte und Isotopenverhältnisse von frei ausströmenden 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

A1 GEOLOGISCHE AUFNAHMEN

A1.1 Geologische Kartierung

A1.1.1 Zielsetzung und Ablauf der Arbeiten

Das potentielle Standortgebiet Wellenberg wurde zusammen mit seiner unmittelbaren Umgebung 1986 (SCHNEIDER 1988b) geologisch kartiert. Diese Detailkartierung erfolgte im Anschluss an geologische Vorabklärungen (SCHNEIDER 1986) im Engelbergertal.

Neben der detaillierten geologischen Kartierung des Untersuchungsgebietes im Massstab 1:10'000 verfolgte die durchgeführte geologische Aufnahme die folgenden Ziele:

- Überprüfung bestehender geologischer Untersuchungen
- Neuaufnahme der Lockergesteine, insbesondere der Rutschmasse Altzellen und anderer Rutschgebiete
- Konstruktion von geologischen Quer- und Längsprofilen im Massstab 1:25'000
- Ergänzung der geologischen Profile mit einem Horizontalschnitt im Massstab 1:25'000 auf der Kote des vorgesehenen Portals des Zugangsstollens
- Erfassung der Wirtgesteinsgrenzen und Abklärung der Möglichkeit für die Existenz allfälliger Fremdgesteinseinschlüsse im Wirtgestein.

Bei der Auswertung der Untersuchungsresultate aus Sondierbohrungen und Oberflächenuntersuchungen zeigte sich, dass im oberen Teil der W-Flanke des Engelbergertals und daher ausserhalb des ursprünglich kartierten Untersuchungsgebietes strukturgeologische Schlüsselstellen lagen.

1992 wurde deshalb die Detailkartierung überarbeitet und auf die W-Seite des Engelbergertals erweitert (GÜBELI 1994a). Die so entstandene geologische Karte des Standorts Wellenberg weist eine Fläche von ca. 50 km^2 auf. Sie ist verkleinert auf den Massstab 1:25'000 in Beilage A1.1-1 dargestellt.

A1.1.2 Wichtigste Ergebnisse der geologischen Detailkartierung

Für lithologisch-stratigraphische Befunde der geologischen Aufnahme sind die entsprechenden Ausführungen im Anhang A5 eingegliedert. Die nachfolgende Darstellung beschränkt sich deshalb auf tektonische und strukturgeologische Befunde.

Faltenachsen

Mit der geologischen Detailkartierung (SCHNEIDER 1988) wurde der in den wichtigsten früheren Arbeiten (ARBENZ 1911, FICHTER 1934, ANDEREGG 1940, SPÖRLI

1966) bereits umfassend beschriebene Faltenbau der Drusberg-Decke und der Axen-Decke auf der E-Seite des Engelbergertals weitgehend bestätigt.

Tabelle A1.1-1: Achsenwerte der wichtigsten tektonischen Elemente

Tektonisches Element / Stratigr. und geogr. Beobachtungsort		Autor	Achsenwerte (Fallazimut / Fallen)
Falte II:	Drusberg-Schichten, Schrattenkalk und Obere Orbitolina-Schichten im Gebiet Vorder Wissiflue	GÜBELI 1994a	260 / 02
Falte II:	Drusberg-Schichten und Schrattenkalk im Gebiet Plätzetürtiwald nordöstlich Wolfenschiessen	SCHNEIDER 1988b	081 / 04
Mulde II / III:	Helvetischer Kieselkalk im Gebiet Väsperflue, Schüpfen und Burgholz	SCHNEIDER 1988b	244 / 04
Mulde II / III:	Schrattenkalk, Drusberg-Schichten und Helvetischer Kieselkalk im Gebiet Schüpfen, Chäppelistutz und am Wellenberg unterhalb der Kote 800 m ü.M. (inkl. Portalzone)	SCHNEIDER 1988b	248 / 05
Mulde II / III:	Helvetischer Kieselkalk am Wellenberg unterhalb der Kote 800 m ü.M. (inkl. Portalzone)	SCHNEIDER 1988b	254 / 05
Mulde II / III:	Helvetischer Kieselkalk am Wellenberg unter- und oberhalb der Kote 800 m ü.M. (ohne Chäppelistutz)	SCHNEIDER 1988b	236 / 05
Mulde II / III:	Diphyoides-Kalk am Wellenberg oberhalb der Kote 800 m ü.M.	SCHNEIDER 1988b	241 / 04
Mulde II / III:	Diphyoides-Kalk und Helvetischer Kieselkalk am Wellenberg oberhalb der Kote 800 m ü.M.	SCHNEIDER 1988b	236 / 04
Mulde II / III:	Valanginien-Mergel zwischen Grafenort und Sinsgäuer Schonegg	SCHNEIDER 1988b	249 / 16
Mulde II / III:	Drusberg-Schichten und Schrattenkalk im Kerngebiet nordöstlich Gäberz	GÜBELI 1994a	220 / 07
Mulde II / III:	Schrattenkalk und Obere Orbitolina-Schichten	GÜBELI 1994a	222 / 03
Mulde II / III:	Helvetischer Kieselkalk und Drusberg-Schichten im Bereich des "Tektonischen Fensters Büelen"	GÜBELI 1994a	239 / 08
Falte III:	Drusberg-Schichten und Schrattenkalk im Gebiet Haldigrat	SCHNEIDER 1988b	257 / 04
Falte III:	Diphyoides-Kalk und Helvetischer Kieselkalk im Gebiet Brändlen, Haldiwald und Sinsgäuer Schonegg	SCHNEIDER 1988b	262 / 06
Falte III:	Drusberg-Schichten und Schrattenkalk im Wissifluewald	GÜBELI 1994a	231 / 12
Falte III:	(Stirnschuppe): Drusberg-Schichten, Schrattenkalk und Obere Orbitolina-Schichten	GÜBELI 1994a	267 / 07
Mulde III / IV:	Helvetischer Kieselkalk, Drusberg-Schichten, Schrattenkalk und Obere Orbitolina-Schichten	GÜBELI 1994a	248 / 11

Während die Falte I (Äquivalent der Seelisbergfalte) ausserhalb des Kartierungsgebietes unter der Klippen-Decke verborgen liegt, befindet sich die Mulde I / II zwischen den

Falten I und II im Untergrund des Standortgebietes, wo sie mit der Sondierbohrung SB2 erbohrt wurde.

Mit der Zusatzkartierung (GÜBELI 1994a) wurden auch die Situationen der Falte II im Gebiet Vorder-Wissiflue mit ihrem steil nach S einfallenden Verkehrtschenkel und der Mulde II / III (Äquivalent der Mulde zwischen der Niderbauenfalte und der Oberbauenfalte) grundsätzlich bestätigt. Gegenüber der Darstellung von BUXTORF et al. (1916) gestaltet sich die Umbiegung der Mulde II / III jedoch komplizierter, sind doch die isoklinalen Muldenschenkel zwischen Gäberz und Rotihalten längs einer subhorizontalen Scherfläche deutlich gegeneinander verschoben.

Zudem belegen im Gebiet Büelen, d.h. im Gebiet des inversen Muldenschenkels der Mulde II / III, die von der Muldenachse abweichenden Achsenwerte ein "Tektonisches Fenster", bestehend aus dem Aufrechtschenkel der Mulde II / III bzw. der Falte III.

Die Faltenschenkel der Falte III sind längs ihrer flachliegenden Achsenebene gegeneinander verschert. Im Gegensatz zur Darstellung von BUXTORF et al. (1916) ist die Umbiegung bzw. der untere Teil davon westlich der Wissiflue-Alp gut sichtbar aufgeschlossen. Diese Umbiegung ist im Bereich ihrer Achsenebene tektonisch gestört und führt nordöstlich der Gibelalp direkt in den Aufrechtschenkel der Falte III über. Bei der südlich Vorder Wissiflue aufgeschlossenen Serie handelt es sich um ein auf Amdener Mergeln aufrechtliegendes, tektonisches Element, das vom Aufrechtschenkel der Falte III nach N abgeschoben erscheint.

Trennflächensysteme

Innerhalb der Drusberg- und der Axen-Decke dominieren zwei Kluftsysteme, von denen eines generell in SE-NW-Richtung streicht und ausnahmslos steile Fallwinkel aufweist. Das zweite Kluftsystem verläuft ungefähr senkrecht zum ersten Kluftsystem und weist sämtliche Fallwinkel zwischen steil nach SE bis steil nach NW auf.

Verwerfungen, Störungen

Bettelrüti-Störung
Strukturelle Untersuchungen am Wellenberg und morphologische Beobachtungen im Gebiet der Bettelrüti führten zum Postulat einer mit 18° bis 30° gegen S bis SSE einfallenden Störungsfläche, der sogenannten Bettelrüti-Störung. Es basiert auf dem in vertikaler Richtung nachgewiesenen Richtungswechsel der Muldenachse von 18° (Tab. A1.1-1).

Auf der W-Seite des Engelbergertals weist die subhorizontale Störungsfläche zwischen dem Aufrechtschenkel der Falte II und dem inversen Schenkel der Falte III auffallende Gemeinsamkeiten mit der Bettelrüti-Störung auf.

Engelbergertal-Störung
Eine Blattverschiebungszone längs dem Engelbergertal wurde im Rahmen der geologischen Voruntersuchungen (SCHNEIDER 1986) und anschliessend in SCHNEIDER (1988b) sowie HUBER & HUBER (1990) postuliert. Diese Annahme basiert auf einer zwischen Dallenwil und Wolfenschiessen beobachteten sinistralen Verschiebung des in beiden Talflanken erkennbaren inversen und steil nach SSE einfallenden Faltenschenkels der Falte II (Niderbauenfalte) von etwa 700 m. Weiter südlich, zwischen Grafenort und Engelberg, finden sich keine weiteren Hinweise auf eine entsprechende Störungszone.

Secklis-Bach-Störung (Oberrickenbach-Störung)
Die postulierte Oberrickenbach-Störung führt ausgehend von der Steilstufe zwischen Bannalpsee und Fellboden in NNW-Richtung bis zur Steilstufe zwischen Vesperfluewald und Untere Brändlen, wo zahlreiche, parallel zueinander auftretende steile Störungsflächen beobachtet werden (GÜBELI 1994a). Im Gebiet um Oberrickenbach verunmöglicht die quartäre Talfüllung einen Nachweis dieser Störung.

Gross Chälen-Störung
Eine Verwerfung von regionaler Bedeutung ist an der Gross Chälen westlich der Walenstöcke auf ca. 1'800 m ü.M. aufgeschlossen. Diese von SSE nach NNW streichende Störung kann bis zum S-Rand der Rutschmasse von Altzellen verfolgt werden. Eine Fortsetzung dieser Verwerfung in der nördlich anschliessenden Drusberg-Decke ist nachweisbar. Dennoch können die am Wellenberg beobachteten steilstehenden Störungsflächen gleicher Orientierung mit ihr in Zusammenhang gebracht werden.

A1.1.3 Änderungen gegenüber bisherigen geologischen Untersuchungen

Obere Orbitolina-Schichten in der W-Flanke des Engelbergertals

Das lithologische Erscheinungsbild der Oberen Orbitolina-Schichten ist den Schiefern der Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) bzw. den Gamser-Schichten sehr ähnlich, was in der originalen Feldkarte von CHRIST (1920) nachweislich verwechselt wurde.

Diphyoides-Kalk am Wellenberg

Die Detailkartierung von SCHNEIDER (1988b) belegt am Wellenberg markante Abweichungen zwischen der wirklichen Aufschluss-Situation und den in den Kartierungen von BUXTORF et al. (1916) und ARBENZ (1918) dargestellten Verhältnissen. So liegt der westlichste Aufschluss mit Diphyoides-Kalk nördlich Steini 510 m (BUXTORF et al. 1916) bzw. 535 m (ARBENZ 1918) westlicher und in beiden Fällen ca. 60 m südlicher als in den beiden geologischen Karten dargestellt wurde. Senkrecht zur Achsenrichtung des Diphyoides-Kalks entspricht diese Veränderung in Wirklichkeit einer nach SE-gerichteten Verschiebung der Formationsgrenze zu den Vitznau-Mergeln um 170 m.

Geologische Situation am Eggeligrat

Die geologische Situation im Gebiet des Eggeligrats ist in der geologischen Karte des vorliegenden Berichts dargestellt. Widersprüche gegenüber einem von ISCHI (1978) publizierten Profil konnten durch zusätzliche Feldbegehungen im S-Teil des Grats verbunden mit anschliessend an der Universität Bern durchgeführten Dünnschliffuntersuchungen bestätigt werden (SCHNEIDER 1988b).

Die im Rahmen der detaillierten Felduntersuchungen gewonnenen Erkenntnisse (SCHNEIDER 1988b) erlaubten eine Korrektur des von FICHTER (1934) in einem Profil dargestellten Wellenberg-Gipfelbereichs mittels struktureller Daten.

Schuppen am Schonegg Pass

Die bereits von ARBENZ (1918), ANDEREGG (1940) und GUTZWILLER (1981) kartierten Schuppen am Schonegg Pass wurden in Ergänzung zur geologischen Detailkartierung der W-Seite des Engelbergertals strukturgeologisch überprüft. Während ANDEREGG (1940) die nach W bis WSW einfallende Basis der Drusberg-Schichten in seinem Profil nach den Aufschlüssen in der W-Flanke des Schonegggrats orientiert, legt GUTZWILLER (1981) die entsprechende Basis gemäss den Aufschlüssen in die E-Flanke des Schonegggrats. Diese unterschiedlichen Bezugspunkte dürften zum deutlich voneinander abweichenden Tiefgang der Basis der Drusberg-Schichten geführt haben.

In Übereinstimmung mit ANDEREGG (1940) wurde im südlichsten Gratabschnitt ein mit 62° bis 76° gegen NW bis NNW einfallendes Tertiär beobachtet. Diese Situation widerspricht GUTZWILLER (1981), der an dieser Stelle eine leicht nach S einfallend Klüftung beschreibt.

Mulde II / III im Gebiet Gäberz

In der Vierwaldstätterseekarte (BUXTORF et al. 1916) und in der geologischen Karte von ARBENZ (1918) ist die Mulde II / III ungestört ausgebildet dargestellt. Diese Situation wurde im Rahmen der Detailkartierung von SCHNEIDER (1988b) übernommen.

In Wirklichkeit ist diese Mulde jedoch tiefgreifend verschert. Bei der im ungestörten Muldenkern dargestellten Garschella-Formation ("Gault") und den "Seewermergeln" (BUXTORF et al. 1916) bzw. den "Seewerschichten" (ARBENZ 1918) handelt es sich in Wirklichkeit um Obere Orbitolina-Schichten, die zusammen mit der Garschella-Formation und tektonisch isolierten Amdener-Mergeln den tektonisch intensiv gestörten Muldenkern bilden.

Grenze zwischen Helvetischem Kieselkalk und Drusberg-Schichten zwischen Schluchiberg und Gerenflüewald

Die zwischen dem Schluchiberg und dem Gerenflüewald bereits aus grosser Distanz morphologisch deutlich sichtbare Grenze zwischen dem Helvetischen Kieselkalk und den Drusberg-Schichten wurde in der Diplomarbeit von KORNER (1975) korrekt kartiert und im Rahmen der ergänzenden Detailkartierung im Feld überprüft und bestätigt (GÜBELI 1994a). Die Formationsgrenze liegt damit in Wirklichkeit ca. 50 m höher als in der Vierwaldstätterseekarte (BUXTORF et al. 1916) dargestellt.

Malm-Vorkommen am Wiss Stein

MAZURCZAK (1945) vermerkt am N-Rand seiner geologischen Karte, Tafel 5, zwischen dem S-Ende des Wiss Stein und dem Luterseebach einen Aufschluss mit Zementstein-Schichten. Interessanterweise kartierte bereits ARBENZ (1911) im vergleichbaren Gebiet einen Aufschluss der gleichen Formation. In Wirklichkeit liegen an dieser Stelle jedoch neben Gehängeschutt nur Ablagerungen der Palfris-Formation. Hingegen reicht der Quintner-Kalk des Wiss Stein bis ca. 30 m an den Luterseebach heran.

A1.2 Aufschlussbohrungen und Piezometerbohrungen

A1.2.1 Zielsetzung

Das Ziel der Piezometerbohrungen war die Beobachtung des oberflächennahen Grundwassers im Rahmen der hydrogeologischen Charakterisierung des Sondiergebietes Wellenberg und die vorsorgliche Beweissicherung im Hinblick auf die geplanten weiteren Sondierarbeiten.

Zusätzlich zur generellen hydrogeologischen Zielsetzung sollten mit der Piezometerbohrung PBo8 Aufbau und Mächtigkeit der quartären Sedimente des Engelbergertals beschrieben werden. Die Aufschlussbohrungen PBoSe1 bis PBoSe3 dienten zudem zur Abklärung der Wirtgesteins-Nordgrenze im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

A1.2.2 Durchgeführte Bohrungen

Insgesamt wurden 18 Piezometer- und Aufschlussbohrungen (Fig. 3.3-1) abgeteuft, davon 12 Bohrungen im Talboden des Engelbergertals (PBo1 bis PBo12), 5 im Secklis-Bach-Tal (PBoSB1, PBoSB4b, PBoSe1, PBoSe2, PBoSe3) sowie 1 im Raum Altzellen (PBoSB4a).

Alle Bohrungen wurden geologisch aufgenommen, hydrogeologisch betestet und mit Piezometern ausgerüstet.

A1.2.3 Bohrresultate

Eine zusammenfassende Darstellung der geologischen Aufnahmen ist Beilage A1.2-1 zu entnehmen. Die detaillierten Beschreibungen sind in den folgenden Berichten dokumentiert:

- Piezometerbohrungen PBo1, PBo2, PBo3, PBo4, Pbo5 und Pbo6 im Tal der Engelberger Aa und Sondiergebiet Wellenberg: FRIEG (1991)
- Piezometerbohrungen PBoSB1, PBoSB4a und PBoSB4b im Gebiet Altzellen und Secklis-Bach-Tal: GÜBELI (1995)
- Piezometerbohrungen PBo7, PBo8, PBo9, PBo10, Pbo11 und PBo12 im Engelbergertal bei Wolfenschiessen: FRIEG et al (1996)
- Geometriebohrungen PBoSe1, PBoSe2 und PBoSe3 im Secklis-Bach-Tal: SCHLANKE & GÜBELI (1995)

Von speziellem geologischen Interesse sind die Resultate der tieferen Piezometerbohrung PBo8 im Engelbergertal (Talgeschichte) sowie der Piezometerbohrungen PBoSe1 bis PBoSe3 im Seklis-Bach-Tal (Wirtgesteins-Nordgrenze)

A1.2.4 Gliederung der Sedimente im Engelbergertal (PBo8)

Basierend auf der geologischen Aufnahme der Bohrung PBo8 lässt sich die Abfolge der Talfülung des Engelbergertals im Gebiet "Obrist-Ey" zusammenfassend wie folgt gliedern (Beilage A1.2-1):

- Obere Schotter-Einheit (0.0 - 16.5 m)

  Deckschicht aus tonig-siltig-sandigen Lockergesteinen mit organischem Material. Der oberste Abschnitt wird zur Hauptsache aus eckigem bis gerundetem Kies gebildet. Untergeordnet treten Diamikte und Sandzwischenlagen auf.

  Die Abfolge wird als Schotterebene (Rinnenschotter) der ursprünglichen Engelberger Aa interpretiert, die oberste Deckschicht repräsentiert die Überschwemmungsebene der Engelberger Aa vor der Flusskorrektur.

- Obere Diamikt-Einheit (16.5 - 24.0 m)

  Wechsellagerung aus korn- und matrixgestützten Diamikten mit matrixreichem gerundetem Kies sowie eckigem bis angerundetem Stein- und Blockschutt. Lateral ist diese Einheit sehr heterogen, sowohl in ihrer Zusammensetzung wie auch in der Mächtigkeit. Gegen Süden ist eine Mächtigkeitszunahme auf mehr als 20 m zu beobachten. An Gesteinskomponenten finden sich in dieser diamiktischen Abfolge

Kieselkalke, Spatkalke, dunkle mikritische Kalke und Mergelkalke (Malmkalke) sowie dunkelgraue Schiefermergel (Quintner-Kalk und Zementsteinschichten).

Diese Ablagerungen werden als Resedimente interpretiert, die sich vermutlich als katastrophale Schutt- und Schlammströme in die Talsohle ergossen.

- Untere Schotter-Einheit (24.0 - 42.0 m)

  Gerundeter Kies mit Einschaltungen von gerundetem, matrixreichem Kies sowie einer geringmächtigen Zwischenschicht aus korngestütztem Diamikt.

  Interpretiert wird diese Abfolge als Schotterebene mit Einlagerungen von Schutt- oder Trümmerströmen aus den instabilen Talflanken.

- Lakustrisch-deltaische Einheit (42.0 - 55.1 m)

  Der obere Teil der Abfolge besteht aus sandigem und matrixreichem Kies. Der untere Teil wird durch laminierte massive tonige Silte sowie geschichtete heterolithische Sedimente gebildet. Im ganzen Abschnitt kommen untergeordnet Schichten aus matrixgestützten Diamikten, resp. matrixgestützter gerundeter Kies vor, im basalen Teil zusätzlich Kristallinkomponenten des Autochthons.

  Aufgrund der Profilabfolge und der Korngrössenverteilung sind die matrixgestützten Kiese im Hangenden als Delta-Ablagerungen zu deuten. Der untere Profilabschnitt wird als glazilakustrische Ablagerung mit diamiktischen Resedimenten von Moränenmaterial, Turbiditen und seltenen Eisdriftgeschieben interpretiert.

- Mittlere Diamikt-Einheit (55.1 - 129.0 m)

  Wechsellagerung von korn- und matrixgestützten Diamikten mit korn- und matrixgestütztem gerundetem Kies und Sand, gelegentlich mit Kristallinkomponenten und gekritzten Geschieben. Im oberen Teil, ab ca. -65 m, treten monotone Diamikte aus dunkelgrauen Mergelschiefern und Schiefermergeln auf (Quintner-Kalk und Zementsteinschichten).

  Diese Einheit wird als Grund- und Innenmoräne mit Einschaltungen von inglazialen Schmelzwasserschottern interpretiert. Die monotonen Diamikte aus Quintner-Kalk und Zementsteinschichten sind möglicherweise aus einem Bergsturz stammende subaquatische Moränen.

- Glazilakustrische Einheit (129.0 - 139.5 m)

  Laminierte tonige Silte mit Eisdriftgeschieben sowie Einschaltungen von laminierten heterolithischen Sedimenten und geringmächtigen matrixgestützten Diamikten.

  Diese Einheit repräsentiert typische glazilakustrische Ablagerungen mit Ausregnungen aus driftenden Eisschollen (Dropstones). Während die heterolithischen Sedimente als Turbidite zu interpretieren sind, erklären sich die Diamikte als subaquatische Debrisflows. Turbidite und Resedimente sind charakteristisch für Eisrandseen. Der mittlere Abschnitt allerdings könnte unter eisfreien Bedingungen abgelagert worden sein (Fagus- und Picea-Pollen).

- Untere Diamikt-Einheit (139.5 - 160.0 m)

  Wechsellagerung von korn- und matrixgestützten Diamikten mit korn- und matrixgestütztem gerundetem Kies. Diese Abfolge ist äusserst kompakt und und über

weite Bereiche stark verfestigt. Es kommen darin untergeordnet Kristallinkomponenten vor.

Die untere Diamikt-Einheit wird als Grund- und Innenmoräne, mit Einschaltungen von inglazialen Schmelzwasserschottern, interpretiert (Schmelzwasserrinnen im Innern eines Gletschers).

Die Piezometerbohrung PBo8 erschloss eine komplexe glaziale bis postglaziale Talfüllung, die mit Moränenablagerungen unbekannten Alters begann. Nach einem warmzeitlichen Rückzug des Gletschers blieb im Engelbergertal ein See zurück, der aufgrund der Höhenlage vermutlich einen fjordartiger Arm des damaligen Vierwaldstätter Sees bildete. Nachfolgende Gletschervorstösse und -rückzüge hinterliessen wiederum mächtige Moränenablagerungen mit inglazialen Schmelzwassersedimenten sowie Resedimenten, die im obersten Teil durch diamiktische Resedimente von Bergsturzbreccien abgeschlossen werden. Die Resedimente könnten allenfalls eisverfrachtet sein. Die darüber folgende regressive lakustrisch-deltaische Einheit dürfte im Zungenbecken von Wolfenschiessen zur Ablagerung gelangt sein, das infolge der Abschmelzphase nach dem Stand von Dallenwil zurückgeblieben war (HANTKE 1980). Danach etablierte sich eine Schotterebene, die von mächtigen Diamikten überlagert wird. Die Diamikte sind sehr heterogen aufgebaut und bilden im Talquerschnitt ein ausgeprägtes wellig-höckeriges Relief. Da sichere Anzeichen glazialer Aktivitäten fehlen und die lakustrisch-deltaische Einheit im Liegenden nicht vorbelastet ist, werden diese monotonen Diamikte als Schutt- und Schlammströme interpretiert. Aufgrund der Herkunft aus der Axen-Decke und der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs scheint ein direkter Zusammenhang mit dem Engelberger Bergsturz zu bestehen. Aus diesen, bis mehrere hundert Meter mächtigen Bergsturzablagerungen, lösten sich möglicherweise Schuttströme und Murgänge, die sich in mehreren Schüben durch die Schlucht zwischen Obermatt und Grafenort bis über "Obrist-Ey" hinaus ins Engelbergertal ergossen. Die mächtigen Resedimente zwangen die Engelberger Aa zum Ausweichen an die Talflanken, was durch die erbohrten Rinnen-Schotter belegt wird.

A1.2.5 Aufschlussbohrungen im Secklis-Bach-Tal

Mit den drei abgeteuften Secklis-Bach-Bohrungen konnte die Nordgrenze des Wirtgesteins, d.h. der Kontakt zwischen den Vitznau-Mergeln und den Kalken der Drusberg-Decke sehr gut eingegrenzt und mit PBoSe3 sogar durchbohrt werden. Mit PBoSe1 wurden unter der 42 m mächtigen Quartärbedeckung (Bachschutt und Moräne) bis zur Endteufe von 64.5 m stark tektonisiertes Wirtgestein (Palfris-Formation) durchbohrt. PBoSe2 erbohrte nach ca. 35 m Quartärbedeckung bis zur Endteufe von 105 m ausschliesslich stark tektonisiertes Nebengestein (Unterer Helvetischer Kieselkalk). Mit der Bohrung PBoSe3 konnte die Wirtgesteingrenze bei 88.35 m durchbohrt werden. Die in PBoSe3 erbohrte Gesteinsabfolge lässt sich lithostratigraphisch wie folgt gliedern:

- Quartär; Bachschutt, Moräne (0.00 - 35.00 m)
  Siltiger Kies (kantengerundet bis gerundet) mit reichlich Sand, Steinen und Blöcken

- Unterer Helvetischer Kieselkalk (35.00 - 44.00 m)
  Kieseliger, feinspätiger grauer bis dunkelgrauer, mergeliger Kalk

- Kieselkalk-Schiefer (44.00 - 75.55 m)
  Kieseliger, feinspätiger grauer bis dunkelgrauer, mergeliger Kalk

- Graue Mergelschiefer (75.55 - 81.70 m)
  Dichter, mergeliger, schlierig grauer bis dunkelbraungrauer Kalk

- Diphyoides-Kalk (81.70 - 88.35 m)
  Dichter bis feinspätiger graubrauner bis braungrauer, mergeliger Kalk mit Zwischenlagen aus tonreichen, dunkelgrauen Kalken. Vermehrtes Auftreten duktiler Scherzonen

- Vitznau-Mergel (88.35 - 107.46 m)
  Wechsellagerung von dichten mergeligen Kalken mit nach unten zunehmend mächtigeren Tonmergelzwischenlagen. Mehrere duktile Scherzonen.

- Palfris-Formation (107.46 - 135.24 m)
  Wechsellagerung von dunkelgrauen Tonmergeln mit grauen, flaserigen, feinspätigen Kalken. Bis ca. 132 m intensiv tektonisiert, zahlreiche Scherzonen

Wichtig für die strukurgeologische Interpretation der Wirtgesteins-Nordgrenze ist die Tatsache, dass die Formationen des Nebengesteins (Kieselkalk, Kieselkalk-Schiefer, Graue Mergelschiefer und Diphyoides-Kalk) in der Bohrung PBoSe3 angetroffen wurden, in der nur ca. 22 m entfernten PBoSe1 jedoch fehlten. Der Kontakt Wirtgestein/ Nebengestein ist im Secklis-Bach-Tal eine steil stehende, stark tektonisierte Zone.

A1.3 Bodengasmessungen

A1.3.1 Zielsetzung

In den Jahren 1988 bis 1990 wurden im Auftrag der Nagra im Untersuchungsgebiet Wellenberg insgesamt drei Bodengasmesskampagnen durchgeführt. Mit diesen Untersuchungen sollte abgeklärt werden, ob anhand der Bodengasmethode im Bereich des schlecht aufgeschlossenen Wirtgesteins über der Endlagerzone eine geochemische Kartierung von Störungszonen oder stratigraphischen Grenzen möglich ist (BLASER 1990 und 1993a). Zusätzlich wurden 1989 die Radonaktivitäten einiger Quellen im Standortgebiet gemessen (SCHMASSMANN et al. 1993).

A1.3.2 Diskussion der Resultate

Bei der *Bodengaskampagne im Herbst 1988* wurden in mehr oder weniger geradlinig verlaufenden Messprofilen die Gehalte an Methan und Kohlendioxid semi-quantitativ bestimmt. Ausserdem erfolgten Radon- und Heliummessungen sowie Isotopenuntersuchungen an Bodengasen und sorbierten Gasen. Die Resultate der Methan- und Kohlendioxidmessungen liessen auf Gasanomalien, d.h. Gasvariationen mit mehr oder

weniger erhöhten Konzentrationen im Bereich der Messprofile schliessen. Aus der Art und Durchführung des Messverfahrens ergaben sich jedoch Schwierigkeiten bei der Interpretation dieser Daten. Bei den Radon- und Heliummessungen war die Zahl der Messungen für eine sinnvolle Auswertung zu gering. Aufgrund der Isotopenbestimmungen sind die Kohlenwasserstoffgase thermischen Ursprungs aus einem marinen Muttergestein mit hohem Reifegrad; das Kohlendioxid ist bakterieller Herkunft. Die Messergebnisse der Kampagne 1988 ermutigten zu weiteren Messungen mit verbesserter Messmethodik, auf die im folgenden näher eingegangen wird. Die Resultate sind in BLASER (1990, Abb. 3) zusammengestellt.

Bei den *Bodengasmessungen im Herbst 1989* wurden v.a. die Konzentrationen an Methan, höheren Kohlenwasserstoffgasen, Wasserstoff, Helium und Radon mit zwei verschiedenen, relativ aufwendigen Probenahme- und Analyseverfahren gemessen, wobei sämtliche Messpunkte weitgehend zeitgleich beprobt wurden. Dabei konnten z.T. sehr hohe Absolutwerte in den Konzentrationen der Bodengasbestandteile bestimmt werden (BLASER 1990, Abb. 3). Ein Zusammenhang dieser Gasanomalien bzw. "Gaspeaks" mit lithologischen Grenzen und/oder tektonischen Störungszonen wurde als möglich erachtet, eine Lokalisation der eventuellen Ausbisslinien solcher Störungen war jedoch aufgrund der Messauslage (lineare Messprofile) nicht durchführbar. Die innerhalb dieser Kampagne an einzelnen Messpunkten gemessenen, spektakulär erhöhten Radonkonzentrationen (^{222}Rn, Halbwertszeit 3.82 Tage) mit Höchstwerten von 175'000 bis 610'000 Bq/m^3 konnten durch entsprechende Vergleichsmessungen der SUER (Sektion zur Überwachung der Radioaktivität in der Schweiz) nicht bestätigt werden und wurden daher als Artefakte der Probenahme interpretiert (BLASER 1990, Anhang). Die entsprechenden Nachmessungen der SUER ergaben Werte im Bereich von etwa 2'500 bis 45'000 Bq/m^3. Die Probenahme der SUER erfolgte über ein Packersystem mit vorgeschaltetem Aerosolfilter, wodurch das die Messung störende ^{220}Rn (Halbwertszeit 55 s) zurückgehalten wird. Neben der Gasprobenahme kann mit dieser Apparatur auch die Gaspermeabilität des Bodens bestimmt werden, die der ausschlaggebende Faktor für die Radonemanation ist. Ausserdem steht die im Boden gemessene ebenfalls niedrige ^{210}Pb-Aktivität (Zerfallsprodukt von ^{222}Rn) im Widerspruch zum Auftreten ausgeprägter Radonanomalien in diesem Gebiet. Demzufolge werden die Ergebnisse der SUER als zuverlässiger erachtet.

Die Radonaktivitäten der beprobten Quellen im Standortgebiet Wellenberg weisen sehr niedrige Werte von 1 - 9 Bq/l auf (SCHMASSMANN et al. 1993b, Tab. 6) und liegen damit im unteren Bereich normaler Grundwässer (< 3.7 - 1110 Bq/l; MATTHESS 1990).

Die *Bodengasmessungen im Herbst 1990* beschränkten sich auf ein Gebiet entlang des Eggeligrats, wobei erstmals eine flächenhafte Beprobung mit 6 subparallelen Messprofilen durchgeführt wurde. Der Eggeligrat war bereits von den beiden vorangegangenen Messkampagnen erfasst worden. Während der Kampagne 1990 wurden die Konzentrationen der gasförmigen Kohlenwasserstoffe (Methan und höhere Kohlenwasserstoffe Ethan bis Pentan) sowie von Kohlendioxid, Stickstoff, Sauerstoff und Wasserstoff in der Bodenluft gemessen. Die Resultate dieser Messungen sind in BLASER (1993a, Beil. 3) zusammengestellt. Die statistische und graphische Auswertung der erzielten Messdaten für die einzelnen Gasbestandteile zeigte generell plausible und reproduzierbare Werte. Auch im Vergleich mit den Ergebnissen der beiden vorangegangenen Bodengaskampagnen liess sich ein ähnlicher Trend in der Vertei-

lung der Bodengaskonzentrationen im Messgebiet erkennen. Insgesamt konnten durch die Bodengasmessungen entgegen den Erwartungen der Feldgeologen eine geringere Anzahl sowie lediglich lokal begrenzte Störungsindikationen erkannt werden. Jedoch ist der Interpretationsspielraum für den möglichen Verlauf der erkannten Störungen zu gross, d.h. Störungszonen können bezüglich ihrer räumlichen Orientierung infolge der zu geringen Auflösung der Messungen und der gewählten Messauslage (Vorzugsrichtung entlang der Profillinien) in Zusammenhang mit dem komplizierten strukturgeologischen Aufbau des Untersuchungsgebietes nicht eindeutig eingegrenzt werden. Aufgrund dieser Problematik wurden im Untersuchungsgebiet keine weiteren Bodengasmessungen vorgenommen.

A2 GEOPHYSIKALISCHE UND GEODÄTISCHE UNTERSUCHUNGEN

A2.1 Reflexionsseismik

Die reflexionsseismischen Untersuchungen am Wellenberg wurden in 2 Messkampagnen durchgeführt. Bei der ersten Messung (Seismik WLB 89) stand eine regionale Abklärung der Strukturen im Vordergrund, die zweite Kampagne (Seismik WLB 94) diente einer lokalen Untersuchung des direkten Endlagergebietes.

A2.1.1 Seismische Untersuchungen 1989 (Seismik WLB 89)

Datenakquisition

Nach einer Testmessung im April 1989 wurden vom 10.10. – 7.11.1989 im Untersuchungsgebiet Wellenberg reflexionsseismische Messungen (WLB 89) auf 5 Profilen (89-WF-10, 89-WF-30, 89-WF-50, 89-WF-70, 89-WS-20) durchgeführt (SATTEL 1991). Die Lage der Messlinien sowie die Lage der Sondierbohrungen sind in Figur 3.3-1 dargestellt. Die Linien 89-WF-10 bis 89-WF-70 verlaufen ungefähr quer zum Streichen der geologischen Deckenstruktur, die Linie 89-WS-20 im Streichen.

Mit folgenden Feldparametern (ROMIJN 1989, KÖRNER 1990) wurde die Messung durchgeführt:

- Aufnahmekonfiguration:
  Geteilte Auslage mit 2860 m Länge
  Stations- bzw. Gruppenabstand nominal 20 m, 144 Stationen aktiv
  Geophongruppenlänge 20 m, 12 Geophone pro Gruppe (10 Hz)
  Registrierung mit einer digitalen Registrierapparatur (SN 348)
  Abtastrate 2 ms, Aufzeichnungsdauer 4 s
- Schusskonfiguration:
  Schusspunkt im Zentrum der aktiven Linie, an den Enden der Messlinie ein- bzw. auswandernd
  Schusspunktabstand 20 m
  pro Schusspunkt 3 Schussbohrungen ca. 2 m tief
  Ladung ca. 2·150 g Sprengstoff in den äusseren Schussbohrungen und 25 g in der zentralen Schussbohrung.

Mit dieser Konfiguration wird ein Untergrundspunktabstand (CDP-Abstand) von 10 m und eine maximal 72-fache Überdeckung erreicht.

Datenverarbeitung

Die Datenverarbeitung wurde in mehreren Schritten durchgeführt. Aufgrund der komplizierten Topographie und den damit verbundenen Schwierigkeiten wurden die Daten von den Firmen Delft Geophysical (BIRKHÄUSER et al. 1991) und Western Geophy-

sical (FRENCH and BURNHAM 1991) separat prozessiert. Die Arbeiten von Western Geophysical, die die besten Resultate lieferte, umfassten:
- Sortieren und Editieren der seismischen Spuren
- Amplitudenausgleich, statische und dynamische Korrekturen
- DMO-Korrektur
- Stapelung
- Migration

Das Untersuchungsgebiet Wellenberg mit seinen vielen, steil stehenden und gefalteten Strukturen lässt sich seismisch nur schwer abbilden. Als besonders wichtig wurde daher die richtige Wahl des Migrationsoperators angesehen. Beim anschliessenden Reprocessing wurden sowohl poststack- als auch prestack-Migrationsoperatoren verwendet. Das beste Ergebnis lieferte die Datenverarbeitungssequenz mit der poststack-Migration. Auf ihr beruht die Interpretation, die nachfolgend vorgestellt wird.

Interpretation

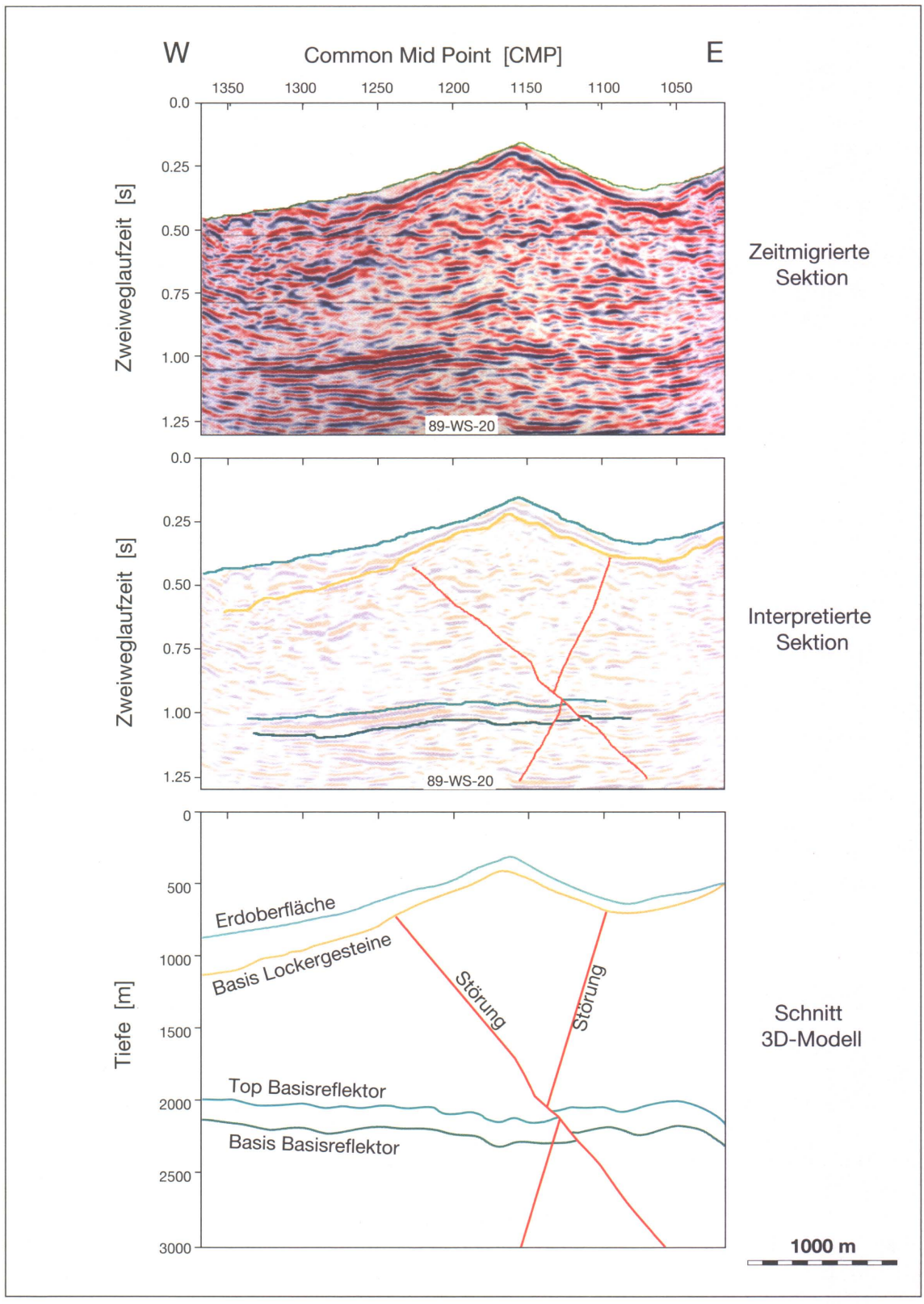
Die seismischen Daten der Messkampagne 1989 wurden mit verschiedenen Zielsetzungen mehrfach interpretiert. Die erste vorläufige tektonische Interpretation diente der Erstellung von Prognosen für die geplanten Bohrungen und wurde unter grossem Zeitdruck erstellt. Die Fehler in diesen Prognosen waren ungewöhnlich gross (Tiefenfehler bis ca. 20 %), da

- die seismischen Geschwindigkeiten von der Oberfläche aus nicht direkt und damit zuverlässig erfasst werden konnten. Prognosen ohne direkte Geschwindigkeitsinformationen sind generell mit einer grossen Unsicherheit behaftet, besonders in einem komplexen Gebiet wie dem Wellenberg
- die Geometrie des Untersuchungsgebietes Wellenberg komplex ist und die 2D-Seismik den Untergrund daher nur unvollständig abbilden kann.

Trotz der geringen Erfolge bei der Prognose wurde in einem zweiten Schritt versucht, unter Einbezug der Bohrergebnisse und insbesondere der Resultate des Vertical Seismic Profiling (VSP), die reflexionsseismischen Messungen abschliessend zu interpretieren und zwischen den Bohrungen zu interpolieren (ROTH et al. 1994). Aufgrund der durch die ungünstigen Randbedingungen (alpine Topographie, geringer Kontrast der Impedanzen) begrenzten Abbildungsqualität der Reflexionsseismik wurde die Interpretation beschränkt auf:

- die Detektion der Basis des Wirtgesteins,
- die Erkennung von regionalen Störungen,
- die Lokalisierung der Wirt-/Nebengesteinsgrenzen.

Neben einer Standardauswertung der wenigen erkennbaren durchgehenden Reflektoren und der erkennbaren Störungen auf einer Workstation mit einer interaktiven Software (2DI) wurde eine Strahlengangmodellierung durchgeführt, um ergänzende Informationen über die steilstehenden Wirtgesteinsgrenzen im Norden und Süden des Endlagerbereichs zu erhalten. Im Rahmen der konventionellen Interpretation wurde aus den interpretierten Strukturen der migrierten reflexionsseismischen Sektionen ein dreidimensionales Modell aufgebaut. Dazu wurden die im Zeitbereich aufgenommenen Strukturen mit Hilfe eines Geschwindigkeitsmodells in eine Tiefensektion umgerechnet.



Figur A2.1-1: Interpretation der Linie 89-WS-20

Auswertung der Reflexionen auf den seismischen Profilen

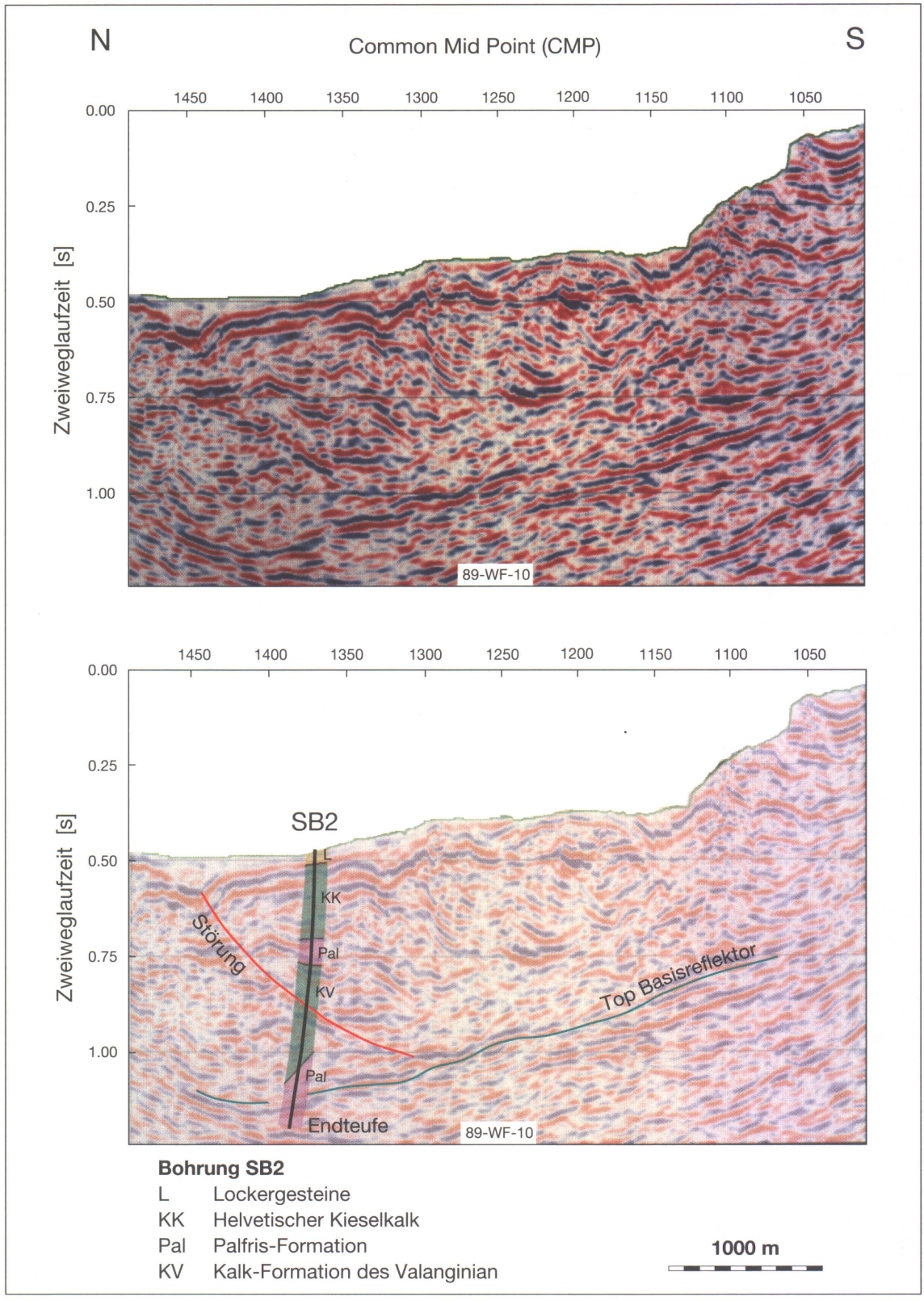
Die Qualität der Daten lässt nur eine beschränkte Auswertung der seismischen Profile zu. Nur diejenigen Reflexionsbänder wurden ausgewertet, die über grössere Distanzen und über alle Linien verfolgt werden können. Das erste Reflexionsband verläuft im Abstand von ca. 100 - 200 m etwa parallel zur Oberfläche. Das zweite Band ist der sogenannte "Basisreflektor". Es besteht meist aus drei durchgehenden, nahezu parallelen Reflexionen.

Das sehr gut ausgeprägte, in allen Linien über grössere Distanz verfolgbare Reflektorenband nahe der Oberfläche ist trotz der scheinbaren Kontinuität strukturgeologisch schwer zu deuten. Es kann nicht in seiner Gesamtheit geologisch zugeordnet werden und könnte auch teilweise ein beim Processing erzeugtes Artefakt sein. Teilweise entspricht es der Basis der Rutschmasse bzw. der Basis der Lockergesteine.

Der "Basisreflektor" kann generell der Untergrenze des Wirtgesteinskörpers gleichgesetzt werden und fällt mit dem Auftreten von mächtigen infrahelvetischen Mélangezonen zusammen. Für den Aufbau des geophysikalischen Basismodells wurde versucht, dieses Reflektorenpaket lateral nach Süden und Norden zu verlängern. Die geologische Interpretation des Reflektorenbands des Basisreflektors ist im nördlichen Abschnitt der Linie 89-WF-10 für die Bohrung SB2 unterschiedlich zu derjenigen im zentralen Teil für die Bohrung SB3. Die Auswertung der Beobachtungen aus der Bohrung SB2 hat gezeigt, dass das Reflektorenband des Basisreflektors zwar vollständig durchteuft wurde, dass es aber nicht wie in den Bohrungen SB1 und SB3 in einen geologischen Zusammenhang mit basalen Mélangezonen gebracht werden kann (Fig. A2.1-2). Der entsprechende Bohrlochabschnitt der SB2 liegt vollständig in der Palfris-Formation. Auch bei der geologischen Interpretation der Linie 89-WS-20 (Fig. A2.1-1) wurde die Schwierigkeit der lateralen Fortsetzung der in Bohrungen durchteuften "Basisreflektor"-Abschnitte deutlich: Das Reflektorenband entspricht offenbar in den auf der Messlinie liegenden Bohrungen SB1 und SB3 unterschiedlichen geologischen Situationen und dürfte daher eher die seismische Abbildung einer tektonischen als einer lithologischen Grenzfläche sein.

Auswertung von Störungen

Mit den verschiedenen Darstellungsmöglichkeiten der Daten bzw. der seismischen Attribute, die das Softwarepaket 2DI erlaubt (Fig. A2.1-1, A2.1-2), konnten Details erkannt werden, die auf den schwarz-weiss Papierabspielungen kaum sichtbar sind. Auf der Linie 89-WS-20 wurde eine Y- (bzw. X-) förmige potentielle Bruchstruktur in den uninterpretierten Daten erkannt. Figur A2.1-1 zeigt eine Amplitudendarstellung dieses Profils: Rot stellt positive, blau negative Amplituden dar. Der Bereich des Nulldurchgangs ist gekennzeichnet durch weisse Farbe. Der reflexionsseismische Ausdruck von steilen Verwerfungen, die sich nicht direkt abbilden lassen, ist eine Serie von Nulldurchgängen und Phasenwechseln, eine steile Verwerfung erscheint in Figur A2.1-1 daher als ein schmales weisses Band und nicht als Reflexion.



Figur A2.1-2: Vergleich der reflexionsseismischen Daten der Linie 89-WF-10 mit der Interpretation der petrophysikalischen Daten und des geologischen Befundes der Bohrung SB2

Detektion der seitlichen Wirtgesteinsgrenzen mit der Strahlengang-Modellierung

Aus den unterschiedlichen Varianten des tektonischen Modells Wellenberg wurden mittels einer Strahlengang-Modellierung synthetische Seismogramme errechnet, die mit den gemessenen Sektionen verglichen wurden. Diese Modellierung sollte indirekte Hinweise über die Lage der Wirt-/Nebengesteinsgrenze geben.

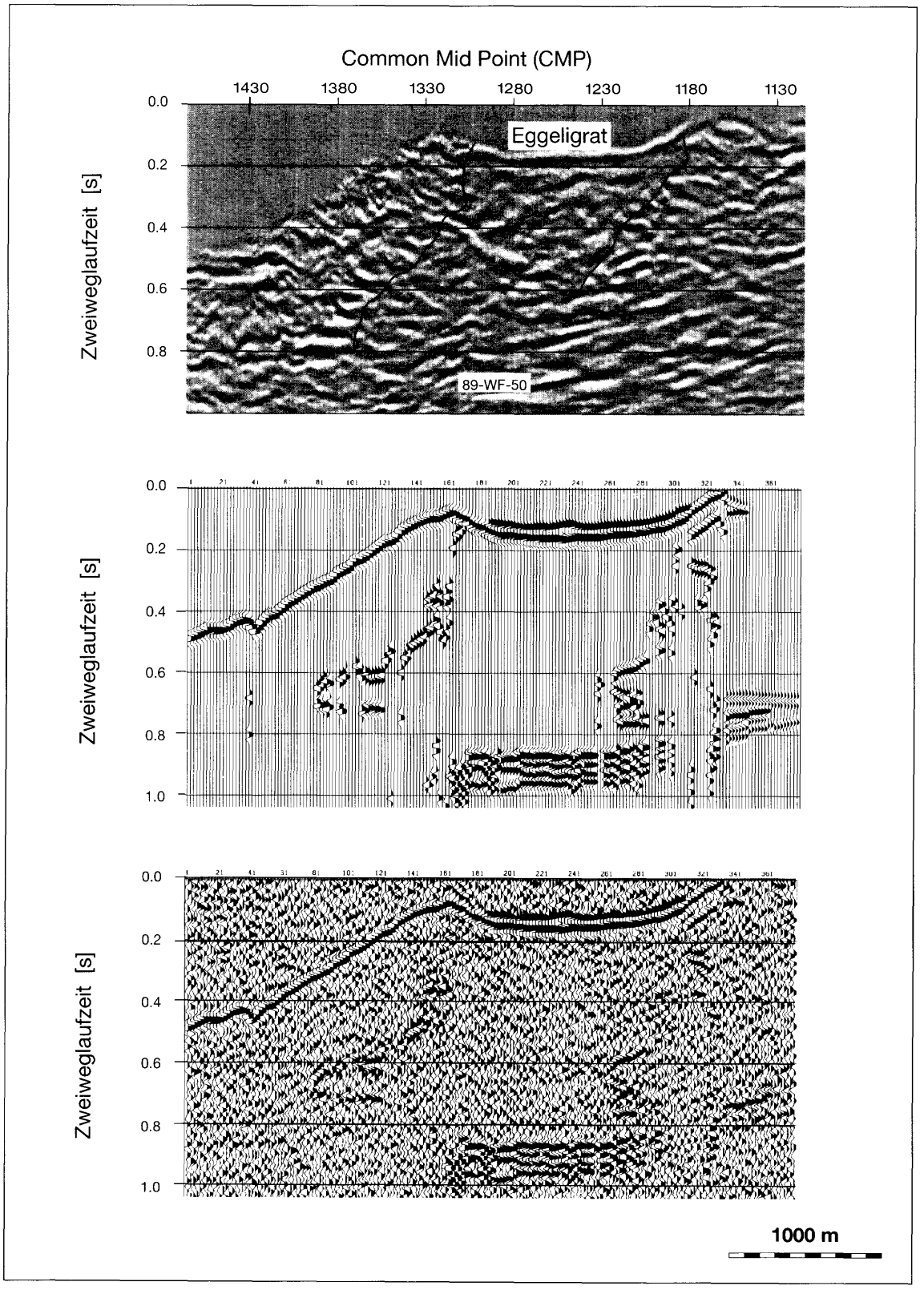
Die Unsicherheit über den Verlauf der Grenze zwischen dem Wirt- und dem Nebengestein (insbesondere der Axen-Decke im Süden) sind in NAGRA (1993b) diskutiert worden und haben zur Annahme von drei verschiedenen Varianten im GDS I geführt, einer "optimistischen", einer "realistischen" und einer "pessimistischen". Der Kontakt zwischen den Kalken der Drusberg-Decke im Norden und dem Wirtgestein wurde, da er wegen des steilen Einfallens in den reflektionsseismischen Daten nicht abgebildet werden kann, aus den Erkenntnissen von SB2 rekonstruiert.

Ziel der Strahlengang-Modellierung war es zu untersuchen, wie sich diese drei Varianten seismisch abbilden lassen und ob, an Hand eines Vergleichs mit der aufgenommenen Reflexionsseismik, eine der drei Varianten als wahrscheinlicher als die anderen betrachtet werden kann.

Da sich das Tertiär der Axen-Decke in seiner akustischen Impedanz kaum von den Mergeln der Drusberg-Decke unterscheidet, kann an der Grenze dieser Formationen auch kein seismischer Reflektor beobachtet werden. Deshalb wurde einzig der Kontakt zwischen dem Tertiär der Axen-Decke und den südlich angrenzenden Kalken, sowie die Grenze zwischen der Palfris-Formation und den Kalken der Drusberg-Decke modelliert.

Figur A2.1-3 zeigt die migrierte seismische Linie 89-WF-50. Der Kontakt zwischen dem Wirt- und dem Nebengestein kann nicht als kontinuierlicher Reflektor erkannt werden. Betrachtet man aber die generellen Amplitudenänderungen aufmerksam, so zeichnet sich zwischen dem Gebiet unterhalb des Wellenbergs und dem südlichen Ende der Linie einerseits und dem Gebiet unterhalb des Eggeligrats andererseits ein Kontrast im Charakter des Reflexionsbilds ab. Unterhalb des Eggeligrats ist die Sektion relativ transparent, während nördlich und südlich davon das Bild von kurzen, aber zum Teil starken Reflexionselementen geprägt ist. Ob dieser Kontrast allein mit den unterschiedlichen Ankopplungsbedingungen an der Oberfläche erklärt werden kann, ist fraglich. Dagegen spricht die Tatsache, dass die transparentere Zone ziemlich weit unter den Wellenberg reicht, wo die Lockergesteine des Eggeligrats keinen Einfluss mehr haben sollten.

Vergleicht man die gemessene Sektion mit den theoretisch berechneteten Seismiksektionen, so zeigt sich, insbesondere für den Verlauf der Südgrenze, die beste Korrelation der Messdaten mit den Modelldaten der pessimistischen Variante. D.h. die Seismikdaten deuten darauf hin, dass die Grenze der Kalke der Axen-Decke relativ weit im Norden liegt.



Figur A2.1-2: Modellierung der "pessimistischen" Variante des Wirtgesteinvolumens der Linie 89-WF-50

A2.1.2 Seismische Untersuchungen 1994 (Seismik WLB 94)

Die Hauptaufgabe der 1994/95 durchgeführten reflexionsseismischen Untersuchungen am Standort Wellenberg war die Lokalisierung der wichtigsten Störungszonen im Endlagerbereich, sowie das Auffinden von möglichen grösseren Fremdgesteinseinschlüssen im Wirtgesteinskörper.

Im Rahmen der ersten Untersuchungsetappe am Wellenberg wurden im Jahre 1989 fünf reflexionsseismische Linien aufgezeichnet, wovon eine den Eggeligrat in EW Richtung überquerte. Die Aufzeichnungen hatten einen mehr regionalen Charakter und erfolgten mit relativ grossen Gruppenabständen von 20 Metern. Bei der Datenverarbeitung stellte sich heraus, dass es nicht möglich war, das Signal/Rausch-Verhältnis dieser Daten entscheidend zu verbessern. Eine zuverlässige und zweifelsfreie Interpretation war daher nicht möglich. Trotzdem konnten auf der seismischen Linie, die den Eggeligrat überquerte, einige interessante strukturelle Elemente entdeckt werden (Basis Reflektor, Y-Störung). Das gesetzte Ziel wurde somit teilweise erreicht.

Die 1994 durchgeführten reflexionsseismischen Untersuchungen konzentrierten sich bezüglich horizontaler und vertikaler Ausdehnung auf den eigentlichen Wirtgesteinskörper. Eine Analyse der Resultate der Messkampagne im Jahr 1989 hatte klar gezeigt, dass der Wellenberg wegen der strukturgeologischen Komplexität und der komplizierten Topographie für die Reflexionsseismik keine günstigen Voraussetzungen mitbringt. Um die oberflächenseismische Explorierbarkeit des Wellenbergs abzuklären, wurden deshalb weitere seismische Arbeiten mit einem stark experimentellen Charakter in zwei Schritten durchgeführt. Zuerst wurden im Sommer 1994 kleine Testmessungen (Noise Spreads) aufgezeichnet und ausgewertet. Mit Hilfe dieser Resultate wurden die Feldparameter der 2D-Seismik optimiert. Das führte zu einer Reduktion des Gruppenabstands gegenüber der Seismik WLB 89 um einen Faktor fünf, nämlich von 20 auf 4 Meter.

Datenakquisition

Die Feldarbeiten wurden in der Periode vom 21. Oktober bis 14. November 1994 durch einen Trupp der DMT (Deutsche Montan Technologie) ausgeführt (LINTKER 1995), ausgerüstet mit einer Summit 24-Bit Apparatur. Es wurden die ersten drei von sechs geplanten seismischen Profilen aufgezeichnet (94-WS-05, 94-WS-25, 94-WS-45). Auf die Aufzeichnung der restlichen drei Profile wurde wegen der schlechten Resultate bei den ersten Profilen verzichtet.

Mit folgenden Feldparametern wurde die Messung durchgeführt:

- Aufnahmekonfiguration:
  Geteilte Auslage mit 800 m Länge
  Stations- bzw. Gruppenabstand nominal 4 m, 200 Stationen aktiv
  Geophongruppenlänge 4 m, 6 Geophone pro Gruppe (10 Hz)
  Registrierung mit einer digitalen 24-bit Registrierapparatur (SUMMIT)
  Abtastrate 2 ms, Aufzeichnungsdauer 3 s

- Schusskonfiguration:
  Schusspunkt im Zentrum der aktiven Linie, an den Enden der Messlinie ein- bzw. auswandernd
  Schusspunktabstand 12 m
  pro Schusspunkt 3 Schussbohrungen ca. 1.6 m tief
  Ladung ca. 3·120 g Sprengstoff.

Mit dieser Konfiguration wird ein Untergrundspunktabstand (CDP-Abstand) von 2 m und eine nominal 33-fache Überdeckung erreicht.

Die Durchführung der Arbeiten erfolgte langsamer als geplant, vor allem wegen des schwierigen Geländes und der zu kleinen Anzahl Boxen, die für die Aufzeichnung zur Verfügung standen. Ansonsten verliefen die Arbeiten trotz schwierigem Gelände und schlechtem Wetter ohne nennenswerte Zwischenfälle. Die Resultate waren, soweit das auf Grund der Feldabspielungen beurteilt werden konnte, von guter Qualität.

Datenverarbeitung

Das erste Processing der Daten wurde von der experimentellen Processing-Gruppe der Western Geophysical (FRENCH and BROWN 1995) in England durchgeführt. Schon bei der ersten Analyse der Daten, anfangs Dezember 1994, wurde klar, dass sich das Processing schwierig gestalten würde. Eine Ausspielung sämtlicher Schüsse zeigte eine enorme Variabilität der Daten von Schuss zu Schuss in Abhängigkeit von der Oberflächengeologie. Stark ausgeprägte niederfrequente Oberflächenwellen (*ground roll*) mit Multiplen und ein zum Teil starker Luftschall dominierten die Schussdaten. Reflexionen waren auch für das geübte Auge nicht zu erkennen. In wochenlangen Tests wurde versucht, durch verschiedene Filter und Dekonvolutionen die Störsignale herauszufiltern, in der Hoffnung, dass sich dann Reflexionen zeigen würden. Diese Hoffnung erfüllte sich nicht.

Die Bestimmung der refraktionsstatischen Korrekturen erwies sich wegen der ausgeprägten Topographie als schwierig, obwohl im allgemeinen gute Ersteinsätze vorhanden waren. Bei der anschliessenden Geschwindigkeitsanalyse und den Versuchen, reststatische Korrekturen (*residual statics*) zu ermitteln, zeigte sich erneut, dass das Signal/Rausch-Verhalten der Daten unzureichend war. Auch der Frequenzgehalt der Daten beschränkte sich auf ein schmales Band von ca. 12 bis 30 Hertz. Unter diesen Umständen waren die Programme weder in der Lage, oberflächenkonsistente reststatische Korrekturen zuverlässig zu ermitteln, noch war es möglich, verlässliche Stapelgeschwindigkeiten zu bestimmen. Verschiedene Tests zeigten, dass die Qualität der Stapelung praktisch nicht von den verwendeten Geschwindigkeiten abhing.

Die gestapelten Linien zeigten erwartungsgemäss ein sehr schlechtes Signal/Rausch-Verhältnis und nur wenige kurze Bruchstücke, die man als Reflexionen interpretieren konnte. Wegen dieser schlechten Resultate wurden verschiedene Migrationsalgorithmen getestet, um das beste Signal/Rausch-Verhältnis zu erzielen. Alle getesteten Migrationen zeigten starke Randeffekte an der Oberfläche wie auch an den Seiten der Linien. Am Schluss fiel der Entscheid auf eine Stolt Migration. Allerdings war auch dieses Resultat nicht befriedigend, weil der Unterschied zwischen Stapelung und Migration zu gross war, um geophysikalisch erklärbar zu sein. Die Migration "verschmierte"

die Daten so stark, dass scheinbare Reflexionen und Störungen entstanden, die auf der unmigrierten Linie nicht vorhanden waren. Es handelt sich daher höchstwahrscheinlich um Processing-Artefakte.

In Anbetracht des unbefriedigenden Resultats wurde beschlossen, die Daten nochmals unabhängig durch die DMT in Bochum bearbeiten zu lassen (BÖLLING 1996). Bei diesen Arbeiten bestätigten sich im wesentlichen die oben beschriebenen Probleme. Auch der DMT gelang es nicht, das Signal/Rausch-Verhältnis vor der Stapelung wesentlich zu verbessern, obwohl verstärkt mit Koheränzfiltern gearbeitet wurde. Dadurch ist der Unterschied zwischen der Stapelung und der Migration zwar kleiner, aber zu überzeugen vermag auch dieses Resultat nicht. Trotzdem war es eine nötige und wertvolle Bestätigung, dass tatsächlich nicht mehr Reflexionsenergie in den Daten steckt.

Die verwendete (endgültige) Prozessingsequenz beinhaltete folgende Schritte:

- Sortieren und Editieren der seismischen Spuren
- Amplitudenausgleich und statische Korrekturen
- FK-Filter (interaktiv konstruiert)
- dynamische Korrekturen und Stapelung
- Kohärenzfilter (im Raum-Zeit, Frequenz-Raum, und Frequenzwellenzahlbereich)
- Stolt-Migration

Der Grund für die unbefriedigenden Ergebnisse der Reflexionsseismik liegt höchstwahrscheinlich in der inneren Struktur des Wellenbergs, im wesentlichen eine sehr komplex verformte Mergelmasse ohne deutliche Schichtung und mit sehr kleinen Unterschieden der akustischen Impedanz. Die Datenverarbeitung von reflexionsseismischen Daten baut aber auf einer klar geschichteten Geologie auf, wobei einige der Schichtgrenzen deutliche Sprünge in der akustischen Impedanz aufweisen sollten. An solchen Schichtgrenzen entstehen deutliche seismische Reflexionen, die zur exakten Bestimmung von statischen Restkorrekturen und von Stapelgeschwindigkeiten notwendig sind. Unter diesen Umständen können mit moderner Processingsoftware auch relativ komplexe geologische Strukturen abgebildet werden. Aus den oben beschriebenen Resultaten kann man schliessen, dass die innere Struktur des Wellenbergs diese Voraussetzungen nicht erfüllt.

Interpretation

Trotz der enttäuschenden Resultate des Processing wurden die Daten interpretiert (GRAF und ROTH 1996). Dabei standen drei Fragen im Vordergrund:

1. Sind in den Daten der Seismik WLB 94 die Resultate der Interpretation der Seismik WLB 89 (also der Basisreflektor und die sogenannte "Y-Struktur") zu erkennen?
2. Findet man in den neuen Seismikdaten Elemente (Reflektoren, Brüche, etc.), die sich über alle drei Linien geometrisch sinnvoll erstrecken und die geologisch gedeutet werden können?
3. Was kann über das oberflächennahe Rutschgebiet ausgesagt werden?

Bei der besprochenen Datenauswertung handelt es sich nicht um eine Interpretation im üblichen Sinne, denn die monotone, kontrastarme geologische Umgebung im Gebiet der seismischen Linien liefert keine deutlich ausgebildeten seismischen Reflektoren, wie man sie sonst bei reflexionsseismischen Daten antrifft. Die Interpretation konzentrierte sich vor allem auf der Suche nach Datenelementen, die Ausdruck der geologischen Verhältnisse am Wellenberg sein könnten.

Die Akquisitions- und Processing-Parameter der Seismik WLB 94 wurden so gewählt, dass die oberflächennahen Strukturen bis auf das Niveau des geplanten Endlagers optimal abgebildet werden können. Die Reflektoren, die auf den Linien der Seismik WLB 89 als Basisreflektor interpretiert wurden, liegen bereits deutlich unterhalb dieses Bereichs. Dennoch erkennt man auf einigen seismischen Spuren Reflexionen, die dem Basisreflektor zugeordnet werden können.

Am deutlichsten sind sie auf der Western Version der Stapelung zu sehen. Auf der Linie 94-WS-05 (Beilage A2.1-1), zwischen CDP 220 und 490, bei 950 ms Zweiweglaufzeit, erkennt man ein Reflexionspaket, das, obwohl es eine leicht verschiedene Neigung besitzt, als der Basisreflektor der alten Linie 89-WS-20 identifiziert werden könnte. Schwach erkennt man den Basisreflektor auch auf der Linie 94-WS-25 (Western Processing). Auch andere Elemente, die bei der Seismik 'WLB 89' erkannt wurden, sind hier scheinbar wieder abgebildet, wie z.B. das Reflexionspaket bei CDP 250, (1250 ms Zweiweglaufzeit).

Mit der "Y-Struktur" wurden bei der Interpretation der Daten aus dem Jahr 1989 zwei vermeintliche, steilstehende Störungen bezeichnet, die als Niedrig-Amplituden-Zonen bei der Linie 89-WS-20 in Erscheinung treten. Eine entsprechende Struktur konnte auf der neuen Seismik nicht gefunden werden. Zwar konnten verschiedene steilstehende Elemente, v.a. auf der Ostflanke des Eggeligrats erkannt werden, aber keines lässt sich dreidimensional mit der "Y-Struktur" korrelieren.

Im Gegensatz zu den Daten von 1989, wo nur eine Linie über das fragliche Gebiet führte, standen bei der Seismik WLB 94 drei Linien zur Verfügung. Es wurde daher nach Elementen gesucht (Brüche, Reflektoren, Phasensprünge), die auf allen drei Linien erkennbar sind, räumlich zusammengehören und ausserdem einen geologischen Sinn ergeben. Es wurden die markantesten Phasensprünge, die auf den drei Linien erkannt werden konnten, aufgezeichnet. Auf allen Linien kann man auffallend viele solcher Phasensprünge sehen. Weil es so viele sind und weil ihre vertikale Ausdehnung relativ beschränkt ist, ist es praktisch unmöglich, zuverlässige Korrelationen über die drei Linien zu erhalten. Da diese Phasensprünge alle praktisch vertikal verlaufen, liegt die Vermutung nahe, dass es sich um Processing-Artefakte handelt.

Unter der Ostflanke des Eggeligrats befindet sich eine Reihe von ungefähr parallelen, nach Westen mit rund 45° einfallenden Elementen, die auch durch die oberflächennahe aufgelockerte Zone zu verfolgen sind. Eine einzige dieser Strukturen, die auf den Linien 94-WS-05 und 94-WS-45 markant und auf der Linie 94-WS-25 weniger deutlich in Erscheinung tritt, lässt sich zu einer räumlich einfachen Fläche rekonstruieren. Diese Fläche steht allerdings nicht im Einklang mit dem östlichen Ast der "Y-Struktur" der Linie 89-WS-20. Ob diese Fläche der Ausdruck einer oder mehrerer Störungszonen ist, bleibt noch abzuklären. Keine Bohrung hat diese Fläche erfasst. Dagegen ist bei der Bohrung SB4a/s ganz am Ende der Bohrarbeiten noch eine erwiesene Störung ange-

bohrt worden, die mit der Lage des untiefsten steilstehenden Elements der Linie 94-WS-45 im Einklang stehen könnte.

Insgesamt hat die Interpretation das bestätigt, was nach dem Processing befürchtet wurde. Die vorliegende Seismik liefert keine belastbare Grundlage für eine geologische Interpretation.

A2.1.3 Schlussfolgerung

Die Reflexionsseismik ist eine hochentwickelte und anerkannt gute Methode, um mit Hilfe von Messungen an der Oberfläche geologische Strukturen im Untergrund zuverlässig und präzise abzubilden. Wie bei jeder geophysikalischen Methode müssen auch hier für eine erfolgreiche Anwendung eine Anzahl Randbedingungen erfüllt sein. Eine klar geschichtete Geologie mit deutlichen Sprüngen in der akustischen Impedanz an einigen der Schichtgrenzen gehört zu diesen Randbedingungen. Die komplex verfaltete Mergelmasse im Inneren des Wellenbergs weist offensichtlich keine deutliche Schichtung auf, und die Unterschiede in der akustischer Impedanz sind klein. Zusammen mit der ungünstigen Oberflächengeologie, die starke Oberflächenwellen mit Multiplen erzeugt, und der ungünstigen Topographie führte dies zu wenig belastbaren Ergebnissen aus der Seismik.

Bereits bei der Vorbereitung der Arbeiten war man sich bewusst, dass man am Wellenberg an die Grenzen der Reflexionsseismik vorstossen würde. Aus diesem Grunde wurde ein stufenweises Vorgehen beschlossen und die Akquisition nach drei der geplanten sechs 2D-Seismik Linien abgebrochen. Die Analyse der aufgezeichneten Daten bestätigt die Richtigkeit dieser Entscheidung.

Es ist klar, dass unter diesen Umständen auch eine 3D-Seismikmessung zu Scheitern verurteilt wäre, da sie den gleichen physikalischen Randbedingungen unterliegt. Auf Grund aller vorhandenen Daten erscheint eine weitere Erkundung des Wellenbergs mit Hilfe von reflexionsseismischen Messungen von der Oberfläche aus wenig sinnvoll.

A2.2 Refraktionsseismik und Geoelektrik

1989 wurden im Tal der Engelberger Aa refraktionsseismische und geoelektrische Messungen auf 3 parallelen Linien (FG1, FG2 und FG3) mit einer Länge von je ca. 5500 m durchgeführt (Fig. 3.3-1). Die Linien erstrecken sich vom Dörfli im Norden bis Mettlen im Süden und haben einen seitlichen Abstand von ca. 150 m.

Eine detaillierte Beschreibung der beiden angewandten Messmethoden finden sich z.B. in GRANT & WEST (1965).

Die Ziele der refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen waren:

- Bestimmung der Mächtigkeit der Lockergesteinsfüllung bzw. der Tiefe der Felsoberfläche im Tal
- Erkundung des Reliefs der Felsoberfläche und Erfassung allfälliger grösserer Einlagerungen anhand gesteinsphysikalischer Kenngrössen
- Festlegung des Bohrstandorts SB6.

A2.2.1 Refraktionsseismik

Refraktionsseismische Messungen werden häufig zur Erkundung oberflächennaher Strukturen eingesetzt. Bei diesen Messungen werden mit einer relativ langen Geophonauslage (ca. 5 mal Erkundungstiefe) u.a. die Einsätze von Kopfwellen schnellerer Gesteinsschichten im Untergrund registriert und deren Geschwindigkeit und Tiefe berechnet (NAGRA 1989).

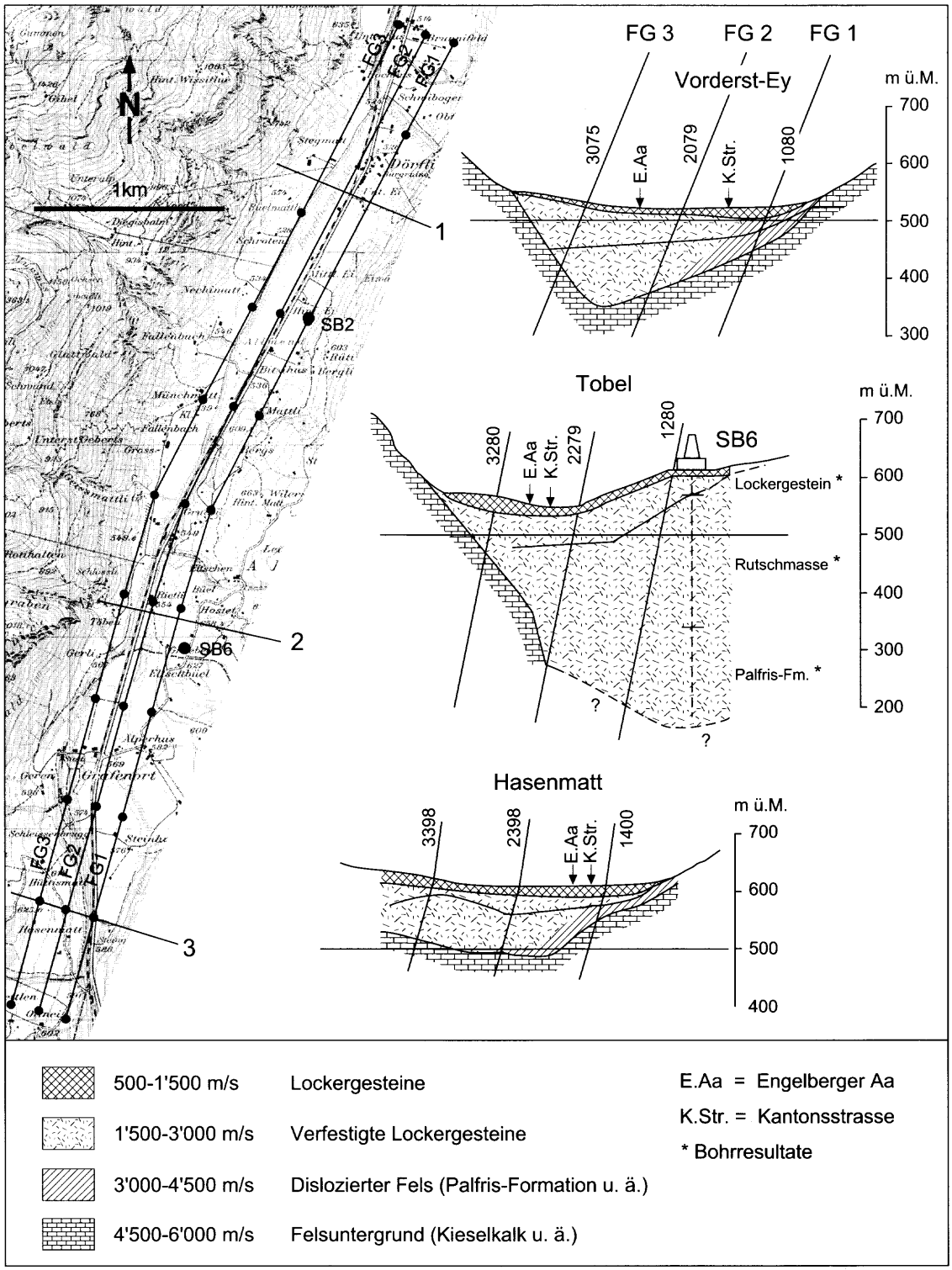
Als seismische Quelle wurden kleine Mengen an Sprengstoff (ca. 3 x 200 g) in untiefen Bohrungen (ca. 2 m) verwendet. Die Auslagenlänge betrug 550 bzw. 1100 m. Dabei wies jeder zweite Schuss die Auslagenlänge von 1100 m auf. Die zu erwartende Erkundungstiefe beträgt damit 200 bis maximal 350 m.

In Anschluss an die Messung wurden die Laufzeiten der Ersteinsätze auf den Schussabspielungen abgelesen und zu Laufzeitkurven zusammengefügt, die zuerst nach dem Schuss-Gegenschussverfahren ausgewertet wurden. Nach den Laufzeitkurven erschien eine Auswertung mit bis zu 4 Schichten am besten geeignet zu sein, die seismischen Daten zu erklären. Das Ergebnis dieser ersten Auswertung wurde als Startmodell für eine Inversion (GLI-3D) verwendet. Dieser zweite Auswerteschritt ermöglichte es, die topographischen Einflüsse besser zu kompensieren (statische Korrektur), und er lieferte ferner quasi kontinuierliche Schichtgeschwindigkeiten und Schichtteufen. Die Inversion der Daten konvergierte sehr schnell, was darauf hindeutet, dass das Startmodell die refraktionsseismisch erfassbaren Untergrundsverhältnisse bereits gut beschrieben hat (NAGRA 1990).

Die Inversion liefert ein Modell (NAGRA 1990), das z.T. bis in Teufen reicht, die tiefer sind als die zu erwartende Erkundungstiefe von gut 200 m. Diese Bereiche des Geschwindigkeitsmodells sind nur sehr schlecht durch Daten belegt. Sie sind eine mögliche, aber keine zwingend notwendige Erklärung der beobachteten Laufzeiten in grosser Entfernung vom Schusspunkt. Die entsprechenden Abschnitte des Modells sind in der Figur A2.2-1 durch gestrichelte Linien gekennzeichnet. Bei der Interpretation der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle ist zu beachten, dass die geologischen Verhältnisse im Tal der Engelberger Aa refraktionsseismisch nur vereinfacht durch den gewählten 4 Schichtenfall beschrieben werden können. Vertikale Geschwindigkeitsgradienten und Niedriggeschwindigkeitszonen wurden nicht berücksichtigt.

Deutlich ist in dem Modell zu erkennen, dass der Aufbau der Lockergesteinsschichten südlich und nördlich des Rutschgebietes von Altzellen relativ einfach ist (Felstiefe um 150 m), dass sich jedoch im Bereich des Rutschgebietes eine relativ grosse Übertiefung des Tals andeutet. Auch wenn die genaue Dimension der Übertiefung bei der verwendeten Auslagenlänge nicht sicher feststellbar ist, wurde bei der Prognose eine

vermutete Tiefe des Rutschgebietes angegeben, die sich durch die Bohrung SB6 allerdings nicht bestätigte (Fig. A2.2-1).



Figur A2.2-1: Interpretation der flachseismischen und geoelektrischen Messungen im Tal der Engelberger Aa

A2.2.2 Geoelektrische Sondierungen

Die geoelektrischen Messungen wurden als Sondierungen ausgeführt. Dabei wird mittels eines Elektrodenpaares Strom in die Erde eingespeist und mit einem zweiten Messelektrodenpaar der Spannungsabfall registriert. Daraus lässt sich der scheinbare Gebirgswiderstand berechnen, der sich bei sukzessiver Vergrösserung des Abstands der Einspeiseelektroden immer mehr dem Wert tieferer Schichten annähert. Die Eindringtiefe des Stroms entspricht bei den vorherrschenden Widerstandsverteilungen ca. einem Drittel des Abstands der Einspeiseelektroden. Aus den registrierten Kurven wird anschliessend durch Modellierungen die Verteilung des wahren elektrischen Gebirgswiderstands mit der Tiefe am Mittelpunkt der Auslage bestimmt (NAGRA 1989). Wie bei der Refraktionsseismik wird auch bei der Auswertung der geoelektrischen Sondierungen die Anzahl der zu modellierenden Schichten vorgegeben. Bei der Auswertung der geoelektrischen Sondierungen wurden 4 horizontale Schichten vorgegeben.

Die Auslagenlänge der Einspeiseelektroden betrug bei den Messungen im Tal der Engelberger Aa bis zu 1300 m. Der Abstand der Mittelpunkte der Sondierungen auf den Messlinien betrug in der Regel 550 m. Die geoelektrischen Messungen wurden durch unterschiedliche Störquellen beeinträchtigt. Vor allem auf der Linie FG2 war es im Mittelteil wegen der nahen Bahnlinie nicht möglich, auswertbare Signale zu registrieren. Die ausgewerteten Widerstands-Tiefen-Verteilungen entlang den Messlinien sind in NAGRA (1990) wiedergegeben.

Wie bei den Ergebnissen der Refraktionsseismik erkennt man auch hier recht deutlich die grosse Übertiefung des Engelbergertals im Bereich der Rutschung von Altzellen und den relativ einfachen Aufbau der Talfüllung auf beiden Seiten der Rutschung.

Vergleich mit dem Befund der Bohrungen SB2, SB6 und PBo8

Die Bohrung SB6 befindet sich ca. 100 m östlich der Linie FG1. Die Palfrisformation wurde bei 263 m erbohrt. Die Oberkante der Palfrisformation dürfte unter der Linie FG1 noch etwas tiefer liegen. Die in den Beilagen dargestellten refraktionsseismischen und geoelektrischen Messergebnisse deuteten auf eine grössere Teufe, die aber bei den verwendeten Auslagen nicht sicher bestimmt werden konnte.

Die Bohrung SB2 befindet sich fast genau auf der Linie FG1 (Abstand ca. 15 m) im Tal der Engelberger Aa in unmittelbarer Nähe zu einer steilansteigenden Flanke des Wellenbergs (Fig. 3.3-1). Die Kieselkalke wurden bei 19 m erbohrt, nach den refraktionsseismischen Messungen wurden sie bei 60 m erwartet. Die Teufen-Diskrepanz kann durch kleinräumige laterale Geschwindigkeitsvariationen bedingt durch steile, oberflächennahe Untergrundsstrukturen erklärt werden. Bei den verwendeten Schusspunktabständen (550 m) können kleinräumige laterale Geschwindigkeitsvariationen nicht aufgelöst werden.

Die Bohrung PBo8 durchteuft ebenfalls die Sedimente im Tal der Engelberger Aa. Die Ergebnisse der Refraktionsseismik und Geoelektrik stehen im Einklang mit dem Bohrbefund (Beilage A1.2-1).

A2.3 Geodätische Messungen im Standortgebiet

Zur Kenntnis der Kinematik innerhalb der Rutschmasse von Altzellen und innerhalb des Rutschgebietes Eggeli wurde 1988 ein geodätisches Messnetz mit insgesamt 36 Messpunkten installiert. Neben Vermessungspunkten in äusserst aktiven Rutschgebieten sollten auch Punkte in mutmasslich stabilen Geländeabschnitten gesetzt und regelmässig nachvermessen werden.

Die Zielsetzung dieser geodätischen Vermessung umfasste die Erfassung:

- der Kinematik im Bereich der Rutschmasse von Altzellen und im Bereich des Rutschgebietes Eggeli
- des langfristigen Verhaltens der Rutschmassen als Grundlage für die Prognose über das zu erwartende Langzeitszenarium

Nach der Durchführung von Kontrollmessungen in den Jahren 1989, 1992 und 1993 lagen ausreichend Daten für eine geologische Interpretation der geodätischen Messresultate vor (GÜBELI 1996), deren wichtigste Resultate im folgenden zusammengefasst sind.

A2.3.1 Rutschmasse von Altzellen

Die im Rahmen der Nagra-Bohrungen gewonnenen Kenntnisse über die Mächtigkeit der Rutschmasse von Altzellen erlaubten das Festlegen der vermutlich grössten Mächtigkeit der Rutschmasse im Gebiet der Sondierbohrung SB6 (ca. 260 m). Östlich der Linie St. Joder - Steini sinken die Mächtigkeitswerte der Rutschmasse von Altzellen auf Werte unter 100 m. Die Basisfläche der Rutschmasse von Altzellen bildet im Raum Steini - St. Joder eine Stufe, die den relativ flachen Basisflächenabschnitt nordöstlich St. Joder vom flachen Hangabschnitt im Raum Stalden - Leimi (Gebiet der Sondierbohrung SB3) trennt. Basierend auf morphologischen Beobachtungen ist die Rutschmasse von Altzellen in sieben Teilrutschmassen unterteilbar (Beilage A2.3-1). Diese Teilrutschmassen setzen sich aus der eigentlichen Felsrutschmasse und der darüberliegenden Lockergesteinsdecke zusammen.

Zwischen dem Eggeligrat und dem Eltschenbach südlich Steini liegen insgesamt drei Teilrutschmassen (Nr. 1, Nr. 2a und Nr. 2b, Beilagen A2.3-1, A2.3-2). Diese Teilrutschmassen weisen eine Lockergesteinsdecke auf, deren Rutschbewegungen die eigentlichen Verschiebungen der darunterliegenden Felsrutschmasse überlagern.

Im Gebiet der Terrasse von St. Joder kann anhand der geodätischen Messungen eine jährliche talwärtsgerichtete Verschiebung von 3 - 4 mm belegt werden.

Die im südwestlichen Teil der Rutschmasse von Altzellen (Teilrutschmasse Nr. 6) vermessenen Kontrollpunkte zeigen eine fächerförmige Streuung der Bewegungsrichtungen (2.3 - 4.8 mm/a) von SW bis nach W. Diese Verschiebungen reichen jedoch wahrscheinlich nicht bis zur Rutschmassenbasis, sondern lediglich bis zu einem Verschiebungshorizont, der in SB6 in ca. 147 m Tiefe erbohrt wurde.

Die nördlich des Eltschenbachs liegenden Teilrutschmassen (Nr. 7a, Nr. 7b und Nr. 7c, Beilage A2.3-1) zeigen voneinander abweichende talwärtsgerichtete Bewegungsrichtungen, was auf Verschiebungen innerhalb der mächtigen Lockergesteinsdecke hindeutet und allenfalls untiefe Teile der darunterliegenden Felsrutschmasse umfasst.

A2.3.2 Rutschgebiet Eggeli

Das Rutschgebiet Eggeli ist in drei Hangabschnitte mit vergleichbaren Rutschungen unterteilbar. Während im oberen Hangabschnitt zahlreiche kleinere Lockergesteinsrutschungen mit Mächtigkeiten zwischen ca. 0.5 m und ca. 5 m auftreten, liegt im unteren Hangabschnitt ein intensiv durchnässtes Rutschgebiet vor, dessen Mächtigkeit 40 - 50 m umfasst.

Die Ablagerungen im unteren Hangabschnitt stammen aus drei grossräumigen Ausbruchnischen des mittleren Hangabschnitts und werden aus diesem Gebiet auch reichlich mit Wasser versorgt. Diese Wasserzutritte führen in den weiträumigen Feuchtgebieten zu massiven Rutschbewegungen. Innerhalb der Rutschmasse des unteren Hangabschnitts werden durch die geodätischen Kontrollpunkte von oben nach unten deutlich abnehmende Verschiebungsdistanzen zurückgelegt.

A3 DATENAKQUISITION IN DEN SONDIERBOHRUNGEN

Die wissenschaftliche Zielsetzung der Sondierbohrungen SB1 - SB6 (Tab. A3-1), deren bohrtechnische Aspekte im Detail in GASSLER & KARSCH (1996) beschrieben sind, stellte besondere Anforderungen an ihre bohrtechnische Ausführung. So galt es nicht nur einen möglichst vollständigen Kerngewinn zu erzielen, sondern auch für die Durchführung der geplanten Test- und Messarbeiten in den Bohrungen die jeweils notwendigen Rahmenbedingungen zu schaffen. Dazu zählten z.B. die Spülungsaustausche für Fluidlogging, möglichst geringer und artmässig limitierter Einsatz von Spülungsmaterialien, zeitweilige Klarwasserspülung und besondere Anforderungen bei der Zementation einzelner Verrohrungen hinsichtlich zementierter und unzementierter Abschnitte.

Tabelle A3-1: Lage der Sondierbohrungen

Bohrung	Koordinaten		Höhe über N.N.
SB1	674429.8	193432.4	845.5
SB2	672245.5	193580.6	532.2
SB3	672366.8	192505.2	738.0
SB4	673269.3	192107.6	958.3
SB4a/v	673249.3	192218.2	942.3
SB4a/s	673251.8	192213.1	942.3
SB6	671608	191976	628.2

Das weitgehend kontinuierliche Kernen der Bohrungen stellte ein wesentliches Element der wissenschaftlichen Untersuchungen dar. Als zeit- und kostengünstigstes Kernbohrverfahren für Bohrungen dieser Grössenordnung kam daher fast ausschliesslich das Seilkernen auf den insgesamt rund 6190 Kernbohrmetern zum Einsatz. Nur kurze Anfangsabschnitte im Lockergestein wurden mit anderen Kernverfahren abgeteuft.

Für SB4, SB3 und SB1 war im Arbeitsprogramm vorgesehen, die Bohrungen bis auf die Standrohrabschnitte im Lockergestein durchgehend zu kernen. Da sich jedoch schon bei der SB4 zeigte, dass die Unterscheidung zwischen Lockergestein und Rutschmasse anhand des beim Meisseln anfallenden Bohrguts nicht eindeutig war, wurden die weiteren Bohrungen direkt kernend begonnen. Bei SB4a wurde auf das Kernen der ersten Abschnitte aufgrund der Nähe zu SB4 verzichtet. Als reine Meisselbohrung sind daher nur kurze Strecken am Wellenberg abgeteuft worden.

Der vom Seilkernsystem vorgegebene Bohrlochdurchmesser erforderte dann noch auf insgesamt ca. 3680 m das Erweitern des Kernbohrlochs auf den für den Einbau der Verrohrungen erforderlichen Durchmesser. Ebenfalls erweitert werden mussten die letzen Bohrlochabschnitte auf 946 m Länge, um für geophysikalische Messungen den ausreichenden Querschnitt zu erlangen.

Tabelle A3-2: Kernbohrübersicht

	SB1	SB2	SB3	SB4	SB6		SB4a/v	SB4a/s	Total	
Endteufe	1670.3	1870.4	1546.7	757.6	430.6		735.0	858.2	7868.8	m
Kernbohrstrecke	1655.7	1867.4	1535.2	704.2	378.3[1)]	49.4[2)]	663.7	683.6	6190.2	m
Kernbohrzeit	1816.9	1651.4	1647.3	648.3	464.8	22.3	829.5	873.8	6251.0	h
Kernlänge	1624.0	1859.7	1468.7	665.7	349.1	46.4	655.6	676.4	6013.6	m
Kerngewinn	98.1	99.6	95.7	94.5	92.3	93.9	98.8	98.9	97.2	%
Kernbohrfortschritt	0.9	1.1	0.9	1.1	0.8	2.2	0.8	0.8	1.0	m/h
Anzahl Kernmärsche	534	651	682	206	406	37	164	133	2516	

1) Seilkernen 2) Hammerkernen

Für die Wellenberg-Bohrungen wurden vier verschiedene Seilkernsysteme verwendet, die Typen 5 1/2" GWSK, 4 1/2" GWSK und 3 1/2" GWSK der Bohrgesellschaft Rhein-Ruhr und das System SK6L von Diamond Board/Craelius.

Alle vier Typen sind Doppelkernrohrsysteme, die z.T. auch als Dreifachkernrohr eingesetzt wurden. Die verwendeten Kernbohrkronen richteten sich nach den Gebirgsverhältnissen. Eingesetzt wurden bis auf wenige Hartmetallkronen (im Lockergestein) oberflächenbesetzte Diamantkronen und zwei BallaSet Kronen.

Der Einsatz dieser Technik hat sich am Wellenberg bestens bewährt. Sowohl hinsichtlich des Kerngewinns als auch in der Kernqualität wurden hervorragende Ergebnisse erzielt. Über die gesamten 6140.8 Seilkernmeter konnte ein Kerngewinn von 97.2 % erzielt werden.

A3.1 An Bohrkernen durchgeführte Analysen

A3.1.1 Geologische Bohrkernbearbeitung

Die Sondierbohrungen wurden ab Basis Standrohr (meistens im Top des anstehenden Felses) bis zur Endteufe durchgehend gekernt.

Die Bearbeitung der Bohrkerne, von der Entnahme auf der Bohrstelle bis zur Archivierung im Kernlager, lief zusammengefasst wie folgt ab:

Auf der Bohrstelle wurden die Bohrkerne nach der Entnahme aus dem Kernrohr durch den Geologischen Samplerdienst gewaschen, zusammengesetzt, vermessen und fotografiert. Die makroskopische geologische Bohrkernbeschreibung erfolgte durch den Bohrstellengeologen entweder auf dem Bohrplatz oder in den Büroräumlichkeiten der Nagra in Wolfenschiessen.

Für die absolute Kernorientierung und detaillierte strukturgeologische Aufnahme sowie zwecks Datensicherung wurden sämtliche kompakten Kernstücke, die mit einer Kernzusammenhangslinie versehen werden konnten, mit dem Bohrkernfotokopierer (Boh-

rungen SB1, SB2, SB3, SB4 und SB6) bzw. mit dem neu entwickelten Bohrkernscanner (SB 4a/v und SB4a/s) abgewickelt (WEBER 1994).

Tabelle A3.1-1: Bohrkernbearbeitung

	Aktivität	Durchführung	Dokumentation
1	Entnehmen aus Kernrohr	Bohrfirma/ Samplerdienst	
2	Reinigen	Samplerdienst	
3	Zusammensetzen	Samplerdienst	
4	Vermessen (Bilanzierung)	Samplerdienst	Kernmarschliste
5	Beschriften	Samplerdienst	Kernmarschliste
6	Fotografieren	Samplerdienst	Fotodokumentation
7	Geologisch beschreiben	Bohrstellengeologe	Geologie-Log 1:200
8	Abwickeln mit Fotokopierer bzw. Kernscanner	Bohrstellengeologe	Kernabwicklung, Strukturauswertung
9	Wissenschaftlich beproben	Spezialisten Universität Bern, MeSy	Probenliste, Laborberichte
10	Einschweissen in Plastik	Nagra Betriebsdienst	
11	Archivieren im Kernlager	Nagra Betriebsdienst	Kernkisteninventarliste

Die geologisch-mineralogischen Laboruntersuchungen wurden in allen Sondierbohrungen von den Spezialisten der Universität Bern durchgeführt. Hauptziele waren die einheitliche lithologisch-stratigraphische Zuordnung der durchteuften Formationen (Beilage A3-1) sowie die Charakterisierung der wasserführenden Systeme (Kap. 5).

Die Dokumentation der Feldresultate erfolgte in Form von Nagra Internen Berichten (NIB's). Von jeder Sondierbohrung existieren drei geologische Auftragnehmerschlussberichte:

- Geologisches Sampling (inkl. Gas- und Spülungsüberwachung)
- Bohrstellengeologie
- Geologisch mineralogische Laboranalysen

Vor der Archivierung im Hochregallager der NAGRA wurden alle Bohrkerne in vakuumierten Plastikschläuchen luftdicht verpackt. Dadurch wird verhindert, dass die tonigen, wasserhaltigen Bohrkerne vorzeitig austrocknen und zerfallen.

Geologische Bohrkernaufnahme (Litholog 1:200)

Die geologische Bohrkernaufnahme beinhaltet die lithologische, petrographische, sedimentologische und strukturgeologische Beschreibung der Bohrkerne im Sinne einer Übersichtsaufnahme sowie die Erstellung eines geologischen Bohrprofils 1:200 (Litholog).

Aufgenommen wurden:
- Lithologie (inkl. Fossilien und Sedimentstrukturen)
- Lagerungsverhältnisse (Schichtung, Schieferung, Kleinfalten)
- Lagerung (normal oder invers)
- Anzahl Adern pro Meter (semiquantitativ)
- Anzahl Klüfte pro Meter
- Mineralogie, Füllungsgrad und Ausbildung von Adern und Klüften
- Maximale Dicke bzw. Öffnungsweite sowie Ausdehnung von Adern und Klüften
- Ausgewählte Strukturen inkl. ergänzender Angaben
- Zonen duktiler oder spröder Deformation
- Tektonisierungsgrad (spröd oder duktil)
- Teufe und Zweck der entnommenen Kernproben

Strukturgeologische Bohrkernaufnahme

Eine der wichtigsten Aufgaben des Bohrstellengeologen war die Erfassung und Orientierung der an den Bohrkenen beobachteten tektonischen und sedimentären Strukturen. Die Ansprache der Strukturen erfolgte nach HUBER & HUBER (1994b).

Aufgenommen wurden die folgenden sedimentären und tektonischen Strukturen (in Klammern angegeben sind die verwendetet EDV-Codes der Strukuren):

a) Sedimentäre Strukturen
   - Schichtung (SING)
   - Polare Sedimentstrukturen

b) Tektonische Strukturen ohne erkennbare Verschiebungskomponente
   - Haarriss, Riss (HARI)
   - Kluft (KLUF)
   - Ader (ADER)
   - Adernetz (ANET)
   - Schieferung (SHIE)
   - Boudin (BOUD)

c) Tektonische Strukturen mit erkennbarer Verschiebungskomponente
   - Duktile Scherzone (SZDU)
   - Dünne diskrete Scherzone SZDD)
   - Verschiebungsfläche (VSFL)
   - Störung (STOE)
   - Kakirit (KAKI)
   - Stylolith (STYL)
   - Lösungssaum (LOES)

Bohrkernabwicklung (Halbautomatische Abwicklung mit Fotokopierer)

Damit die geologischen Strukturen übersichtlich und geometrisch exakt dargestellt werden können, erstellen die Geologen Bohrkern-Abwicklungen. Die Methode der flächentreuen Abwicklung wurde bei der Nagra in den letzten 10 Jahren immer wieder verbessert. Die Entwicklung verlief dabei in 3 Stufen, anfänglich Handabwicklung auf Transparentfolie, dann halbautomatische Abwicklung mit Fotokopierer und letztendlich automatische Abwicklung mit digitalem Scanner. Die Wellenberg-Bohrungen der Phase I (SB1 bis SB6) wurden mit dem Bohrkernfotokopierer, diejenigen der Phase II (SB4a) mit dem Bohrkernscanner abgewickelt.

Mit dem Bohrkernphotokopierer konnten Schwarzweiss-Kopien der abgewickelten Bohrkerne von guter Qualität hergestellt werden. Rund drei Viertel der Bohrkerne, die im Rahmen des Bohrprogramms Phase I gewonnen wurden, konnten fotokopiert werden. Stark tektonisierte Zonen mussten vorher geklebt werden.

In den Wellenberg-Bohrungen der Phase I wurden die Tabelle A3.1-2 aufgelisteten Strecken halbautomatisch abgewickelt.

Tabelle A3.1-2: Halbautomatisch abgewickelte Kernstrecken (Kernfotokopierer)

Bohrung	Kernstrecke ab Basis Quartär	davon abgewickelt	nicht abgewickelt
SB1	1610.0 m	1233.3 m (77%)	386.7 m (23%)
SB2	1851.7 m	1464.8 m (79%)	386.9 m (21%)
SB3	1347.6 m	868.8 m (64%)	478.8 m (36%)
SB4	641.0 m	590.2 m (92%)	50.8 m (8%)
SB6	167.9 m	124.1 m (74%)	43.8 m (26%)

In den Bohrungen der Phase I wurden nicht alle kopierten Bohrkernabschnitte routinemässig strukturgeologisch ausgewertet. Das Schwergewicht lag damals beim Wirtgestein (Palfris-Formation/Vitznau-Mergel, ohne Tertiär) sowie bei den strukturgeologisch interessanten Zonen, wie z.B. Deckengrenzen und Störungszonen.

Automatische Abwicklung mit digitalem Scanner

In der Phase II (SB4a) konnte das neu entwickelte Bohrkernscannersystem der Firma DMT eingesetzt werden (WEBER 1994, LINIGER et al. 1997). Die in den Wellenberg-Bohrungen der Phase II abgewickelten Kernstrecken sind in Tabelle A3.1-3 zusammengestellt. Alle gescannten Bohrkernabschnitte wurden strukturgeologisch ausgewertet.

Tabelle A3.1-3: Automatisch abgewickelte Kernstrecken (Kernscanner)

Bohrung	Kernstrecke ab Basis Quartär	davon abgewickelt	nicht abgewickelt
SB4a/v	630.6 m	569.2 m (90%)	61.4 m (10%)
SB4a/s	679.3 m	627.5 m (92%)	51.8 m (8%)

Bohrkernorientierung

Damit die absolute räumliche Lage der an den Bohrkernen aufgenommenen Strukturen bestimmt werden kann, müssen zuerst die Bohrkerne mittels geophysikalischer Bohrlochmessungen (z.B. Formation Micro Scanner-Log) orientiert werden. Die geophysikalischen Bohrlochsonden sind mit Orientierungseinheiten ausgerüstet, die fortlaufend Nordrichtung und Neigung registrieren und somit eine orientierte Abbildung der Bohrlochwand liefern. Das Grundprinzip der indirekten Kernorientierung beruht darauf, dass geologische Strukturen an der Bohrlochwand (Geophysik-Log) und am Bohrkern (Bohrkernabwicklung) identifiziert und miteinander zur Deckung gebracht werden. Zu beachten ist dabei, dass für einen genauen Vergleich die am Bohrkern aufgenommenen Strukturen auf die Bohrlochwand projiziert werden müssen.

Auswertung der geophysikalischen Struktur-Logs (FMS/BHTV)

Die Formation-Micro-Scanner (FMS/FMI)- und Sonic-Televiewer (BHTV/UBI) Logs ermöglichen neben der Bohrkernorientierung auch eine unabhängige Auswertung der geologischen Strukturen. Der Auflösungsgrad und die Qualität der Strukturabbildung ist in ungestörten Abschnitten meistens sehr gut, in gestörten Gesteinspaketen (z.B. Störungszonen) aber oft infolge von Bohrlochrandausbrüchen beeinträchtigt.

Der beauftragte Bohrstellengeologe hat bei der Firma Schlumberger in Hannover die folgenden Bohrstrecken strukturgeologisch auf einer Workstation ausgewertet (insgesamt ca. 1400 m).

Tabelle A3.1-4: Strukturgeologisch ausgewertete Bohrkernstrecken

Bohrung	FMS	FMI	BHTV	UBI
SB1	60.9 -1558.0 m			
SB2	57.8 -1870.0 m			
SB3	62.0 -1506.0 m			
SB4	61.0 - 752.0 m		143.6 - 703.3m	
SB6	63.0 - 418.0 m			
SB4a/v	71.2 - 109.9 m	112.0 - 732.0 m		112.0 - 734.0m
SB4a/s	420.0 - 704.0 m	181.5 - 417.0 m	416.0 - 856.0m	

A3.1.2 Felsmechanische Bohrkernuntersuchungen

Probenauswahl und Probenvorbereitung

Nach der geologischen Aufnahme der Bohrung wurden die Kerne für das Laborprogramm ausgewählt, in Folie eingeschweisst und in die Labors versandt. Bei der Auswahl wurden möglichst intakte Kernstücke ausgesucht, um korrekte Versuchsbedingungen zu gewährleisten. Die Proben wurden in den entsprechenden Labors weiter zubereitet, d.h die Kernendstücke wurden für die einzelnen Versuche gerade geschnitten und die Endflächen plan geschliffen.

Im Rahmen des Laborprogramms wurde zunächst versucht, die Originalkerne der Bohrungen mit Durchmessern von 55 bzw. 100 mm für die Versuche zu verwenden (Untersuchungsphase 1). Bei der Analyse der Ergebnisse zeigten sich zwei Probleme. Erstens mussten Proben in die Untersuchungen einbezogen werden, deren Höhen/Durchmesser (H/D)-Verhältnis weit unter dem gewünschten Faktor 2 lag, und zweitens konnte im Wirtgestein des Wellenbergs die Anisotropie der felsmechanischen Parameter nicht ausreichend bestimmt werden. In der zweiten Untersuchungsphase wurde daher das Vorgehen bei der Beprobung geändert und aus den Bohrkernen wurden Miniproben mit einem Durchmesser von 30 mm gebohrt. Die Minikerne wurden mittels Diamantbohrer aus den ursprünglichen Bohrkernstücken parallel, senkrecht und in 45°-Richtung zur Schieferung ausgebohrt. Ihre Endflächen wurden ebenfalls entsprechend der Anforderungen bei den einzelnen Versuchen bearbeitet. Damit war es möglich, das gewünschte H/D-Verhältnis zu erreichen und die anisotropen Eigenschaften der Gesteine zu bestimmen. Gleichzeitig war es so mit dem vorliegenden Kernmaterial möglich, eine weit grössere Anzahl von Proben zu untersuchen und daher statistisch besser abgesicherte felsmechanische Daten zu erhalten.

Untersucht wurden diejenigen Gesteinsformationen der Nebengesteine (Kieselkalk, Kalke der Drusberg-Decke) und des Wirtgesteins (Tonmergel, Kalkmergel und Sandmergel), deren Daten für den Bau des Sondierstollens und der Kavernen benötigt werden, wobei das Hauptinteresse dem Wirtgestein galt.

Methoden

Das Untersuchungsprogramm wurde so aufgebaut, dass die wichtigsten physikalischen und felsmechanischen Eigenschaften des Gesteins bestimmt werden konnten. Folgende Untersuchungsmethoden wurden zur Bestimmung der Parameter eingesetzt:

- Dichtebestimmungen mit der Auftriebsmethode im Araluxbad
- Bestimmung der dynamischen elastischen Parameter (Elastizitätsmodul (E_{dyn}) und Poisson-Verhältnis (ν_{dyn})) aus Ultraschallmessungen
- Bestimmung der Porosität mit der Imbibitionsmethode
- Einaxialer Druckversuch zur Bestimmung des statischen Elastizitätsmoduls (E) und der einaxialen Druckfestigkeit (σ_c)

- Triaxialversuch zur Bestimmung der Kohäsion (c_{peak}) und des Reibungswinkels (ϕ_{peak}) an der intakten Probe sowie der Restkohäsion (c_{rest}) und des Restreibungswinkels (ϕ_{rest}) an der gebrochenen Probe
- direkte Scherversuche an natürlichen Trennflächen zur Untersuchung der Kohäsion (c_{tr}) und des Reibungswinkels (ϕ_{tr}) der Trennflächen
- Brasilianer-Tests zur Bestimmung der Spaltzugfestigkeit (σ_t)
- Quellversuche mit behinderter und unbehinderter Quellung zur Bestimmung der Quellhebung und des Quelldrucks

Die Methoden werden an dieser Stelle nicht detailliert beschrieben, da es sich um normierte Standarduntersuchungen handelt. Eine detaillierte Beschreibung findet man z.B. in HUDSON (1993).

A3.2 Petrophysikalisches Bohrloch-Logging

Ziel des petrophysikalischen Loggings war die Beschaffung von gesteinsphysikalischen Parametern der durchteuften Formation. Mit diesen Parametern können wichtige Formationsgrössen wie Dichte, elastische Kennwerte etc. bestimmt werden.

A3.2.1 Durchgeführte Messungen

Im Rahmen des petrophysikalischen Loggings in den Sondierbohrungen am Wellenberg wurden folgende Logs gefahren, die ausführlich in NAGRA (1989) beschrieben wurden:

- das Kaliberlog (CAL) zur Bestimmung des Bohrlochdurchmessers
- das fokussierte Widerstandslog (MSFL, DLL) zur Bestimmung des elektrischen Formationswiderstands in Abhängigkeit von der Eindringtiefe in die Formation
- das elektrische Eigenpotentiallog (SP) zur Bestimmung des elektrischen Potentials zwischen Bohrlochmund und Sonde
- das Gamma-Gamma-Dichtelog (LDT) zur Bestimmung der Dichte und des photoelektrischen Faktors (Lithologieindikator) der Formation
- das Neutron-Porositätslog (CNT) zur Bestimmung der Neutronporosität
- das Soniclog (SDT-AS, BHC) zur Bestimmung der Laufzeiten der Kompressions-, Scher- und Stoneleywelle und zur Ermittlung der dynamischen elastischen Parameter
- das Gammaraylog (GR) zur Bestimmung der Intensität der natürlichen Gammastrahlung – ein Indikator für den Tongehalt – des Gesteins
- das Gamma-Spektrometrielog (NGT) zur Bestimmung der Konzentration der radioaktiven Elemente ^{40}K, ^{232}Th und ^{238}U im Gestein

A3.2.2 Standardauswertung der Logs

Die gemessenen Logs wurden bei unterschiedlichen Kontraktoren standardmässig ausgewertet. Folgende Schritte sind ausgeführt worden:

- Erstellung von Compositelogs
- Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten der Kompressions-, Scher- und Stoneleywelle
- Bestimmung der Dämpfung der Stoneleywelle (z.T.)
- Berechnung der dynamischen elastischen Konstanten
- Bestimmung des Ton-, Kalk- und Quarzgehalts
- (Bestimmung der Porosität)

Compositelog

Im Rahmen der Standardauswertung der Loggingresultate wurden die Logs kontrolliert, editiert und in einem Compositelog für jede Bohrung zusammengefasst (Beilagen A3.3-1 bis 6). Dabei werden die verschiedenen Logs für jede Bohrung in Spalten nebeneinander dargestellt. Das Compositelog dient dem direkten Vergleich der unterschiedlichen Logs.

Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten

Bei der Messung des Soniclogs wurden neben der Laufzeit der Kompressionswelle auch die ganzen Wellenzüge aufgezeichnet. Im Datenverarbeitungszentrum wurden dann die Einsätze der Kompressions-, Scher- und Stoneleywelle identifiziert und ihre Laufzeiten abgelesen. Daraus wurden anschliessend die seismischen Geschwindigkeiten dieser Wellenformen berechnet.

Bestimmung der Dämpfung der Stoneleywelle

Zusätzlich können aus den Wellenzügen die Amplituden der Stoneleywelle bestimmt und daraus ihre Dämpfung berechnet werden. Die Klüftigkeit des Gesteins beeinflusst die Dämpfung der Stoneleywelle. Diese Untersuchung wurde nur teilweise durchgeführt. Ein Vergleich mit den Ergebnissen des Fluid Loggings (siehe Anhang A3.4) ergab, dass die Dämpfung der Stoneleywelle wesentlich mehr potentielle Zuflussstellen aufwies, als durch das Fluid Logging nachgewiesen werden konnten. Auf eine generelle Auswertung der Stoneleywelle wurde daher verzichtet.

Berechnung der elastischen Konstanten

Aus den Geschwindigkeiten der Kompressions- und Scherwelle, sowie aus der Dichte konnten die dynamischen, elastischen Parameter Kompressionsmodul, Schermodul, Youngsmodul, Possionverhältnis und das Verhältnis der Kompressions- zur Scherwellengeschwindigkeit berechnet werden. Die elastischen Parameter liegen für alle Bohrlochabschnitte vor, in denen V_P, V_S und die Dichte bestimmt werden konnten.

Bestimmung des Ton-, Kalk- und Sandgehalts

Aus den Tonindikatoren Intensität der Gammastrahlung, Gehalt an ^{40}K, Soniclaufzeit und Neutronporosität wurden nach empirischen Formeln, die an Kernproben kalibriert wurden, der Tongehalt der Formation berechnet. Aus dem Tongehalt und dem photoelektrischen Faktor wurden dann der Kalk- und Quarzgehalt abgeschätzt.

Bestimmung der Porosität

Bei der Messung der Neutronporosität wird der Wasserstoffgehalt in der Formation bestimmt. Zusätzlich zu dem im Porenraum befindlichen Wasser wird z.B. auch das im Ton gebundene Wasser erfasst. Nach einer Tonkorrektur lässt sich aus der Neutronporosität die Porosität der Formation berechnen. In der Palfris-Formation (Neutronporosität ca. 15%, effektive Porosität ca. 1-2%) ist der prozentuale Anteil des an Tone gebundenen Wassers sehr viel grösser als das in den Porenräumen befindliche. Die aus der Neutronporosität errechnete Porosität ist deswegen auch nach einer speziellen Tonkorrektur zu ungenau, um die geringe effektive Porosität des Wirtgesteins verlässlich zu beschreiben.

A3.2.3 Weitergehende Auswertung der Logs

Zusätzlich zu den oben beschriebenen Standardauswertungen wurden soweit möglich folgende weitere Auswerteschritte durchgeführt:

- Bestimmung der petrophysikalischen Kennwerte der geologischen Formationen
- Korrelation petrophysikalischer Parameter mit der Transmissivität

Bestimmung der petrophysikalischen Kennwerte der geologischen Formationen

Zur Bestimmung der petrophysikalischen Kennwerte der einzelnen geologischen Formationen wurden die Logs aufgrund des geologischen und petrophysikalischen Befunds in Abschnitte unterteilt. Für jeden Abschnitt wurde dann der Mittelwert und die Standardabweichung jedes Logs berechnet. Die so ermittelten Ergebnisse sind in Kapitel 4.3.1 beschrieben.

Korrelation petrophysikalischer Parameter mit den gemessenen Transmissivitätswerten

Als ergänzende Methode zur Ermittlung der hydrogeologischen Leitfähigkeitsverteilung im Wirtgestein wurde versucht, hydraulische Parameter mit petrophysikalischen Parametern zu korrelieren. Es konnte für die Bohrung SB1, SB2, SB3, SB4 und SB6 gezeigt werden, dass zwischen der Transmissivität einerseits und den seismischen Geschwindigkeiten der Kompressions- und Scherwelle, sowie ihrem Verhältnis andererseits eine gute Korrelation besteht (ALBERT 1995). Auch für die Kompressionswellen-

geschwindigkeiten der Bohrungen SB 4a/v und SB4 a/s konnte diese Korrelation bestätigt werden. Im Gegensatz dazu zeigten die in der mit 45° Neigung erbohrten SB4a/s gemessenen Scherwellengeschwindigkeiten ein anderes Verhalten. Als Ursachen dafür wurden die Gesteinsanisotropie und ein hoher Kalkgehalt festgestellt.

A3.3 Felsmechanische in situ Versuche

A3.3.1 Hydrofrac-Messungen

Methode

Das Hydraulic Fracturing ist eine klassische Untersuchungsmethode zur Messung von Spannungen in Tiefbohrungen. Die Methode wurde erstmals von HUBBERT & WILLIS (1957) beschrieben und in den letzten Jahren weiter verbessert (RUMMEL 1987). Die generelle Idee bei dieser Methode ist es, in einem mit Packern isolierten Intervall einer Bohrung den hydraulischen Druck soweit zu erhöhen, dass es zu einer Ausbildung eines Zugrisses im Gebirge kommt. Aus dem charakteristischen Verlauf der Druckkurven lassen sich die Magnituden der horizontalen Spannungskomponenten bestimmen (Annahme: vertikale Bohrung). Die räumliche Orientierung des Risses, die mit geophysikalischen Loggingsonden oder einem Abdruckpacker bestimmt werden kann, erlaubt die Aussage über die Orientierung des Spannungsfelds.

Die Hydrofrac-Methode geht von der Annahme aus, dass eine Hauptspannungsrichtung in Richtung der Bohrlochachse verläuft, eine Bedingung, die am Wellenberg durch die komplizierte topographische Situation nur bedingt erfüllt ist. Weiterhin ist zu bemerken, dass der am besten gesicherte Wert bei dieser Art Messung die Magnitude der kleinsten Hauptspannung ist, die maximale Hauptspannung ist mit einer weit grösseren Unsicherheit behaftet.

Tabelle A3.3-1: Ergebnisse der Hydraulic Fracturing Spannungsmessungen

Bohrung	Teufe [m u. AS]	S_h [Mpa]	S_H [Mpa]	Richtung S_H [°]	S_H / S_h	Spannungs-regime
SB1	350 - 530	10 - 13	12 - 23	35 ± 10	1.2 - 1.8	$S_h \leq S_v < S_H$
SB1	550 - 600	9 - 10	18 - 20	65 ± 10	2.0	$S_h < S_v < S_H$
SB1	610 - 935	12 - 21	24 - 42	135 ± 10	1.8 - 2.0	$S_h < S_v < S_H$
SB2	591 - 1106	13.6 - 15.7	21.8 -24.9	121 ± 13	1.6	$S_h < S_v \leq S_H$
SB3	590 - 915	16 - 20	32 - 38	135 ± 10	1.9 - 2.0	$S_h \leq S_v < S_H$
SB4a/v	199 - 727	4.3 - 15.4	9.4 - 29.5	142 ± 25	1.9 - 2.2	$S_h \leq S_v < S_H$

Tabelle A3.3-2: Messtiefen der Hydraulic Fracturing Tests und der charakteristischen Druckwerte (SB1 bis 3 Kopfdrücke; * SB4a/v Downhole- Drücke)

Bohrung	mittlere Tiefe [m]	Breakdown - Druck [MPa]	Refrac - Druck [MPa]	Shut - in Druck [MPa]
SB1	358.0	15.9	7.6	7.5
	396.3	11.9	9.8	8.3
	443.2	---	7.3	8.0
	474.8	12.4	8.4	8.4
	510.9	17.4	12.5	12.5
	522.3	17.1	15.4	15.1
	558.3	17.3	4.5	4.9
	586.7	7.0	4.0	3.5
	617.5	10.9	6.1	6.2
	653.6	13.0	8.9	10.3
	732.7	>30.1 (kein Frac)		
	804.4	16.1	6.0	6.5
	873.5	26.0	17.9	15.2
	936.8	23.9	14.1	13.5
SB2	591.0	---	10.5	12.9
	637.0	9.5	7.6	7.5
	778.0	---	12.2	14.2
	817.5	---	6.8	5.7
	836.3	---	11.5	10.5
	856.0	---	7.0	6.5
	882.6	---	7.9	7.0
	942.0	10.4	8.5	8.7
	986.2	---	4.7	6.8
	1024.0	---	15.6	16.8
	1053.5	---	3.4	4.3
	1106.0	---	7.7	11.7
SB3	590.0	12.8	9.0	10.3
	643.0	10.2	7.2	10.3
	669.0	15.5	14.3	14.0
	791.1	15.2	12.6	14.1
	815.4	9.3	6.8	6.8
	869.7	9.7	8.5	8.4
	914.5	9.2	6.8	7.4
	984.5	12.1	8.4	8.9
	1076.5	---	10.5	10.6
SB4a/v	199.5	10.2*	5.1*	4.5*
	270.5	---	4.7*	5.8*
	337.5	8.9*	5.2*	5.7*
	359.0	12.8*	7.8*	7.0*
	417.5	11.4*	8.2*	9.4*
	438.5	17.9*	11.5*	10.8*
	448.5	12.3*	10.2*	10.2*
	475.5	12.8*	8.9*	8.8*
	497.5	15.1*	10.7*	11.5*
	546.5	---	7.5*	8.1*
	579.0	20.3*	12.4*	11.4*
	594.0	23.9*	14.7*	13.9*
	644.5	18.1*	15.3*	13.7*
	702.0	---	27.8*	29.2*
	727	23.9*	16.9*	14.6*

Resultate der Hydrofrac Messungen

Die Tests efolgten mit Hilfe der MeSy-Fracsonde am Gestänge. Während bei den Messungen in den Bohrungen SB1, SB2 und SB3 nur Kopfdrücke beobachtet werden konnten, war es bei den Messungen in der Bohrung SB4a/v möglich, die charakteristischen Drücke in der entsprechenden Messtiefe (downhole Drucksensoren) direkt zu beobachten (Tab. A3.3-2). Bei Tests, in denen keine grossen Unterschiede zwischen Breakdown- und Refrac-Druck beobachtet wird, ist davon auszugehen, dass kein neuer Riss initiiert, sondern ein bestehender Riss aufgeweitet wurde.

Die Auswertung basiert hauptsächlich auf der klassischen Spannungsberechnung nach HUBBERT & WILLIS (1957). Aufgrund der Tatsache, dass die Tests in der Bohrung SB2 nahezu keinen klassischen Druckverlauf der Fracvorgänge zeigten, erfolgte in diesem Fall die Auswertung nach dem HTPF-Verfahren (CORNET 1986, BAUMGÄRTNER 1987). Die Resultate der Untersuchungen sind in Tabelle A3.3-1 zusammengefasst.

A3.3.2 In situ Bestimmung des E-Moduls

Messmethoden

Für felsmechanische Untersuchungen in Tiefbohrungen stehen nur wenige Methoden zur Verfügung, die hauptsächlich das elastische Verhalten (z.B. E-Modul) des Gebirges untersuchen. Angewendet wurden Dilatometermessungen und die Bestimmung der Elastizitätsparameter mit Hilfe seismischer P- und S-Wellen sowie Dichtemessungen (Kap. A3.2).

Bei der Dilatometermessung wird mit Hilfe eines Packers das Bohrloch aufgeweitet und die Aufweitung als Funktion des Packerdrucks gemessen. Das verwendete Dilatometer besitzt 3 unabhängige radiale Wegaufnehmer, die die Aufweitung in 3 unterschiedlichen Richtungen messen. Der Winkel zwischen den Messstrecken beträgt dabei jeweils 60°. Da das Dilatometer aber keine Orientierungseinheit besitzt, ist es zwar möglich, generelle Aussagen über die Anisotropie des Gebirges zu machen, aber es kann keine Zuordnung der anisotropen Eigenschaften des Gebirges in Relation zur Schichtung oder Schieferung erfolgen. Das statische Elastizitätsmodul für eine Messposition wurde aus dem Mittelwert der 3 gemessenen Aufweitungen bestimmt.

Messpositionen

Die Messungen mit den Dilatometern erfolgten in 3 Bohrungen (SB1, SB3, SB4a/v) jeweils im Bereich der Endlagerebene. Pro Bohrung wurden zwischen 4 und 7 Messungen durchgeführt.

Die Bestimmung der dynamischen elastischen Parameter erfolgte im Rahmen des petrophysikalischen Standardmessprogramms. Daten liegen daher als kontinuierliche Logs für alle Sondierbohrungen vor. Bedingt durch teilweise starke Dämpfungen der S-Wellen war es in einigen Bohrabschnitten nicht möglich, die dynamischen elastischen Parameter zu bestimmen.

A3.4 Fluid Logging

Die Fluid Logging Methode erlaubt eine genaue Lokalisierung der individuellen Hauptzuflussstellen unter gleichzeitiger Bestimmung der Transmissivität des entsprechenden wasserführenden Systems. Die aus Fluid Logging gewonnenen Daten können statistisch ausgewertet und mit strukturgeologischen Informationen verglichen bzw. korreliert werden. In einzelnen Fällen können aus dem Fluid Logging auch hydrochemische Informationen gewonnen werden.

Das Fluid Logging Verfahren wird jeweils nach Erreichen der Verrohrungstiefe eines Abschnitts bzw. nach Erreichen der Endtiefe durchgeführt. Das Testverfahren beinhaltet im allgemeinen folgende Schritte:

- Spülungsaustausch, entweder mit Klarwasser oder mit hochsalinem Wasser, um einen deutlichen Kontrast gegenüber der elektrischen Leitfähigkeit des Formationswassers zu erzielen
- Nullmessungen von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit entlang des Bohrlochabschnitts zur Überprüfung des Spülungsaustauschs und zur Festlegung der Anfangsbedingungen (effektive Leitfähigkeitsprofile)
- Beginn der Pumpphase, um Formationswasser aus den Hauptzuflusszonen zu extrahieren
- wiederholte Logs mit der Temperatur-Leitfähigkeitssonde während der Pumpphase, um den zeitlichen Verlauf der Salinitätsentwicklung im Gebiet diskreter Hauptzuflussstellen zu ermitteln

Die Aussagen der Fluid Logging Methode unterliegen folgenden Beschränkungen:

- untere Messgrenze (detection limit): Diese liegt bei einer Transmissivität von etwa 10^{-10} bis 10^{-9} m^2/s und ist von den Testbedingungen und der hydraulischen Druckhöhe abhängig.
- Bestimmung des Fliessmodells: In der Praxis wird nur das radial-homogene Modell verwendet.

A3.5 Packertests

Das Ziel der Packertests ist es, definierte Bohrlochabschnitte hydraulisch zu charakterisieren und damit eine Grundlage für die Herleitung der hydrogeologischen Einheiten sowohl im Wirt- als auch im Nebengestein bereitzustellen. Folgende Parameter werden bestimmt:

- lokales Fliessmodell des abgepackerten Bohrlochintervalls
- Formationstransmissivität
- natürliche ungestörte Druckhöhe
- Zweiphasenfluss Parameter
- Chemie von Wasser- und Gasproben

Die hydraulischen Tests werden je nach Erfordernissen und technischen Randbedingungen in einer Einfach- sowie einer Doppelpacker-Anordnung durchgeführt. In der Regel besteht der Testablauf aus folgenden Schritten:

1) Unterbruch des Bohrvorgangs alle 100 bis 150 m, für 2 oder 3 Einfach-Packertests:
   - unmittelbar über der Bohrlochsohle (5 - 20 m), unter Bedingungen mit möglichst geringer Störung durch den Bohrvorgang.
   - Testziele: Bestimmung der Druckhöhe, der Transmissivität und – unter günstigen Bedingungen – die Gewinnung einer Fluidprobe
   - 50 bis 60 m über der Sohle
   - Testziele: Bestimmung der Transmissivität und der Druckhöhe
   - 100 bis 150 m über der Sohle
   - Testziele: Bestimmung der Gesamttransmissivität und Druckhöhe
2) Gezielt eingesetzte Doppelpackertests, basierend auf den Resultaten der Fluid Logging Testphase. Diese Packertests werden innerhalb kurzer Bohrlochabschnitte (3 - 20 m) durchgeführt, was die Untersuchung von individuellen wasserführenden Zonen erlaubt. Die Tests dienen
   - der Bestimmung der Formationseigenschaften, vor allem der Transmissivität
   - der Gewinnung von Fluidproben (bei günstigen Bedingungen)
   - der Ermittlung des Gaseintritt-Schwellendrucks durch Gasinjektionsversuche

Nebst zahlreichen Vorteilen ist die Anwendung des Packertestverfahrens jedoch auch mit gewissen Beschränkungen verbunden. Die diskreten Zuflussstellen können aufgrund der z.T. grossen Länge der isolierten Testabschnitte nicht explizit lokalisiert und individuell charakterisiert werden. Das führt zu folgenden Konsequenzen:

- Beim Auftreten von mehreren durchlässigen Zonen im Testintervall kann eine eindeutige Auswertung schwierig sein (z.B. beim Fliessmodell).
- Es können keine statistischen Aussagen zu den Fliesszonen gemacht werden (Häufigkeit, räumliche Verteilung).

In gering durchlässigen Bereichen sind nur Testmethoden (z. B. Puls Tests) anwendbar, die eine begrenzte Reichweite aufweisen. Dementsprechend widerspiegeln die ermittelten Formationsparameter nur die lokalen Verhältnisse.

A3.6 Charakterisierung der Zuflusspunkte

Die Charakterisierung der aufgrund des Fluid Loggings identifizierten Zuflusspunkte in den Sondierbohrungen ist in den Beilagen A3.6-1 bis 5 aufgeführt. Bei Mehrdeutigkeit der Zuordnung von Zuflusspunkten zu geologischen Strukturen sind alle Möglichkeiten angeführt.

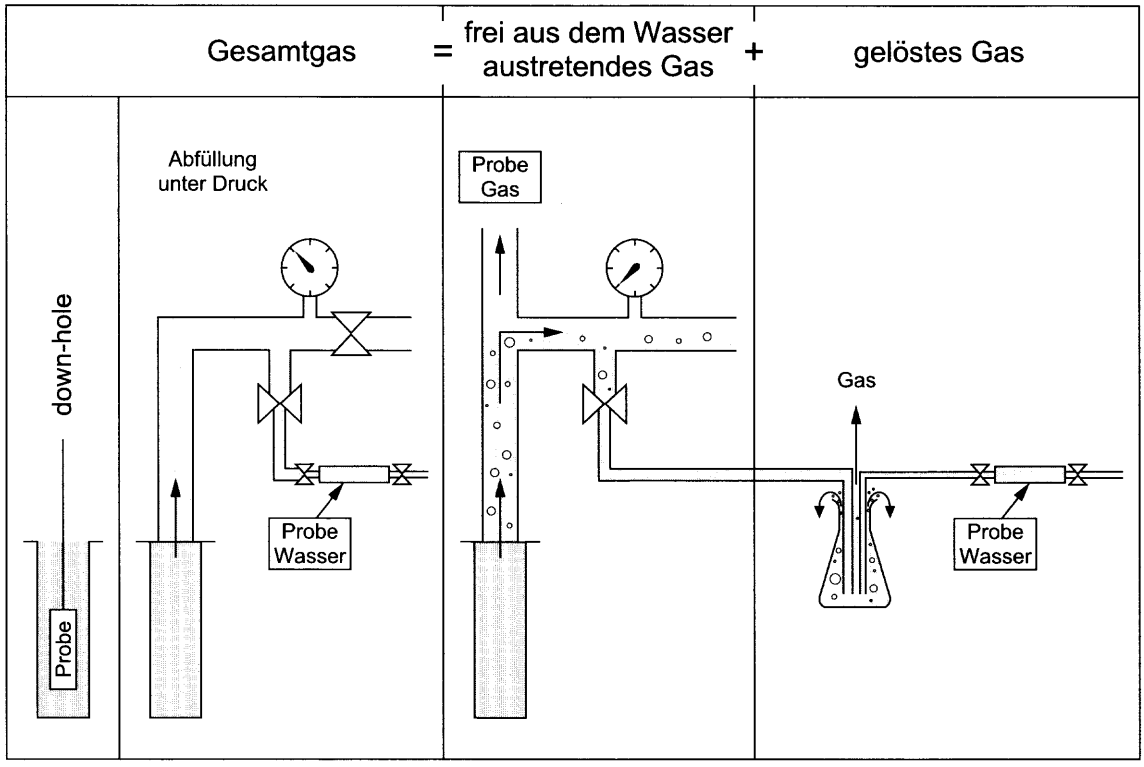
A3.7 Hydrochemische und isotopenhydrologische Daten

In diesem Anhang sind die Analysenergebnisse sowie modellierte Daten aufgeführt, die der Interpretation des Kapitel 6 "Grundwässer und Gase" zugrundegelegt wurden. Die Tabellen werden entsprechend zum Aufbau des Kapitels 6 präsentiert. Dabei handelt es sich um die Dokumentation der chemischen und isotopenhydrologischen Analy-

sen sowie die Darstellung der geochemischen Modellierungsergebnisse der Grundwässer und Gase im Untersuchungsgebiet. Die ebenfalls im Kapitel 6 ausgewerteten Bodengasuntersuchungen sowie die Interpretation der Edelgase aus Gesteinen und Porenwässern zur Bestimmung der unterirdischen Verweilzeit dieser Porenwässer befinden sich im Anhang A1.3 "Bodengasmessungen" und A9 "Edelgase (He, Ar) aus Gesteinen und Porenwässern".

Der gesamte hydrochemische Datensatz und detaillierte Beschreibungen der hydrochemischen Verhältnisse und der geochemischen Modellierungen finden sich in BLASER (1993b,c), 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).

Die Beschreibung der jeweils verwendeten Probenahmetechniken, die für die Entnahme von Grundwässer und Gase aus den Sondierbohrungen angewandt wurden, finden sich in BLASER (1993c, 1996) und EICHINGER (1994). Figur A3.7-1 zeigt schematisch für Gasproben die verschiedenen Probeentnahmemöglichkeiten.



Figur A3.7-1: Probennahme und daraus folgende Unterscheidung zwischen Gesamtgasgehalt, im Wasser gelösten Gasen und frei aus dem Wasser austretenden Gasen.

A4 LANGZEITUNTERSUCHUNGEN

A4.1 Untersuchungen in Tiefbohrungen

Untersuchungsziele

- Ermittlung des hydraulischen Potentials in ausgewählten Bohrlochintervallen
- Ermittlung von effektiven hydraulischen Parametern im deka- bis hektometrischen Massstab (Speicherkoeffizient, hydraulische Diffusivität, Porosität)
- Identifizierung von gekoppelten felsmechanisch-hydraulischen Prozessen (z.B. erdbebeninduzierte Druckspiegelschwankungen in den wasserführenden Systemen)

Messeinrichtungen

Nach Abschluss der Bohr- und Testphase wurden alle Sondierbohrungen mit Langzeitbeobachtungssystemen versehen, um die Langzeitentwicklung der Druckhöhen in den Tiefengrundwässern zu erfassen (GASSLER & KARSCH 1996). In den Bohrungen SB1, SB2, SB3, SB4 und SB6 wurden Multipackersysteme eingebaut, während SB4a/v und SB4a/s mit Zementbrückensystemen ausgerüstet bzw. teilweise versiegelt wurden (vgl. Beilage A4.1-1 bis A4.1-6). Die Auswahl der Beobachtungsintervalle erfolgte auf der Grundlage der zuvor lokalisierten wasserführenden Systeme. Vor dem Einbringen der Langzeitbeobachtungssysteme wurden verrohrte Bohrlochabschnitte durch Perforationen hydraulisch erschlossen. Insgesamt wurden 25 Beobachtungszonen eingerichtet. Mit Ausnahme der Bohrung SB6 ist jede Beobachtungszone mit einem piezoresistiven Druckaufnehmer ausgerüstet. Die Messdaten werden mit automatischen Datenerfassungssystemen registriert.

Messprogramm

Die Druck- bzw. Wasserspiegel in den Langzeitbeobachtungssystemen werden mit den Datenloggern im Stundenrythmus erfasst. Die Beobachtungszone 2 der Sondierbohrung SB6 wird seit 1994 zur Entnahme von Kolloidproben genutzt. Eine Übersicht zu der Entwicklung der hydraulischen Potentiale in den einzelnen Beobachtungszonen ist in den Beilagen A4.1-1 bis A4.1-6 dargestellt.

Dokumentation

Eine ausführliche Beschreibung der in den Sondierbohrungen eingebauten Langzeitbeobachtungssysteme ist in (MARSCHALL & KÜPFER 1992a/b, KÜPFER & MARSCHALL 1992, KÜPFER 1993, FRIEG & JÄGGI 1995, GASSLER & KARSCH 1996) zu finden. Die Messdaten werden im Rahmen von Jahresberichten dokumentiert (z.B. JÄGGI et al. 1996) und in der Nagra Datenbank Monitor-Hydro (NAGRA 1995) archiviert. Über einen Beobachtungszeitraum von ca. 3 Jahren erfolgt periodisch eine Interpretation der Langzeitbeobachtungsdaten (z.B. PASQUIER 1996).

A4.2 Untersuchungen im oberflächennahen Grundwasser

A4.2.1 Untersuchungsziele

Die Untersuchungen im oberflächennahen Grundwasser hatten zum Ziel:

- Beweissicherung im Hinblick auf eine mögliche Beeinträchtigung der Wasserqualität für die öffentliche und private Trinkwasserversorgung infolge der Explorationsarbeiten
- Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) der 1. Stufe für die Rahmenbewilligung
- Beiträge zur Definition der Randbedingungen für die hydrodynamische Modellierung (hydraulisches Potential der oberflächennahen Grundwassersysteme, freier/gespannter Grundwasserleiter, hydraulische Leitfähigkeit)

A4.2.2 Vorgehen und Messeinrichtungen

Hydrogeologischer Kataster

Die Aufnahme des hydrogeologischen Katasters hatte zum Ziel, Quellen, Drainagen, Grundwasserbeobachtungsstellen und ausgewählte Beobachtungsstellen an Oberflächengewässern zu inventarisieren. Die Aufnahme erfolgte zwischen September 1987 und Juli 1988. Das Untersuchungsgebiet (Fig. A4.2-1) wurde in drei Zonen unterschiedlicher Priorität unterteilt:

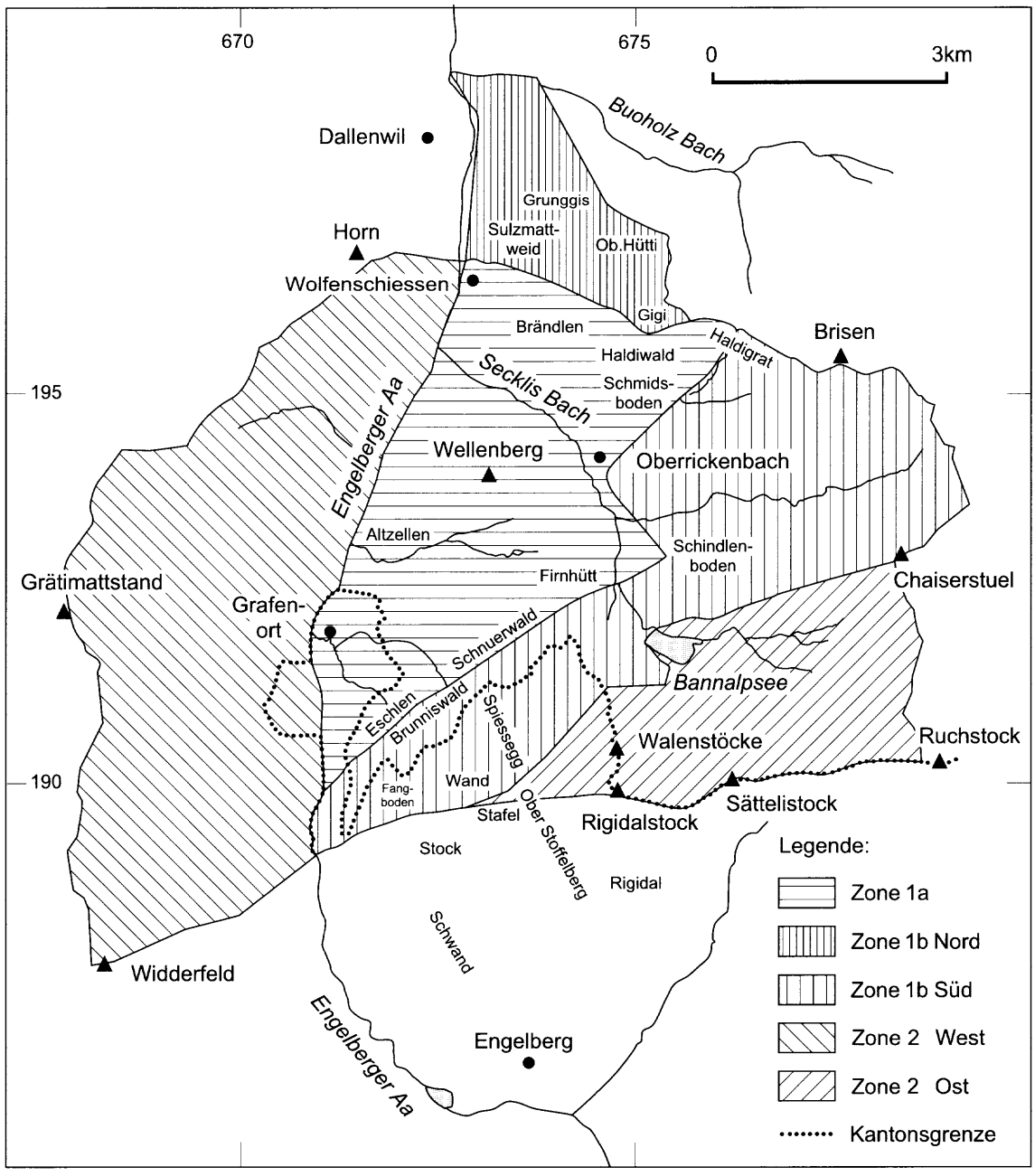
Zone 1a: Kernbezirk des Standortgebiets mit allen Sondierbohrungen und dem projektierten Stollen und Erfassung sämtlicher genutzten und ungenutzten Quellen.

Zone 1b: Aufnahme aller genutzten Quellen und Felsenquellen.

Zone 2: Inventarisierung der Felsenquellen und solcher Schuttquellen, die in einem Zusammenhang mit Felsenquellen stehen).

Bis Juli 1988 wurden 662 Quellen, Drainagen und Beobachtungsstellen an Oberflächengewässern sowie 19 Grundwasserbeobachtungsstellen inventarisiert. Danach ergaben sich Veränderungen einerseits durch Aufhebung von Beobachtungsstellen (z.B. durch Neugestaltung des Drainagenetzes im Gebiet Altzellen, vgl. Dokumentation) anderseits durch neu erstellte Beobachtungsstellen. Es sind dies:

- 6 Piezometer (PBo1-6) Ende 1989 bis Anfang 1990 im Auftrag der Nagra; zur Erfassung der Grundwasserverhältnisse im geplanten Portalbereich
- 1 Piezometer Anfang 1993 (PBo7) im Portalbereich im Auftrag der Nagra; zur Erfassung der Potentialverhältnisse im obersten Teil des Kieselkalks
- 2 Grundwasserfassungen bei Grafenort 1994
- 5 Piezometer (PBo8-PBo12) im Herbst 1994 bis Frühjahr 1995 im Auftrag der Nagra; im Hinblick auf die Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP)
- 3 Piezometer im Herbst 1994 bis Januar 1995 im Auftrag der Nagra; zur Erfassung der Grundwasserverhältnisse in den Lockergesteinen des Secklis-Bach-Tals (PBoSB1, PBoSB4b) bzw. in der Rutschmasse von Altzellen (PBoSB4a)



Figur A4.2-1: Untersuchungsgebiet

- 3 mit Piezometern ausgerüstete, im Auftrag der Nagra durchgeführte Flachbohrungen (PBoSe1-3) im Kieselkalk bzw. der Palfris-Formation im Secklis-Bach-Tal
- 3 Probenahmestellen in der Engelberger Aa 1995 (im Rahmen des vorläufig sistierten "Confidence Monitoring"- Programms)
- Eine Messstelle für Wasserstandstandsmessungen in der Engelberger Aa (ab 1995)

Messeinrichtungen

Im Rahmen des Untersuchungsprogramms für die oberflächennahen Grundwassersysteme wurde zu einem grossen Teil auf bestehende Grundwasseraufschlüsse wie Quellen, Drainagen, Grundwasserbeobachtungsstellen (Fassungen, Piezometer, etc.) und Beobachtungsstellen an Oberflächengewässern zurückgegriffen. Die Auswahl erfolgte auf der Grundlage des hydrogeologischen Katasters. Die bestehenden Beobachtungsstellen wurden meist ohne bauliche Veränderungen in das Untersuchungsprogramm integriert. Die neuen, durch Nagra erstellten Piezometer (PBo1 bis 12, PBoSe1 bis 3, PBoSB1, PBoSB4a, PBoSB4b) und die Abflussmessstelle an der Chaltibachquelle (G7) wurden gemäss den Nagra-Explorationszielen konzipiert und in verschiedenen internen Berichten dokumentiert (s. u.). Die Piezometer PBo2, PBo3, PBo6, und PBo9 im Grundwasservorkommen des Engelbergertals sowie die Chaltibachquelle wurden zusätzlich mit automatischen Datenerfassungssystemen zur Ermittlung des Wasserstands bzw. des Abflusses ausgerüstet.

A4.2.3 Messprogramm

Das Messprogramm basiert auf der Unterteilung des Untersuchungsgebietes gemäss hydrogeologischem Kataster. Als wichtigstes Auswahlkriterium wurde die räumliche Lage der Beobachtungsstellen in Hinblick auf die wissenschaftlichen Untersuchungsziele bzw. auf die Beweissicherung bezüglich potentiellen Beeinträchtigungen durch die Sondierarbeiten herangezogen. Das Schwergewicht lag dementsprechend in Zone 1a (Kernbezirk).

Je nach Priorität (Zone 1a, 1b, 2) werden die Quellen, Drainagen und Beobachtungsstellen an Oberflächengewässern entweder einmal pro Woche, zweimal pro Monat, alle 4 Monate, drei mal pro Jahr, halbjährlich oder jährlich begangen. Nach Bedarf werden auch Zusatzmessungen vorgenommen. Gemessen werden Schüttung bzw. Wasserstand, Wassertemperatur, spezifische elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und im ersten Jahr Sauerstoffsättigung und -gehalt. Im Verlaufe der Zeit wurde dieses Messprogramm mehrmals optimiert. 1994 wurde es auf die verschiedenen, laufenden Untersuchungen aufgegliedert (periodische Kontrollmessungen, Umweltverträglichkeitsprüfung, Bohrüberwachung, Isotopen-Referenzmessungen).

Die Grundwasserbeobachtungsstellen werden monatlich begangen. Gemessen werden Abstich, Wassertemperatur, spezifische elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert, Sauerstoffgehalt und -sättigung. Falls möglich werden Profilmessungen der physikalischen Parameter durchgeführt. In Beilage A4.2-1 sind die Ganglinien der monatlichen Abstichmessungen für die Piezometer PBo1 - 12 im Tal der Engelberger Aa dargestellt.

An den vier Piezometern mit automatischer Datenerfassung (PBo2, PBo3, PBo6, PBo9) werden die Messdaten 1 mal pro Stunde (Mittelwerte) erfasst und abgespeichert. An der Abflussmessstelle Chaltibach werden 10-min Mittelwerte genommen.

Für hydrochemische und Isotopen-Untersuchungen sind an ausgewählten Beobachtungsstellen verschiedene Kampagnen zur Wasserprobenahme durchgeführt worden.

A4.2.4 Dokumentation

Der hydrogeologische Kataster (7 Bundesordner, 7 Karten) beinhaltet Quellenkarten im Massstab 1:5'000, ein Katasterblatt mit Detailinformationen für jede Beobachtungsstelle (geographische Lage, lokale geologische Verhältnisse, technischen Angaben, Wassernutzung) und das Protokollblatt der Erstmessung (Schüttung bzw. Abstich, Wassertemperatur, pH-Wert, spezifische elektrische Leitfähigkeit, Sauerstoffgehalt und -sättigung). Dieser Kataster (Stand Juli 1988) wurde der HSK sowie den Standortkantonen und -gemeinden abgegeben. Zusätzlich wurde ein Kurzbericht über die Katastererhebung verfasst (SCHNEIDER 1991b).

Der Ausbau der Piezometerbohrungen im Engelbergertal sowie die in den Messstellen durchgeführten Hydrotests sind in FRIEG (1991) und FRIEG et al. (1996) beschrieben. Der Ausbau der Piezometerbohrungen im Gebiet Altzellen und Secklis-Bach-Tal ist in GÜBELI (1995) dokumentiert.

Die Ergebnisse der Kontrollmessungen sind z.B. in NAGRA (1996b) und BAUMANN & FRIEG (1994) zusammengestellt. Kommentare zu den Kontrollmessungen sind aus den Auftragnehmerberichten zu den Kontrollmessungen bzw. zum Überwachungsprogramm (ANGEHRN & NAGRA 1996) ersichtlich.

A4.3 Meteodaten

A4.3.1 Untersuchungsziele

- Grundlagen für die Modellierung verschiedener Szenarien der atmosphärischen Ausbreitung im Rahmen der Sicherheitsanalyse für den Bau und Betrieb des Endlagers (Meteostation Bettelrüti)
- Konsistenzprüfungen, Gewichtung für Isotopen-Referenzmessungen (Niederschlagsmessung)

A4.3.2 Messeinrichtung

Die geografische Lage der Niederschlagsmesser und der Meteomessstation Bettelrüti ist in der Situationskarte in Beilage A4.3-1 dargestellt. Bei den Niederschlagsmessstationen handelt es sich um SEBA-Regenmesser vom Typ Hellmann. Die Meteomessstation Bettelrüti ist mit einem Datenlogger ausgerüstet und misst folgende Parameter:

- Windgeschwindigkeit (in 3 m und 10 m Höhe)
- Windrichtung (in 3 m und 10 m Höhe)
- Lufttemperatur (in 2 m und 10 m Höhe)
- Bodentemperatur (in 0.2 m Tiefe)
- Relative Luftfeuchtigkeit (in 2 m Höhe)
- Strahlungsbilanz (in 1.5 m Höhe)
- Niederschlag (in 1.5 m Höhe)

A4.3.3 Messprogramm

Die Messwerte der verschiedenen Parameter an der Meteostation Bettelrüti werden als 10 min Mittelwerte registriert. Zusätzlich werden Begehungen zur Überprüfung der Messeinrichtung durchgeführt. Ganglinien für ausgewählte Parameter sind in Beilage A4.3-1 dargestellt.

Die Niederschlagshöhen an den Pluviometern werden täglich manuell erhoben, der Niederschlag wird dann für die Isotopen-Referenzmessungen in einem geeigneten Behälter gesammelt.

A4.3.4 Dokumentation

Installation und Inbetriebnahme der Messstation Bettelrüti sind in MÜLLER-LEMANS & FRIEG (1995) dokumentiert. Die Messdaten für 1995 sind in ROHRER et al. (1996) zusammengestellt.

Die seit 1995 erhobenen täglichen Niederschlagshöhen sind in NAGRA (1996b) aufgeführt.

A5 LITHOLOGISCHE UND STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SEDIMENTE IN NATÜRLICHEN AUFSCHLÜSSEN UND BOHRUNGEN

Die stratigraphische Gliederung der aufgeschlossenen und erbohrten Sedimente und ihre Zuordnung zu bekannten Formationen erfolgte wie üblich nach lithostratigraphischen Kriterien. Dabei werden Abfolgen gleicher Lithologie oder Faziesassoziationen zu Formationen, Formationsgliedern oder zu informellen Einheiten zusammengefasst. Bei der Definition einiger Einheiten genügt das makroskopische Erscheinungsbild, bei anderen stützt sie sich auf den mikrofaziellen Befund. Von der faziellen Ausbildung der Formation und deren Abfolge werden ihr Sedimentationsraum (Tab. A5-1) und ihre entsprechende tektonische Zugehörigkeit hergeleitet.

Eine Übersicht über die Verbreitung der an der Oberfläche des Untersuchungsgebietes aufgeschlossenen Formationen gibt die geologische Karte (Beilage A1.1-1). Mit den Sondierbohrungen SB1, SB2, SB3, SB4, SB4a/v, SB4a/s und SB6 (Fig. 4.2-1, Beilage A3-1) wurden ausserdem über 7'000 m Gestein erbohrt, womit zahlreiche Formationen erfasst wurden, die an der Oberfläche nicht aufgeschlossen sind und daher in der geologischen Karte (Beilage A1.1-1) fehlen.

Die lithologische Beschreibung der vorwiegend sandigen, tonigen und karbonatischen Festgesteine erfolgt nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970). Diese Nomenklatur vermittelt durch den Gesteinsnamen eine ungefähre Vorstellung über die prozentualen Anteile der Hauptgemengteile. Zu diesem Zweck dient die prozentuale Abstufung (10 - 25 - 50 %), die in der Namensgebung aufgenommen wird (Fig. A5-1). Die häufigste Komponente liefert den Gruppennamen, der am Ende des Gesteinsnamen steht. Weitere Komponenten werden gemäss ihrer Häufigkeit hinzugefügt.

Als genereller Überbegriff wird jedoch der Term "Mergel" weiter verwendet wie z.B. die "Mergel der Drusberg-Decke".

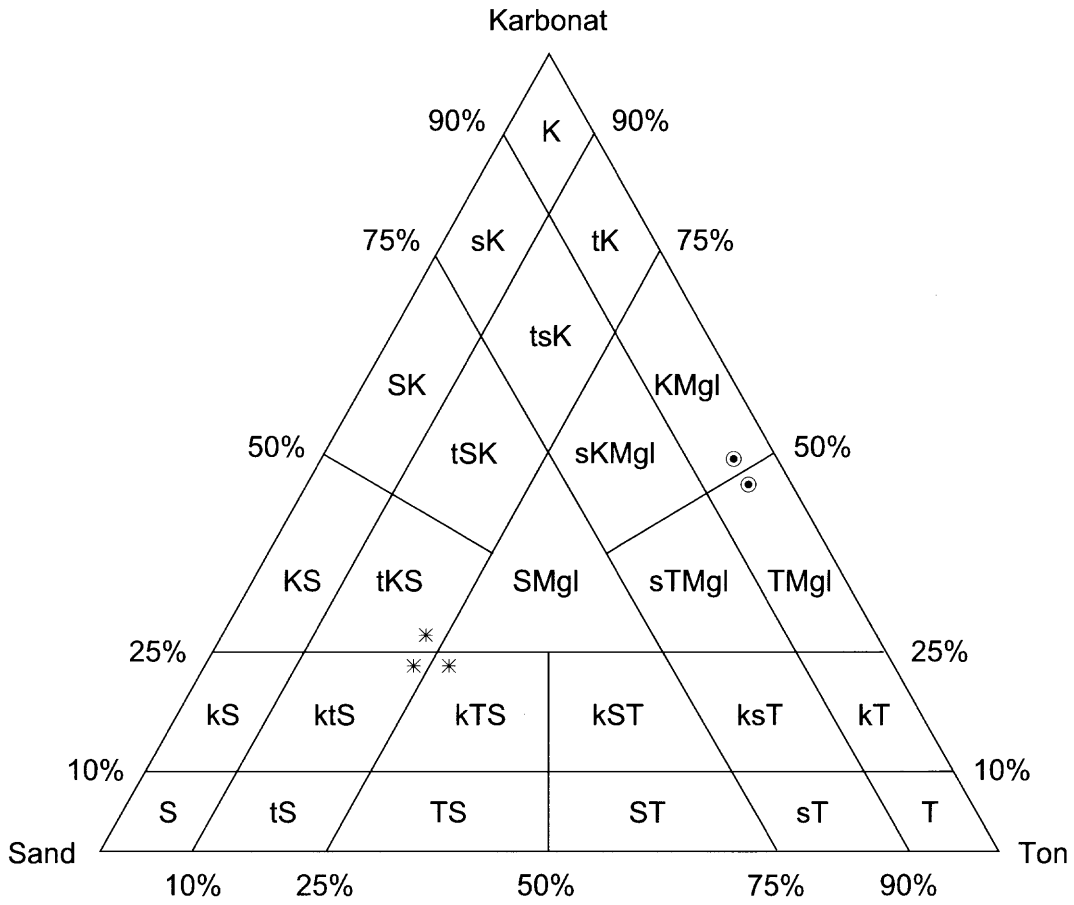
Anschliessend an die lithologischen Beschreibungen der gemäss Tabelle A5-1 nach tektonischen Einheiten gegliederten Formationen werden, basierend auf den jeweiligen faziellen Erkenntnissen, die betreffenden Sedimentationsräume beschrieben.

Das vorliegende Kapitel wurde aufgrund der folgenden Nagra Internen Berichte erstellt:

BLÄSI 1994, FRIEG 1991, FRIEG et al. 1996, GEOTEST AG 1991, 1992a, 1992b, 1993a, 1993b, GÜBELI 1994a, 1995, HERB 1990, KELLERHALS & HAEFELI et al 1995a, 1995b, MAZUREK & BLÄSI 1992, MAZUREK et al. 1993, MAZUREK et al. 1994, SCHLANKE & GÜBELI 1995 und SCHNEIDER 1988b.

Tabelle A5-1: Übersicht über die kartierten und erbohrten Formationen und Einheiten

FORMATION / EINHEIT	STUFE
Bachschutt Hangschutt Moräne Fluviatile, fluvioglaziale Sedimente Rutschmasse von Altzellen	Quartär
DRUSBERG-DECKE Lithothamnienkalk Nummulitenkalk bzw. Bürgen-Formation	Tertiär (Eozän)
Wang-Formation Amdener Formation Choltal-Schichten bzw. Seewerschiefer Seewer Kalk Garschella-Formation ("Helvetischer Gault") Obere Orbitolinen-Schichten Schrattenkalk-Formation inkl. Untere Orbitolinen-Schichten Drusberg- und Altmannschichten Helvetischer Kieselkalk Graue Mergelschiefer Äquivalent der Gemsmättli-Schicht Sichel-Kalk Diphyoides-Kalk Vitznau-Mergel ("Valanginian-Mergel") Palfris-Formation ("Valanginian-Mergel")	Kreide
AXEN-DECKE Globigerinenmergel (Tertiäre Schiefer) Schimberg-Schiefer (Tertiäre Schiefer) Hohgant-Formation Klimsenhorn-Formation	Tertiär (Eozän)
Schrattenkalk-Formation Drusberg-Schichten inkl. Altmann-Schichten Helvetischer Kieselkalk Betlis-Kalk Öhrli-Formation	Kreide (Unterkreide)
ÄQUIVALENT DER WISSBERG-SCHOLLE BZW. AXEN-DECKE Hohgant-Formation Klimsenhorn-Formation	Tertiär (Eozän)
Helvetischer Kieselkalk Betlis-Kalk Öhrli-Formation	Kreide (Unterkreide)
Graspass-Schichten Tros-Kalk	Malm
MÉLANGE / FLYSCH Mélange, interhelvetisch / infrahelvetisch Südhelvetischer Flysch Dachschiefer-Altdorfer Sandstein bzw. Nordhelvetischer Flysch	Tertiär



S = "Sand" oder "stark sandig", s = "sandig"
T = "Ton" oder "stark tonig", t = "tonig"
K = "Karbonat" oder "stark karbonatisch", k = "karbonatisch"
Mgl = "Mergel", kann zusammengefasst werden
als ⊙ "Mergelstein" ✳ "mergeliger Sandstein"

Figur A5-1: Benennungsdreieck Sand - Ton - Karbonat nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970)

A5.1 Quartäre Ablagerungen

Ein Grossteil der im Untersuchungsgebiet vorliegenden Geländeoberfläche ist mit pleistozänen und rezenten Lockergesteinen bedeckt, die sich in die folgenden Typen gliedern lassen:

Bachschutt: Der Secklis Bach bildet mächtige Alluvionen, die mit der Sondierbohrung SB1 (Beilage A3-1) und mit den Geometriebohrungen PBoSE1 - PBoSE3 (Beilage A1.2-1) in den obersten 19 - 22 Bohrmetern durchfahren wurden. Im Gebiet der

Rutschmasse von Altzellen ist neben kleineren Bach- und Runsenschuttkegeln lediglich der Bachschuttfächer des Eltschenbaches von Bedeutung. Beim Bachschutt handelt es sich grösstenteils um Ablagerungen von Steinen und Blöcken in einer siltigen bis feinsandigen Kiesmatrix.

Hangschutt: Die steilen Bergflanken im N und S des Untersuchungsgebietes und die Steilhänge des Wellenbergs weisen umfangreiche Hangschuttablagerungen auf. Lokal sind sie ausserdem oft von Fels- bzw. Bergsturzablagerungen durchsetzt. Hangschuttablagerungen erreichen in den Sondierbohrungen SB4 und SB3 51.40 m bzw. 52.50 m Mächtigkeit (Beilage A3-1) und bestehen überwiegend aus tonigem bis feinsandigem Kies mit reichlich bis viel Steinen und Blöcken.

Moräne: Der überwiegende Teil des Untersuchungsgebietes ist moränenbedeckt. Es handelt sich dabei generell um kompakt gelagerte Moräne mit leicht tonigem Silt und Kies, Steinen und Blöcken. Ihre teilweise geritzten Grosskomponenten sind kantig bis gerundet. Moränenmaterial wurde in den Sondierbohrungen SB1 zwischen 20.60 m und 50.30 m (Beilage A3-1), in SB6 zwischen 10.80 m und 26.30 m Bohrtiefe (Beilage A3-1) durchfahren. In den Piezometerbohrungen PBo1 - PBo12 folgt die Moräne ab Tiefenwerten unterhalb von 13 m (Beilage A1.2-1).

Fluvioglaziale Sedimente: Mit der Sondierbohrung SB6 (Beilage A3-1) sind in der Rutschmasse von Altzellen fluvioglaziale Ablagerungen zwischen 28.85 m und 37.10 m durchfahren worden. Es handelt sich um dicht gelagerte siltige, teilweise feinsandige Fein- bis Mittelkiese mit lagenweise siltigem Feinsand.

Talfüllung des Engelbergertals: Die Piezometerbohrungen PBo1 - PBo12 (Beilage A1.2-1) im Engelbergertal zeigen unter einer geringmächtigen Humus-Schicht eine maximal 2 m mächtige Abfolge aus tonigen und siltigen bis feinsandigen Überschwemmungssedimenten der Engelberger Aa mit vereinzelten lokalen, künstlichen Ablagerungen.

Unter den Überschwemmungssedimenten folgen zwei grundsätzlich vergleichbar aufgebaute Schotter-Einheiten mit vorwiegend gerundetem Kies, die durch eine zwischengeschaltete Einheit mit wechsellagernden korn- und matrixgestützten Diamikten von einander getrennt sind. Diese ab 10 - 20 m unter OKT auftretenden Diamikte bestehen aus Resedimenten, die durch Schutt- und Schlammströme im Rahmen des Engelberger Bergsturzes abgelagert wurden. Es handelt sich dabei um Kies- bis Blockkomponenten bestehend aus Schiefermergeln und Kalkschiefern mit variablen feinmaterialreichen Anteilen aus dem Quintner Kalk und den Zementstein-Schichten (Beilage A1.2-1).

Unter der tieferen Schottereinheit folgen lakustrisch-deltaische bis glazilakustrische Ablagerungen mit massiven Tonen und geschichteten tonig-siltigen Sanden mit wenig bis reichlich Kies, die wiederum von einer mächtigen Diamikt-Einheit unterlagert sind.

Unterhalb dieser zweiten und mächtigeren Diamikt-Einheit (Beilage A1.2-1) treten erneut glazilakustrische Ablagerungen mit *Dropstones* auf, in deren Liegendem eine sehr dicht gelagerte harte Moräne die Talfüllung über dem aus Helvetischem Kieselkalk bestehenden Talgrund abschliesst. In der Piezometerbohrung PBo8 konnte die Lage des Talgrunds anhand von *Cuttings* zwischen 158 m und 160 m ab O.K.T festgelegt werden.

Rutschmasse von Altzellen: Die Rutschmasse von Altzellen erreicht in der Sondierbohrung SB6 eine Mächtigkeit von über 250 m und besteht aus mächtigen zerrütteten, brekziierten Abschnitten, die mit mehr oder weniger unversehrten Gesteinspaketen alternieren und durchwegs aus Palfris-Formation bestehen.

A5.2 Formationen der Drusberg-Decke

Lithothamnienkalk (Priabonian, spätes Eozän)

Im Untersuchungsgebiet ist der Lithothamnienkalk ausschliesslich westlich des Engelbergertals zwischen der Alp Gibel (1426 m ü.M.) und Horn (1471 m ü.M.) aufgeschlossen. Das Gestein besteht aus einem massigen bis grob gebankten, hellgrau anwitternden dichten Kalk mit hellgrauer Bruchfarbe. Der Kalk wird vorwiegend von Rotalgen aufgebaut und weist abwechselnd Horizonte mit Anreicherungen von Nummuliten und Diskozyklinen auf. Die mikrofazielle Situation dieses Kalks lässt auf wechselhafte Sedimentationsbedingungen schliessen (HERB 1988). Eine altersmässige Korrelation mit dem obersten Abschnitt der Hohgant-Formation scheint grundsätzlich möglich.

Nummulitenkalk bzw. Bürgen-Formation (Lutetian, mittleres Eozän)

Diese von HERB (1988) auch als Bürgen-Formation bezeichneten Gesteine mit neritischer Fazies sind im Untersuchungsgebiet ausschliesslich am Vorder Gummen (1613 m ü.M.) und längs des nordöstlichsten Abschnitts des Wirzweligrates (höhere W-Flanke des Engelbergertals) aufgeschlossen. Das zum Teil massige bis grob gebankte, harte Gestein enthält neben den namengebenden Nummuliten und Assilinen relativ viel Glaukonit.

Wang-Formation (oberes Campanian - mittleres Maastrichtian, Oberkreide)

Die Wang-Formation liegt im Untersuchungsgebiet im Aufrechtschenkel der Falte III (FICHTER 1934) auf der W-Seite des Engelbergertals aufgeschlossen vor und greift transgressiv in die Amdener Formation. Die Gesteine der Wang-Formation bestehen aus unregelmässig gebankten, mergeligen Kalken mit graubeiger Anwitterungsfarbe und graubräunlichem Bruch. Die Kalke sind oft sandig und weisen daher eine erhöhte Verwitterungsresistenz gegenüber der Amdener-Formation im Liegenden auf. Zwischen den mergeligen Kalken liegen Einschaltungen mit hellglimmerhaltigen Mergelschiefern.

Amdener Formation (oberes Santonian - unteres Campanian)

Die Gesteine der von BUXTORF et al. (1916) als "Seewermergel" bezeichneten und von OBERHÄNSLI (1978) stratigraphisch detailliert bearbeiteten Amdener Formation liegen in den Aufrechtschenkeln der Falten II und III (FICHTER 1934) auf der W-Seite des Engelbergertals aufgeschlossen vor. Sie bestehen aus grau bis hellgrau anwitternden, feinsiltigen Mergelschiefern mit feinsten Hellglimmerschüppchen und relativ wenig Glaukonitkörnern. Die Mächtigkeit der Amdener Formation misst im untersuchten Gebiet ca. 90 m.

Choltal-Schichten bzw. "Seewerschiefer" (unteres bis frühes mittleres Santonian)

Die Choltal-Schichten (OBERHÄNSLI 1978) sind in der beiliegenden geologischen Karte (Beilage A1.1-1) zusammen mit dem Seewer Kalk dargestellt, da sie im Untersuchungsgebiet lediglich in einem kleinen Aufschluss im Aufrechtschenkel der Falte II in der W-Flanke des Engelbergertals aufgeschlossen sind. Lithologisch bestehen die Choltal-Schichten aus graubeige anwitternden Kalkmergeln.

Seewer Kalk (oberes Cenomanian - Coniacian)

Der durch seine helle Anwitterungsfarbe weithin sichtbare Seewer Kalk steht im Untersuchungsgebiet auf der W-Seite des Engelbergertals im Bachbett des Kernalpbachs südlich Diegisbalm, auf der Gibelalp, südlich Oberalp und im Gebiet Winterhalten zwischen Schluchiberg und Gräfimattstand an (Beilage A1.1-1). Es handelt sich dabei um hellgraue, mikritische, gut gebankte, pelagische Kalke. Während die Mächtigkeit dieser Formation südlich Diegisbalm lediglich ca. 0.40 m aufweist, liegen die Mächtigkeiten der übrigen Aufschlüsse zwischen 15 m und 20 m.

Garschella-Formation (Aptian - Cenomanian)

Im Untersuchungsgebiet tritt die Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) bzw. der "Helvetische Gault" östlich Wolfenschiessen an der Väsperflue und nördlich Gigi sowie weit verbreitet auf der W-Seite des Engelbergertals auf (Beilage A1.1-1). Mit ihrer Mächtigkeit von 60 - 65 m innerhalb des Untersuchungsgebietes bildet diese Formation markante Steilhänge. Sie bestehen aus auffällig grünen und schwarzen, glaukonitreichen Schiefern, Mergeln und Kalken. Die Formation enthält zudem mehrere Kondensationshorizonte mit oft zahllosen Fossilresten (u.a. Ammoniten) und Phosphoritknollen sowie quarzsandreiche Glaukonitsandsteine und biodetritische Kalkbänke.

Obere Orbitolinen-Schichten (Barremian - Aptian)

Die Oberen Orbitolinen-Schichten sind innerhalb des Kartierungsgebietes beinahe längs der gesamten W-Flanke des Engelbergertals in Aufschlüssen verschiedenster Grösse zu beobachten (Beilage A1.1-1). Morphologisch weichen sie im Relief gegenüber den steilen Schrattenkalk-Wänden im Liegenden deutlich zurück. Die ursprünglich als "Gibbsischichten" (TOBLER 1899) bezeichnete Formation wurde für den Gültigkeitsbereich der Bauen-Brisen-Kette von FICHTER (1934) lithologisch detailliert beschrieben. Die Formationsmächtigkeit schwankt zwischen ca. 30 m im N und 50 m im S. Lithologisch werden die Oberen Orbitolinen-Schichten in drei Members gegliedert, nämlich in die maximal 2 m mächtige "Basisbrekzie", in den mittleren "schiefrigen Teil" und in den oberen "gebankten Teil" (FICHTER 1934). Während sich die "Basisbrekzie" aus bräunlichgrau anwitternden, harten Kalken zusammensetzt, besteht der "schiefrige Teil" aus feinsandigen bis siltigen, dunkelgraubraunen, mergeligen Schiefern. Das Erscheinungsbild des obersten "gebankten Teils" ist dem Schrattenkalk sehr ähnlich.

Das makroskopische Erscheinungsbild der Oberen Orbitolinen-Schichten ist demjenigen der Garschella-Formation sehr ähnlich, was in der Kartierung von CHRIST (1920) teilweise zu Verwechslungen führte (GÜBELI 1994a).

Schrattenkalk-Formation inkl. Untere Orbitulinen-Schichten (Barremian - Aptian)

Der Schrattenkalk bildet in der W-Flanke des Engelbergertals senkrechte Felswände, deren helle Anwitterungsfarbe weithin sichtbar ist. Die Schrattenkalk-Formation lässt sich in die drei Schichtglieder "Oberer Schrattenkalk", "Untere Orbitolinen-Schichten" und "Unterer Schrattenkalk" unterteilen. Die Schrattenkalk-Schichtglieder bestehen aus Flachwasser-Kalken, die darin zwischengeschalteten Orbitolinen-Schichten sind mergelig und sandig ausgebildet. In ihrem Ablagerungsraum wurde die Formation gegen S zunehmend mergeliger. Die Vermergelung kann den "Unteren Schrattenkalk" wie auch den "Oberen Schrattenkalk" erfassen. Innerhalb des Drusbergschichten-Schrattenkalk-Komplexes zeichnen sich von NW gegen SE bedeutende fazielle Änderungen ab, indem die Kalkfazies des "Unteren Schrattenkalks" auf Kosten der Mergelfazies der Drusbergschichten immer mehr an Bedeutung verliert. Dieser Übergangsbereich liegt heute im südlichen Teil der Drusberg-Decke, wie beispielsweise in der Oberbauenfalte und im Untersuchungsgebiet (FICHTER 1934). Aufgeschlossen ist die Schrattenkalk-Formation an der Väsperflue und in der W-Flanke des Engelbergertals (Beilage A1.1-1). Die Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation beträgt in der Region maximal ca. 150 m.

Drusberg-Formation und Altmann-Schichten (Barremian)

Die Drusberg-Formation besteht aus einer mehr oder weniger regelmässigen Wechsellagerung von z.T. mergeligen Kalkbänken und Mergelschichten. Die Kalkbänke nehmen gegen oben an Mächtigkeit und Anzahl zu. Die Mächtigkeit der einzelnen Kalkbänke variiert zwischen 2 - 10 m. Der untere Teil ist vor allem mergelig ausgebildet. Im Untersuchungsgebiet bildet die Drusberg-Formation beispielsweise den steilen

bewaldeten Hang unterhalb der Väsperflue und die westlich des Engelbergertals im Gebiet Bödmenalp vorliegenden steilen Bergwiesen (Beilage A1.1-1). Im Aufrechtschenkel der Falte III (FICHTER 1934) bzw. im Übergang von der Falte III zur Mulde III / IV (GÜBELI 1994a) weisen die Drusberg-Schichten eine Mächtigkeit von ca. 220 m auf.

Im Liegenden der Drusberg-Formation folgen die glaukonit- und biodetritusreichen, kalkigen und mergeligen Altmann-Schichten. Sie stellen bezüglich ihrer Mächtigkeit, ihrer lithologischen Ausbildung, ihres Fossilreichtums und Faunencharakters einen wechselvollen, in den helvetischen Decken weit verbreiteten Leit- bzw. Kondensationshorizont dar, der noch im Südhelvetikum und auch im Ultrahelvetikum nachgewiesen werden kann. Ihre im Vergleich zu den Drusberg-Schichten hohe Verwitterungsresistenz lässt diese westlich des Engelbergertals zwischen 1 m und 3 m mächtigen Schichten im Relief hervorspringen bzw. gegenüber dem Helvetischen Kieselkalk im Liegenden nur geringfügig zurückweichen.

Helvetischer Kieselkalk (Hauterivian, Unterkreide)

Helvetischer Kieselkalk ist sowohl in der Drusberg-Decke, wo er in südhelvetischer Fazies mächtiger und mergeliger entwickelt ist, wie auch in der Axen-Decke anzutreffen, wo er geringmächtiger und sandiger ausgebildet ist. 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). Im Untersuchungsgebiet bildet der Helvetische Kieselkalk die schmutzig-grau anwitternden unteren Steilwände in der Westflanke des Engelbergertals. Am Wellenberg ist er an dessen W- und N-Hang, sowie abschnittsweise längs der von Wolfenschiessen nach Oberrickenbach führenden Strasse aufgeschlossen.

In der Sondierbohrung SB2 tritt der Helvetische Kieselkalk in einer südlichen, mergeligen Fazies und in der Sondierbohrung SB1 in einer nördlichen, kalkigen und sandigen Fazies auf. In der Sondierbohrung SB2 wird der zur Drusberg-Decke gehörende Helvetische Kieselkalk auf einer Länge von ca. 430 m durchfahren. Er besteht aus Kalkbänken, die in unterschiedlichem Ausmass mit Mergellagen alternieren. Meist wechseln 15 - 30 cm mächtige tonige Kalkbänke mit 5 - 15 cm mächtigen Mergeln ab. Zuweilen bilden die Kalke 1 - 2 m mächtige Bänke und bis zu 30 m mächtige Abschnitte ohne nennenswerte Mergelzwischenlagen. Kalke und Mergel weisen durchwegs ein durch Bioturbation erzeugtes flaseriges und linsiges Gefüge sowie tonige Stylolithe und faustgrosse Silexknollen auf. Mikrofaziell handelt es sich überwiegend um biodetritische, spikulitische Kalke und Mergel, wobei die calcitisierten Kieselspongiennadeln meist relativ dicht gepackt in einem Mikrosparit liegen. Der hohe Quarzgehalt (20 - 30 Gew.-%) beruht bei vielen Schichten nicht etwa auf detritischen Quarzkörnern, sondern auf einem hohen Anteil an autigenem Quarz und Chalcedon, die in der kalkigen Grundmasse schwammartig fein verteilt sind.

Graue Mergelschiefer (Valanginian - Hauterivian)

Die Grauen Mergelschiefer gehen durch eine allmähliche Zunahme des Tongehalts aus dem Diphyoides-Kalk hervor und stellen das obere mergelige Formationsglied des Diphyoides-Kalks dar (ISCHI 1978). Auf der E-Seite des Engelbergertals treten sie sowohl am Wellenberg als auch in den unteren Hangpartien des Haldiwalds, des Brisen und des Hoh Brisen auf. Westlich des Engelbergertals bilden sie zwischen dem südlichen Ende des Schluchigrats und dem Brächgraben die Unterlage des Helvetischen Kieselkalks. Ihr gegenüber dem Diphyoides-Kalk höherer Mergelanteil lässt die entsprechenden Wandabschnitte infolge geringerer Verwitterungsresistenz leicht zurückweichen.

In der Sondierbohrung SB2 treten die Grauen Mergelschiefer tektonisch repetiert in vier Abschnitten auf. Sie bestehen in den beiden oberen Abschnitten aus dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln mit einzelnen eingeschalteten hellgrauen, mikritischen Kalkbänken und wenigen Belemniten, Muscheln, Pyrit- und Phosphoritknöllchen. Die beiden unteren Abschnitte weisen mehr Kalkbänke und demzufolge eine eigentliche Kalk/Mergel-Wechsellagerung aus 10 - 30 cm mächtigen Bänken auf. Die Kalke enthalten ein dunkles, mergeliges und die Mergel ein helles, kalkigeres Wühlgefüge. Mikrofaziell heben sich die Grauen Mergelschiefer infolge ihres Radiolariengehaltes eindeutig von den anderen Einheiten ab (GEOTEST 1993b).

Äquivalent der Gemsmättli-Schicht (Valanginian - Hauterivian)

Zwischen den Grauen Mergelschiefern und dem Sichel-Kalk resp. Diphyoides-Kalk wurden in der Sondierbohrung SB2 insgesamt viermal relativ geringmächtige Schichten aus sandigen Mergeln (bis 20 % Quarz, mit Korngrössen bis 0.25 mm) mit Glaukonit, unzähligen Echinodermen- und Muscheltrümmern, Belemniten, mikritischen Lithoklasten und frühdiagenetisch verhärteten Kalkbänken und -knollen erbohrt. Sie entsprechen faziell der Gemsmättli-Schicht. Im Feld wurden diese Gesteine nicht beobachtet.

Sichel-Kalk (Valanginian)

Der Sichel-Kalk steht an der Oberfläche des Untersuchungsgebietes nicht an und wurde lediglich mit der Bohrung SB2 erfasst. Er wurde in der unteren Hälfte der Bohrung angetroffen, wo er die stratgrahische Position des im oberen Bohrabschnitt vorhandenen Diphyoides-Kalk einnimmt. Er tritt erstmals untergeordnet, zusammen mit Diphyoides-Kalk unterhalb 754.95 m Bohrtiefe auf. Der Sichel-Kalk nimmt nach STRASSER (1979) paläogeographisch eine Zwischenstellung zwischen den Plattform-Sedimenten des Betlis-Kalks und dem hemipelagischen Diphyoides-Kalk ein (Fig. A5-2). Er ist weniger verbreitet als die zwei lateral anschliessenden Formationen, jedoch aus der Randkette des Berner Oberlands (ISCHI 1978) und aus der Ostschweiz (STRASSER 1979) bekannt. In der Sondierbohrung SB2 wurde er erstmals im nördlichen Teil der Drusberg-Decke nachgewiesen. Er verzahnt sich hier zwischen 754.95 und 822.50 m mit Diphyoides-Kalk und zwischen 1319.20 und 1398.42 m mit Grauen Mergelschiefern.

Der Sichel-Kalk wird von grauen bis hellgrauen, zuweilen bräunlichgrauen, splittrig brechenden, mikritischen Kalken aufgebaut. Diese werden teilweise durch dünne dunkelgraue Mergelhorizonte oder mergelige Kalklagen, häufig auch nur durch schwarze tonige Stylolithe gegliedert. Makroskopisch sieht der Sichel-Kalk dem Diphyoides-Kalk zum Verwechseln ähnlich, mit Ausnahme der stellenweise ausgebildeten Kieselknollen. Die Zuweisung der mikritischen Kalkfolgen stützt sich deshalb auf die Mikrofazies. Im Gegensatz zum Diphyoides-Kalk führt der Sichel-Kalk neben Spongiennadeln und Calcisphären im gleichen Ausmass auch Echinodermenbruchstücke, Muscheldetritus und einen um wenige Prozente höheren Quarzanteil.

Diphyoides-Kalk (Valanginian)

Der Diphyoides-Kalk stammt aus dem südhelvetischen Ablagerungsraum und liegt normalstratigraphisch unter den Grauen Mergelschiefern. Im Untersuchungsgebiet bildet er aus der Ferne gut sichtbare Steilwandabschnitte, wie beispielsweise die steilabfallende SW-Wand des Wellenbergs. Ebenso ist er in der E-Wand des Wellenbergs aufgeschlossen, wo er die namengebenden Falten bzw. "Wellen" enthält. In östlicher Richtung folgt er beinahe lückenlos den untersten Hangpartien des Haldiwalds, des Brisen und des Hoh Brisen. Auf der W-Seite des Engelbergertals liegt der Diphyoides-Kalk zwischen dem S-Ausläufer des Schluchigrats und dem Brächgraben aufgeschlossen vor.

In der Sondierbohrung SB2 wurde der Diphyoides-Kalk zwischen 493.00 m und 602.43 m Bohrtiefe erbohrt. In derselben Bohrung tritt er ein zweites Mal zwischen 754.95 und 822.50 m auf, verzahnt sich jedoch mit Sichel-Kalk. Makroskopisch besteht der Diphyoides-Kalk aus hellgrauen oder hellbeigen, splittrig brechenden, mikritischen Kalkbänken, die stellenweise dünne dunkelgraue Mergelzwischenlagen oder auch schwarze tonige Stylolithe enthalten. Infolge Durchwühlung liegen häufig dunkle, mergelige Flasern und Linsen sowie auffällige 5 mm breite Zoophycos-Spreitenbauten vor. Mikrofaziell zeigt sich meist ein biogenarmes, mikritisches Sediment mit einzelnen Calcisphären, Radiolarien und Spongiennadeln.

Vitznau-Mergel[1] (Valanginian)

Die Vitznau-Mergel (Valanginien-Mergel p.p.) folgen normalstratigraphisch direkt über der Palfris-Formation bzw. unter dem Diphyoides-Kalk. Je nachdem, ob sie im mittleren oder südlichen helvetischen Ablagerungsraum entstanden sind, zeigen sie eine unterschiedliche Fazies. Stammen sie aus dem mittleren Ablagerungsraum, weisen sie im unteren Teil eine Austern- und mikrofossilreiche Kalk/Mergel-Wechsellagerung auf, gefolgt von turbiditischen sandreichen Kalk- und Mergelbänken, die von fossilarmen

---

1 Im Rahmen einer Neubearbeitung der Formationen der untersten Kreide (Berriasian und Valanginian) wurden die lithosstratigraphischen Begriffe Palfris-Formation und Vitznau-Mergel für den veralteten chronostratigraphischen Begriff Valanginian-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.

sandigen Kalken und Mergeln überlagert werden (BURGER & STRASSER 1981). Im südlichen Ablagerungsraum sind die Vitznau-Mergel nicht mehr gliederbar, da weder austernreiche Schichten noch grössere Sequenzen von Quarzsand-Schüttungen vorkommen (BURGER 1985). Im Untersuchungsgebiet werden Kalk/Mergel-Wechsellagerungsfolgen im Übergang vom N-Ende des Eggeligrats zum S-Grat des Wellenbergs und im Gerengraben auf der W-Seite des Engelbergertals zu den Vitznau-Mergeln gerechnet.

Die Vitznau-Mergel von SB1, SB4, SB4a/v und SB4a/s bestehen einerseits aus einer plattigen Wechsellagerung von 5 - 20 cm mächtigen sandigen Kalken und 1 - 20 cm mächtigen Sandmergeln, sowie andererseits aus einer relativ sandarmen Kalk/Mergel-Wechsellagerung, deren Schichten jedoch reichlich Austern und eckige Serpuliden führen. Während in der Sondierbohrung SB1 vor allem sandige Vitznau-Mergel auftreten, sind in den Sondierbohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s zusammen mit sandigen Fazies auch die austernreichen Bänke stärker vertreten.

Palfris-Formation[1] *(Berriasian)*

Die Palfris-Formation (Valanginien-Mergel p.p.) bildet mit ihren verwitterungsanfälligen Mergeln morphologisch eine Senke zwischen den Kalken der Drusberg-Decke im N und der Axen-Decke im S. Sie führt von der Storegg im SW über den Eggeligrat im Zentrum des Standortgebietes zur Sinsgäuer-Schonegg im NE. In diesem Gebietsabschnitt kam es zwangsläufig zur Ablagerung verschiedener Lockergesteinstypen (Kap. A5.1), so dass selten gute Aufschlüsse vorzufinden sind. Ausnahmen bilden der Eggeligrat, der Unterlauf des Haldibachs und die Seitenäste des Sinsgäubachs (Beilage A1.1-1).

Die Palfris-Formation besteht überwiegend, d.h. zu 70 - 80 %, aus dunkelgrauen bis schwarzen, siltigen oder feinsandigen, oft schiefrigen Tonmergeln. Sie widerspiegelt in diesen Sedimenten eine südliche, hemipelagische Fazies des helvetischen Ablagerungsraums. Zeitgleich mit der Sedimentation der Palfris-Formation wurde auf der nördlich anschliessenden Plattform die Öhrli-Formation bestehend aus Öhrli-Kalken und Öhrli-Mergeln sedimentiert. Von dort gelangten zeitweise biogene Komponenten und Quarzsand ins Ablagerungsgebiet der Palfris-Formation, was zu den folgenden vier Lithologien führte:

a) Tonmergel, siltig bis feinsandig, dunkelgrau oder schwarz.

b) Tonmergel wie unter a), mit einzelnen bis zahllosen 0.1 - 3 cm mächtigen, hellgrauen, siltigen-sandigen, kalkigen, biodetritischen Laminae und Lagen. Diese weisen z.T. eine laminierte oder gradierte Schichtung oder auch eine Kleinrippelschichtung auf.

c) Tonmergel wie a), mit 10 - 170 cm mächtigen Kalkmergel- oder Kalkbänken, die im Verhältnis 1:10 bis 1:1 in die Tonmergel eingeschaltet sind und die typische hell-/dunkelgraue Wechsellagerung bilden. Sofern die Abschnitte reichlich Kalkbänke enthalten, werden sie als Kalkbankabfolgen bezeichnet. Diese erreichen Mächtigkeiten im Bereich von 17 - 49 m.

d) Tonmergel wie a), sowohl mit siltigen-sandigen, kalkigen, biodetritischen Laminae und Lagen als auch mit Kalkmergel- und Kalkbänken.

Silt und Sand sind Begriffe, die ganz spezifische Korngrössenklassen beschreiben. Im vorliegenden Fall sind die beiden Begriffe jedoch nicht nur als Korngrössenbeschreibungen des Quarzdetritus zu verstehen. Die Bezeichnung "siltige-sandige, kalkige Laminae und Lagen" von Fazies b) und d) beruht auf dem makroskopischen Befund der Bohrkerne. Diese Lagen sind zwar als Sand- und Silt-Fraktion in den Tonmergel-Ablagerungsraum geschüttet worden, bestehen aber in einigen Schichten vorwiegend aus biodetritischen kalkigen Komponenten.

Obschon jede Bohrung eine andere lithologische Abfolge aufweist, enthalten sie alle die gleichen Fazien. Deren unterschiedliche Häufigkeit und Reihenfolge ist viel weniger auf sedimentäre Wechsel als auf tektonische Anhäufung zurückzuführen. Die ursprüngliche sedimentäre Mächtigkeit der Palfris-Formation dürfte basierend auf Untersuchungen zwischen Rhein und Reusstal etwa 200 m betragen haben (BURGER & STRASSER 1981). Die Ausbildung der in den Sondierbohrungen durchteuften Palfris-Formation weist auf eine eher nördliche Fazies (grössere Anzahl von Kalkbänken, erhöhter Quarzgehalt) hin, als wie sie ISCHI (1978) aus den Daten der westlichen Randkette beschrieben hat. In diesem nördlicheren Faziesbereich, dem Ablagerungsraum der Sinsgäu-Einheiten (Kap. 4.5.2), wird durch die detritischen Schüttungen von der angrenzende Plattform eine Sedimentmächtigkeit der Palfris-Formation von ca. 250 - 350 m erwartetet. Die im Standortgebiet festgestellte Anhäufung der Palfris-Formation ist tektonisch bedingt und wird Kapitel 4.5.2 besprochen.

Von allen Sondierbohrungen hebt sich SB2 durch den hohen Quarzsandgehalt im Abschnitt 1496.75 - 1870.40 m ab. In einzelnen, bis 30 m mächtigen Schichtpaketen dominieren die sandigen, kalkigen und biodetritischen Lagen mit bis zu 35 % detritischem Quarz mit Durchmessern bis 0.25 mm. Andere Abschnitte weisen 5 - 15 % Quarz in Korngrössen bis 0.15 mm oder sogar nur in Siltgrösse auf, womit sie die übliche Mikrofazies der Palfris-Formation charakterisieren.

Für die Existenz des erhöhten Sandgehalts im tieferen Abschnitt (1496.75 - 1870 m) der Bohrung SB2 ergeben sich zwei Interpretationsmöglichkeiten:

- Das untere sandigere Vorkommen repräsentiert eine nördlichere Fazies der Palfris-Formation und wurde von der Drusberg-Decke s.str. bei der Bildung der Sinsgäu-Einheiten (Kap.4.5.2) überfahren. Diese Hypothese wird durch die an der Basis des Sichelkalks liegende, über 37 m mächtige, duktile Scherzone gestützt.
- Das Palfrisvorkommen wurde im gleiche Sedimentationsraum abgelagert wie die im oberen Abschnitt (602.4 -754.9 m) der Bohrung durchteufte Palfris-Formation. Der hohen Sandgehalt wird durch beckenaxiale Schüttung erklärt. Dafür spricht, dass einzelne der grobkörnigen, quarz- und biodetritus- sowie pelletreichen kalkigen Lagen auch, jedoch seltener, in den Sondierbohrungen SB1 und SB3 auftreten. Diese Hypothese wurde den geologischen Profilen (Beilage 4.7-1a bis d) zum Standortmodell (Kap. 4.7) zugrunde gelegt.

Die siltigen-sandigen, kalkigen, biodetritischen Laminae und Lagen erweisen sich als charakteristische, unverwechselbare Mikrofazies der Palfris-Formation. Sie weisen in einem Mosaik von durchschnittlich 10 µm grossen Calcitkristallen, 0.05 - 0.3 mm grosse biogene Komponenten, 10 - 35 % detritischen Quarzsilt und -sand in Grössen von 0.05 - 0.25 mm, mikritische Pellets und Pyritkristalle auf. Der Calcitsparit ist z.T. primärer Zement, jedoch grösstenteils sammelkristallisierte Mikritmatrix. An biogenen Komponenten können Echinodermen- und Muschelbruchstücke, zahlreiche verschie-

dene Foraminiferen (Lituoliden, Textularien, Ataxophragmiden, Milioliden, Lenticulinen, Lageniden, Spirilinen u.a.), Spongiennadeln, Calcisphären, Ostracoden und Coccolithen erkannt werden. Die detritischen Quarze werden häufig randlich durch Calcit verdrängt, andererseits ist auch wenig neugebildeter, autigener Quarz in Bioklasten zu finden. Stets ist auch Pyrit in wenigen µm grossen Einzelkristallen, in bis 80 µm grossen framboidalen Aggregaten und in bis cm grossen Konkretionen vorhanden.

A5.3 Formationen der Axen-Decke und des Äquivalents der Wissberg-Scholle

Mit den Sondierbohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s wurde eine obere Stirnfalte der Axen-Decke erbohrt. In SB1 wurde unter einer infrahelvetischen Mélange-Zone ein mehr als 300 m mächtiges Paket (1138.97 - 1452.68 m) einer normalstratigraphischen, vom Tertiär bis in den Malm reichenden Abfolge erbohrt. Aufgrund der Stratigraphie und der Fazies der Einheiten ist es mit den Abfolgen in der Wissberg-Firrenband-Scholle (SPÖRLI 1966) und anderen Elementen in subhelvetischer Stellung oder mit der tiefsten Falte der Axen-Decke (Beilage 4.5.2 PFIFFNER 1996, MENKVELD 1995) zu vergleichen. Die Diskussion über die tektonische Stellung dieser Abfolge wird in Kapitel 4.7.2 geführt.

Globigerinenmergel (Bartonian - Priabonian)

Die Globigerinenmergel treten im Tertiär der Axen-Decke, wo sie mit den Sondierbohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s erbohrt worden sind, sowie in Mélange-Abschnitten der Sondierbohrungen SB1 und SB3 auf. Im Untersuchungsgebiet sind sie entlang des N-Rands der Axen-Decke in Form grösserer Aufschlüsse anzutreffen.

Die Globigerinenmergel sind dunkelgraue bis schwarze, blättrig-schiefrige, glimmerführende siltige Tonmergel, selten auch siltige Kalkmergel. Sie unterscheiden sich von den Schimberg-Schiefern durch ihren geringeren Quarz- und Karbonatgehalt. Mikrofaziell zeigen sie kaum Unterschiede, ist doch etwa die gleiche Foraminiferenfauna obereozänen Alters vorhanden.

Zusätzlich enthalten die Globigerinenmergel in der Sondierbohrung SB4 synsedimentäre Breccien. Zum einen zeigen sich einige cm-mächtige Sandlinsen und -lagen aus gut gerundetem Grobsand und kantigem Feinsand mit Bruchstücken von Rotalgen, Discocyclinen, Nummuliten und weiteren Foraminiferen. Zum andern sind Breccien mit handgrossen Komponenten ausgebildet, bestehend aus Helvetischem Kieselkalk, Betlis-Kalk, Öhrli-Kalk, Klimsenhorn-Formation und Hohgant-Sandstein. Die Breccien können nach HERB (1990) mit dem Kleintal-Konglomerat der Kleintal-Serie (ANDEREGG 1940), welche die tiefste Axen-Decke repräsentiert, parallelisiert werden.

Schimberg-Schiefer (Priabonian)

Die Schimberg-Schiefer stellen eine sandige Übergangsfazies von der flachmarinen Hohgant-Formation im Liegenden zu den hemipelagischen Globigerinenmergeln dar. ECKERT (1963) rechnet sie noch zur Hohgant-Serie, doch HERB (1988) betrachtet sie als basale Einheit der Globigerinenmergel.

Die Schimberg-Schiefer bilden in den Bohrungen SB4, SB4a/v und SB4a/s relativ mächtige, massige Serien von glimmerführenden, mehr oder weniger sandigen hellgrauen Mergeln. Obschon makroskopisch ein Wechsel von tonigeren zu kalkigeren Mergeln erkennbar ist, erscheint die Serie relativ homogen, etwa im Gegensatz zur sandigen Kalk/Tonmergel-Wechsellagerung der Vitznau-Mergel. Meistens zeigen die sandigen Mergel ein linsiges, flaseriges Gefüge, das primär auf Bioturbation und sekundär auf Drucklösung zurückzuführen ist. Bei der reichen Mikrofauna werden die benthonischen Foraminiferen – Lenticulinen, Discorbiden s.l., arenazische Foraminiferen, Pararotalien und kleine Nummuliten – von den planktonischen Foraminiferen dominiert, deren Assoziation – Globigerinen, einzelne Spezien der Turborotalia cerroazulensis-Gruppe, Globigerinatheken, fehlende Acarininen – ein obereozänes Alter dokumentiert (HERB 1990). Schimberg-Schiefer sind auch in verschiedenen Mélange-Abschnitten von SB1, SB4a/v und SB4a/s enthalten.

Hohgant-Formation (Bartonian - Priabonian)

Die Hohgant-Formation tritt im Untersuchungsgebiet in einer Falte etwas unterhalb des Bannalpsees (HERB mündl. Mitt.) und in der Sondierbohrung SB1 zusammen mit Schimberg-Schiefern (1138.97 - 1169.90 m) auf. Sie besteht aus massigen, grauen, sandigen Kalkmergeln und kalkigen Sandsteinen mit Solitärkorallen und Muscheln sowie zuunterst einem 4 m mächtigen kalkigen Sandstein mit reichlich Nummuliten- und Discocyclinentrümmern, Glaukonit, Muscheln und Korallen. Die bimodale Quarzkorngrössen-Verteilung mit kantiger Fein- und gut gerundeter Grobsandfraktion trägt zum typischen Bild der Hohgant-Formation bei.

Klimsenhorn-Formation (Lutetian - Bartonian)

Unter der Hohgant-Formation folgt in SB1 die spätmitteleozäne Klimsenhorn-Formation, die ihrerseits auf Helvetischem Kieselkalk lagert. Die Formation besteht aus kalkigen Sandsteinen, sehr harten quarzitischen Sandsteinen und sandigen Discocyclinen-Kalken, worin Grossforaminiferen gesteinsbildend auftreten, sowie Nummuliten-Kalken. In den quarzitischen Sandsteinbänken beträgt der Quarzgehalt mehr als 80 Gew.-%.

Schrattenkalk-Formation (Barremian - Aptian)

Die Schrattenkalk-Formation ist im Untersuchungsgebiet in den frontalen Falten der Axen-Decke aufgeschlossen und weist eine Mächtigkeit von 50 - 80 m auf. Infolge präeozäner Erosion können dabei die drei Schichtglieder Oberer Schrattenkalk, Orbitolina-Schichten und Unterer Schrattenkalk teilweise bis vollständig fehlen.

Drusberg-Formation inkl. Altmann-Schichten (Barremian)

Der Übergang vom Helvetischen Kieselkalk in die Drusberg-Schichten erfolgt innerhalb der Axen-Decke wie in der Drusberg-Decke über die ca. 8 - 10 m mächtigen Altmann-Schichten. Im Untersuchungsgebiet weisen die Drusberg-Schichten Mächtigkeiten von 30 - 50 m auf. Die Mächtigkeitsschwankungen sind auf intensive tektonische Beanspruchung im Bereich der beiden im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Falten innerhalb der Axen-Decke zurückzuführen.

Helvetischer Kieselkalk (Hauterivian)

Helvetischer Kieselkalk in nordhelvetischer Fazies liegt im Untersuchungsgebiet in zahlreichen grossflächigen Aufschlüssen innerhalb der Axen-Decke vor (Beilage A1.1-1) und wurde in der "Wissberg-Scholle", d.h. in subhelvetischer Stellung, mit der Sondierbohrung SB1 erfasst (1193.0 - 1238.31 m). Er besteht aus spätigen, biodetritusreichen Kalken und sandigen (20 - 30 Gew.-% detritischem Quarz), biodetritischen Kalken und Mergeln. An biogenen Komponenten führt er fast ausschliesslich Echinodermentrümmer, die einige Millimeter Grösse erreichen können. Sie liegen mit vereinzelten Muschel- und Bryozoenbruchstücken sowie mit Glaukonit- und den bis 0.3 mm grossen detritischen Quarzkörnern enggepackt in mikritischer Matrix und sparitischem Zement.

Betlis-Kalk (Valanginian)

Der Betlis-Kalk der Axen-Decke entspricht altersmässig dem Diphyoides-Kalk der Drusberg-Decke. Paläogeographisch entstammt er jedoch einer nördlicheren Fazies. Entsprechende Aufschlüsse finden sich nördlich des Bannalpsees (Beilage A1.1-1). Daneben tritt der Betlis-Kalk in der Sondierbohrung SB1 sehr geringmächtig (1238.1 - 1242.85 m "Wissberg-Scholle") auf. Er gleicht mit seinen Silexknollen den Kalken des hangenden Kieselkalks, unterscheidet sich jedoch von diesem durch die vollständig kalkige Abfolge und die Mikrofazies. Die massigen, grauen Kalke werden nur durch Stylolithe gegliedert. Mikrofaziell handelt es sich um echinodermentrümmerreiche Biopelsparite, die teilweise verkieselt sind.

Öhrli-Formation (Berriasian)

Die Öhrli-Formation wird durch helle Flachwasserkalke geprägt. Ihre typischen Gesteine, calcitzementierte Karbonatsande aus u.a. Ooiden, Biodetritus und aufgearbeiteten, frühdiagenetisch verhärteten Kalken, zeugen von der Sedimentation auf einer untiefen Strömungs- und wellenbewegten Karbonatplattform. Gleichzeitig wurden im südlich anschliessenden tieferen Ablagerungsraum die Ton- und Kalkmergel der Palfris-Formation gebildet.

Neben einem Aufschluss in der Axen-Decke am Chaiserstuel tritt die Öhrli-Formation in den Sondierbohrungen SB1 und SB3 auf. In der Sondierbohrung SB3 bildet sie von

1360.10 - 1376.98 m ein vorwiegend kalkiges Schichtpaket, das, obschon stark tektonisiert und rekristallisiert, mit Öhrli-Kalken der Sondierbohrung SB1 korreliert werden kann.

Die in SB1 zwischen 1242.85 m und 1310.0 m durchbohrte Öhrli-Formation kann dreigeteilt werden. Der Obere Öhrli-Kalk besteht aus einer massigen, durch Stylolithe gegliederten, quarzsandfreien Kalkserie aus Oolithen und grobkörnigen biodetritischen Kalkareniten. Bei den Öhrli-Mergeln wechseln biodetritusführende, zum Teil leicht quarzsandige Tonmergel mit Kalkbänken ab, wobei foraminiferenreiche Pelmikrosparite eine typische Mikrofazies darstellen. Der Untere Öhrli-Kalk weist vorwiegend massige, pelsparitische Kalke auf.

Graspass-Schichten (Tithonian - Berriasian)

Die in den Aufschlüssen des Untersuchungsgebietes nicht vorgefundenen Graspass-Schichten erscheinen in der Sondierbohrung SB1. Sie folgen im Liegenden der Öhrli-Formation an der stratigraphischen Position, wo üblicherweise, d.h. weiter südlich im Ablagerungsraum die tiefermarinen Zementstein-Schichten folgen, wie beispielsweise in den frontalen Falten der Axen-Decke, bzw. der Urirotstock-Decke (SPÖRLI 1966). Sie werden aus mikritischen plattigen Kalken aufgebaut, deren Fazies oft im Dezimeterbereich wechselt und u.a. Algenlaminite, synsedimentäre Breccien, Mikrite mit Auftauchgefüge sowie schwarze und grünliche Mergel enthält. Sie stellen Sedimente eines Karbonatwatts dar. Ausser in der Sondierbohrung SB1 wurden diese Schichten bis jetzt in der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs in den Engelhörnern (ARBENZ & MÜLLER 1920) und in der Titliskette (MAYNC 1938) gefunden. Jedoch dürften auch die von SPÖRLI (1966) in der Wissberg-Scholle als Zementstein-Schichten angesprochenem Niveaus aufgrund ihrer Lithologie (Mikrite und Charophyten) in der Fazies der Grasspass-Schichten ausgebildet sein.

Tros-Kalk (Tithonian)

Der Tros-Kalk wurde ausschliesslich in der Sondierbohrung SB1 angetroffen. Er besteht aus massigen, schichtungslosen beigen Kalken und bildet die unterste Formation des Äquivalents der Wissberg-Scholle. Trotz seiner enormen Mächtigkeit weist er beinahe keinen lithologischen Wechsel auf. Hellbeige mikritische Kalke alternieren mit weiss gefleckten Kalken, deren weisse "Flecken" stark rekristallisierten Knollen von Stromatoporiden oder Korallen entsprechen. Die Kalke zerfallen infolge eines engständigen konjugierten Kluftsystems in kleine Quader. Der unterste Abschnitt weist zahllose vernetzte Calcitadern sowie eine starke Rekristallisation auf, wodurch ihm ein marmorartiger Aspekt verliehen wird.

A5.4 Formationen in anderer tektonischer Stellung

Südhelvetischer Flysch (Bartonian - Priabonian)

Südhelvetischer Flysch wurde im Untersuchungsgebiet lediglich in den Sondierbohrungen SB1 und SB3 vorgefunden. Er besteht aus Mergeln, die den Globigerinenmergeln zum Verwechseln ähnlich sind, häufig jedoch keine Mikrofauna, sondern cm- bis dm-mächtige turbiditische Sandsteinlagen enthalten. Südhelvetischer Flysch tritt in Mélange-Intervallen auf, wobei er beispielsweise in SB3 eine 41.92 m mächtige Zone (1376.98 - 1418.90 m) aus dunkelgrauen, bräunlich schimmernden, siltigen, mitunter feinsandigen Tonmergeln bildet. Diese enthalten bis 15 cm mächtige, gradierte, kalkige Sandsteinbänke, Grobsandlinsen und typische Slumpstrukturen.

Mélange / Flysch

Als Mélange bezeichnen wir in einem deskriptiven, lithologischen Sinn schwarze, tektonisch intensiv durchbewegte, meist kalkfreie Tone (Tonschiefer) mit sehr vielen Bruchstücken deformierter Calcitadern und mit mm- bis faustgrossen Komponenten von grünlichen oder gelblichen quarzitischen Sandsteinen ("Ölquarzite"). Durch diese Komponenten unterscheiden sie sich klar und eindeutig von stark tektonisierten Intervallen toniger oder mergeliger Formationen wie etwa der Palfris-Formation oder der Globigerinenmergel. Die Mélange-Intervalle (früher als "Wildflysch" bezeichnet) führen auch Komponenten oder Pakete angrenzender Formationen und insbesondere tertiärer Einheiten.

Mélanges treten in den Bohrungen SB1, SB3, SB4, SB4a/v und SB4a/s auf, und zwar bilden sie jeweils unter der mächtigen Masse der Palfris-Formation mehrere Zonen und Intervalle (Fig. 4.2-1, Beilage A3-1). In jedem Fall markieren sie tektonische Bewegungsflächen innerhalb oder unterhalb der Drusberg-Decke.

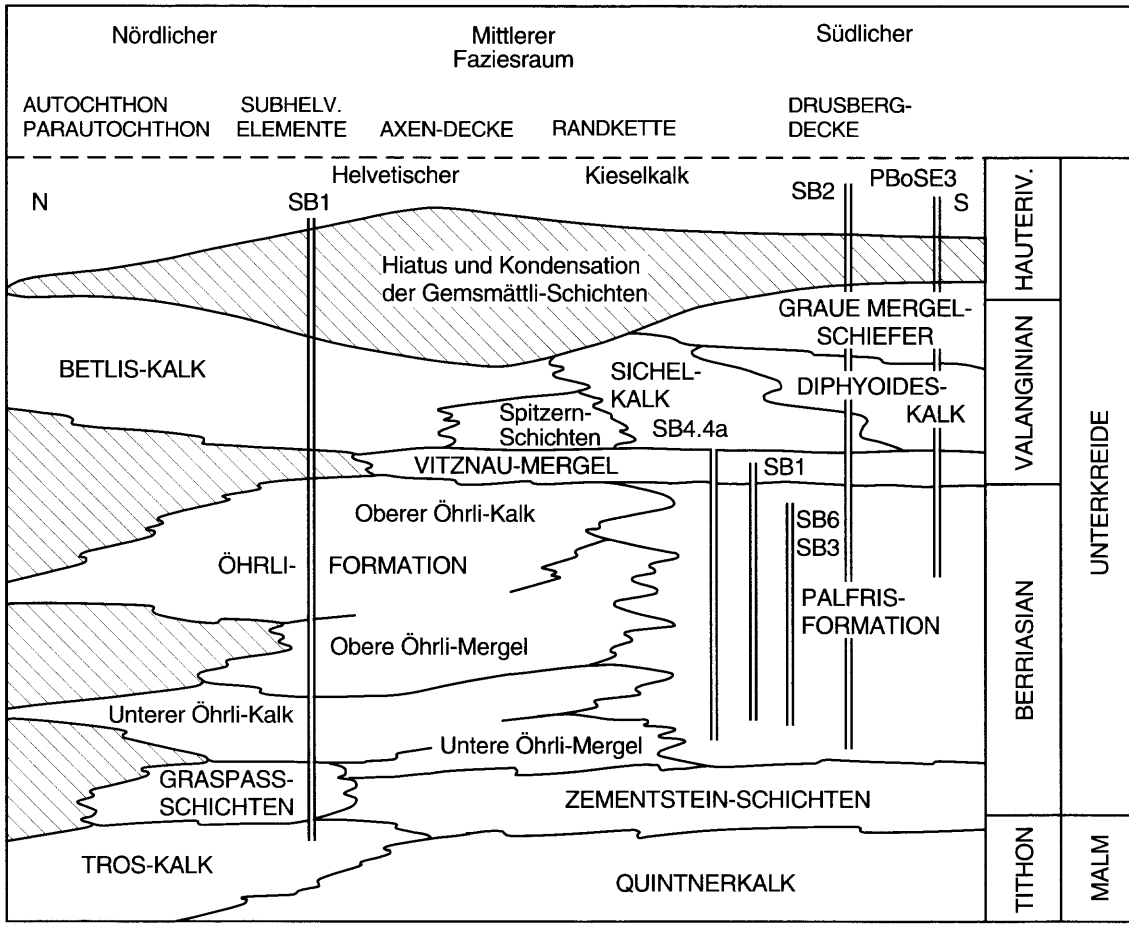
Der Begriff Mélange wird unabhängig von einer Mindestmächtigkeit für jeden Horizont mit der entsprechenden Lithologie verwendet. Inwieweit diese einzelnen Horizonte mit den dazwischenliegenden Schichtpaketen aus Palfris-Formation oder anderen Einheiten zu einer Mélange-Einheit zusammengefasst werden sollen, wird in Kapitel 4.7 diskutiert.

In den Sondierbohrungen SB4a/v und SB4a/s treten am Kontakt Drusberg-Decke/ Axen-Decke tektonisch verschuppte Palfris-Formation, Vitznau-Mergel und Schimberg-Schiefer, jedoch ohne typische schwarze Mélange-Tone und Quarzitkomponenten auf, die jedoch in Anlehnung an das Bohrprofil SB4 trotzdem als Mélange bezeichnet werden.

Dachschiefer-Altdorfer Sandstein (Priabonian - Oligocaen)

Der Dachschiefer-Altdorfer Sandstein (Nordhelvetischer Flysch) tritt in der Sondierbohrung SB1 unterhalb 1452.68 m in drei mächtigeren Abschnitten und in Form von einzelnen Sandsteinbänken und Komponenten innerhalb der Mélange-Intervalle auf. Ein-

zelne Komponenten wurden auch im Mélange von 1464.87 - 1546.70 m der Sondierbohrung SB3 beobachtet. Der Nordhelvetische Flysch in SB1 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 pelitische Intervalle aus siltigen, oft schiefrigen, glimmerreichen Tonen und Tonmergeln, die streckenweise dünne Sandlagen führen. Sandsteine und Pelite bilden zusammen die Formation Dachschiefer-Altdorfer Sandstein. Die Vulkanit-Komponenten wirken sich in der mineralogischen Zusammensetzung deutlich in einem erhöhten Albitgehalt (bis 20 Gew.-%) aus.



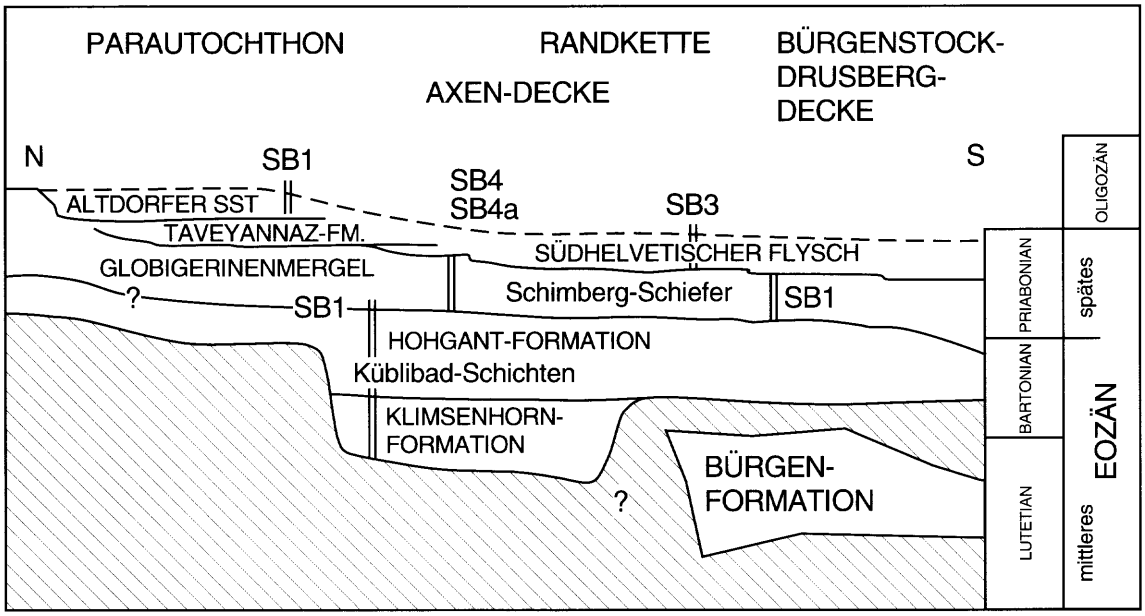
Figur A5-2: Schematisches Fazies/Zeit-Profil des zentralschweizerischen oberen Malms und der Unterkreide (nach STRASSER 1979 und BURGER & STRASSER 1981, geändert)

A5.5 Paläogeographische Stellung der Kreide-, Malm- und Tertiär-Einheiten

Paläogeographische Stellung der Unterkreide- und Malm-Einheiten

Im Helvetikum sind die Fazies beziehungsweise der ursprüngliche Ablagerungsraum und die heutige tektonische Stellung eines Deckenelements eng miteinander verknüpft, sie hängen ursächlich zusammen. Die für den Wellenberg relevanten unterkretazischen Formationen weisen deutlich verschiedene Fazien auf, je nachdem ob sie zur Drusberg- oder zur Axen-Decke gehören.

Zur Zeit der Unterkreide war der helvetische Ablagerungsraum ca. 100 km breit. Im nördlichen Bereich existierte eine Karbonatplattform, die wiederholt südwärts über die distalen Bereiche progradierte (FUNK et al. 1994). Die Verzahnungszone zum pelagischen Bereich lag stets im mittleren Teil des helvetischen Ablagerungsraums, wogegen im südlichen Bereich durchwegs tiefermarine Sedimentationsbedingungen herrschten. Somit entstanden gleichzeitig Flachwasserkarbonate neben pelagischen bis hemipelagischen, mergeligen und teilweise kalkigen Sedimenten, wie beispielsweise der Öhrli-Kalk neben der Palfris-Formation (Fig. A5-2).



Figur A5-3: Schematisches Fazies/Zeit Profil des zentralschweizerischen Eozäns (aus HERB 1988, geändert)

Die fazielle Ausbildung der in den Sondierbohrungen angetroffenen Palfris-Formation weist im Vergleich mit den bekannten Daten (ISCHI 1978, BURGER & STRASSER 1981) auf einen nördlichen Ablagerungsbereich innerhalb des südlichen helvetischen Ablagerungsraumes hin, denn die südliche Fazies ist bedeutend quarzsand- und biodetritusärmer (ISCHI 1978). Unabhängig davon führt die stark sandige Ausbildung der Vitznau-Mergel zum mittleren Ablagerungsraum (BURGER & STRASSER 1981). Durch beide Tatsachen entsteht somit ein Widerspruch zur generell südlichen Lage der

Drusberg-Decke. Der Widerspruch wird durch die Modellvorstellungen von MILNES (1993) – einem frühen Abscheren der Sinsgäu-Einheit vom N-Teil der zukünftigen Drusberg-Decke bzw. von der Randkette (Kap. 4.5.2) – gelöst.

Das in SB1 angetroffene Tertiär-Unterkreide-Malm-Schichtpaket (1138.47 - 1452.68 m) weist in der vorhandenen Abfolge und deren faziellen Ausbildung auf eine Abstammung aus dem Übergangsbereich (Ablagerungsbereich der Elemente in subhelvetischer Stellung) zwischen den helvetischen Decken und dem Parautochthon hin.

Paläogeographische Stellung der Tertiär-Einheiten

Hohgant-Formation und Klimsenhorn-Formation, sowie deren Transgression auf Helvetischen Kieselkalk, weisen auf einen nördlichen Ablagerungsraum (HERB 1988) hin, wie auch die Unterkreide- und Malm-Einheiten im Paket 1138.97 - 1452.68 m der Bohrung SB1.

A6 GENESE UND ENTWICKLUNG DER HYDRAULISCHEN UNTERDRÜCKE

A6.1 Einleitung

A6.1.1 Anlass und Überblick

Die Existenz einer sogenannten "Unterdruckzone" (nachstehend UDZ[2] genannt) im Wirtgestein des Wellenbergs unterhalb der Endlagerebene wurde bei den hydrogeologischen Modellierungen (Kap. 7.7) mit berücksichtigt. Im folgenden wird auf die Entstehung, die Form und die zukünftige Entwicklung dieser UDZ näher eingegangen.

Bei der Erarbeitung des ersten Geodatensatzes für den Wellenberg (NAGRA 1993b) waren die aus Bohrungen bereits bekannten hydraulischen Unterdrücke nicht in die hydrodynamischen Modellierungen einbezogen, sondern aus Sicht der Sicherheitsbetrachtungen als Sicherheitsreserve betrachtet worden. Nachdem hydraulische Unterdrücke in der Bohrung SB4a weiter bestätigt und die erforderlichen Rechencodes bereitgestellt worden waren, wurde im Bestreben nach einer realitätsnäheren Modellierung bei der Erarbeitung des zweiten GDS für den vorliegenden Bericht die vorhandene UDZ berücksichtigt. Die meisten Rechenfälle im Regional- und Endlagermodell (Kap. 7.7.4 und 7.7.5) wurden instationär mit der Vorgabe einer UDZ als Anfangsbedingung gerechnet. Dieses Vorgehen basiert auf drei grundlegenden Annahmen, die in diesem Anhang begründet werden:

1. Die Existenz einer UDZ ist erwiesen und kann plausibel erklärt werden.
2. Die UDZ befindet sich z.Z. in einer Abbauphase; der für ihre Entstehung massgebende geologische Prozess ist weitgehend abgeschlossen.
3. Die in verschiedenen Bohrungen am Wellenberg gemessenen Unterdrücke gehören zu einer einzigen, zusammenhängenden UDZ.

Verschiedene für die Genese hydraulischer Unterdrücke mögliche geologische Prozesse wurden seit 1992 mittels analytischer und numerischer Modelle untersucht. Basierend auf den Modellbetrachtungen wurde als wahrscheinlichster Prozess für die Entstehung von Unterdrücken die mechanische Entlastung des Wirtgesteins ermittelt. Auf diese bevorzugte Hypothese wird im folgenden näher eingegangen. Weiter werden alternative bzw. ergänzende Entstehungshypothesen diskutiert; und schliesslich werden Überlegungen zum heutigen Zustand der UDZ und zu ihrer zukünftigen Entwicklung angestellt.

Weitere Daten zur UDZ am Wellenberg sind in VINARD (1997) enthalten. Physikalische Grundlagen und analytische Formulierungen der Kompaktionstheorie finden sich in TERZAGHI (1943), TERZAGHI & FRÖHLICH (1939) und OLSON (1977), sowie Differentialgleichungen nach BIOT (1941) in PALCIAUSKAS & DOMENICO (1989), BREDEHOEFT & COOLEY (1983), NARASIMHAN & WITHERSPOON (1977) und NEUZIL & POLLOCK (1983). Vergleichsfälle wurden durch MOUCHET & MITCHELL (1989), GRETENER (1997), BREDEHOEFT et al. (1994), NEUZIL (1993), SENGER (1987), TÓTH & MILLAR (1983), PARKS & TÓTH (1995) und TÓTH (1990) beschrieben.

---

2 Hydraulische Unterdrücke und Konzept der UDZ werden im Kap. 7.5 definiert.

A6.1.2 Anormale hydraulische Drücke im Vergleich

Gesteinsformationen mit anormalen hydraulischen Druckverhältnissen sind weltweit beobachtet und beschrieben worden, wobei hydraulische Überdrücke weitaus häufiger sind als Unterdrücke. Dies hängt in erster Linie mit der Öl- und Gasexploration zusammen, in deren Verlauf insbesondere Überdrücke in Sedimentbecken mit Schichtfolgen unterschiedlicher Durchlässigkeit angetroffen und untersucht wurden. In der Fachliteratur wurden dagegen nur wenige Fälle von Unterdrücken beschrieben, die mit der Situation am Wellenberg einigermassen vergleichbar sind. Dies bedeutet nicht, dass hydraulische Unterdrücke per Definition eine Seltenheit darstellen. Es hat vielmehr damit zu tun, dass die detaillierte hydrogeologische Erkundung von gering- bis sehr geringdurchlässigen Formationen vergleichsweise selten erfolgt.

Vergleicht man die wenigen in der Literatur beschriebenen Unterdruck-Vorkommen untereinander und namentlich auch mit dem Wellenberg, so ergeben sich sowohl übereinstimmende als auch unterschiedliche Merkmale.

Ähnlichkeiten:

1. Gesteinsformationen mit hydraulischen Unterdrücken weisen systematisch geringe bis sehr geringe hydraulische Leitfähigkeiten auf.
2. Unterdrücke werden in Sedimentationsbecken mit relativ mächtigen Akkumulationen, d.h. hoher Auflast angetroffen. Als lithologisches Merkmal gilt der stets beachtliche Anteil an Tonmineralien in den Formationen mit hydraulischen Unterdrücken.
3. Falls hydrochemische Daten vorhanden sind, korrelieren die hydraulischen Unterdrücke mit sehr langen Verweilzeiten des Grundwassers im Gebirge.
4. In hydraulischen Unterdruckzonen ist eine negative Korrelation zwischen hydraulischer Leitfähigkeit und Grössenordnung des Unterdrucks erkennbar.
5. Die gemessenen bzw. abgeleiteten Potentialprofile zeigen bei ausreichend langer Bohrstrecke ein charakteristisches ausgeprägtes Potentialminimum, das etwa in der Mitte der entsprechenden geologischen Formation liegt. Dies ist auch am Wellenberg so.
6. Als treibende Kraft für die Entstehung einer UDZ wird die Abnahme der Auflast (Überlagerung) über der UDZ angenommen. Dabei handelt es sich in der Regel um flächenhafte Erosion oder Differentialerosion (Auskolkung von Tälern).

Unterschiede:

1. Ausser den durch die Nagra erkundeten Vorkommen Wellenberg und Oberbauenstock befinden sich fast alle anderen beschriebenen UDZ in tektonisch ruhigen Gebieten. Dort werden die Spannungsverhältnisse im Gebirge praktisch allein durch die Auflast bestimmt. Es treten keine kompressiven Spannungskomponenten wie am Wellenberg auf, sondern manchmal laterale Dilatation.
2. Die in der Fachliteratur als "Aquitarde" oder "'Aquiclude" (NEUZIL 1995) bezeichneten hydrogeologischen Formationen mit Unterdrücken werden meistens von mächti-

gen Sedimentpaketen überlagert, während am Wellenberg diese Formation (Wirtgestein) heute an der Oberfläche aufgeschlossen ist.

3. Bei den Vorkommen am Wellenberg und Oberbauenstock bilden höherdurchlässige Gesteinseinheiten (Kalke) die lateralen Begrenzungen des Aquitards bzw. Aquicluds. Bei den grossen Sedimentationsbecken mit UDZ wird angenommen, dass die meist in grösserer Entfernung liegenden Grenzen zur UDZ-Formation aus regionalen wasserführenden Störungen bestehen. Die Distanz zwischen vorhandenen Referenzbohrungen und den mutmasslichen Exfiltrationsgebieten liegt oft in der Grössenordnung von einigen zehn bis einigen hundert Kilometern.

Aus den aufgeführten Ähnlichkeiten und Unterschieden kann mit gebührender Vorsicht gefolgert werden, dass nur einige wenige geologische Voraussetzungen erfüllt sein müssen, damit hydraulische Unterdrücke entstehen können. Dazu gehören:

Zu Beginn relativ mächtige Sedimentakkumulationen, die zu einem geringdurchlässigen Gestein mit elastischem Verhalten kompaktiert wurden; anschliessend ein Prozess, der dieses geringdurchlässige Gestein wieder entlastet. Komplexe geologische Verhältnisse und kompressive Tektonik sind für die Entstehung einer UDZ kein Hindernis, wie es die Beispiele in den Alpen zeigen.

A6.1.3 Die Unterdrücke am Standort Oberbauenstock

Im Jahr 1987 hatte die Nagra die Palfris-Formation und die Vitznau-Mergel der Drusberg-Decke am potentiellen Endlager-Standort Oberbauenstock (Kanton Uri) untersucht. Dabei waren schon dort hydraulische Unterdrücke festgestellt worden (KENNEDY & DAVIDSON 1989, Kap. 9.2.2). Dieser Befund wurde damals primär mit Hilfe von Zweiphasenfluss-Verhältnissen (Grundwasser-Erdgas) erklärt (NAGRA 1988a, Kap. 2.3.2.4). Für die Entstehung der anormalen Druckverhältnisse wurde dort vor allem der Bau des Seelisbergtunnels der Nationalstrasse A-2 in der ersten Hälfte der siebziger Jahre verantwortlich gemacht. Die bevorzugte Hypothese war, dass die durch den Tunnelbau bewirkte Druckabsenkung zur Freisetzung von ursprünglich im Grundwasser gelöstem Gas geführt hatte, das eine höhere Mobilität hat als Grundwasser (MISHRA et al. 1993, Kap. 5.4).

Die Verhältnisse am Wellenberg sind in mancher Hinsicht mit denjenigen am Oberbauenstock vergleichbar: Es liegen die gleichen tektonischen Einheiten in etwa derselben Stellung vor. Der Hauptunterschied ist, dass am Wellenberg die Sondierbohrungen von der Oberfläche aus abgeteuft wurden und damit die Druckmessungen ohne Beeinflussung durch Untertagebauten erfolgten. Im Wirtgestein am Wellenberg ist jedoch weit seltener und – wenn vorhanden – weniger freies (d.h. unter den herrschenden Druckverhältnissen nicht im Grundwasser gelöstes) Gas festgestellt worden als am Oberbauenstock. Ob dieser Unterschied auf den Einfluss von Untertagebauwerken zurückzuführen ist, bleibt offen. Die gemessenen Minima der hydraulischen Potentiale am Wellenberg (SB1: ca. 140 m ü.M.; SB3: ca. 0 m ü.M.; vgl. Kap. 7.2.2.2) sind derart tief, dass sie mit keinem realistischerweise anzunehmenden Vorfluter erklärbar sind. Schon am Oberbauenstock war ein Potentialminimum von 357 m ü.M. ermittelt worden (NAGRA 1988a, Tab. 2.3.7), das nicht mit dem nahegelegenen Urnersee (mittlerer Seespiegel 434 m ü.M.) in Verbindung gebracht werden kann.

A6.2 Grundlagen und Konzept der UDZ- Abklärungen

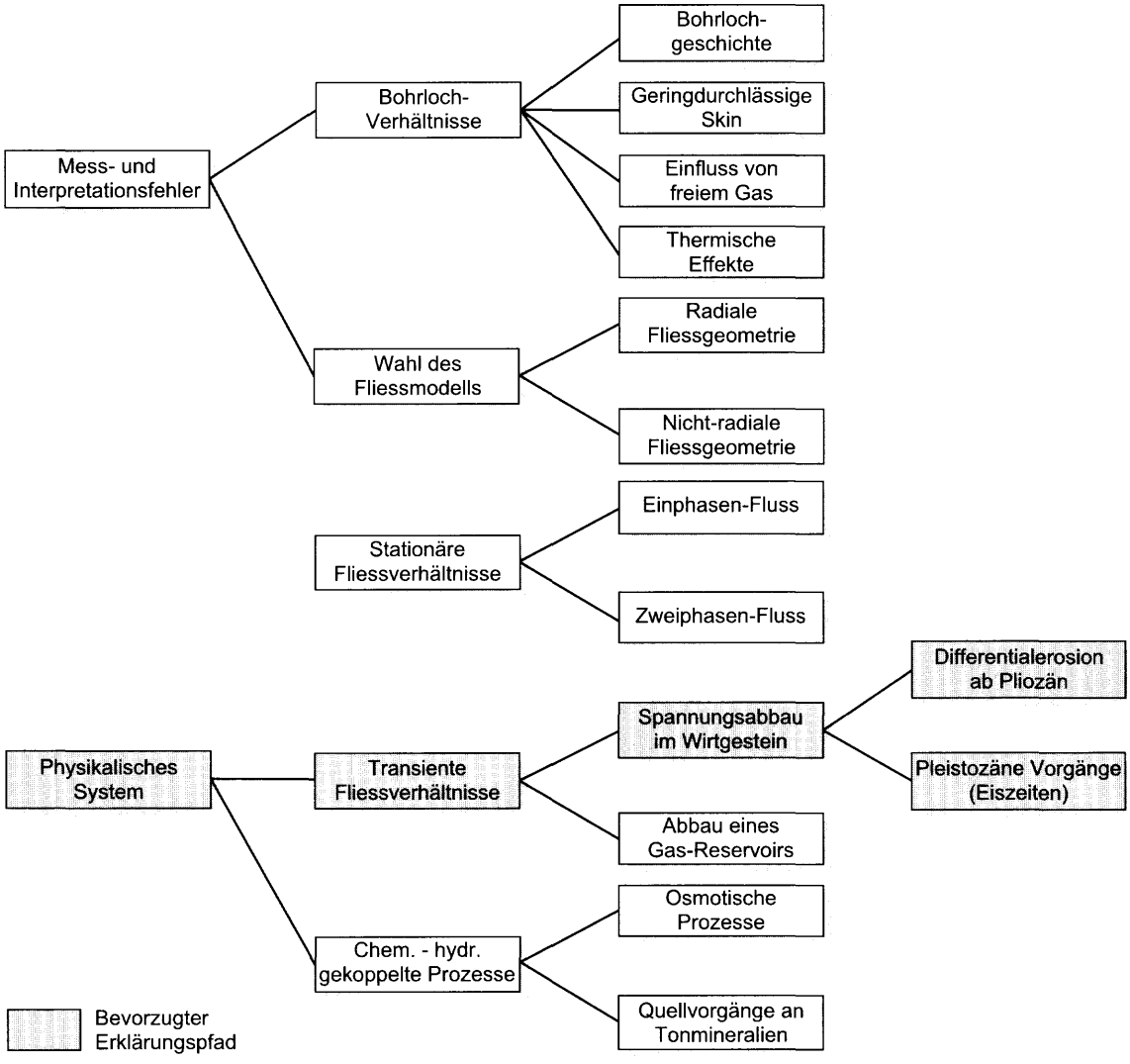
A6.2.1 Grundsätzliche Überlegungen zur Entstehung der UDZ

Die unterschiedlichen Verhältnisse am Oberbauenstock und am Wellenberg bezüglich minimaler hydraulischer Potentiale sowie Gasführung lösten eine grundlegende Untersuchung der Entstehung der Unterdrücke am Standort Wellenberg aus. Verschiedene Ansätze zur Erklärung der Entstehung sowie zur Überprüfung der Plausibiltät wurden erarbeitet (VINARD & McCORD 1991). Die Argumente für und gegen die einzelnen Entstehungshypothesen wurden zusammengestellt und unter Einbezug von anerkannten Experten geprüft (Expertenbericht VINARD & McCORD 1994). Der Umfang dieser Prüfung und das Vorgehen sind in Figur A6-1 dargelegt. Die grundlegenden Erkenntnisse und die Schlussfolgerungen aus diesen spezifischen Arbeiten zu den Unterdrükken am Standort Wellenberg sind die folgenden:

a) Die in situ gemessenen hydraulischen Unterdrücke entsprechen dem effektiven physikalischen Zustand des Grundwassers im Gebirge. Sie werden nur unwesentlich durch Messfehler beeinflusst. Die Resultate der hydraulischen Tests wurden durch Langzeitbeobachtungen der Grundwasser-Druckhöhe in ausgewählten Bohrlochabschnitten bestätigt (Kap. 7.2.2.2).

b) Die Entstehung der weltweit häufiger beobachteten Vorkommen von hydraulischen Überdrücken kann durch schnelle Belastung einer geringdurchlässigen, kompressiblen und wasser- bzw. fluidgesättigten Formation hinreichend erklärt werden (artesische Druckverhältnisse in gespannten Aquiferen mit Verbindung zu höherem topographischem Niveau sind hier nicht Gegenstand der Betrachtungen). Als Beispiel für ein geologisches Modell kann eine mächtige, gesättigte Tonschicht dienen, die durch rasche und mächtige Akkumulation von Sedimenten in einem Subsidenzbecken kompaktiert wird, deren Porenwasser aber wegen der geringen Durchlässigkeit (und ggf. der grossen Distanz bis zur nächstgelegenen durchlässigen Störung bzw. Formation) nicht bzw. nur sehr langsam entweichen kann und durch die Übernahme eines (wesentlichen) Teils der Auflast-Normalspannung einen Überdruck erhält (vgl. Kap. A6.2.2).

c) Analog zu b) ist der plausibelste Prozess für die Entstehung der Unterdrücke am Wellenberg ebenfalls hydromechanischer Natur und basiert auf dem elastischen Verhalten des fluidgesättigten Gebirges: Nach vorgängiger Kompaktion gemäss b) (durch Spannungserhöhung bewirkt; hauptsächlich als Auflast, auch tektonisch) erfolgte eine Gesteinsdekompaktion, bedingt durch eine Abnahme der externen Spannung (z.B. durch Erosion) und das elastische Verhalten des Mergels. Ein solches Entstehungsmodell ist mit allen bisherigen direkten und indirekten Beobachtungen und Messungen am Wellenberg kompatibel und liefert eine umfassende und plausible Erklärung für die UDZ. Andere Erklärungsansätze wie z.B. Gasfluss oder chemisch-physikalische Effekte wie Osmose oder Quellen von Tonmineralen sind zu geringfügig und/oder laufen zu schnell ab, um signifikante und lange andauernde hydraulische Unterdrücke erzeugen zu können.



Figur A6-1: Schema der verschiedenen Hypothesen, die zur Erklärung der gemessenen Unterdrücke geprüft wurden

A6.2.2 Vorgehen zur Überprüfung der UDZ- Hypothesen

Aufgrund der langen geologischen Vorgeschichte der untersuchten Formation muss davon ausgegangen werden, dass diese einer Wechselfolge von Belastungen (mit Kompression des Gesteins) und Entlastungen (Dekompression) unterworfen war. Die Sedimentation und Kompaktion, Diagenese und Metamorphose und die Erosion der alpinen Deckenstapel liegen weit zurück und umfassen sehr lange Zeiträume, was eine Rekonstruktion und Parametrisierung für Modellierungszwecke erschwert. Für nachvollziehbare, mit den Feldbefunden und hydrodynamischen Modellierungsergebnissen kompatible konzeptuelle und numerische Modellierungen der Unterdrücke mussten plausible und quantifizierbare Lastfälle innerhalb gut definierter Zeiträume gewählt

werden (Sequenzen mit Belastung, Entlastung und Wiederbelastung). Hierzu geeignete geologische Szenarien sind in erster Linie die Differentialerosion und die wiederholten Vergletscherungen im Quartär.

Die eiszeitlichen Prozesse sind gut erforscht und dokumentiert. In VINARD & McCORD (1991) wurde die Hypothese der Entstehung von Unterdrücken durch mechanische Entlastung am Beispiel des Gletscherrückzugs im ausgehenden Pleistozän getestet. Da dieser geologische Vorgang noch nicht weit zurückliegt, kann er inbezug auf die zeitlichen Verhältnisse als konservativ bewertet und somit auch für eine Prognose der zukünftigen Entwicklung der UDZ verwendet werden.

Für die Berechnung der ausgewählten Lastfälle wurden die analytischen Ansätze von TERZAGHI (1943) und OLSON (1977) benutzt (VINARD & McCORD 1991, RIVERA & SENGER 1993). Die Form der resultierenden Potentialkurven sowie die Grössenordnung der simulierten Unterdrücke stimmen gut mit den Beobachtungen überein. In einem weiteren Schritt wurden von ARISTORENAS & EINSTEIN (1993) gekoppelte mechanisch-hydraulische Prozesse mit einem speziellen numerischen Programm gerechnet.

Auch im Rahmen der Vorarbeiten zum vorliegenden Bericht (VINARD 1997) wurden Programme zur Berechnung gekoppelter Prozesse eingesetzt; dies unter Berücksichtigung realistischer geologischer Entwicklungsszenarien für den Standort Wellenberg sowie komplexer Verhältnisse (Zweiphasenfluss, tektonische Spannungen, alternatives Materialgesetz für das Wirtgestein).

Es wurden als alternative Erklärungshypothesen auch der instationäre Gasfluss sowie weitere mögliche Faktoren zur Entstehung von Unterdrücken wie Osmose und Entlastung unter Zweiphasenfluss-Verhältnissen (auch im Doppelporositäts-System) untersucht. Figur A6-1 zeigt schematisch das Spektrum der vorgenommenen Abklärungen im Zusammenhang mit den beobachteten hydraulischen Unterdrücken.

A6.2.3 Lösungsansatz

Voraussetzungen bezüglich Gesteinseigenschaften

Damit lange andauernde hydraulische Unterdrücke im Gebirge entstehen können, müssen im wesentlichen zwei Voraussetzungen erfüllt sein:

1) Eine treibende Kraft (Dekompaktion als Folge der Entlastung der elastisch deformierbaren UDZ-Formation), welche die Porenwasserdrücke nach der Beziehung der effektiven Spannung beeinflusst.
2) Eine durch die niedrige hydraulische Diffusivität des Gesteins bedingte Verzögerung der Rückkehr der entstandenen Unterdrücke zu den (hydrostatischen) Druckverhältnissen des Grundwassers in den angrenzenden Aquiferen.

Externe Spannung, effektive Spannung und Porenwasserdruck

Unter der Voraussetzung, dass das Gestein einem wassergesättigten und durchlässigen, äquivalent-porösen Medium (EPM) entspricht, das sich linear-elastisch verformt, wirkt sich eine Veränderung der externen Spannung (Normalspannung, Auflast) auf die Spannungsverhältnisse im Innern des Gesteins aus, d.h. auf die intergranulare (Korn-zu-Korn) bzw. effektive Spannung σ' sowie auf den Porenwasserdruck p gemäss:

$$(1)\quad \sigma = \sigma' + p$$

mit:
- σ externe Totalspannung [Pa]
- σ' effektive Spannung [Pa]
- p Porenwasserdruck [Pa]

Aus dieser Grundbeziehung leiten sich mehrere Gleichungen ab, wovon die nachfolgende Massenbilanz-Differentialgleichung[3] (2) für die Modellierung der quartär-geologischen Ereignisse eingesetzt wurde. Dabei wirkt sich die Veränderung der externen Spannung direkt auf den Quellterm Q_s aus.

$$(2)\quad \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + \alpha \frac{\partial \sigma}{\partial t} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{und} \quad Q_s = \alpha \frac{\partial \sigma}{\partial t}$$

mit:
- ρ Dichte des Fluids [kg/m^3]
- h hydraulisches Potential [m]
- α Kompressibilität des Gesteins [m·s^2/kg]
- K_i hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
- S_s spezifischer Speicherkoeffizient [m^{-1}]

Der Dissipationsvorgang (hydraulische Diffusivität) im geringdurchlässigen Medium

In einem sehr geringdurchlässigen, kompressiblen bzw. elastischen Gestein bewirkt eine Änderung der externen Spannung σ eine zeitliche Verzögerung der Anpassung der effektiven Spannung σ_{eff}, sie führt dafür zu einer raschen Veränderung des Porenwasserdrucks p. Erst nach Ende der Verformung gleicht sich dieser wieder an die (hydrostatischen) Druckverhältnisse an den Grenzen der UDZ- Formation an. Über- und/oder Unterdrücke sind demnach eine Konsequenz einer solchen Spannungsänderung und entstehen bei hoher Geschwindigkeit der Auflastveränderung und niedriger gesteinsspezifischer hydraulischer Diffusivität. Die Diffusivität D wird abgeleitet aus der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit K_{eff} und dem spezifischen Speicherkoeffizienten[4] S_s des betrachteten wassergesättigten Gesteinskörpers nach der Beziehung (3):

$$(3)\quad D = \frac{K}{S_S}$$

---

3 DOMENICO & PALCIAUSKAS (1979), BREDEHOEFT & COOLEY (1983). Diese Formulierung gilt für 2D-Modelle.

4 Der spezifische Speicherkoeffizient S_S wird von HANTUSH (1964) als das Volumen Wasser definiert, das aus einem Aquifer-Einheitsvolumen infolge Expansion des Wassers und Belastung des Aquifer-Korngerüsts bei Verringerung der Druckhöhe um eine Längeneinheit freigesetzt wird (oder umgekehrt).

mit:

	D	hydraulische Diffusivität [m^2/s]
	$S_s = \rho g(\alpha + \phi\beta)$ [m^{-1}]	
	β	Kompressibilität des Fluids [$m \cdot s^2/kg$]
	g	Erdbeschleunigung [m/s^2]
	α	Kompressibilität des Gesteins [$m \cdot s^2/kg$]
	ϕ	Porosität

S_s ist abhängig von der Gesteinskompressibilität α und lässt sich demnach aus dem Elastizitätsmodul E ableiten. Am Wellenberg wurde E mittels in situ-Bohrlochversuchen und im Labor bestimmt (Kap. 4.4). Trotz eines relativ grossen Streubereichs konnte keine eindeutige Tiefenabhängigkeit von E und damit S_s abgeleitet werden. Es wird daher – mit gebührender Vorsicht – nach Gleichung (3) davon ausgegangen, dass bei etwa konstantem Speicherkoeffizient die Diffusivität durch die hydraulische Leitfähigkeit bestimmt wird.

Nach CORBET & BETHKE (1992) können Unterdrücke innerhalb der Diffusivitäts-Bandbreite $10^{-10}\,m^2/s < D < 10^{-6}\,m^2/s$ entstehen. Für das Wirtgestein am Wellenberg scheinen Werte für den spezifischen Speicherkoeffizienten im Bereich $10^{-6}\,m^{-1} < S_s < 10^{-5}\,m^{-1}$ vernünftig zu sein. Nach NEUZIL & POLLOCK (1983) kann die Gesamt-Kompressibilität einer geologischen Formation zwei bis drei Grössenordnungen höher angesetzt werden als Einzelmessungen in situ oder an Gesteinsproben.

Rechnerisch können Unterdrücke bereits ab K_{eff}-Werten von 10^{-12} m/s entstehen. Ein solcher K-Wert ist mit dem K-Modell (Kap. 7.4) konsistent.

Für eine Abschätzung der Dauer des Dissipationsvorgangs des Porenwasserdrucks kann der Vergleich mit einer Situation herangezogen werden, in der ein mit seinem Vorfluter im Gleichgewicht stehender (durchlässiger) Aquifer auf eine schlagartige Druckhöhenänderung im Vorfluter reagiert. DE MARSILY (1986) beschreibt die Anpassungsdauer $t_{50\%}$ des hydraulischen Potentials an einem Beobachtungspunkt mit Abstand L vom Vorfluter mit einer analytischen Formulierung, die etwas vereinfacht wie folgt dargestellt werden kann (4):

$$(4)\quad t_{50\%} = \frac{L^2}{D}$$

Aus dieser Formel ist die inverse Beziehung zwischen der hydraulischen Diffusivität und der Dauer der Druckdissipation ersichtlich. Es folgt daraus auch, dass die Dissipationsdauer mit der Distanz vom Perturbationsort überproportional zunimmt. Mit dem gleichen Ansatz erklärte bereits TERZAGHI (1943), warum die anormalen hydraulischen Drücke im Zentrum des Aquitards am grössten sind bzw. die Dauer bis zu ihrem Angleich an die Druckverhältnisse in den umgebenden Aquiferen am längsten ist.

Folgerungen aus der Existenz hydraulischer Unterdrücke am Wellenberg

Hydraulische Potentiale und Verweilzeiten des Grundwassers sind grundsätzlich für grössere Bereiche um den Beprobungspunkt signifikant. Sehr alte Grundwässer und subnormale Druckverhältnisse korrelieren positiv. Dies bedeutet aber nicht, dass alte Grundwässer und Unterdrücke einen genetischen Zusammenhang haben müssen,

sondern dass die Eigenschaften, welche die Existenz quasi-stagnierender Wässer zulassen, auch für die Entstehung und lange Konservierung von Unterdrücken geeignet sind. Solche Verhältnisse setzen eine Formation voraus, deren hydraulische Verbindung mit dem Nebengestein schlecht ist, bzw. die ein nur sehr spärlich vernetztes System von wasserführenden Systemen (WFS) aufweist. Dass solche Verhältnisse im Wirtgestein des Wellenbergs vorliegen, wird auch dadurch untermauert, dass innerhalb des Wirtgesteins im Umfeld der UDZ steile hydraulische Gradienten über längere Zeiträume hinweg erhalten geblieben sind (Kap. 7.5.1).

A6.2.4 Geologische Prozesse und Szenarien

Von den geologischen Prozessen, die zu den heute am Wellenberg beobachteten hydraulischen Unterdrücken führen konnten, wurden untersucht:

- Erosion des alpinen Deckenstapels bzw. Denudation (Miozän)
- Differentialerosion (Pleistozän)
- Gletscherrückzug (Pleistozän)

Modellbetrachtungen (VINARD 1997) haben gezeigt, dass Gesteins-Dekompaktion und hydraulische Unterdrücke durch flächenhafte Abtragung (Denudation) bei gewissen Parameterkombinationen bereits im Pliozän entstanden sein könnten. Es ist aber offen, ob damals entstandene Unterdrücke sich bis heute aufrechthalten konnten. Die lange Zeitspanne während und nach der Erosion des Deckenstapels ermöglichte einen weitgehenden Abbau der Unterdrücke, d.h. annähernd bis auf normale hydrostatische Bedingungen. Basierend auf den durchgeführten Studien wird daher gefolgert, dass der Beitrag der prä-pleistozänen Erosion zur heutigen Potentialanomalie praktisch vernachlässigbar ist. Zur Überprüfung wurde der Lastfall eines solchen geologischen Szenariums für zwei verschiedene Anfangszeitpunkte gerechnet (Kap. A6.4.2): Für 13.5 Ma (Mittleres Miozän) und für 6 Ma (Ende Miozän). Die Simulationen ergaben in beiden Fällen identische Potentialverhältnisse für den heutigen Zeitpunkt (VINARD 1997). Die Hauptarbeiten konzentrierten sich daher in der Folge auf die Modellierung von Lastfällen im Quartär bzw. Pleistozän (Gletscherrückzug und Differentialerosion). Die geologischen Szenarien und die Prozesse, die im Pliozän und Quartär abgelaufen sind, werden im folgenden beschrieben.

Das Quartär ist im Vergleich zum Miozän und Pliozän gut bekannt und beinhaltet eine Vielzahl von geomorphologischen Phänomenen, die für die hydrogeologischen Verhältnisse des Wirtgesteins am Wellenberg von Bedeutung waren. Gletschervorstösse und -rückzüge bewirkten zum einen eine direkte Änderung des Porenwasserdrucks im geringdurchlässigen Untergrund, zum anderen verstärkten sie die Erosion, was zur Abnahme der Auflast und damit des Porenwasserdrucks führte. Ziel der Untersuchungen war die Bestimmung der für die heutigen Druckverhältnisse massgebenden Komponenten, auch im Hinblick auf eine Prognose der zukünftigen Entwicklung.

Während der grössten Vergletscherung (s. Fig. 2.3-6) erfolgte die glaziale Tiefenerosion bzw. Differentialerosion vor allem im Alpenvorland und am Alpenrand. Während den späteren Vergletscherungen wurden rückwärtige Abschnitte der vorher tektonisch

angelegten Alpentäler ausgekolkt. Diese rückschreitende, meistens bis auf die Felsoberfläche reichende Differentialerosion erklärt die zahlreichen pleistozänen Bergstürze (Wegfallen der Stützwirkung des Eiskörpers). Ein Beispiel dieser Differentialerosion ist der grosse Rutsch von Altzellen an der Westflanke des Eggeligrats, der nach KLEMENZ (1995) unmittelbar nach der vorletzten Vergletscherung niedergegangen ist.

Basierend auf neuen glaziologischen Erkenntnissen (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996) wird davon ausgegangen, dass sich sowohl der Vorstoss als auch der Rückzug der eiszeitlichen Gletscher innerhalb von wenigen Jahrhunderten vollzog. Es ist ebenfalls gesichert, dass es im Schweizer Alpenraum während den verschiedenen Eiszeiten hauptsächlich sogenannte temperierte Talgletscher gab. Der Wellenberg liegt in geringer Entfernung vom Nährgebiet der Engelberger- und Bannalp-Sinsgäu-Gletscher. Der Vorstoss in die Täler erfolgte so schnell, das die Ausbildung einer Permafrostsohle vor der Ankunft der Gletscher ausgeschlossen werden kann. Permafrost war nur in Lagen über 1'400 m ü.M. möglich, d.h. über dem mittleren Eisstand (HAEBERLI 1994). Dies bedeutet, dass während der Eiszeit an der Basis eines temperierten Gletschers sowohl Schmelzwasser als auch Grundwasser drainiert werden konnte. Somit war der weitgehende Abbau der vom Gletscher verursachten Überdrücke im kompressiblen Untergrund bereits während der Eisauflast möglich. Die Nomenklatur der Eis- und Warmzeiten wurde von SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK (1996) übernommen und für Modellierungszwecke ergänzt (Tab. A6-1).

Diese Ausführungen zeigen, dass zwei Hauptfaktoren zur Wahl der nachstehenden Lastfälle und Modellierungen führten: Der für die UDZ relevante Zeitraum und der während der Modell-Zeitspanne ausschlaggebende geologische Prozess.

Den Unterdruck-Modellierungen liegen demnach zwei verschiedene geologische Szenarien zugrunde: Im Eiszeit-Szenarium werden besonders die Auswirkungen der Riss- und Würm-Vergletscherungen im Pleistozän auf die Potentialverteilung im Wirtgestein untersucht. Das alpine Erosionsszenarium geht von der pliozänen Denudation aus; die eigentlichen Berechnungen konzentrieren sich auf die eiszeitliche Differentialerosion im Pleistozän.

A6.3 Modellierung von Unterdrücken durch Gletscherentlastung

A6.3.1 Geologische Grundlage und Modellierungsansatz

Basierend auf der Literatur zur quartärgeologischen Entwicklung des helvetischen Raums rekonstruierte KLEMENZ (1995) die auf den Standort bezogenen geologischen Verhältnisse, die als Grundlage für die zwei dargelegten Modellbetrachtungen dienen (Tab. A6-3, Fig. A6-2):

Der Lastfall Q1 "quartärgeologische Entwicklung des Standortgebietes während der zwei letzten markanten Eiszeiten" (Dauer: ca. 200'000 a) wurde mit einem zweidimensionalen Modell (entlang Schnitt Q-Q') simuliert (Tab. A6-1).

Tabelle A6-1: Dauer und Definition der für die Lastfälle Q1 und Q2 relevanten Eiszeiten

Zeitraum[1] [a BP]	Definition (nach SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK)[2]	Frühere Definition	Verwendetes Modell	
ca. 14'600 - 28'000	Letzte Vergletscherung II	Würm s.l.	Q1	Q2
ca. 28'000 - 60'000	Interstadial von Gossau	Würm s.l.	Q1	Q2
ca. 60'000 - 115'000	Letzte Vergletscherung I	Würm s.l.	Q1	Q2
ca. 115'000 - 140'000 ?	Interglazial (Eem)	Interglazial	Q1	---
ca. 185'000 - 140'000 ?	Vorletzte Vergletscherung	Riss s.l.	Q1	---

[1] Die Zeiträume beziehen sich auf die Verhältnisse im Alpenvorland

[2] s. Figur 2.3-6

Zusätzlich wurden mit dem Lastfall Q2 die "zwei Eisvorstösse der letzten (Würm-) Eiszeit" (Dauer: ca. 115'000 a) im Rahmen der Arbeiten der 3D-Regionalmodellierung simuliert.

Die Kopplung zwischen der Auflaständerung und der Hydraulik erfolgt durch die Verwendung des in Kapitel A6.2.3 eingeführten Quellterm-Ansatzes. Dieser Ansatz erlaubt es, im 3D-Raum (z.B. Regionalmodell) die geologischen Vorgänge mit einem herkömmlichen transienten Grundwassermodellierungsprogramm zu simulieren (z.B. "CASA", in KUHLMANN 1994).

Eingabeparameter

In einem ersten Schritt wurden die Eingabeparameter K und S_s mittels inverser Modellierung optimiert (VINARD 1997). Diese optimierten Parameter wurden in einem Test-Rechenfall verwendet; allerdings aus historischen Gründen mit den in Schichten gegliederten hydrogeologischen Einheiten nach alter Definition (VINARD & LAVANCHY 1994). Die geschätzten K-Werte waren: $9.35 \cdot 10^{-10}$ m/s für die mitteldurchlässige Einheit B, $3.95 \cdot 10^{-13}$ m/s für die geringdurchlässige Einheit C und $2.82 \cdot 10^{-13}$ m/s für die sehr geringdurchlässige Einheit D. Der geschätzte spezifische Speicherkoeffizient S_s lag bei $3.87 \cdot 10^{-6}$ m^{-1} für die Einheit C und $3.51 \cdot 10^{-6}$ m^{-1} für die Einheit D. Aus Gründen der Konsistenz mit der Modellierung für den Geodatensatz (Kap. 7.7) wurden die Modellrechnungen nachträglich auch mit dem K-Modell (Kap. 7.4) gerechnet (Tab. A6-2).

Aus der Parameterschätzung geht hervor, dass für die Entstehung von Unterdrücken die K- und S_s-Werte des gering- bis sehr geringdurchlässigen Wirtgesteins massgebend sind. K- und S_s-Werte in den Nebengesteinseinheiten spielen eine untergeordnete Rolle. Die K-Werte in den Kalken können über nahezu vier Grössenordnungen variieren, ohne dass dadurch die Potentialverhältnisse im Wirtgestein signifikant beeinflusst werden. Die Aussage im Kapitel 7.7, dass die Auswirkung der K-Werte in den Kalken der Drusberg- und Axen-Decke sehr gering ist, wird dadurch bestätigt.

Tabelle A6-2: Eingabeparameter für die Modellierung der Lastfälle Q1 und Q2

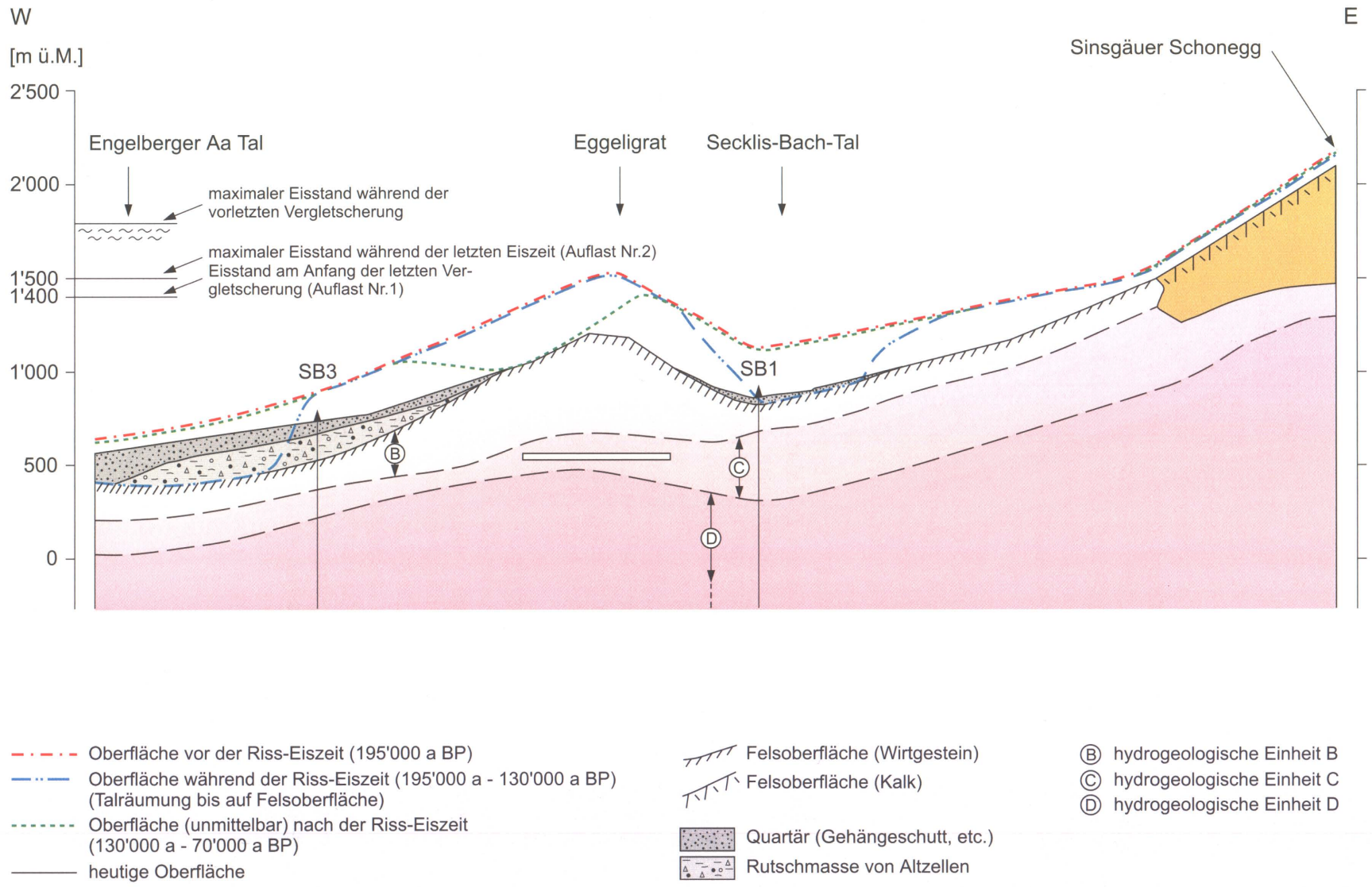
Hydrogeologische Einheit	K [m/s]	S_S [m^{-1}]
Quartär	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Rutschmasse	$1 \cdot 10^{-8}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Wirtgestein	aus K-Modell	$4 \cdot 10^{-6}$
Kalke der Axen-Decke	$1 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Kalke der Drusberg-Decke	$2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Äquivalent der Wissberg-Scholle	$1 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Parautochthon	$1 \cdot 10^{-8}$	$4 \cdot 10^{-6}$

A6.3.2 Modellierung Lastfall Q1

In der simulierten Zeitspanne (ca. 200'000 a) ergibt sich eine relativ komplexe Abfolge, die aus zwei durch ein Interglazial getrennten Eiszeiten besteht (Tab. A6-3). In diesem Zeitraum ereigneten sich auch Rutschungen und Sackungen sowie eine flächenhafte Erosion der Geländeoberfläche. Besonderes Gewicht wurde auf die Abschätzung der relativen Beiträge zur Entwicklung der UDZ durch Eisabbau und Erosion gelegt. Das im Alpenvorland dokumentierte Interstadial der letzten Vergletscherungen wurde in diesem schematischen Lastfall vernachlässigt. Es wurde auch angenommen, dass sowohl Eisaufbau als auch Eisabbau relativ langsam erfolgten.

Tabelle A6-3: Geologische Entwicklung seit der vorletzten Vergletscherung

Etappe	Zeit [a BP]	Zustand	Dauer [a]	Prozess, Lastfall
0	195'000	Interglazial		
1	190'000		5'000	Eisaufbau
2	145'000	Vorletzte Vergletscherung	45'000	Eisauflast
3	130'000		15'000	Eisabbau
4	129'900	Rutschung Altzellen	100	Anfang des Interglazials
5	70'000	Interglazial	59'900	Denudation
6	65'000	Letzte Vergletscherung Auflast 1	5'000	1. Eisaufbau
7	40'000	Letzte Vergletscherung Auflast 1	25'000	Eisauflast
8	30'000	Letzte Vergletscherung Auflast 2	10'000	2. Eisaufbau
9	20'000	Letzte Vergletscherung Auflast 2	10'000	Eisauflast
10	10'000	Letzte Vergletscherung Auflast 2	10'000	Eisabbau
11	0	Interglazial	10'000	Denudation



Figur A6-2: Entwicklung der Topographie im Lastfall Q1 (Schnitt Q-Q')

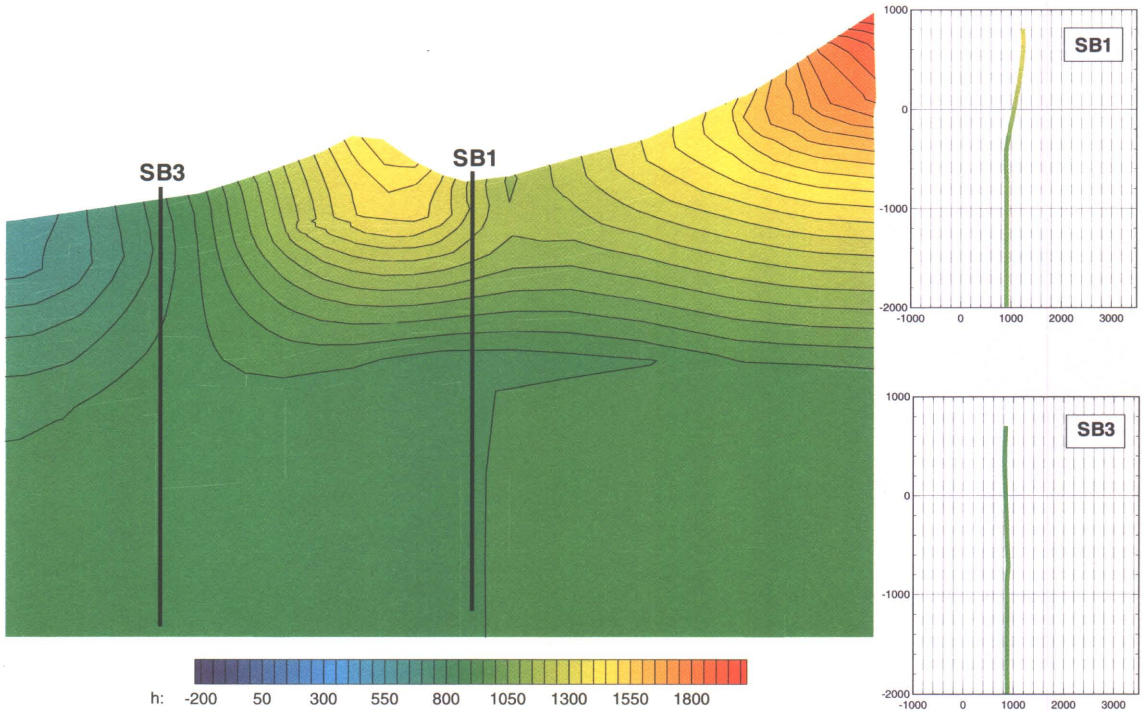
Resultate der Modellierung Q1

In den Figuren A6-3a bis A6-3d ist die Entwicklung der Potentialverteilung zu verschiedenen Zeitpunkten dargestellt. Jedes Bild zeigt die simulierten Isopotentiallinien, dazu auf der rechten Seite die entsprechenden Potentialprofile in den Referenzbohrungen SB1 und SB3. Figur A6-3a stellt die Situation vor 195'000 a dar. Für diesen Anfangszeitpunkt wurden stationäre Fliessverhältnisse vorgegeben. Die Figuren A6-3b und A6-3c stellen die Potentialverhältnisse nach der vorletzten Vergletscherung (vor 130'000 a) und nach den letzten Vergletscherungen (vor 10'000 a) dar. Der Potentialverlauf entlang der Sondierbohrung SB1 ist nach beiden Eiszeiten etwa gleich. Für SB3, wo die Eisauflast während der vorletzten Vergletscherung höher war als während der letzten Vergletscherungen, resultiert am Ende der vorletzten Vergletscherung ein tieferes Potentialminimum.

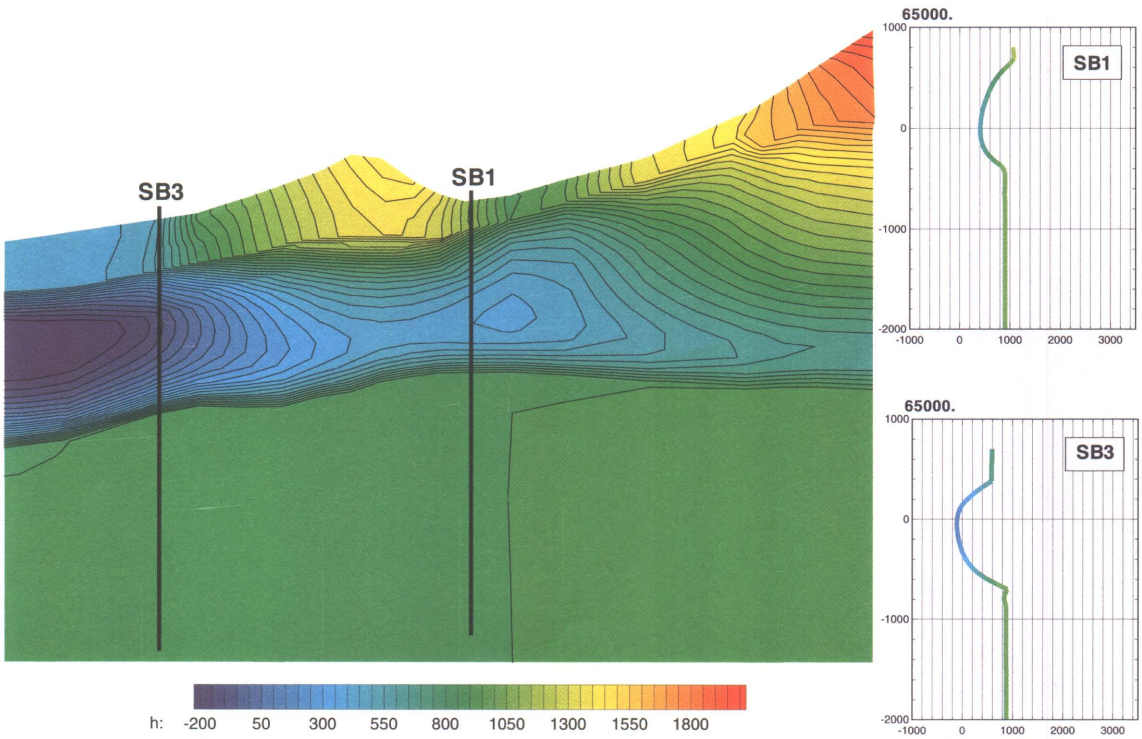
Aus der Betrachtung der Figuren A6-3a bis d geht weiter hervor, dass die UDZ (d.h. die Isopotentiallinie H = 500 m ü.M.) unterhalb der Endlagerkote eine vertikale Einengung erfährt. Dieses Phänomen ist auf die zweidimensionale Auslegung des Modells zurückzuführen und darf nicht überinterpretiert werden (vgl. Modellierung Q2).

Figur A6-4 zeigt für den Lastfall Q1 die Entwicklung der Potentialwerte an drei Referenzpunkten über den modellierten Zeitraum. Diese Referenzpunkte sind die Orte der heute beobachteten Potential-Minimalwerte in SB1 und SB3 sowie der Durchstosspunkt der vertikalen Projektion der Kuppe des Eggeligrats durch die Endlagerebene (540 m ü.M.). Die gestrichelten Linien zeigen die Koten der drei Referenzpunkte. Die dargestellten Potentialkurven resultieren aus der Entwicklung der Eisauflast und der Erosion bei ändernden Randbedingungen. Die Simulation der einzelnen Beiträge zur Druckentwicklung mit Hilfe der Dekonvolutions-Methode zeigt, dass für den betrachteten Zeitraum die Eisentlastung den grössten Anteil an der Genese der UDZ hat, nämlich auf SB3 bezogen rund 80 % (vgl. VINARD 1997).

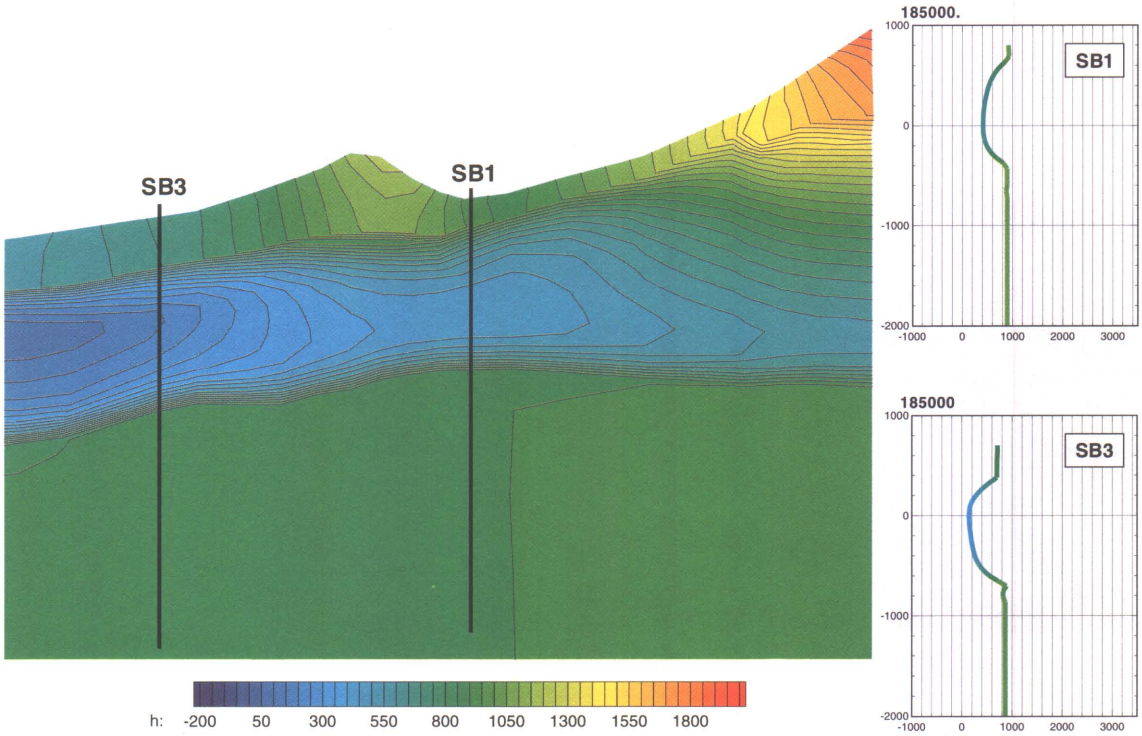
Aus Figur A6-4 ist weiter ersichtlich, dass die Auflastveränderungen die Potentiale in der tieferen SB3 stark, die Potentiale auf Endlagerniveau aber nur wenig beeinflussen. Der Grund dafür ist, dass das Endlager gegenüber den Referenzpunkten in SB1 und SB3 im oberen, heute höherdurchlässigen Bereich des Wirtgesteins liegt. Die unterschiedlichen Koten der Bohransatzpunkte SB1 und SB3 (Höhendifferenz ca. 200 m) erklären auch den Potentialunterschied am Ende der Simulationsperiode. Dieser Unterschied baute sich während den letzten Vergletscherungen vorübergehend weiter aus. Dies ist ein Effekt der zusätzlichen Auflast der Rutschmasse nach Ende der vorletzten Vergletscherung. Das Potentialminimum in SB1 reagierte auf den Rutsch zwar nicht direkt, erfuhr aber später auch einen Anstieg, was durch die Verlagerung des Eggeligrats nach Osten infolge des Rutschs verursacht wurde (Fig. A.6-2).



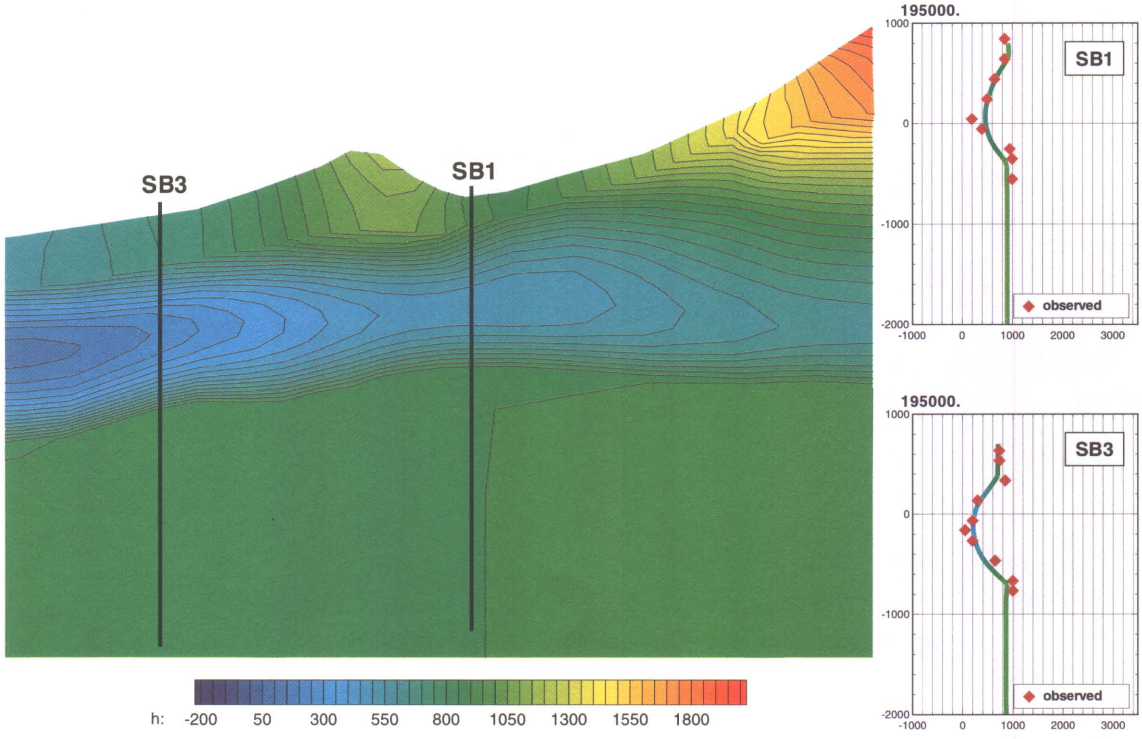
Figur A6-3a: Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung zu Beginn der vorletzten Vergletscherung (195'000 a BP)



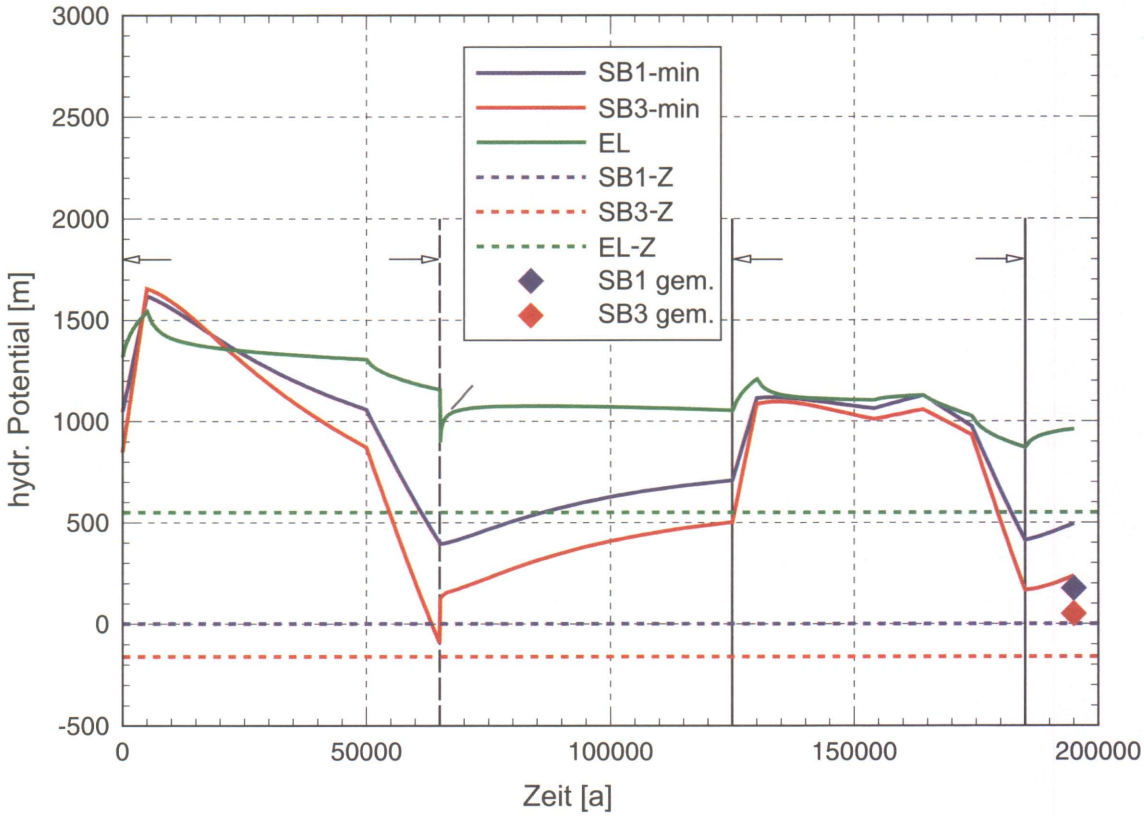
Figur A6-3b: Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung unmittelbar nach Ende der vorletzten Vergletscherung (135'000 a BP)



Figur A6-3c: Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung unmittelbar nach Ende der letzten Vergletscherung II (10'000 a BP)



Figur A6-3d: Modellierung Q1: Simulierte Potentialverteilung heute, d.h. 10'000 a nach Ende der letzten Vergletscherung II



Figur A6-4: Lastfall Q1: Simulierte Potentialentwicklung an verschiedenen Referenzpunkten (Potentialminima in SB1 und SB3, sowie auf Endlagerkote 540 m ü.M.)

Dank der temperierten Verhältnisse an der Gletschersohle wurde der durch die Eisauflast entstandene Porenwasserüberdruck noch während den Eiszeiten allmählich abgebaut. Dieser Effekt war während der vorletzten Vergletscherung besonders ausgeprägt. Während der letzten Vergletscherungen blieben die Überdrücke auf einer höheren Ebene, weil im zweiten Teil dieser Vergletscherungen die Eisauflast um weitere 100 m zunahm. Das 60'000 a dauernde Eem- Interglazial reichte nicht aus, um die während der vorletzten Vergletscherung verursachte Druckanomalie vollständig abzubauen. Dies erklärt, weshalb die letzten Vergletscherungen trotz geringer Auflast beinahe gleichgrosse Unterdrücke in SB1 und SB3 verursachten. Aufeinanderfolgende, durch relativ kurze Warmzeiten getrennte Eiszeiten scheinen demnach lange dauernde Unterdrücke zur Folge zu haben.

A6.3.3 Modellierung Lastfall Q2

Im Lastfall Q1 war der Einfluss einer Abfolge von Ereignissen wie Eiszeiten und Bergrutsch ohne Feingliederung der Eiszeiten und ohne Anspruch auf eine realistische Raumlage der UDZ untersucht worden. Im Lastfall Q2 wird mit einer 3D- Modellierung der spezifische Einfluss der letzten Vergletscherungen auf die Potentiale im Wirtgestein analysiert; weiter wird die Grundlage für die im Regional- und Endlagermodell (Kap. 7.7) verwendete Grösse und Raumlage der UDZ geschaffen.

Der modellierte Lastfall Q2 basiert auf der in Tabelle A6-4 zusammengefassten Abfolge von Ereignissen und erstreckt sich über eine Dauer von 116'000 a.

Tabelle A6-4: Lastfall Q2: Chronologischer Ablauf

Zeit [a BP]	Zustand / Ereignis	Dauer [a]	Prozess / Lastfall (Belastung / Entlastung)
116'000	---	---	Stationäre Verhältnisse
115'000	Aufbau der letzten Vergletscherung I	500	Eisschicht, keine Erosion
60'000	Letzte Vergletscherung I	55'500	Eisauflast
59'500	Abbau der letzten Vergletscherung I	500	Lokalgletscher
60'500	Denudation	1'000	Erosion: 50 m (50 mm/a)
28'000	Interstadial von Gossau	31'000	Erosion
?	Aufbau der letzten Vergletscherung II	500	Eisschicht
18'000	Letzte Vergletscherung II	9'500	Eisauflast 1
17'500	Letzte Vergletscherung II	500	Erhöhung der Eisauflast 1 bis 2
14'500	Letzte Vergletscherung II	3'000	Eisauflast 2
13'500	Denudation	1'000	Erosion: 50 m (50 mm/a)
11'000	Vollständiger Eisrückzug	2'500	Eisabbau, Erosion
0	Postglazial (Holozän)	11'000	---

Anfangs- und Randbedingungen

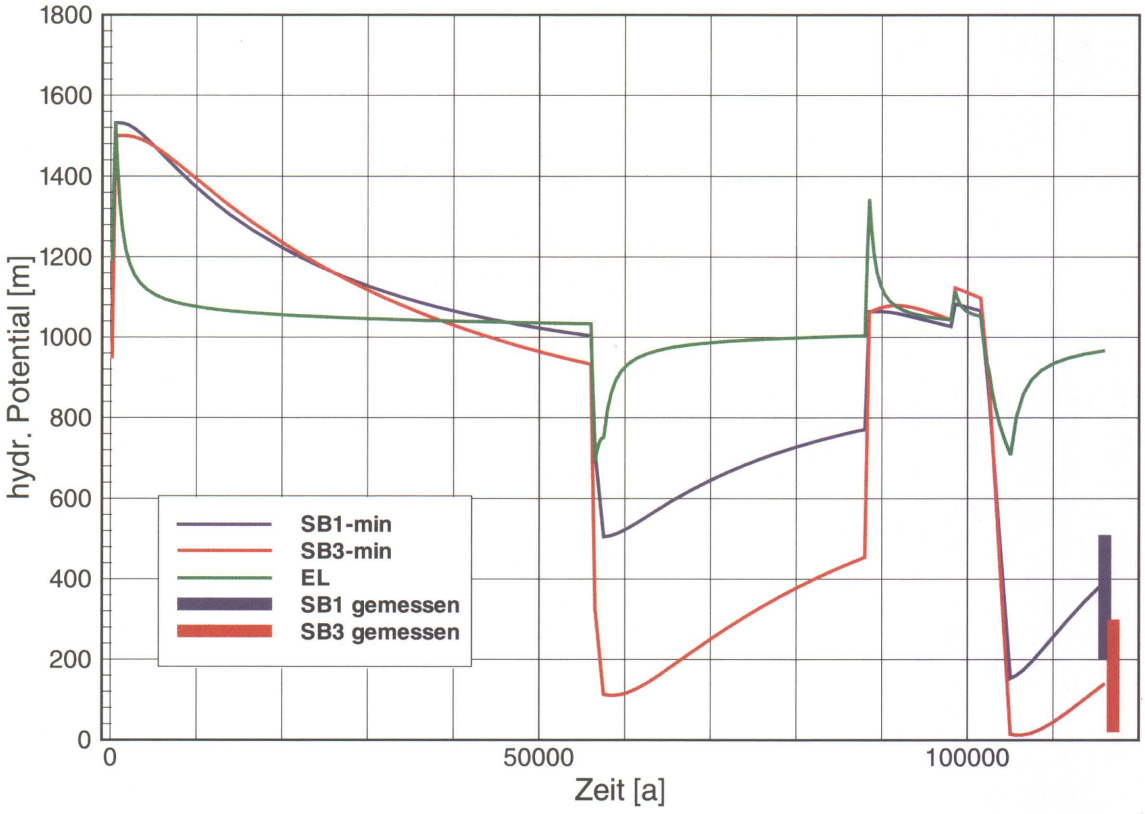
Es wurde davon ausgegangen, dass die lokalen Sinsgäuer- und Bannalp-Gletscher während des Gossau-Interstadials und auch am Ende der letzten Vergletscherung II noch vorhanden waren. Diese Lokalgletscher zogen sich langsam in höhere Lagen zurück, bis sie vor etwa 11'000 a völlig abschmolzen. Die Modell-Randbedingungen und K-Verteilung entsprechen denjenigen des Rechenfalls RT200-r_0 im Regionalmodell (Kap. 7.7.4).

Resultate der Modellierung Q2

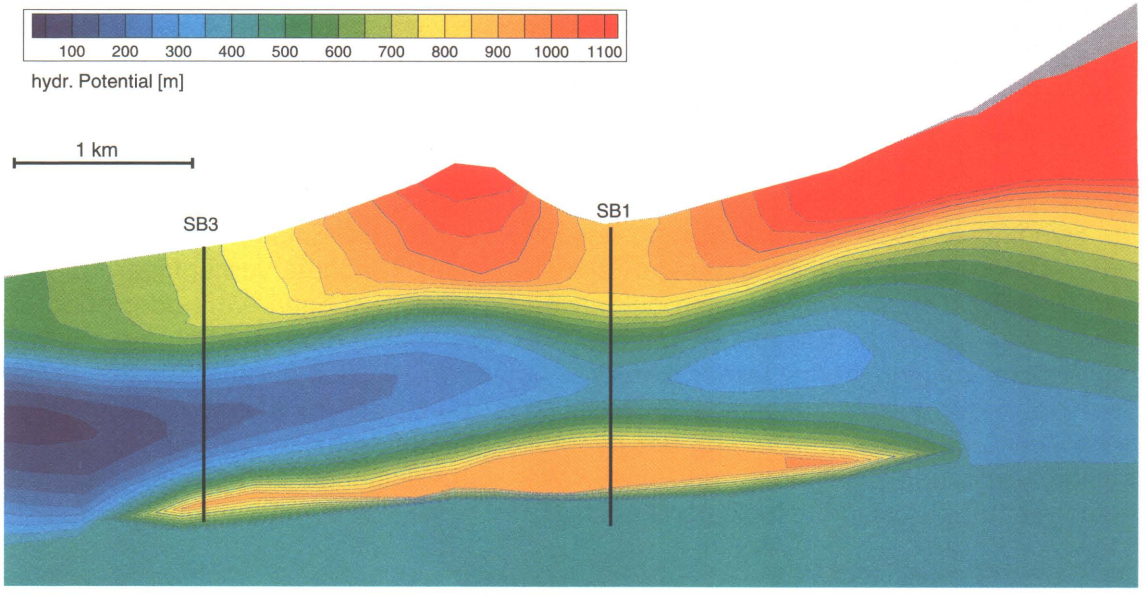
In Figur A6-5 ist die Entwicklung der hydraulischen Potentiale für den Lastfall Q2 dargestellt (analog zur Fig. A6-4, Modellierung Q1). Wie bei Q1 ergibt sich auch bei Q2 das tiefste Potential jeweils kurz nach der Entlastung infolge eines Gletscherrückzugs. Die absoluten Tiefstwerte der Potentiale sind nicht allein von der Grösse der Belastung/Entlastung abhängig, sondern auch von deren Dauer.

Die aus der Modellierung Q2 resultierenden Potentialwerte stimmen mit der Bandbreite der heutigen Messwerte in SB1 und SB3 recht gut überein. Ein Vergleich der in den Figuren A6-6a und b dargestellten Potentialverteilungen im Wirtgestein von Q2 mit denjenigen der Modellierung Q1 (Fig. A6-3) zeigt folgendes:

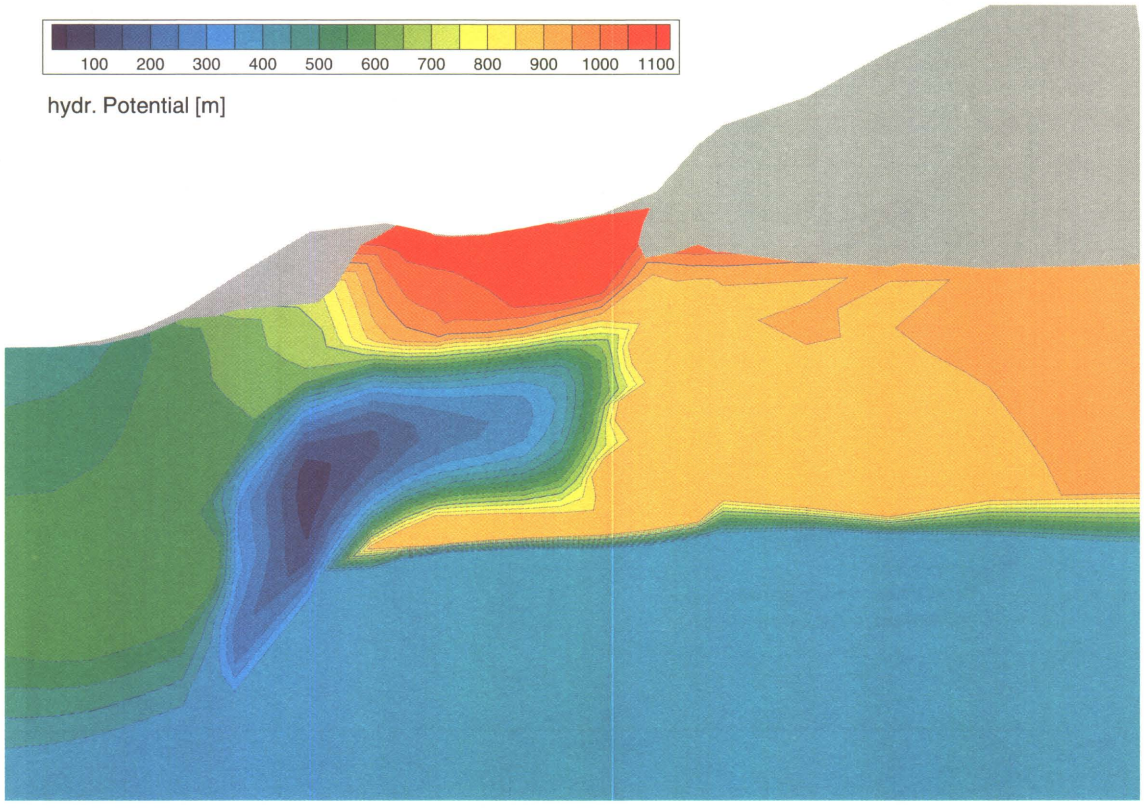
Die UDZ ist im dreidimensionalen Modell Q2 homogener ausgebildet als in Q1. Die verzögerte Eisentlastung im östlichen Modellgebiet spiegelt sich in der Entwicklung der Unterdrücke. Der Unterdruck in Q2 verstärkt sich von E nach W (Fig. A6-6a) und weist die im Modell Q1 beobachtete Einbuchtung der UDZ unterhalb des Eggeligrats nicht auf. Diese UDZ ist im Vergleich mit der im Regional- und Endlagermodell verwendeten Geometrie der UDZ (Fig. 7.5-1) ausgedehnter.



Figur A6-5: Lastfall Q2: Simulierte Potentialentwicklung während den letzten Vergletscherungen an verschiedenen Referenzpunkten (Orte der Potentialminima in SB1 und SB3 sowie auf Endlagerkote 540 m ü.M.)



Figur A6-6a: Modellierung Q2: Simulierte Potentialverteilung im Schnitt Q-Q' zum heutigen Zeitpunkt



Figur A6-6b: Lastfall Q2: Simulierte Potentialverteilung im Schnitt D-D' zum heutigen Zeitpunkt

A6.3.4 Folgerungen aus der Betrachtung der Eiszeit-Szenarien

Die glazialen Szenarien setzen nach dem Prinzip der einfachsten Erklärung keine komplexen Prozesse voraus, wie z.B. tektonische Spannungsumlagerung, Zeitabhängigkeit von Schlüsselparametern etc. Die beiden berechneten Lastfälle sprechen für die Hypothese, dass die Veränderung der Eisauflast für die Entstehung der hydraulischen Unterdrücke der massgebende Faktor ist. Unter Annahme vernünftiger Modelle und Diffusivitätswerte verursachten die letzten Vergletscherungen – mit oder ohne einen Beitrag durch die Erosion – hydraulische Unterdrücke, die plausibel und mit den heute beobachteten Verhältnissen konsistent sind. Im Hinblick auf die Konservativität von Prognosen für die zukünftige Entwicklung ist damit der kürzestmögliche geologische Zeitraum für die Entstehung der hydraulischen Unterdrücke definiert, d.h. es ist für ihre Erklärung nicht nötig, auf eine weiter zurückliegende und länger dauernde geologische Enwicklung zurückzugreifen.

A6.4 Modellierung von Unterdrücken durch Erosion

A6.4.1 Geologische Grundlage und Modellierungsansatz

Ziel dieser Modellbetrachtung war die Abschätzung des Beitrags von Erosions-prozessen, namentlich der durch Gletscherrückzug verstärkten Differentialerosion der Geländeoberfläche zur Entstehung und Aufrechterhaltung von hydraulischen Unterdrücken am Wellenberg. Die kritische Frage war also nicht, ob Erosion/Denudation und besonders Differentialerosion Unterdrücke produzieren, sondern wie gross ihr Anteil an der Entstehung der Unterdrücke im Vergleich zu der im Abschnitt A6.3 untersuchten reinen Eisentlastung sein kann.

Langfristige Erosionsszenarien sind im Vergleich zur Rekonstruktion der glazialen Geschichte mit wesentlich höheren Unsicherheiten behaftet. Die entsprechenden geologischen Szenarien und die daraus abgeleiteten Modelle sind deshalb eher schematisch. Das Schwergewicht wurde denn auch mehr auf die Eruierung der massgeblichen Prozesse gelegt (z.B. Einfluss von Materialeigenschaften oder von anisotropen Spannungsverhältnissen) als auf eine "richtige" Abfolge der geologischen Ereignisse.

Die Untersuchung des Erosionsszenariums als Alternative zur Vergletscherungs-Hypothese ist aufgrund folgender Überlegungen sinnvoll: Erosion verursacht eine Dekompaktion des Gesteins, ohne dass es unmittelbar vorher zum Aufbau von Porenwasserüberdrücken kommt wie zu Beginn der Eiszeiten. Erosion wird aus diesem Grund auch in Gebieten, die keine Vereisung erfahren haben, als treibende Kraft postuliert (A6.1.2). Zudem braucht es aufgrund des Dichteunterschieds zwischen Fels und Eis für dieselbe Auflastreduzierung fast dreimal weniger Abtrag von Fels als von Eis. Schliesslich hat das Szenarium Differentialerosion noch den Vorteil, dass tendentiell eher Hänge als Talböden entlastet werden, was Unterdrücke im zentralen Teil des Wellenbergs (unter dem Eggeligrat) am besten zu erklären vermag.

Die Simulationen wurden mit dem Rechencode "ABAQUS" (ARISTORENAS 1992) durchgeführt. Sie basieren auf der Koppelung von Deformation und Porenwasserdruck ("coupled deformation - pore pressure behaviour") nach der Konsolidationstheorie von BIOT (1941).

Das Wirtgestein am Wellenberg wurde aufgrund seiner geologischen Geschichte durch wiederholte (tektonische und glaziale) Belastung sehr stark komprimiert (geotechnisch: überkonsolidiert). An oberflächennahen Gesteinsproben wurde dies mittels geomechanischer Laboruntersuchungen nachgewiesen (Kap. 7.4.3). Das mechanische Verhalten eines überkonsolidierten Gesteins ändert während einer Dekompaktion nur geringfügig. Aus diesem Grund wurde die Annahme getroffen, dass Verformungsverhalten bzw. Elastizität, Porosität und Poisson-Verhältnis über den ganzen modellierten Zeitraum hinweg konstant bleiben. Um diese Annahme zu verifizieren, wären allerdings Langzeit-Konsolidierungsversuche notwendig.

Zweidimensionale Modellrechnungen wurden im Profil Q-Q' durchgeführt. Für das Modellgebiet wurden die Bedingungen "plane strain" (ebene Verformung) und "zero lateral strain" (keine seitliche Verformung) vorgegeben.

A6.4.2 Modellierung des Erosionsszenariums

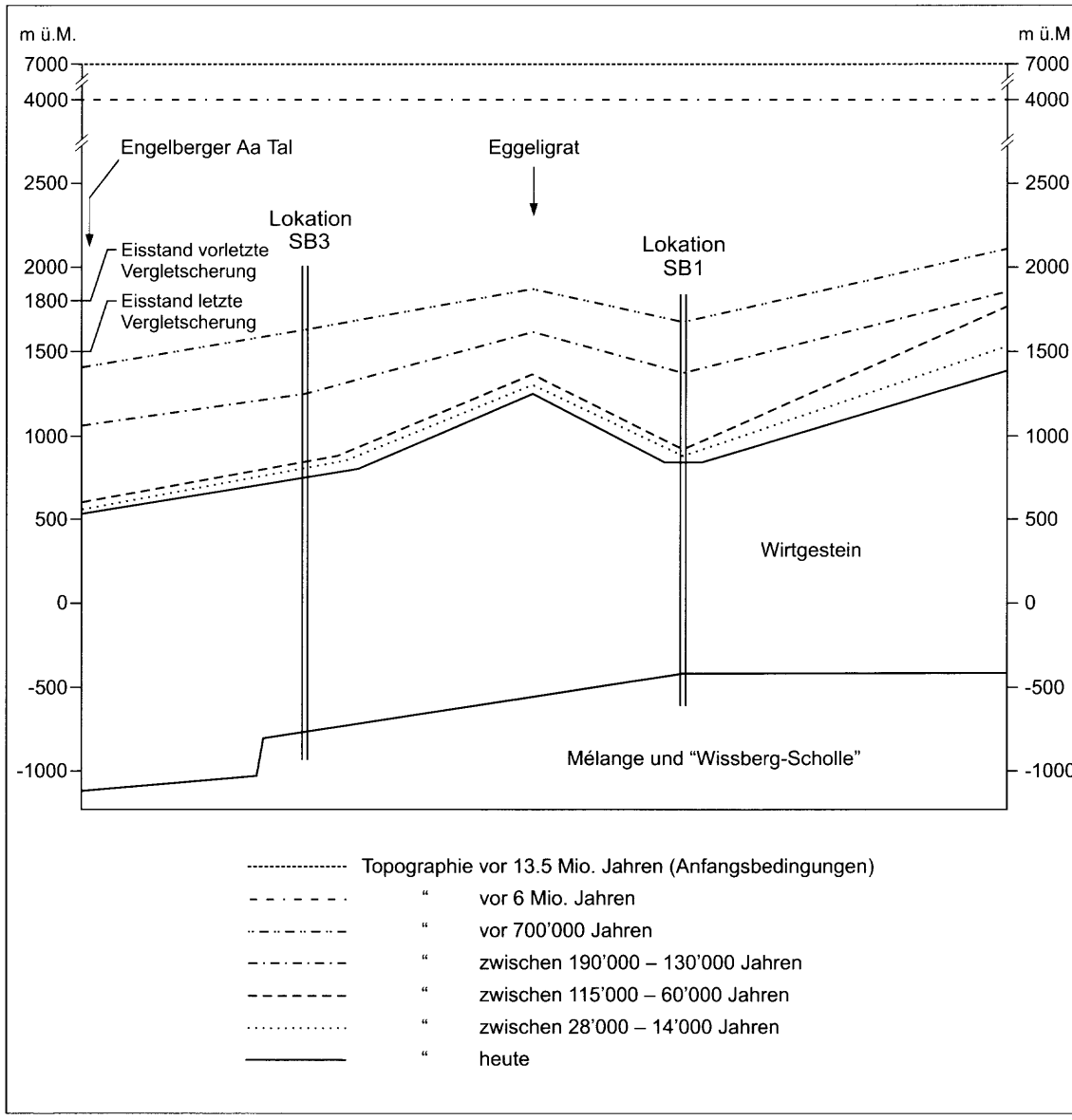
Die Modellierung des Erosionsszenariums erfolgte anhand von drei verschiedenen Last- bzw. Rechenfällen. Der Ablauf sowie die Eckdaten des Erosionsszenariums sind aus Tabelle A6-5 ersichtlich. Als Anfangsbedingung wurde eine Überlagerung des Wirtgesteins von rund 6'500 m vor 13.5 Millionen Jahren im interessierenden Bereich, bezogen auf die Endlagerkote angenommen. Während der ersten 7.5 Millionen Jahre wurden die obersten 3'000 m gleichmässig abgetragen. Die Differentialerosion setzte erst im Zusammenhang mit den quartären Eiszeiten ein, d.h. mit Beginn der grössten Vergletscherung vor ca. 780'000 a (Tab. A6-5, Fig. A6-7). Die mit der Talbildung verbundenen Erosionsraten erhöhten sich gegenüber den mässigen Denudationsraten des Pliozäns um ein bis zwei Grössenordnungen.

Die durchgerechneten drei Lastfälle sind wie folgt gekennzeichnet:

- Im Lastfall A erfolgt eine kontinuierliche Erosion der Modelloberfläche. Die Erosionsraten wurden aus den vorgegebenen Entwicklungsstadien abgeleitet (lineare Interpolation zwischen den Geländeoberflächen der Profile, Fig. A6-7). Vergletscherungen wurden nicht berücksichtigt.
- Auch im Lastfall B wurde keine Eisauflast berücksichtigt. Der Unterschied zum Rechenfall A besteht in den diskontinuierlichen Erosionsperioden: Die Abtragung konzentrierte sich auf die Warmzeiten, was zu erhöhten Erosionsraten führte. Während der Eiszeiten blieb die topographische Oberfläche unverändert.
- Lastfall C basiert auf demselben Erosionsschema wie Lastfall B. Zusätzlich wird aber ab Beginn der vorletzten Vergletscherung vor 190'000 a die Eisauflast während der Eiszeiten berücksichtigt. Frühere Eisstände wurden nicht berücksichtigt, weil deren Auswirkungen auf die Porenwasserdrücke heute kaum noch feststellbar sind, wie die Quartär-Studien gezeigt haben.

Tabelle A6-5: Schematischer Ablauf des Erosionsszenariums

Zeitskala [a BP]	Kurve in Fig. A6-7	Randbedingungen und Prozesse	Dauer [a]	Zustand / Ereignis
13'500'000 6'000'000	------- - - - - - - -	Topogr. Höhe: 7'000 m Erosionsrate: 0,4 mm/a Topogr. Höhe: 4'000 m Erosionsrate: 0,4 mm/a (Eisauflast wird nicht berücksichtigt)	7'500'000 5'300'000	Kontinuierliche Erosion Übergang Miozän - Pliozän und Pliozän - Pleistozän
700'000	- - - - - - -	Einsetzen der Differentialeroison	510'000	
190'000 130'000	- - - - -	Eislast-Aufbau Eisauflast bis 1'800 m Eis-Kollaps	60'000	Vorletzte Vergletscherung
		keine Vergletscherung	15'000	Eem - Interglazial
115'000 60'000	– – –	Eislast-Aufbau Eisauflast bis 1'500 m Eis-Kollaps	55'000	Letzte Vergletscherung I
		keine Vergletscherung	32'000	Interstadial Gossau
28'000 14'000	.....	Eislast-Aufbau Eisauflast bis 1'500 m Eis-Kollaps	14'000	Letzte Vergletscherung II
0	———	keine Vergletscherung	14'000	Interglazial, Übergang zum zum Holozän



Figur A6-7: Entwicklung der Geländeoberfläche im Lastfall A des Erosionsszenariums

A6.4.3 Ergebnisse und Schlussfolgerungen aus der Modellierung der Lastfälle A - C

Die Berechnung des Lastfalls A ergab hydraulische Unterdrücke an allen Referenzpunkten (SB1, Eggeligrat, SB3). Dabei sind die Unterdrücke aufgrund der Spannungsumlagerung unter dem Eggeligrat stärker ausgebildet als unter den Bergflanken (VINARD 1997).

Im Lastfall B werden gegenüber Lastfall A generell stärkere Unterdrücke festgestellt. Dies ist eine Folge der zeitlich konzentrierten Entlastung durch erhöhte Erosionsraten.

Die Ergebnisse des Rechenfalls C zeigen erwartungsgemäss, dass die zusätzliche Berücksichtigung der Eisentlastung die vorhandenen Unterdrücke tendentiell verstärkt.

Die Frage, ob der Eisrückzug oder die Differentialerosion die beobachtete Potentialanomalie stärker geprägt hat, bleibt ungeklärt und könnte – wenn überhaupt – nur mit weiteren Modellrechnungen gelöst werden. Die relativ grossen Parameterbandbreiten und die unvermeidliche Unsicherheit bei der Rekonstruktion der geologischen Vorgänge erlauben es nicht, eine der möglichen Interpretationen auszuschliessen. Trotz dieser Einschränkungen und Vorbehalte lieferten die betrachteten quartären und alpinen Entwicklungsszenarien wichtige Erkenntnisse, die für beide Szenarien zutreffen:

- Die UDZ befindet sich gegenwärtig in einer Abbauphase, deren zeitlicher Verlauf durch die Diffusivität des geringdurchlässigen Mergels bestimmt wird.
- Eine allfällige Reaktivierung der Unterdrücke ist im Zusammenhang mit einer erneuten Vergletscherung denkbar.
- Während einer nächsten Vergletscherung würden durch die Eisauflast die Porenwasserdrücke im Wirtgestein erhöht. Magnitude und Dauer eines nachfolgenden Unterdruck-Phänomens sind von der Dauer des gegenwärtigen Interglazials, der Eismächtigkeit und den relativen Entlastungs-Beiträgen von Eis und Erosion abhängig.
- Die heute beobachteten hydraulischen Unterdrücke sind mit hoher Wahrscheinlichkeit während des Quartärs entstanden. Im Neogen durch Erosion und Denudation entstandene Unterdrücke dürften im Verlauf der langen Zeit abgebaut worden bzw. ihr heutiger Restanteil vernachlässigbar klein sein.

Die Argumente pro und contra eine Entstehung der Unterdrücke durch Gletscherrückzug bzw. Differentialerosion sind:

- Die glazialen Entwicklungsszenarien haben den Vorteil, überzeugende Raumlagen und Druckverhältnisse für die UDZ zu generieren und nach dem Prinzip der einfachsten Erklärung keine komplexen Prozesse einzubeziehen. Die modellierten Lastfälle setzen aber relativ grosse und konstante Eismächtigkeiten während der Vergletscherungen voraus.
- Die pleistozäne Differentialerosion stellt eine plausible Alternative zur Eisentlastung dar. Der Ablauf dauert etwas länger, und es werden keine Schwankungen des Porenwasserdrucks vorausgesetzt; somit ist sie mit den beobachteten Grundwasser-Verweilzeiten im Wirtgestein konsistent. Auf der anderen Seite sind die Annahmen bezüglich Abfolge und Rate der Erosionsprozesse gegenüber der Entwicklung der Eisstände deutlich unsicherer: Wenn die Auskolkung der Täler von Engelberger Aa und Secklis Bach signifikant früher erfolgt ist als modelliert, wäre der Abbau der entsprechenden Druckanomalie wahrscheinlich soweit fortgeschritten, dass die heute gemessenen Unterdrücke damit nicht mehr erklärt werden könnten.

Aufgrund dieser Überlegungen ist es denkbar oder gar wahrscheinlich, dass sowohl Vergletscherungen als auch Differentialerosion einen Beitrag geliefert haben. Der Anteil der Differentialerosion nimmt in dem Masse ab, wie der Reifegrad der morphologischen Entwicklung des Tals der Engelberger Aa unterhalb Grafenort zunimmt. Eine zukünftige Vergletscherung würde demnach dort nur eine geringfügige Differentialerosion verursachen (Kap. 4.7.3) und einen entsprechend geringen Beitrag zur Entwicklung des Porenwasserdrucks leisten.

Für die Plausibilitätsprüfung der Entlastungs-Hypothese zur Entstehung von Unterdrücken werden im folgenden noch die Ergebnisse zweier Studien präsentiert, in denen die Auswirkung von freiem Gas in der fluiden Phase untersucht wurde.

A6.5 Einfluss von Zweiphasenfluss-Bedingungen auf die Entstehung von Unterdrücken durch mechanische Entlastung

Die Konzepte und Modellrechnungen der oben beschriebenen Hypothese der mechanischen Entlastung des wassergesättigten Wirtgesteins sind im wesentlichen bereits in VINARD & McCORD (1991) dargelegt worden. In Ergänzung dazu wurden später die möglichen Einflüsse von allenfalls zusammen mit Grundwasser vorkommendem freiem Gas, d.h. von Zweiphasenfluss-Verhältnissen im Porenraum des Wirtgesteins untersucht (vgl. Vorgehenskonzept A6.2.2).

Im folgenden werden die grundliegenden Konzepte und die wichtigsten Ergebnisse zweier Studien zu diesem Thema zusammengefasst. Die entsprechenden detaillierten Darlegungen finden sich in den zitierten Referenzberichten. Die erste Studie (FINSTERLE 1993) diente zur Prüfung der Hypothese der mechanischen Entlastung bei Anwesenheit von Gas; ihr wurde ein homogenes, äquivalent-poröses Medium (EPM) zugrunde gelegt. In der zweiten Studie (SENGER 1997) wurde die Entlastung des Wirtgesteins in einem heterogenen Modell mit Doppelporosität und Zweiphasenfluss untersucht. Anlass für diese zweite Studie war der Befund, dass isolierte Drusen Gas, jedoch kein oder nur wenig Wasser enthalten (Kap. 4.3.3.2). Für beide Studien wurde der Rechencode "TOUGH" (PRUESS 1990) verwendet.

A6.5.1 Homogenes Zweiphasenfluss-Modell

Das Modell beschreibt eine 600 m mächtige Wirtgesteinssäule, die oben und unten durch höherdurchlässige Gesteinseinheiten begrenzt wird. Untersucht wird der instantane Wegfall von 1'500 m Gletscherauflast. Diese Entlastung verursacht im homogenen (Wasser + Gas)- Zweiphasenfluss-Milieu eine Erhöhung der Porosität, die mit einer instantanen Porenwasserdruck-Erniedrigung verbunden ist. Das Ergebnis des simulierten Abbaus dieses Porenwasser-Unterdrucks ist folgendes:

Bei relativen Sättigungsanteilen von freiem Gas bis zu 10 % bleiben die Schlussfolgerungen der Hypothese einer mechanischen Entlastung auch für Zweiphasenfluss-Verhältnisse gültig. Dieser berechnete Grenzwert wurde in den bisher am Wellenberg durchgeführten hydraulischen Tests und Fluidprobenentnahmen nirgendwo erreicht oder gar überschritten (vgl. Kap. 7.2.2).

Bemerkenswert ist dabei, dass die Entwicklung der Porendrücke infolge mechanischer Entlastung für Einphasen- wie auch für Zweiphasenfluss-Verhältnisse mit fortschreitender Zeit zu ähnlichen Porendruck-Verhältnissen führt. Diese nicht a priori erwartete Feststellung ist auf zwei entgegengesetzte Eigenschaften von Gas zurückzuführen:

Einerseits reduziert die hohe Kompressibilität des Gases (Erhöhung des spezifischen Speicherkoeffizienten) die Grösse des initialen Unterdrucks. Andererseits setzt die hohe Mobilität von Gas die relative Permeabilität für Wasser herab, was die hydraulische Diffusivität verkleinert und eine Verlängerung der Abbaudauer des Unterdrucks bewirkt.

A6.5.2 Heterogenes Doppelporositäts-Zweiphasenfluss-Modell

Die Untersuchungen mit diesem Modell beschränkten sich auf die Gesteinsmatrix. Diese wurde als Doppelporositäts-Medium konzeptualisiert, bestehend aus Makro- und Mikroporen. Die durchlässigen wasserführenden Systeme (WFS) wurden nicht miteinbezogen. In diesem konzeptuellen Modell wird von synthetischen Makroporen ausgegangen, die in etwa der Definition der isolierten Drusen (s. Kap. 4.3.2.2) entsprechen. In Bohrkernen beträgt der Anteil isolierter Drusen in der Palfris-Formation knapp 0.5 Vol.-%, in den tertiären Globigerinenmergeln 0.05 Vol.-%. Mit dem Doppelporositäts-Modell wurde ein synthetischer, sehr konservativer Fall untersucht, für den der Anteil Makroporen am gesamten offenen Porenraum des Wirtgesteins auf 5 - 10 Vol.-% gesetzt wurde, d.h. mehr als das zehnfache der gemessenen Makroporosität. Bezogen auf die Gesteinsmatrix allein (ohne WFS) wird von einer gesamten offenen Porosität von ca. 2 % (bis max. 4 %) ausgegangen. Die Kantenlänge des Elementarvolumens für die statistische Verteilung dieser Poren im Wirtgestein liegt im Dezimeterbereich.

Aufgrund der unterschiedlichen Kapillarkräfte zwischen Makro- und Mikroporen wird angenommen, dass sich vorhandenes freies Gas am Anfang des Diffusionsprozesses in den Makroporen befindet, d.h., dass die Mikroporen wassergesättigt sind. Während unter vollständig wassergesättigten Verhältnissen eine Auflaständerung zu einer äquivalenten Änderung des Porenwasserdrucks führt, hängt die Porendruckänderung in einem Doppelporositäts-Zweiphasen-System in erster Näherung von der Veränderung der Porosität, der relativen Gassättigung in den Makroporen und dem Anfangsporendruck ab.

Mit dem heterogenen Modell wurden zwei Fälle untersucht:

- Im ersten Fall wurde die Porendruckentwicklung zwischen Mikro- und Makroporen in einem repäsentativen Block des Wirtgesteins (Kantenlänge im Meterbereich) modelliert.
- Beim zweiten Rechenfall wurde die gleiche Mächtigkeit (600 m) des Wirtgesteins verwendet wie im homogenen Modell, wobei der Modellbereich aus einer Aufstapelung der Doppelporositätsblöcke des ersten Rechenfalls besteht. Die Entwicklung der Porendrücke wurde mit denselben Vorgaben simuliert wie im homogenen Zweiphasen-Modell.

Resultate und Schlussfolgerungen:

- Beim ersten Rechenfall resultierten für die Makro- und Mikroporen unterschiedliche Porendrücke. In den Makroporen sind die Unterdrücke kleiner als in den Mikropo-

ren. Die Porendruck-Differenz zwischen Makro- und Mikroporen baut sich im Vergleich zur Dissipationsdauer des hydraulischen Unterdrucks schnell ab. Gegenüber der homogenen Modellbetrachtung wird die Auflastreduzierung zu einem kleineren Teil, d.h. zu rund 75 % auf die Porendrücke übertragen. Der verursachte Unterdruck nimmt bei Zunahme von Gassättigung und Porosität ab.

- Aus dem zweiten Rechenfall geht hervor, dass sich der initiale Unterdruck bei gleichen Randbedingungen im Doppelporositäts-Modell langsamer abbaut als in den homogenen Zweiphasenfluss- und Einphasenfluss-Modellen.

Aus beiden Modellbetrachtungen wird gefolgert, dass bei der bevorzugten Hypothese der mechanischen Entlastung unter Annahme vernünftiger Zweiphasenfluss-Parameter die Anwesenheit von freiem Gas im Wirtgestein kein Hindernis ist für die Entstehung und Entwicklung einer Unterdruckzone.

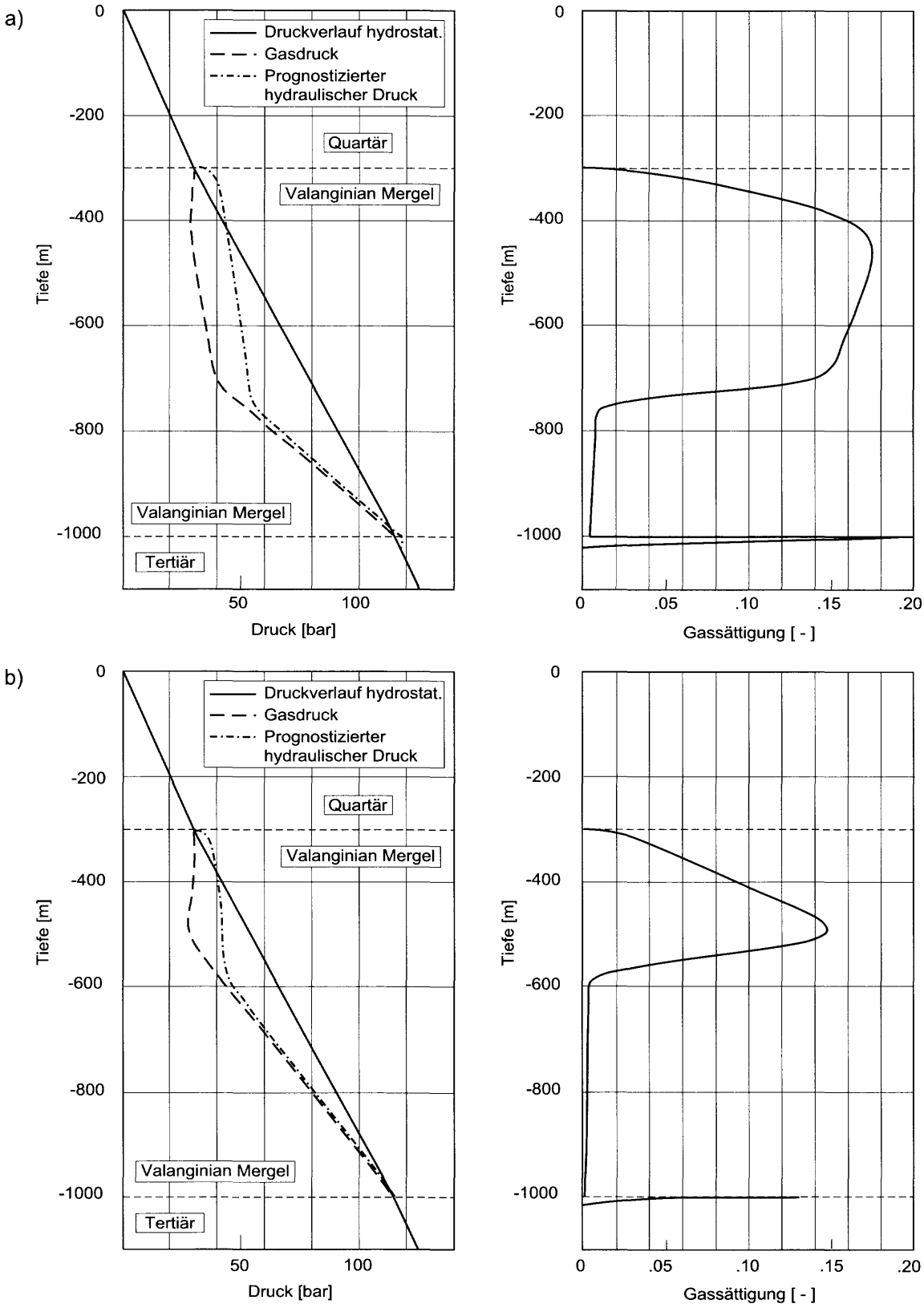
A6.6 Alternative Hypothesen zur Entstehung von Unterdrücken

In den vorstehenden Abschnitten wurden die Szenarien und Untersuchungsergebnisse dargelegt, welche zu einer mechanischen Entlastung des Wirtgesteins als wahrscheinlichstem Prozess und plausible Erklärung für die Entstehung von Unterdrücken führen. Wie in Figur A.6-1 (Abschnitt A6.2.1) dargestellt, wurden auch andere Hypothesen bzw. Prozesse in Erwägung gezogen, die zu Unterdrücken in Mergelformationen führen bzw. dazu beitragen könnten. Diese Betrachtungen erstreckten sich im Wesentlichen den Fluss von freiem Gas sowie auf gekoppelte chemisch-hydraulische Prozesse, namentlich Osmose. Die Befunde dieser Studien werden im folgenden kurz zusammengefasst.

Gasfluss

Freies Gas kann hydraulische Unterdrücke generieren, allerdings nur unter instationären Bedingungen. Wie aus Modellrechnungen hervorging (FINSTERLE et al. 1992), entstehen bei stationären Zweiphasenfluss-Bedingungen nicht Unterdrücke, sondern eher Überdrücke. Damit eine instationäre Gasströmung durch das Wirtgestein zu den Exfiltrationsgebieten stattfinden kann, muss die Gasproduktion entweder aufgehört haben oder stark reduziert worden sein.

Unterdrücke entstehen, indem das aus den Poren entweichende mobile Gas durch weniger mobiles Wasser ersetzt wird. Daraus entsteht eine Verzögerung der Druckkompensation. Es müssen aber noch zwei weitere Bedingungen erfüllt sein: Das Wirtgestein muss sehr geringdurchlässig und durch höherdurchlässige Gesteinseinheiten begrenzt sein. Zudem müssen sich relativ hohe Kapillarkräfte aufbauen können. Die Grösse des erzeugten Unterdrucks hängt einerseits von den charakteristischen Permeabilitäts- und Kapillardruck-Kurven und andererseits von der Mächtigkeit der geringdurchlässigen Einheit ab. Der ausgeprägteste Unterdruck liegt im Bereich der aufwärts migrierenden Front zwischen Gas und Wasser (Fig. A6-8).



Figur A6-8: Prognose-Profile mit Drücken und Gassättigungen im Wirtgestein a) nach 2'500 a und b) nach 5'000 a

Die Gasströmung ist ein instationärer Prozess: Form und Lage der UDZ variieren in Abhängigkeit von der Zeit. Die Dauer des Unterdrucks hängt von vielen Parametern ab (K, S_g, Kapillardruck- und relative Permeabilitätsfunktionen, Mächtigkeit des Aquitards etc.) und reicht von einigen hundert bis ca. 20'000 Jahre.

Zusammenfassend kann aus der Studie abgeleitet werden, dass transiente Gasströmung prinzipiell hydraulische Unterdrücke generieren kann. Für den Wellenberg ist diese Hypothese mit den Feldbefunden und der geologischen Entwicklung des Standorts aber nicht konsistent:

- Wie es aus Figur A6-8 hervorgeht, müssten die hydraulischen Unterdrücke in Verbindung mit hohen Gassättigungen auftreten, d.h. mit teilweise deutlich über 10 % freiem Gas. Weder solche Gassättigungen noch eine Korrelation zwischen Unterdruck und Gassättigung konnten in den Sondierbohrungen am Wellenberg beobachtet werden.
- Nach diesem Modell wäre der hydraulische Unterdruck bereits nach wenigen tausend Jahren abgebaut – es sei denn, die hydraulische Leitfähigkeit wäre noch wesentlich tiefer als angenommen. Es konnte kein Prozess identifiziert werden, der zur Einstellung der Gasproduktion während des Quartärs hätte führen können. Das Gas war während der alpinen Metamorphose produziert worden (Kap. 6.5.2), was mit dem Erklärungsansatz in keiner Weise übereinstimmt.

Aufgrund dieser Argumente wird die Hypothese einer Entstehung der UDZ als ganzes durch instationären Gasfluss als unwahrscheinlich eingestuft. Offen bleibt die Möglichkeit eines (nicht wesentlichen) Beitrags zu den heutigen Druckverhältnissen im Wirtgestein durch lokal und/oder zeitlich beschränkte Vorkommen von freiem Gas.

Chemisch-physikalische Effekte (Osmose)

Laut einer Studie von HORSEMAN (1996) sind theoretisch in tonigen Gesteinen spezifische nicht-hydraulische Prozesse möglich, die tendenziell zu einer Erniedrigung des Porenwasserdrucks führen. Bei Ungleichgewicht der chemischen Konzentration z.B. von zirkulierendem Grundwasser und stagnierendem Formationswasser ist nach dem Prinzip des osmotischen Drucks denkbar, dass sich ein Gradient aufbaut, der diffusiven oder advektiven Transport verursacht, bis der Salinitätsunterschied abgebaut ist. Auch die Wechselwirkungen zwischen den polaren Wassermolekülen in den Zwischenschichten von Tonmineralen und intergranularen Kräften zwischen Ton-Schichtflächen können zu einer sog. "disjoining pressure" führen, die tendenziell eine Herabsetzung des Porenwasserdrucks bewirken kann.

Auch unter Berücksichtigung dessen, dass die genannte Studie nicht abschliessend und die darin zitierte und verwendete Spezialliteratur nicht vollständig sind, erscheint es wenig wahrscheinlich, dass chemisch-physikalische Prozesse dieser Art einen wesentlichen Beitrag zur Entstehung von Unterdrücken liefern konnten, wie sie im Wirtgestein am Wellenberg und an anderen Orten beobachtet wurden. Die Untersuchung nicht-hydraulischer Effekte wurde daher nicht weiter vertieft.

A6.7 Schlussfolgerungen und Prognose der Weiterentwicklung der UDZ

Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse der Untersuchung verschiedener geologischer Szenarien, die Bewertung ihrer Plausibilität, die durchgeführten Modellierungen und der Vergleich mit den geologischen Standortdaten führen zu nachstehenden Schlussfolgerungen:

- Die hydraulischen Unterdrücke sind mit grosser Wahrscheinlichkeit eine Folge der Dekompaktion des geringdurchlässigen Wirtgesteins.
- Die Anwesenheit von Unterdrücken bestätigt die gemessene sehr niedrige Gesteinsdurchlässigkeit und ist konsistent mit den langen Verweilzeiten des Grund- bzw. Formationswassers.
- Unterhalb des geplanten Endlagers gibt es eine ausgedehnte, zusammenhängende UDZ, die einen grossen Teil des Fliessfeldes im Wirtgestein beeinflusst. Diese Situation wirkt sich positiv auf eine Nuklidfreisetzung aus dem Endlager aus.
- Tektonische (kompressive) Spannungen bilden kein Hindernis für die Entstehung von Unterdrücken.
- Es konnten keine Prozesse identifiziert werden, die den Abbau der UDZ beschleunigen.

Prognose der Weiterentwicklung der UDZ

Die zukünftige Entwicklung der UDZ wird einerseits durch die gegenwärtigen Bedingungen (Ausdehnung, Potentialwerte, Gesteinseigenschaften) und andererseits durch die zukünftigen klimatischen und geomorphologischen Verhältnisse bestimmt. Es ist z.Z. noch unbestimmt, ob Eisentlastung oder Differentialerosion der massgeblichere Prozess ist. Hingegen kann davon ausgegangen werden, dass sich die hydraulischen Unterdrücke derzeit in einer Abbauphase befinden, d.h. sich den hydraulischen Drükken in der Umgebung der UDZ angleichen.

Die Dauer des von hydraulischen Unterdrücken beeinflussten Fliessregimes ist sowohl beim Rückblick in die geologische Entstehungsgeschichte als auch für den Ausblick in die Zukunft die wichtigste offene Frage. Für Prognosezwecke erscheint beim aktuellen Kenntnisstand die Annahme berechtigt, dass die abgeleitete Bandbreite der zeitlichen Verhältnisse für die Vergangenheit etwa derjenigen der Weiterentwicklung in der Zukunft entspricht. Ein weitgehender Abbau der Unterdrücke innerhalb etwa 30'000 Jahren ist aufgrund des rein glazialen Szenariums wahrscheinlich. Für den Fall, dass Differentialerosion eine wesentliche Rolle spielt, könnte sich dieser Zeitraum auf mehr als 100'000 Jahre ausdehnen.

Die positive Auswirkung der UDZ auf eine Nuklidfreisetzung aus dem Endlager ist noch schwieriger abzuschätzen, dürfte aber weniger lange anhalten als der eigentliche Abbau der UDZ. Sie wird auf eine Grössenordnung von wenigen 10'000 Jahren geschätzt. Diese Schätzung basiert auf zwei Argumenten: Das Endlager befindet sich nach derzeitiger Planung an der Peripherie der UDZ, wo die Unterdrücke früher abgebaut werden als im Zentrum. Durch Erosions- und Auflockerungsprozesse kommt es

zu einer allmählichen Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit im Endlagerbereich, was zu einer Beschleunigung des Druck-Wiederaufbaus führt.

Die Modellrechnungen haben zu einer räumlich relativ ausgedehnten UDZ geführt. Die UDZ wird gegen oben und an den Nord- und Südgrenzen des Wirtgesteins durch höherdurchlässige hydrogeologische Formationen begrenzt. Aus Mangel an entsprechenden Daten ist nicht bekannt, ob das Tal der Engelberger Aa auch für das geringdurchlässige Wirtgestein der Vorfluter ist und ob hydraulische Unterdrücke auch weiter östlich, z.B. unterhalb der Sinsgäuer Schonegg existieren. Basierend auf einem Rechenfall des Regionalmodells (RT211, Kap. 7.7.4.5) kann schliesslich gefolgert werden, dass ausgeprägte, stark wasserführende Störungen mit hydraulischen Unterdrükken innerhalb des untersuchten Gebirges kaum kompatibel sind. Diese Aussage hat noch nicht abschliessende Gültigkeit; sie muss durch zukünftige Untersuchungen unter Tage erhärtet oder relativiert werden.

A7 ZWEIPHASENFLUSSPARAMETER FÜR DIE ENDLAGERGAS-FREISETZUNG

A7.1 Anlass und Zielsetzungen

A7.1.1 Problemstellung

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 Fliesssysteme 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, werden Abschätzungen der effektiven Zweiphasenflussparameter des Wirtgesteins auf Endlagerebene benötigt.

A7.1.2 Zielsetzungen

Die im Rahmen der Packertests ermittelten Zweiphasenflussparameter (Gasschwellendruck, residuale Wasser- bzw. Gassättigung, Porengrössenfaktor, vgl. Kap. 7.2.2.2) sowie die dazugehörigen Parametermodelle für die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung und die relative Permeabilität (Brooks-Corey, van Genuchten, Grant, vgl. Anhang A7.1.3) stellen lokale Kenngrössen dar und repräsentieren die Zweiphasenflusseigenschaften von einzelnen wasserführenden Systemen. Für den Geodatensatz müssen jedoch die effektiven Kenngrössen auf einem Beobachtungsmassstab in der Grössenordnung von 100 m bereitgestellt werden (entsprechend der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit für Blockgrössen von 100 x 100 x 100 m^3, vgl. Kap. 7.4), für die der Vernetzungsgrad, die endliche Ausdehnung und die interne Heterogenität der wasserführenden Systeme eine wichtige Rolle spielt. Die Ziele der hier vorgestellten Studie sind daher

- die Ermittlung des für den Zweiphasenfluss massgebenden Porenvolumenanteils[5] am Gesamtvolumen des Wirtgesteins
- die Beschreibung des empirischen Zusammenhangs zwischen Kapillardruck und Sättigung sowie zwischen relativer Permeabilität und Sättigung in Form von geeigneten Parametermodellen (vgl. auch Anhang A7.1.3)
- die Bestimmung der effektiven Zweiphasenflussparameter (residuale Wasser-, Gassättigung, Gasschwellendruck bzw. α-Parameter, Porengrössenfaktor, vgl. Anhang A7.1.3)

für einen repräsentativen Wirtgesteinsblock auf Endlagerebene.

---

5 Diese Grösse ist für die Festlegung der Gesamtporosität der äquivalenten Kontinuummodelle notwendig, die zur Modellierung des Druckaufbaus in den Kavernen verwendet werden (SENGER 1995)

A7.1.3 Begriffe und Definitionen

Die Herleitung effektiver Zweiphasenflussparameter für das Wirtgestein basiert auf einem Ansatz, wonach die Wirtgesteinseigenschaften mittels eines äquivalenten porösen Mediums (EPM - Equivalent Porous Medium) beschrieben werden. Gemäss EPM-Näherung werden die für den Zweiphasenfluss massgebenden Eigenschaften des Wirtgesteins durch folgende Kenngrössen definiert:

- die absolute Permeabilität k
- die effektive Gesamtporosität ϕ_{eff}
- den Volumenanteil Θ_{WFS} der wasserführenden Systeme am Gesamtvolumen des Wirtgesteins
- die residuale Gassättigung $S_{g,res}$ und die residuale Wassersättigung $S_{w,res}$
- die Beziehung zwischen relativer Gas- bzw. Wasserpermeabilität und effektiver Wassersättigung
- die Kapillardruck-Sättigungsbeziehung
- den Gasschwellendruck P_e bzw. den α-Parameter (Definition nach Brooks-Corey bzw. van Genuchten)
- den Porengrössenfaktor λ bzw. m (Definition nach Brooks-Corey bzw. van Genuchten gemäss Tabelle A7.1-1)

Die *absolute Permeabilität k* stellt eine fluidunabhängige Gesteinseigenschaft dar und kann aus der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit K über die Beziehung

$$k = \frac{\mu}{\rho g} K$$

ermittelt werden. Hierbei steht g [ms^{-2}] für die Schwerebeschleunigung, η [$kgm^{-1}s^{-1}$] für die dynamische Viskosität und ρ [kgm^{-3}] für die Dichte des Fluids.

Die *effektive Gesamtporosität* ϕ_{eff} [-] setzt sich zusammen aus der Porosität ϕ_{WFS} der wasserführenden Systeme und der Porosität ϕ_m der Gesteinsmatrix. Die Gewichtung dieser beiden Anteile an der Gesamtporosität erfolgt über die Bestimmung des *Volumenanteils* Θ_{WFS} [-] der wasserführenden Systeme bezogen auf das Gesamtvolumen des Wirtgesteins:

$$\phi_{eff} = \Theta_{WFS}\, \phi_{WFS} + (1 - \Theta_{WFS})\, \phi_m$$

Der Volumenanteil der wasserführenden Systeme Θ_{WFS} kann aus dem hydrogeologischen Blockmodell (Kap. 7.3) hergeleitet werden. Hierbei wird eine mittlere Mächtigkeit der wasserführenden Systeme von 1 m vorausgesetzt.

Unter der *Wassersättigung* S_w [-] eines Zweiphasenflusssystems versteht man den Anteil des wassergefüllten Porenraums am Gesamtporenraum. Der Porenraum der geringdurchlässigen Gesteinsmatrix und ein Teil des Porenraums der wasserführenden Systeme ist praktisch immer gesättigt. Das Wasser in diesen Porenräumen wird durch Kapillarkräfte stark gebunden und wird daher als immobil betrachtet. Obwohl es keinen Beitrag zum Fluidtransport liefert, ist das immobile Wasser für den Zweiphasenfluss

von Bedeutung, da es ein potentielles Speichervolumen für gelöstes Gas darstellt. Der Anteil der Porenräume mit immobilem Wasser bezogen auf den Gesamtporenraum definiert die *residuale Wassersättigung* $S_{w,res}$ [-]. Entsprechend stellt die *residuale Gassättigung* $S_{g,res}$ [-] den Porenraumanteil mit einer immobilen Gasphase dar. Aus der Wassersättigung, der residualen Wassersättigung und der residualen Gassättigung kann die effektive Wassersättigung S_e berechnet werden, die für die Ermittlung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung und der relativen Permeabilität von Bedeutung ist:

$$S_e = \frac{S_w - S_{w,res}}{1 - S_{g,res} - S_{w,res}}$$

Die relative Permeabilität k_r ist eine Zahl zwischen 0 und 1, die angibt, um welchen Faktor die effektive Permeabilität des durchstömten Mediums unter teilgesättigten Bedingungen gegenüber der absoluten Permeabilität reduziert ist. Die relative Permeabilität ist eine fluidspezifische Gesteinseigenschaft und wird hauptsächlich bestimmt durch die Oberflächenspannungen der beteiligten Phasen (Gestein/Wasser/Gas), den Sättigungsgrad des durchströmten Mediums sowie durch die geometrische Ausbildung des Porenraums. Im Rahmen von Zweiphasenflussmodellierungen werden häufig analytische Modellansätze ("Parametermodelle") verwendet, die den funktionalen Zusammenhang zwischen relativer Gas- bzw. Wasserpermeabilität und effektiver Wassersättigung mit Hilfe empirisch bestimmter Parameterwerte beschreiben. Die am häufigsten verwendeten Parametermodelle für die relative Permeabilität sind das Brooks-Corey und das van Genuchten Modell (Tab. A7-1).

Tabelle A7-1: Parametermodelle für die Beziehung zwischen relativer Permeabilität und Wassersättigung in einem Zweiphasenflusssystem

Relative Permeabilitäts-Sättigungsbeziehung		
	Brooks-Corey (1965)	van Genuchten (1980)
Wasser	$k_{r,w} = S_e^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}}$	$k_{r,w} = S_e^{\varepsilon}(1-(1-S_e^{1/m})^m)^2$
Gas	$k_{r,g} = (1-S_e)^2(1-S_e^{\frac{2+\lambda}{\lambda}})$	$k_{r,g} = (1-S_e)^{\gamma}(1-S_e^{1/m})^{2m}$

Kapillardruck/Sättigungsbeziehung		
Kapillardruck	$P_c(S_w) = P_e(S_e)^{-1/\lambda}$	$P_c(S_W) = \frac{1}{\alpha}(S_e^{-1/m} - 1)^{1-m}$
gemäss LUCKNER et al. (1989):	ε=0.5 und	γ=0.333
gemäss MUALEM (1976):	P_e=1 / α und	λ=m/(m-1)

Die Parameter λ und m sind modellspezifische Porengrössenfaktoren. Nach MUALEM (1976) können die Porengrössenfaktoren des Brooks-Corey Modells und des van Genuchten Modells ineinander übergeführt werden (vgl. Tabelle A7-1).

Eine Abwandlung des Brooks-Corey Modells stellt das Grant Modell dar, bei dem die relative Gaspermeabilität direkt aus der relativen Permeabilität für Wasser ermittelt werden kann:

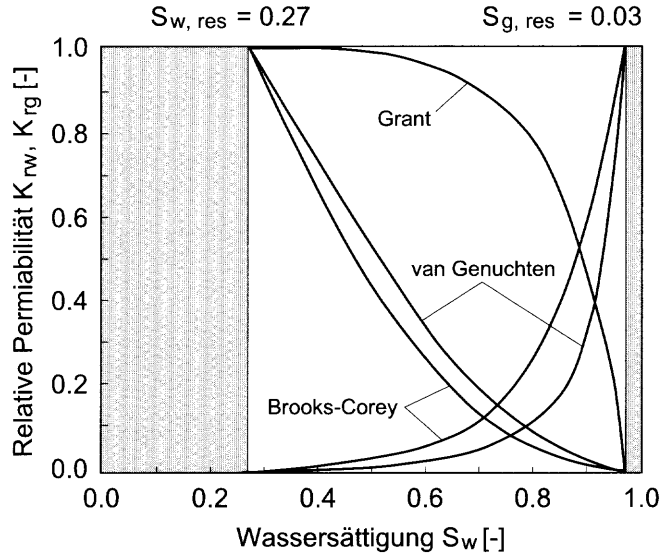
$$k_{r,g} = 1 - k_{r,w}$$

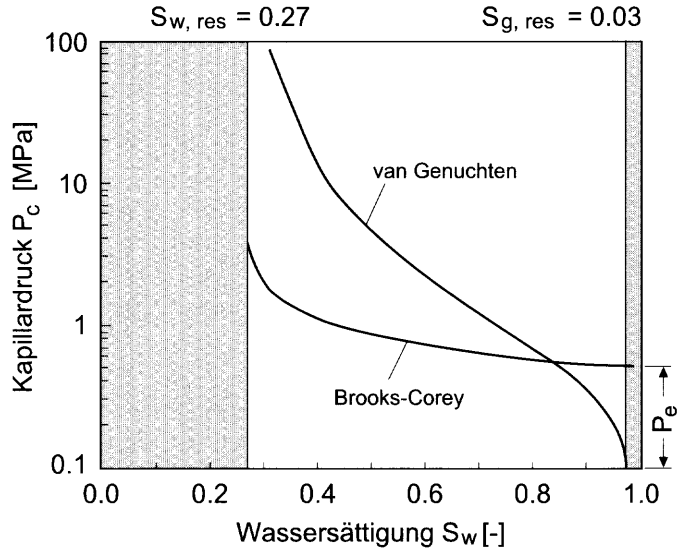
Das Grant Modell ist für Zweiphasenflussprozesse in Klüften von Bedeutung, da in diesem Modell die relative Gaspermeabilität gegenüber dem herkömmlichen Brooks-Corey Modell erhöht ist. Eine solche erhöhte Gaspermeabilität wird in Kluftssystemen häufig beobachtet. Der Grund hierfür liegt in der Tatsache, dass in Kluftsystemen die Kontinuität der Porenräume in der Regel über grössere Fliessweglängen gewährleistet ist als in einem porösen Medium ("Channeling"). Die Ausbreitung einer Gasphase, die sich aufgrund der Kapillarkräfte vorwiegend entlang von Fliesswegen mit grossen Öffnungsweiten bewegt, wird in diesem Fall kaum von den hydraulischen Fliessvorgängen beeinträchtigt, die vor allem in den kleinporigen Kanälen stattfinden (geringe "Phaseninterferenz").

In Figur A7-1a sind die relativen Permeabilitäts-Sättigungsbeziehungen für Gas und Wasser für die Parametermodelle nach Brooks-Corey, Grant und van Genuchten in grafischer Form dargestellt. Es ist zu erkennen, dass bei Wassersättigungen unterhalb der residualen Wassersättigung $S_{w,res}$ die relative Permeabilität des Mediums für Wasser gleich 0 und für Gas gleich 1 ist. Umgekehrt verhalten sich die relativen Permeabilitäten für Wassersättigungen $S_w > 1 - S_{g,res}$. Weiterhin wird deutlich, dass die relative Gaspermeabilität für das Parametermodell nach Grant insbesondere für hohe Wassersättigungen signifikant grösser ist als für die Modelle nach Brooks-Corey und van Genuchten.

Die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung kann veranschaulicht werden als Zusammenhang zwischen der effektiven Sättigung S_e eines porösen Mediums und dem Gasdruck, der notwendig ist, um das ursprünglich wassergesättigte Medium auf einen definierten Sättigungsgrad zu entwässern. Analog zur relativen Permeabilität wird auch die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung mit Hilfe einfacher Parametermodelle beschrieben (Tab. A7-1). Die Porengrössenfaktoren λ und m sind identisch mit den Grössen, die zur Definition der relativen Permeabilitäten benutzt wurden. Der Parameter P_e im Brooks-Corey Modell wird als Gasschwellendruck (vgl. Kap. 7.2.2) bezeichnet. Der α-Parameter im van Genuchten Modell kann nach MUALEM (1976) in den Gasschwellendruck P_e gemäss Brooks-Corey übergeführt werden (vgl. Tab. A7-1).

Eine grafische Darstellung der Kapillardruck/Sättigungsbeziehungen gemäss Brooks-Corey bzw. van Genuchten ist in Figur A7-1b zu sehen. Im Bereich geringer Wassersättigungen steigt der Kapillardruck für beide Modelle steil an und strebt für die residuale Wassersättigung $S_{w,res}$ gegen unendlich. Bei hohen Wassersättigungen hingegen unterscheiden sich die Modelle signifikant, da im Brooks-Corey Modell der Kapillardruck für $S_w = 1 - S_{g,res}$ dem Gasschwellendruck entspricht, während er beim van Genuchten Modell gleich 0 ist, d.h. Gas kann schon bei geringem Differenzdruck in ein wassergesättigtes poröses Medium eindringen. Beim Brooks Corey Modell muss zuerst der Gasschwellendruck überwunden werden, bevor das Gas die Fluidphase verdrängen kann.





Figur A7-1: Parametermodelle gemäss Tabelle A7-1 für (a) die relative Permeabilitäts-Sättigungsbeziehung nach Brooks-Corey, Grant und van Genuchten und (b) die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung nach Brooks-Corey und van Genuchten für einen Porengrössenfaktor $\lambda = 1$ mit einer residualen Wassersättigung von 0.27 und einer residualen Gassättigung von 0.03.

A7.2 Modellaufbau und Vorgehen

Aufgrund des weitaus höheren rechentechnischen Aufwands ist es mit den heute zur Verfügung stehenden numerischen Modellen praktisch nicht möglich, die effektiven

Zweiphasenflussparameter analog zur effektiven hydraulischen Leitfähigkeit (T→K-Konversion, vgl. Kap. 7.3.2) im Rahmen von dreidimensionalen Kluftnetzwerkmodellierungen zu berechnen. In der hier beschriebenen Studie wurde daher eine Vorgehensweise gewählt, bei der die Freisetzung von Endlagergas vereinfachend mit eindimensionalen Zweiphasenfluss-Modellen simuliert wird. Diese Vereinfachung bedeutet, dass diese Arbeiten noch nicht abschliessend sind, d.h. die Belastbarkeit der Ergebnisse noch nicht gesichert ist. In diesem Kapitel werden die zu modellierenden Zweiphasenflussprozesse, der Aufbau des Modells sowie das gewählte Vorgehen beschrieben.

A7.2.1 Modellierung des Druckaufbaus in einer Endlagerkaverne

Mit dem Zweiphasenfluss-Modell soll der Druckaufbau in einer Endlagerkaverne modelliert werden, der nach dem Verschluss der Kaverne infolge von verschiedenen Gasgenerationsprozessen (s. Kap. A7.1.1) zu erwarten ist. Der zeitliche Verlauf und die Magnitude des Druckaufbaus werden massgeblich von der Gasgenerierungsrate[6], den hydraulischen Eigenschaften und den Zweiphasenflusseigenschaften der wasserführenden Systeme im Wirtgesteins auf Endlagerniveau beeinflusst. Darüber hinaus spielen die Randbedingungen eine wichtige Rolle, die durch die hydraulischen Verhältnisse in der weiteren Umgebung der Kavernen und inbesondere im höherdurchlässigen oberen Teil des Wirtgesteins vorgegeben sind. Die für das Zweiphasenfluss-Modell relevanten Eigenschaften der wasserführenden Systeme sowie die Formulierung der Modell-Randbedingungen werden im folgenden beschrieben.

Im Rahmen der hydrogeologischen Erkundungsmassnahmen wurde festgestellt, dass die hydraulischen Eigenschaften des Wirtgesteins zu einem grossen Teil durch die diskreten wasserführenden Systeme bestimmt werden (Kap. 7.2.2.2). Für die Beschreibung von Zweiphasenflussprozessen gilt diese Feststellung um so mehr, als die Ausbreitung der Gasphase in einem teilgesättigten Medium fast ausschliesslich auf solche Fliesspfade beschränkt ist, die gegenüber dem umliegenden Gestein eine erhöhte Porosität besitzen, was die Mobilität der Gas/Wasser-Grenzfläche ermöglicht. Die Matrix des intakten Wirtgesteins liefert praktisch keinen Beitrag zum advektiven Gasfluss und wird daher bei der Bestimmung effektiver Zweiphasenflussparameter nicht berücksichtigt. Darüber hinaus sind für den Transport von endlagergeneriertem Gas nur diejenigen wasserführenden Systeme relevant, die über grosse Distanzen kontinuierliche Fliesspfade bilden (grosse kataklastische Scherzonen, WFS-Typ 1, vgl. Kap. 7.3.1.2).

Die hydraulischen Parameter der WFS vom Typ 1 sind aus dem Blockmodell bekannt (Mittelwerte und Standardabweichung der WFS-Transmissivität). Die lokalen Zweiphasenflussparameter werden aus den Ergebnissen der Gas Threshold Pressure Tests (Tab. 7.2-4) übernommen, wobei für die Beziehung zwischen Gasschwellendruck und absoluter Permeabilität die Wellenberg-Regressionsfunktion gemäss Figur 7.2-7 verwendet wird.

---

6 Die Gasgenerierungsrate wird im Rahmen der Sicherheitsanalyse bereitgestellt und ist daher nicht Teil des geologischen Geodatensatzes. Für die hier beschriebenen Modellierungen wurden typische Werte benutzt.

Es wird angenommen, dass nach dem Verschluss des Endlagers das produzierte Gas sich jeweils in der Firste der einzelnen Kavernen ansammelt und sich entlang der diskreten wasserführenden Systeme in die durchlässigeren Zonen des Wirtgesteins oberhalb der Endlagerebene ausbreitet. Gemäss K-Modell ist der Unterschied zwischen den K-Werten eines Wirtgesteinsblocks auf Endlagerniveau gegenüber dem darüberliegenden Block so gross, dass die Annahme eines konstanten hydraulischen Potentials 100 m oberhalb des Endlagerniveaus (hydrostatische Verhältnisse) als Randbedingung am oberen Modellrand gerechtfertigt ist. Eine Ausbreitung von Endlagergas in horizontaler Richtung oder in tiefere Bereiche des Wirtgesteins ist aufgrund der gegebenen Durchlässigkeitsverteilung nicht zu erwarten. Für die Ausbreitung von endlagergeneriertem Gas im Wirtgestein wird daher in erster Näherung eine lineare Fliessgeometrie angenommen. Wegen des grossen Druckgradienten zwischen Kavernen und dem Modellrand als Folge der Gasproduktion in den Kavernen kann der Einfluss der Gravitation auf die Gasausbreitung vernachlässigt werden.

A7.2.2 Modellaufbau

Für die Studie wurde ein eindimensionaler Modellaufbau gewählt, bei dem die Fliesswege von einer einzelnen Endlagerkaverne in die höherdurchlässigen Zonen des Wirtgesteins durch eine Reihe von Säulen mit einer Querschnittsfläche von jeweils 1 m x 1 m und einer Höhe von 100 m repräsentiert werden (vgl. Fig. A7-2). Die Säulen wurden in Segmente mit einer Länge von jeweils 4 m diskretisiert. Ausser über die Kaverne, die als hochdurchlässiges Element an der Basis der Säulen dargestellt wird, besteht zwischen den einzelnen Säulen keine hydraulische Verbindung. Der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit des Säulenmodells wurde ein Wert von $1 \cdot 10^{-12}$ m/s zugrunde gelegt. Mit dem hydrogeologischen Blockmodell wurde für eine 350 m lange Kaverne die mittlere Anzahl der wasserführenden Systeme vom WFS-Typ 1.1 bestimmt, die die Kaverne schneiden. Als Mittelwert ergibt sich eine Anzahl von annähernd 28 WFS. Bei der Annahme einer mittleren Mächtigkeit der kataklastischen Zonen von 1 m (vgl. NAGRA 1994) ergibt sich hieraus für den Volumenanteil θ_{WFS} am Gesamtvolumen des Wirtgesteins ein Wert von 0.0933[7]. Die Zuordnung der Transmissivitätswerte zu den Segmenten der Säulen entspricht einer Log-Normalverteilung und erfolgte im Rahmen der sogenannten K→T-Konversion (Kapitel 7.3.3). Als Korrelationslänge λ_z für die Transmissivitätsverteilung innerhalb der einzelnen Säulen wurden ein Wert von 10 m festgelegt. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise ist in MARSCHALL & SENGER (1997) zu finden. Die lokalen Zweiphasenflussparameter (Gasschwellendruck, Porengrössenfaktor, residuale Gas- bzw. Wassersättigung) wurden aus den Ergebnissen der Zweiphasenflussmodellierungen von Hydrotests und Gas Threshold Pressure Tests (Kap. 7.2.2) abgeleitet. Sie wurden ebenfalls segmentweise den einzelnen Säulen zugeordnet. Tabelle A7-2 gibt einen Überblick über die verwendeten Parameterwerte.

---

7 θ_{WFS} = (Anzahl X Mächtigkeit) / Kavernenlänge

Tabelle A7-2: Übersicht über die verwendeten lokalen Kennwerte (Zuordnung pro Segment) im Rahmen der Methodik zur Ermittlung effektiver Zweiphasenflussparameter

Hydraulische Parameter		
Porosität ϕ_{WCF}(-)		0.025
Transmissivität T_{WCF}(m^2/s)	Log T_{mittel}=-9.76	variabel (Log-Normalverteilung)
	σ_{logT}=0.85	
	Korrelationslänge λ(m)	10
absolute Permeabilität (m^2):	$k_{WCF}= 1.02 \cdot 10^{-7} \cdot T_{WCF}$ (Annahme: Mächtigkeit der Segmente 1 m)	

Zweiphasenflussparameter		
Gasschwellendruck (Pa): $P_e = 1.31\ 10^{-6}\ k_{WCF}^{-0.351}$: gemäss Wellenberg-Potenzfunktion (Fig. 7.2-7)		
Parametermodell (Kapillardruck / relative Permeabilität)		Brooks-Corey / Grant
Porengrössenfaktor λ (-)		2
residuale Sättigung (-)	Gas: $S_{g,res}$	0.03
	Wasser: $S_{w,res}$	0.27

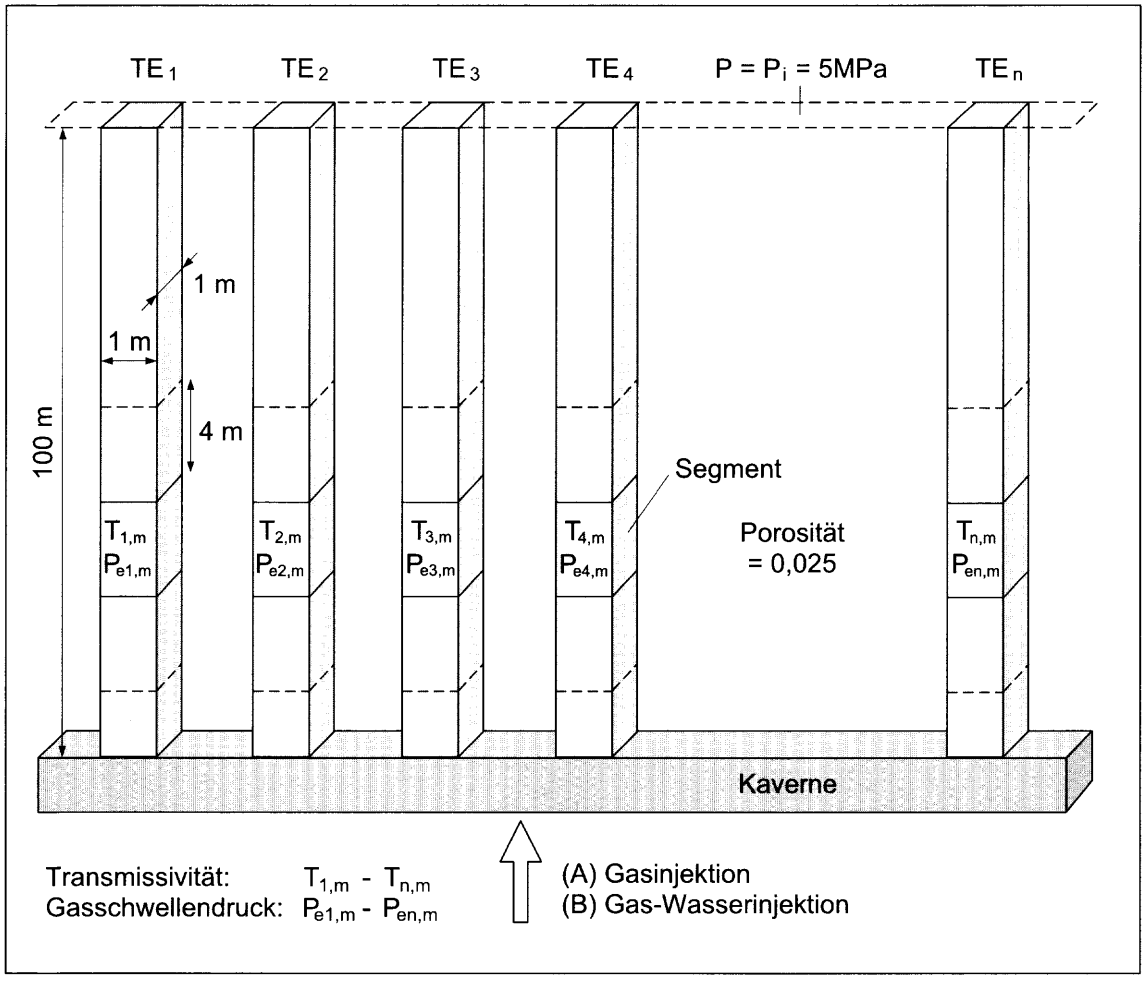
A7.2.3 Vorgehen

Mit dem numerischen Modell wurde der Druckaufbau in der Kaverne für konstante Gas- und Wasserinjektionsraten modelliert. Für eine solche Simulation lässt sich der Druckverlauf unabhängig von den gewählten Injektionsraten in drei Phasen einteilen (vgl. auch Fig. A7-3). In der Druckaufbauphase wird das Wasser aus den ursprünglich vollgesättigten Säulen verdrängt. Nach dem Durchbruch des Gases am oberen Modellrand beginnt eine Übergangsphase, die schliesslich in einem quasistationären Zweiphasenflussprozess endet. In dieser letzten Phase sind die Gas- bzw. Wasserfliessraten sowie der Druck in der Kaverne praktisch konstant.

Die mittlere Wassersättigung des Säulenmodells, die für die Erstellung der Permeabilitäts/Sättigungsbeziehung und der Kapillardruck/Sättigungsbeziehung benötigt wird, lässt sich für jeden Zeitschritt aus dem arithmetrischen Mittel der Wassersättigungen aller Segmente berechnen. Durch Simulationen mit unterschiedlichen Gas- und Wasserinjektionsraten war es möglich, im Säulenmodell unterschiedliche Sättigungszustände einzustellen. Für jede Simulation wurde für den quasistationären Zustand die mittlere Wassersättigung berechnet und in Beziehung gesetzt zur relativen Gas- bzw. Wasserpermeabilität, die sich wie folgt bestimmen lässt:

$$k_{r,g/w} = \frac{q_{g/w}\mu_{g/w}}{k\left.\frac{dP}{dx}\right|_{qu.st}}$$

Hierbei stellt $dP/dx|_{qu.st.}$ [Pa/m] den mittleren Druckgradienten zwischen der Kaverne und dem oberen Modellrand bei quasistationären Fliessverhältnissen dar, q_g bzw. q_w [m^3/s] sind die über alle Säulen aufsummierten Gas- bzw. Wasserfliessraten und μ_g bzw. μ_w sind die Viskositäten der beiden Phasen. Ergebnis der Simulationen mit unterschiedlichen Injektionsraten ist eine empirische Permeabilitäts/Sättigungsbeziehung für das Säulenmodell.



Figur A7-2: Säulenmodell zur Ermittlung effektiver Zweiphasenflussparameter

Die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung wurde nicht mit Zweiphasenfluss-Modellierungen ermittelt, sondern durch eine analytische Methode, die rechentechnisch weniger aufwendig ist (MARSCHALL & SENGER 1997). Zu diesem Zweck wurde für jede der 28 Säulen ein repräsentativer Gasschwellendruck[8] bestimmt. Wenn die Druckdifferenz

8 Der für eine Säule repräsentative Gasschwellendruck entspricht dem Schwellendruck des Segments mit der geringsten Transmissivität. Dieses Segment stellt für die Säule eine Art "Flaschenhals" dar. Nur wenn die Druckdifferenz zwischen Kaverne und oberem Modellrand grösser als der Gasschwellendruck dieses Segments ist, trägt die Säule zur Gasabführung bei.

zwischen Kaverne und oberem Modellrand kleiner ist als dieser Gasschwellendruck, wird die Säule als wassergesättigt betrachtet; umgekehrt wird angenommen, sie sei völlig entsättigt. Auf diese Weise kann die Kapillardruck/Sättigungsbeziehung sehr einfach erstellt werden, indem für jeden beliebigen Kapillardruck das Verhältnis der wassergesättigten Säulen zur Gesamtzahl der Säulen bestimmt wird. Das Verhältnis entspricht dann der mittleren Wassersättigung des Säulenmodells für den jeweiligen Kapillardruck.

Die für das Säulenmodell hergeleiteten empirischen Beziehungen zwischen relativer Permeabilität und mittlerer Wassersättigung sowie zwischen Kapillardruck und mittlerer Wassersättigung stellen die Basis für die Bestimmung effektiver Zweiphasenflussparameter dar. Zu diesem Zweck werden mit Hilfe eines least-square Verfahrens geeignete Parametermodelle an die beiden empirischen Beziehungen angepasst. Für die vorliegende Studie wurde das in Tabelle A7-1 dargestellte van Genuchten-Modell verwendet, da es bei der Anpassung an experimentelle Daten mehr Flexibilität bietet als das Brooks-Corey Modell bzw. das Grant Modell. Die aus der Anpassung resultierenden effektiven Parameter sind der Porengrössenfaktor m_{eff}, der α_{eff}-Parameter sowie die residuale Gas- bzw. Wassersättigung $S_{rg,eff}$ und $S_{rw,eff}$.

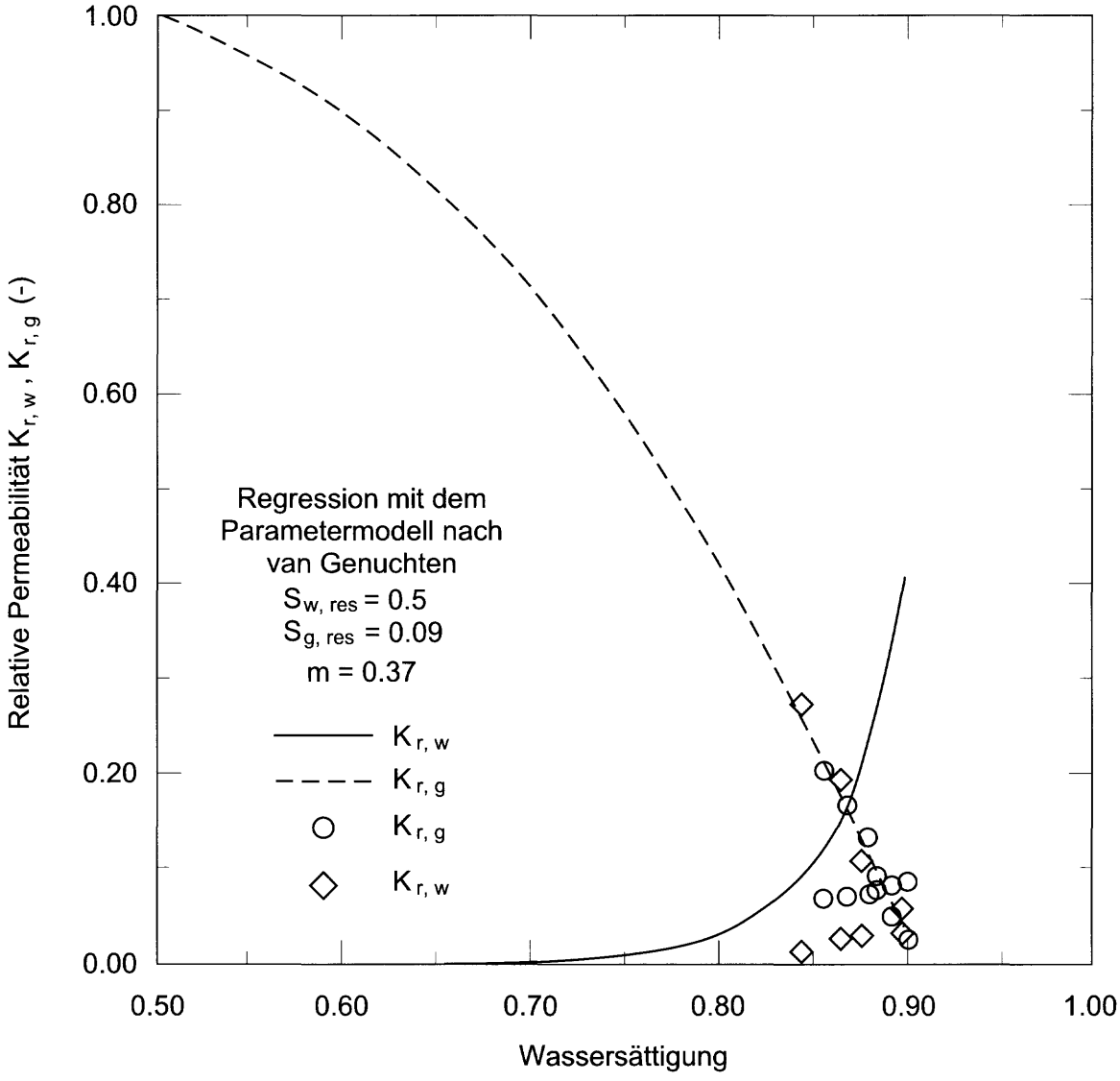
Um zu überprüfen, ob die ermittelten effektiven Parameter geeignet sind, den Druckaufbau in der Kaverne zu modellieren, wurden Vergleichsrechnungen zwischen dem heterogen aufgebauten Säulenmodell und einem äquivalenten Kontinuummodell durchgeführt. Hierzu wurde der Druckaufbau in der Kaverne bei reiner Gasinjektion sowohl mit dem Säulenmodell als auch mit dem nachfolgend beschriebenen äquivalenten homogenen Kontinuummodell simuliert. Insbesondere wurden die Dauer der Druckaufbauphase, der Druck in den Kavernen beim Durchbruch der Gasphase am oberen Modellrand sowie der Druck bei quasistationären Fliessverhältnissen verglichen.

Das äquivalente homogene Kontinuummodell besteht aus einer einzigen Säule mit einer Grundfläche von 28 x 1 m und einer Höhe von 100 m. Die Länge der Kaverne entspricht der des heterogenen Säulenmodells. Zur Festlegung der Zweiphasenflusseigenschaften des Ersatzmodells wurden die ermittelten effektiven Zweiphasenflussparameter benutzt.

A7.3 Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Die Simulationen mit dem Säulenmodell zeigen, dass Zweiphasenflussprozesse praktisch nur entlang der transmissivsten Fliesswege stattfinden. Die geringdurchlässigen Fliesswege sind für die Gasführung im Wirtgestein nicht relevant und definieren somit die effektive residuale Wassersättigung $S_{rw,eff}$. Für das Säulenmodell wurde eine effektive residuale Wassersättigung von 0.5 ermittelt. Sie liegt dabei deutlich über der residualen Wassersättigung der individuellen Segmente, die mit 0.27 festgelegt wurde (vgl. Tab. A7-2). Die Abweichung der effektiven von der lokalen residualen Wassersättigung wird um so grösser, je grösser die Variabilität der mittleren Transmissivität der einzelnen Säulen ist.

Die effektive residuale Gassättigung $S_{rg,eff}$ liegt bei 0.09 und ist ebenfalls grösser als die lokale residuale Gassättigung, die mit 0.03 festgelegt wurde. Infolge der internen Variabilität wird in einigen Säulen die Gasphase immobil, sobald sie Segmente mit sehr geringer Transmissivität erreicht. Ursache hierfür ist der erhöhte Gasschwellendruck, der bewirkt, dass die geringdurchlässigen Segmente als "Flaschenhälse" betrachtet werden können, die einerseits die effektive residuale Gassättigung des Zweiphasenflusssystems erhöhen und andererseits zur Reduzierung der relativen Gas- bzw. Wasserpermeabilität führen.



Figur A7-3: Empirisch ermittelte Beziehung zwischen der relativen Permeabilität und der mittleren Wassersättigung im Säulenmodell. Die gestrichelte Linie stellt das van Genuchten Parametermodell dar, mit dem die empirische Gaspermeabilitäts/Sättigungskurve angepasst wurde.

In Figur A7-3 ist die für das heterogene Säulenmodell ermittelte Beziehung zwischen der relativen Gas- bzw. Wasserpermeabilität und der mittleren Wassersättigung dargestellt. Der durch die Modellrechnungen abgedeckte Bereich der Wassersättigung liegt zwischen 0.84 und 0.9. Es ist nicht sinnvoll, Zweiphasenflussprozesse bei niedrigeren Wassersättigungen zu simulieren, da dies extrem hohe Druckdifferenzen zwischen der Kaverne und dem oberen Modellrand bedingt (> 20 MPa). In einer realen Kaverne würde ein solcher Druckaufbau zur einer massiven Beeinträchtigung der Barrierewirkung des Wirtgesteins führen.

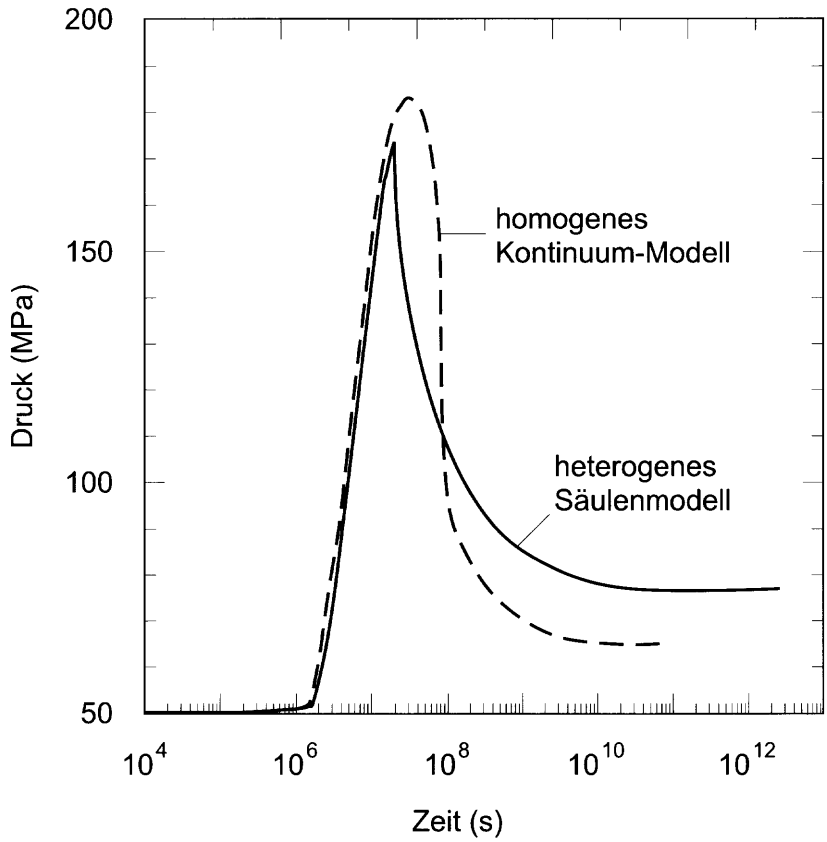
Bei der Anpassung der empirisch ermittelten Permeabilitäts/Sättigungsbeziehung mit dem Parametermodell nach van Genuchten wurden nur die Werte der relativen Gaspermeabilität berücksichtigt. Das resultierende Parametermodell ist in Figur A7-3 durch die gestrichelten Linien dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die relative Gaspermeabilität mit dem Modell gut angepasst werden kann, dass jedoch die relative Permeabilität für Wasser beträchtlich überschätzt wird. Wie oben erwähnt, ist dies mit der Variabilität der Transmissivität entlang der einzelnen Säulen zu erklären. Die Variabilität führt dazu, dass ein Teil der Fliesswege blockiert wird, sobald die Gasphase in das System eintritt. Die aus der Anpassung der relativen Gaspermeabilität resultierenden effektiven Parameter für die residuale Gas- bzw. Wassersättigung und den Porengrössenfaktor sind in Tabelle A7-3 zusammengefasst.

Das Ergebnis der Vergleichsrechnungen zwischen dem heterogenen Säulenmodell und dem äquivalenten homogenen Säulenmodell ist in Figur A7-4 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass mit dem Ersatzmodell der Druckaufbau während der Verdrängungsphase überschätzt wird und auch der Durchbruch der Gasphase leicht verzögert ist. Nach dem Erreichen stationärer Fliessverhältnisse wird der Druck in der Kaverne hingegen unterschätzt. Die Diskrepanz liegt möglicherweise an der hohen relativen Permeabilität für Wasser, die aufgrund der experimentellen Daten deutlich überschätzt wird. Insgesamt jedoch gibt das äquivalente Säulenmodell mit den effektiven Zweiphasenflussparametern den generellen Verlauf und die Magnitude des Druckaufbaus relativ gut wieder. Eine noch bessere Übereinstimmung könnte vermutlich erreicht werden, wenn die relative Permeabilität für Wasser nicht mittels des van Genuchten-Modells, sondern durch ein unabhängiges empirisches Modell beschrieben würde.

Mit der vorliegenden Studie wurde ein erster Schritt vollzogen, um im Zusammenhang mit der Freisetzung von Endlagergas die relevanten Zweiphasenflussprozesse zu beschreiben. Ziel zukünftiger Arbeiten wird es sein, die Konsistenz der konzeptuellen Annahmen gegenüber den hydraulischen Modellen weiterzuentwickeln. Hierzu zählen insbesondere der Einfluss der Vernetzung der wasserführenden Systeme und die Tortuosität der Fliesspfade.

Tabelle A7-3: Übersicht über die ermittelten effektiven Zweiphasenflussparameter im zentralen Endlagerbereich für einen Wirtgesteinsblock mit einer Kantenlänge von 100 m

Zweiphasenflussparameter		
Volumenanteil der wasserführenden Systeme (m^3/m^3)		0.0933
Parametermodell		van Genuchten
α-Parameter (Pa^{-1})		$1.02 \cdot 10^{-6}$
Porengrössenfaktor m (-)		0.37
residuale Sättigung (-)	Gas	0.09
	Wasser	0.50



Figur A7-4: Druckaufbau in der Kaverne, simuliert im Rahmen der Konsistenzprüfung mit dem Säulenmodell und dem äquivalenten Ersatzmodell

A8 ABSCHÄTZUNG DER HYDRAULISCHEN EIGENSCHAFTEN DER AUZ

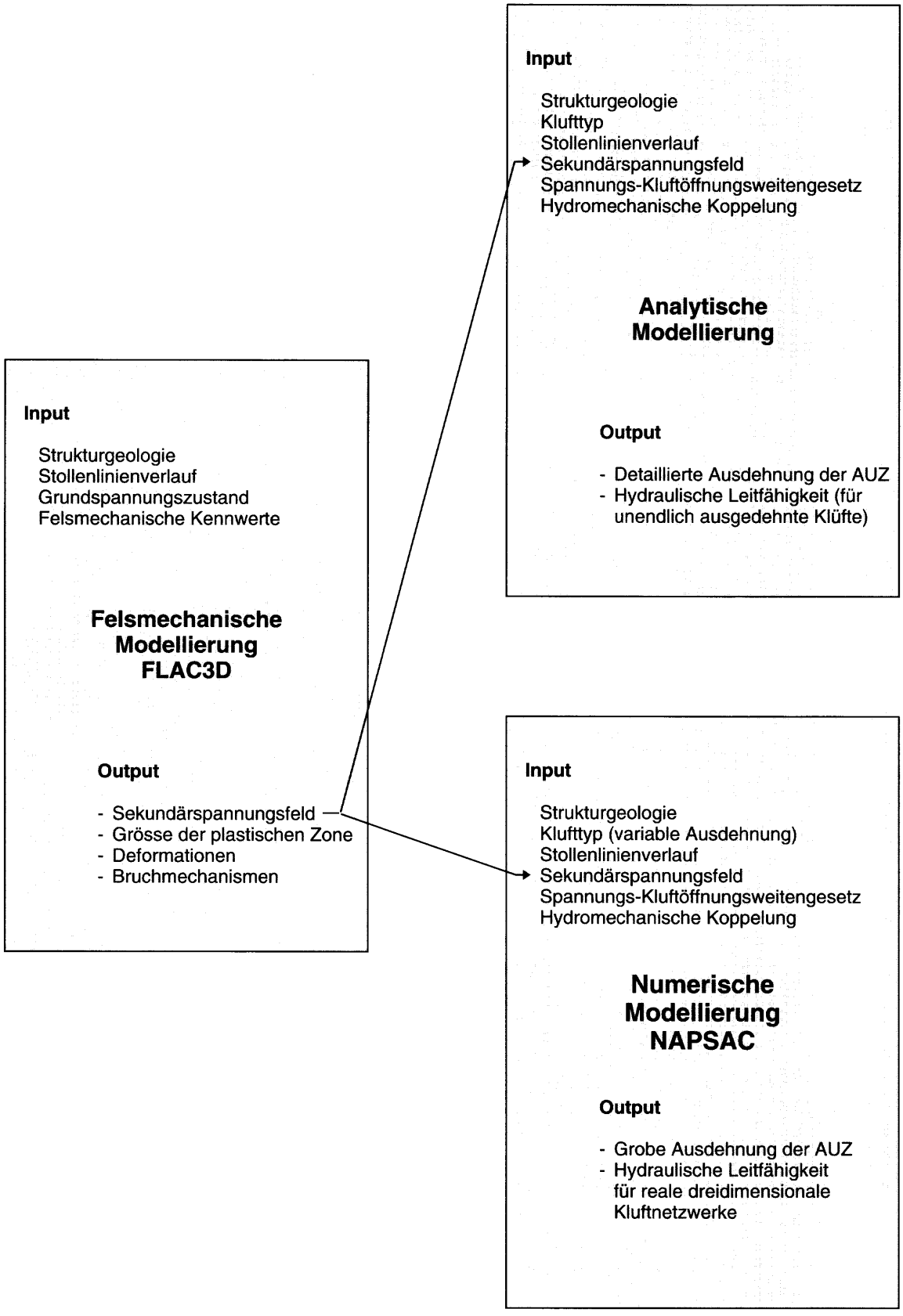
A8.1 Einleitung

Das Auffahren eines Hohlraums im Gebirge führt zu einer Umlagerung der Spannungen in der unmittelbaren Umgebung des Hohlraums. Bedingt ist dies hauptsächlich dadurch, dass aus Gründen der Stetigkeit die radiale Komponente des Spannungsfelds am Rand des Hohlraums Null werden muss. Diese Spannungsumlagerung führt zu Deformationen des Gesteins, die elastisch aber auch plastisch sein können. Diese Deformationen, die insbesondere im Bereich von Schwächezonen oder Störungen verstärkt zu beobachten sind, ändern nicht nur das felsmechanische Verhalten des Gesteins, sondern auch die hydraulische Durchlässigkeit. So kann die Durchlässigkeit bei Kompression erniedrigt oder bei Dilatation erhöht werden. Die mechanische Beanspruchung durch den Stollenvortrieb, die zusätzlich zur spannungsbedingten Auflockerung auftritt, betrifft nur einen schmalen Bereich der Tunnelwand; sie kann auf ein Minimum beschränkt und bei maschinellem Vortrieb vernachlässigt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde von folgender Definition für die Auflockerungszone (AUZ) ausgegangen: Als AUZ wird der durch Untertagebauwerke beeinflusste Bereich bezeichnet, in dem die hydraulische Durchlässigkeit K des Gebirges um mindestens eine halbe Grössenordnung gegenüber dem durchschnittlichen Durchlässigkeitswert des Gebirges verändert ist. Es ist zu beachten, dass die AUZ nach dieser Definition nicht identisch ist mit dem aus der Felsmechanik bekannten plastischen Bereich um einen Stollen. Als plastischer Bereich wird generell der Bereich verstanden, in dem die Festigkeit des Gebirges aufgrund der Spannungsumwandlung überschritten wird und es zur Ausbildung von Mikrorissen und Materialversagen (irreversible Prozesse) kommt. Die AUZ nach der oben gegebenen Definition ist weiter gefasst; sie schliesst neben der plastischen Zone auch Bereiche ein, in denen es nur zu elastischen Deformationen durch die Spannungsumlagerung kommt (reversible Prozesse).

Die Bedeutung der AUZ für das Langzeitverhalten eines Endlagers liegt in der hydraulischen Wirkung der Zone in der Nachbetriebsphase, in der das Endlager dauerhaft verschlossen wird. In dieser Phase müssen alle relevanten, künstlich erzeugten Hohlräume (Kavernen, Stollen und Bohrungen) wieder verschlossen werden, damit keine übermässig durchlässigen Fliesspfade die Sicherheit des Endlagers beeinträchtigen. Angestrebt wird, dass die Untertagebauwerke an bestimmten Stellen, den sogenannten Schlüsselzonen gut abgedichtet werden. Beim Einsatz von hochverdichteten Quelltonen (z.B. Bentonit) ist es möglich, Durchlässigkeiten in einem Versiegelungsstopfen zu erzielen, die im Bereich der Durchlässigkeiten des Gebirges liegen. Problematischer als die Abdichtung des Hohlraums ist die Abdichtung des Auflockerungsbereichs. Versuche zur Reduzierung der Durchlässigkeiten durch Injektion von Abdichtungsmaterial in die Zone brachten bisher nur mässigen Erfolg, da bei der Injektion in geringdurchlässige Gesteine das Injektionsmaterial (z.B. Zementsuspension) wegen der notwendigen hohen Injektionsdrücke oft neue Risse verursachte und damit eher zusätzlich Fliesswege schuf, als die existierenden abzudichten.

Da die nachträgliche Abdichtung der AUZ nur beschränkt möglich ist, muss versucht werden, die Ausdehnung der AUZ zu minimieren. Generell kann die Spannungsumlagerung um einen Stollen nicht verhindert werden. Geeignete Ausbaumassnahmen



Figur A8-1: Modellierungsschema der AUZ

(z.B. Ankerung, frühzeitiger Einsatz von Tunneleinbauten etc.) können aber durch eine Verringerung der Deformation die Grösse der AUZ und die Veränderung der hydraulischen Parameter um den Stollen herum beeinflussen. Weitere Möglichkeiten zur Reduzierung des hydraulischen Einflusses der AUZ stellen ein späteres Ausräumen des plastischen Bereichs der Auflockerungszone unmittelbar vor dem Einbau der Versiegelung und die sorgfältige Auswahl der Schlüsselzonen dar. Da die Schlüsselzonen eine Länge von 20 - 50 m besitzen und Stollenlängen von mehreren tausend Metern für die Auswahl der Schlüsselzonen zur Verfügung stehen, kann davon ausgegangen werden, dass diese Zonen in intaktem, kompetentem Fels und nicht in Störungs- oder Schwächezonen plaziert werden.

Das Thema der AUZ kann im Rahmen dieses Berichts nur ansatzweise behandelt werden, da die wichtigsten Parameter – die tatsächlichen Deformationen und die Änderung der Durchlässigkeit – erst nach dem Auffahren der Stollen zuverlässig bestimmt werden können. Zum heutige Zeitpunkt kann die AUZ- Problematik nur durch numerische Studien, basierend auf felsmechanischen Parametern aus Laboruntersuchungen, angegangen werden. Numerische Modelle, die das gekoppelte hydro-mechanische Verhalten des Gebirges beim Auffahren der Untertagebauten beschreiben, sind zwar verfügbar, aber für belastbare Aussagen noch nicht zuverlässig genug. Da die vollständig gekoppelten hydro-mechanischen Modellrechnungen, wie auch von KISTER (1995) gezeigt wurde, noch sehr grosse Probleme zeigten, wurden der Ansatz einer sequentiellen Kopplung (s. Kap. A8.3.3) und sehr konservative Eingabeparameter gewählt.

A8.2 Felsmechanische Modellierung des Stollennahfelds

A8.2.1 Ziel

Die Ziele der felsmechanischen Modellierung waren:

- die Berechnung des Sekundärspannungsfelds (durch das Auffahren des Untertagebauwerks bedingtes Spannungsfeld) um den Stollen als Eingabedaten für die hydraulische Modellierung
- die numerische Abschätzung der Form und Grösse der plastischen Zonen sowie der Deformationen im Stollenumfeld
- die Bestimmung der durch die Spannungsumlagerung bedingten Bruchmechanismen (z.B. Scher-, Trennflächenbruch).

A8.2.2 Vorgehen

Die Reaktion des Gebirges auf die Spannungsumlagerung in der Nähe eines Hohlraums ist einerseits wichtig für die bautechnische Auslegung der Tunneleinbauten, andererseits aber auch für die Langzeitstabilität des Bauwerks. Vor Baubeginn werden daher Abschätzungen oder numerische Simulationen durchgeführt, die eine Prognose

der zu erwartenden Deformationen erlauben. Die Eingabeparameter für diese Modellrechnungen werden durch Laboruntersuchungen an Bohrkernen, in situ Messungen und durch Auswertung von existierenden Daten aus vergleichbaren geologischen Formationen gewonnen.

Da die Grösse des plastischen Bereichs der Auflockerungszone bzw. der Deformationen von vielen Parametern abhängig ist, wurde zunächst eine Parameterstudie (EWI/GPAG 1994) für ein 2-dimensionales Modell eines Tunnels durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Studie bildeten, zusammen mit den Resultaten der zahlreichen Labor- und in situ Tests aus den Sondierbohrungen am Wellenberg, die Basis für die Parameterwahl und -variation in den felsmechanischen 3-D Modellrechnungen.

Beim Aufbau des felsmechanischen Modells wurden für die Ausrichtung der Materialanisotropie (Schieferungsrichtung) die Ergebnisse aus der Bohrung SB4a/s übernommen, da zumindest für die Versiegelung der Anschlussstollen die Lage dieser Bohrung repräsentativ ist. Die geometrischen Randbedingungen für die Modellierung (Schieferungsrichtung, Stollenverlauf und Spannungsfeldorientierung) zeigen, dass eine 3-dimensionale Modellierung notwendig ist, um die durch die Schieferung bedingte Anisotropie der Festigkeit und der elastischen Parameter adäquat zu beschreiben. Für die felsmechanische Modellierung wurde der Finite Differenzen-Code "FLAC3D" verwendet. Die Länge des Netzes in der Achsenrichtung des Stollens (Radius 3 m) betrug 25 m, insgesamt betrug das Modellierungsgebiet 25 x 50 x 50 m^3. Bei der Diskretisierung wurde unter Berücksichtigung der vorgegebenen Geometrie und der Anforderungen für die Auswertung ein symmetrisches Netz aufgebaut; die kleinsten Elemente am Stollenrand haben ein Volumen von 0.0044 m^3 (Kantenlänge ca. 0.2 m). Mit grösserer Entfernung zur Stollenachse werden die Elemente grösser (z.B. in 3 m Entfernung vom Stollenrand 0.133 m^3).

A8.2.3 Datenbasis

Die Ergebnisse der Parameterstudien (EWI/GPAG 1994) zeigen, dass die Grösse des plastischen Bereichs der Auflockerungszone hauptsächlich von den Scherfestigkeitsparametern (Kohäsion und Reibungswinkel) und den in situ Spannungen abhängt. Für die Konvergenzen sind dagegen der E-Modul und die Kohäsion von entscheidender Bedeutung, in geringerem Masse auch der Reibungswinkel und der Primärspannungszustand. Wenig Einfluss hat in beiden Fällen das Poisson-Verhältnis.

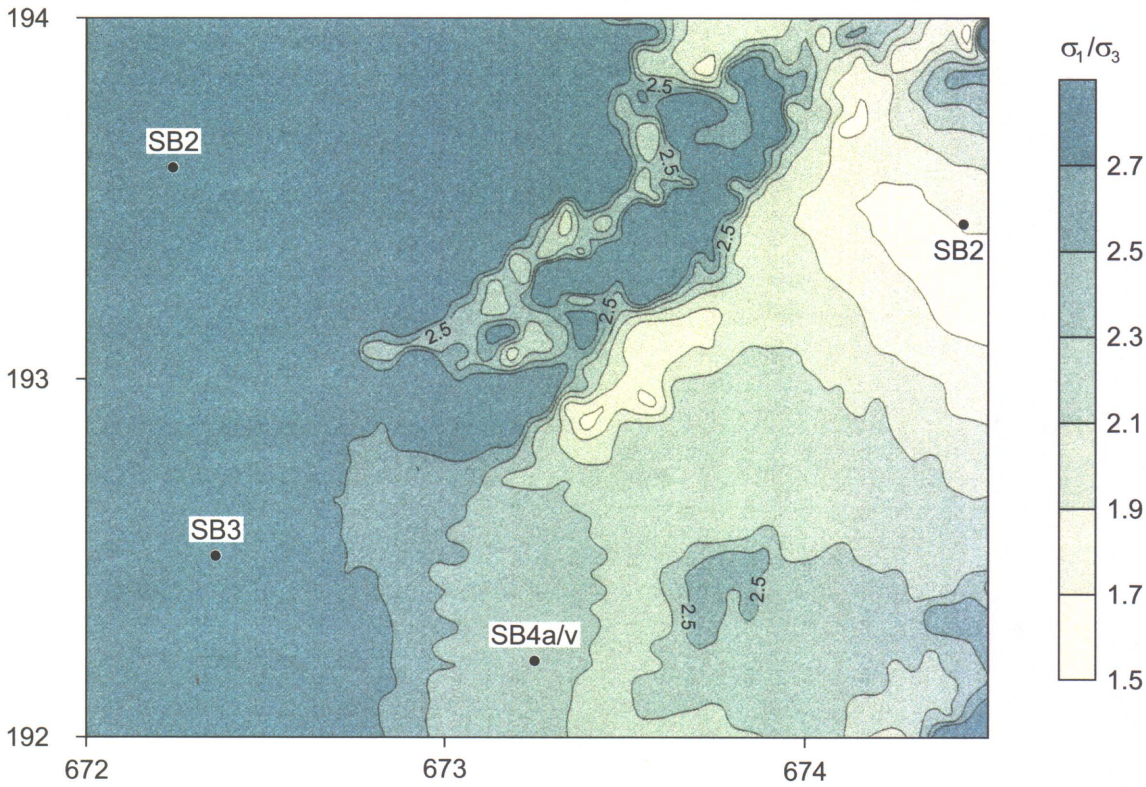
Grundlage für die Spannungsrandbedingungen waren die Resultate der Hydrofrac-Messungen in der Bohrung SB4a/v (siehe Beilage A3-3.4a/v) sowie die 3D-Modellierung des Grundspannungszustands im Bereich des Wellenbergs (Kap. 4.8.1.3, KONIETZKY 1996). Auf Endlagerniveau wurde in der SB4a/v eine maximale horizontale Spannungskomponente (S_H) von 20 MPa und eine minimale horizontale Spannung (S_h) von 9 MPa gemessen. Die aus der vertikalen Auflast abgeleitete vertikale Spannungskomponente (S_V) beträgt 11 MPa. Geht man davon aus, dass das Verhältnis S_H/S_V ungefähr 2 ist (KONIETZKY 1996), so ergibt sich überschlagsmässig für den Endlagerbereich unterhalb des Eggeligrats bei einer Auflast von ca. 650 m eine vertikale Spannungskomponente von ca. 17 MPa und ein S_H von ca. 34 MPa. Diese grobe Abschätzung wird auch von der Spannungsmodellierungen des regionalen

Spannungsfelds bestätigt. Bei dieser Modellierung wurden für den direkten Endlagerbereich folgende primären Hauptspannungen berechnet:

$$25 \leq \sigma_1 \ (\equiv S_H) \leq 30$$
$$14 \leq \sigma_2 \ (\equiv S_V) \leq 18$$
$$11 \leq \sigma_3 \ (\equiv S_h) \leq 14$$

Die Verteilung der Verhältnisse der horizontalen Spannungen auf Endlagerniveau ist in Figur A8-2 wiedergegeben. Der maximale Wert für dieses Verhältnis im direkten Endlagerbereich liegt bei 2.4. Da in diesem Tiefenbereich die vertikale Spannungskomponente immer grösser ist als die minimale Horizontalspannung, kann der angenommene Maximalwert von 2 als realistisch angesehen werden.

Für die Modellierung der AUZ wurden die in Tabelle A8-1 aufgeführten 2 Grundspannungszustände angenommen. Diese beiden Fälle stellen die erwarteten bzw. beobachteten Grenzfälle des Grundspannungszustands im Wirtgestein auf Endlagerniveau dar, Grundspannungszustand 1 entspricht dabei der erwarteten Spannungsverteilung unter dem Eggeligrat, Grundspannungszustand 2 derjenigen im Bereich des Sondierstollens in der südwestlichen Ecke des Endlagerbereichs.

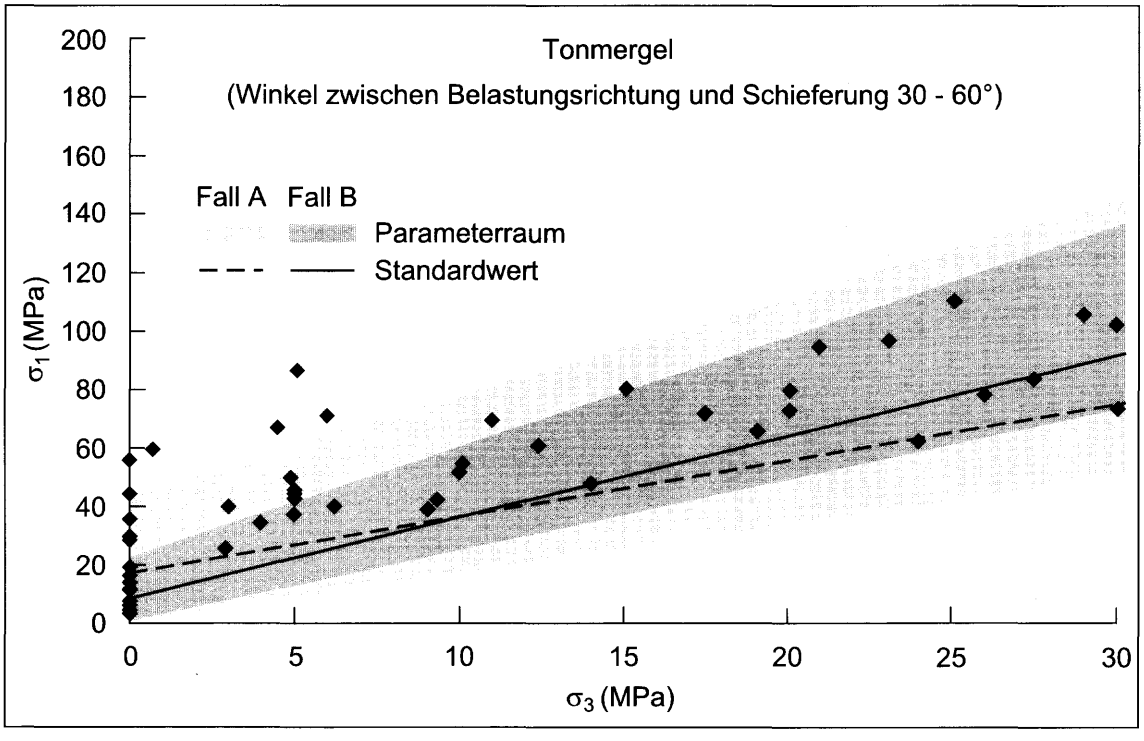


Figur A8-2: Die Verteilung der berechneten Verhältnisse der Hauptspannungen σ_1/σ_3 auf Endlagerniveau

Tabelle A8-1: Grundspannungszustände für die felsmechanische Modellierung

	Grundspannungszustand 1	Grundspannungszustand 2
S_H	34 MPa	20 MPa
S_V	17 MPa	11 MPa
S_h	15 MPa	9 MPa

Bei der Evaluation der Eingabeparameter für die Materialkennwerte wurde nicht von den in Kapitel 4.4 dargestellten arithmetischen Mittelwerten für das Wirtgestein (Kalk- und Tonmergel) ausgegangen, sondern es wurde eine konservative Abschätzung der Werte für den Tonmergel bei Manteldrücken von 0 - 20 MPa vorgenommen. Figur A8-3 verdeutlicht die Auswahl der Parameter aus den Ergebnissen der Einaxial- und Triaxialtests. Anders als bei KISTER (1994) wurden bei dieser Abschätzung nicht die bautechnisch schlechtesten Resultate der Labortests als Parameter für die Modellierung eingesetzt. Vielmehr wurde wegen der grossen Streuung der Materialkennwerte den Elementen des Modells kein konstanter Wert für einen Parameter zugewiesen, sondern eine Normalverteilung der Werte innerhalb der angegebenen Grenzen angenommen. Für die Modellierung wurden die in Tabelle A8-2 aufgeführten Werte verwendet.



Figur A8-3: Ergebnisse der Einaxialversuche und der Triaxialversuche bei Manteldrücken bis zu 30 MPa und die daraus abgeleitete Parametrisierung für die Festigkeit der Trennflächen

Tabelle A8-2: Eingabegrössen für die felsmechanische Modellierung

		Materialparametersatz A		Materialparametersatz B	
		Mittelwert	Abweichung	Mittelwert	Abweichung
Intaktes Gestein	Dichte [g/cm^3]	2.7	± 0.05	2.7	± 0.05
	E-Modul [GPa]	12	± 10	5	± 3
	Poisson Verhältnis	0.25	± 0.05	0.25	± 0.05
	Kohäsion [MPa]	13	± 5	6	± 4
	Reibungswinkel [°]	30	± 5	40	± 5
	Zugfestigkeit [MPa]	3.6	± 2.6	3.6	± 2.6
	Dilatationswinkel [°]	12	± 5	12	± 5
Trennflächen (Schieferung)	Kohäsion [MPa]	6	± 6	3	± 3
	Reibungswinkel[°]	23	± 10	30	± 5
	Dilatationswinkel [°]	15	± 5	15	± 5
	Zugfestigkeit [MPa]	1	± 1	1	± 1
	Einfallsrichtung [°]	280	± 20	280	± 20
	Einfallswinkel [°]	15	± 5	15	± 5

Die Werte für das "intakte Gestein" wurden aus den Messungen gewonnen, bei deren Durchführung der Winkel zwischen Schieferung und Belastungsrichtung weniger als 30° oder mehr als 60° betrug. Die Daten für die Trennflächen bzw. die Schieferung wurden aus den restlichen Proben (Winkel zwischen Schieferung und Belastungsrichtung im Bereich zwischen 30° und 60°) bestimmt.

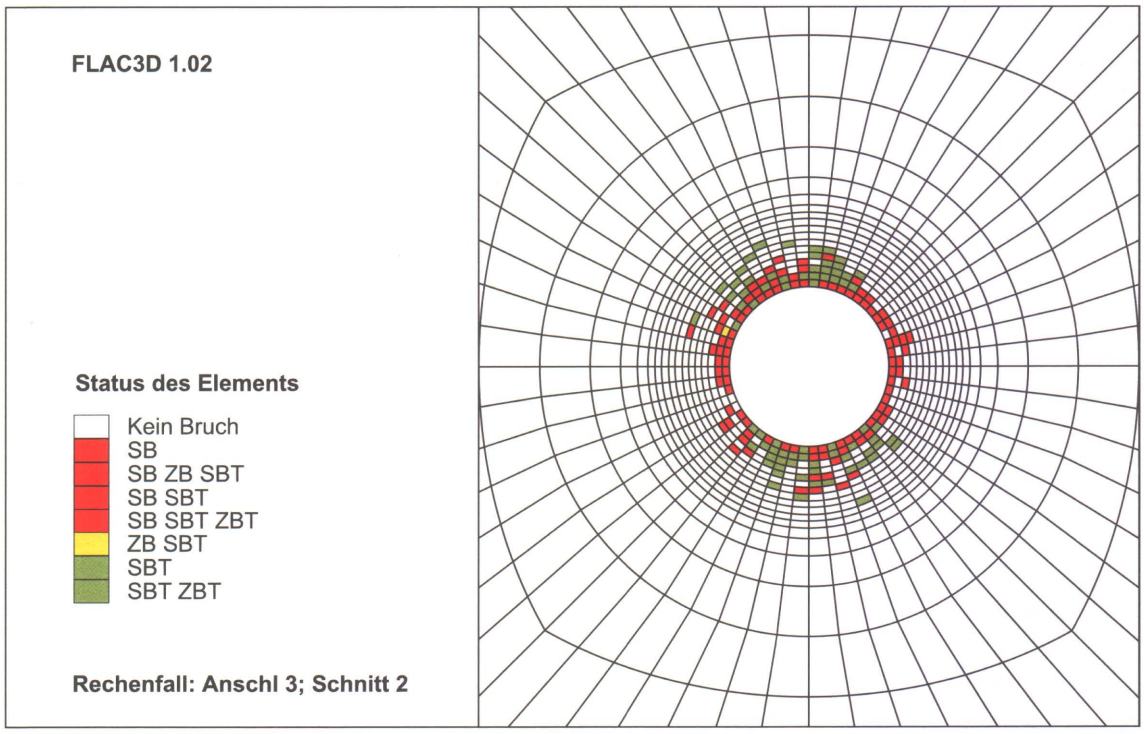
A8.2.4 Resultate

Die Berechnungen wurden für die in Tabelle A8-3 dargestellten 8 Fälle durchgeführt. Für jeden oben aufgeführten Belastungszustand bzw. Materialparametersatz wurden die Sekundärspannungen und Deformationen für den Abschnitt des Sondierstollens parallel zum geologischen Streichen und die quer dazu orientierten Anschlussstollen zu den Kavernen berechnet. Die Form und die Grösse des plastischen Bereichs der Auflockerungszone (Fig. A8-4) werden hauptsächlich durch die Lage der Trennflächen bestimmt. Bei gleichen Ausgangsdaten ist deutlich zu erkennen, dass der plastische Bereich der Auflockerungszone um den Sondierstollen (Stollenachse nahezu senkrecht zur maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung) bedeutend grösser ist als bei den Anschlussstollen (Stollenachse nahezu parallel zu der maximalen horizontalen Hauptspannungsrichtung).

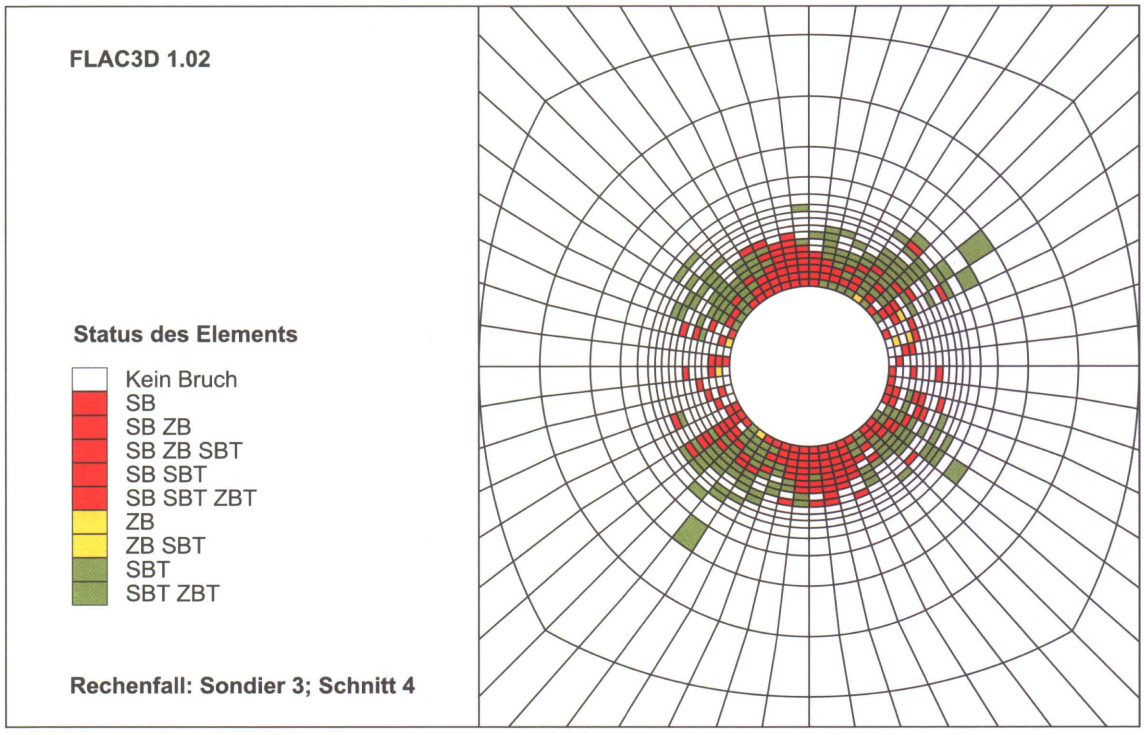
Tabelle A8-3: Parameterkombinationen bei der felsmechanische Modellierung

	Materialparametersatz A		Materialparametersatz B	
Grundspannungs-zustand 1	Sondier-stollen 1[1)]	Anschluss-stollen 1	Sondier-stollen 3	Anschluss-stollen 3
Grundspannungs-zustand 2	Sondier-stollen 2	Anschluss-stollen 2	Sondier-stollen 4	Anschluss-stollen 4

1) Beim Sondierstollen beträgt die Richtung der Stollenachse (Azimut) 65°, beim Anschlussstollen 155°



a)



b)

Figur A8-4: Plastischer Bereich der Auflockerungszone für Anschluss- und Sondierstollen. Beispiele: a) Anschlussstollen b) Sondierstollen.
SB = Scherbruch SBT = Scherbruch auf Trennfläche
ZB = Zugbruch ZBT = Zugbruch auf Trennfläche

Die Fläche des plastischen Bereichs der Auflockerungszone wurde für alle berechneten Fälle in 5 repräsentativen Schnitten durch das 3D-Modell ausgemessen und aus Vergleichsgründen auf einen äquivalenten Kreisradius umgerechnet. Die Variation der räumlichen Ausdehnung des plastischen Bereichs der Auflockerungszone aufgrund der zugelassenen Streuung der Materialparameter entlang der jeweiligen Stollenachse ist in den berechneten Fällen unbedeutend. Es wurden Variationen von maximal 10 % beobachtet. Die Werte für die äquivalenten Kreisradien (Stollen + Auflockerungsbereich) liegen zwischen 3.45 und 5.3 m bei einem Stollenradius von 3 m. Die kleinsten plastischen Bereiche der Auflockerungszone traten bei den Anschlussstollen zu den Kavernen (3.4 - 4 m), die grössten bei dem senkrecht zum Anschlussstollen ausgerichteten Sondierstollen (3.9 - 5.3 m) auf.

Die maximalen Deformationen an der Stollenwand lagen bei den unterschiedlichen Rechenfällen zwischen 55 mm und 4 mm. Vergleicht man diese Werte mit den gemessenen Deformationen beim Bau des Seelisbergtunnels, so findet man eine relativ gute Übereinstimmung. Im Seelisberg wurden beim Erschliessungsstollen (Durchmesser ca. 3 m) Konvergenzen von maximal 2.1 mm und bei der Kaverne der Lüftungszentrale (Durchmesser ca. 14 m) Werte von 80 mm gemessen (SKANNES 1980). Dabei ist zu beachten, dass die Nullmessung für die Konvergenzbestimmung im Fall des Erschliessungstollens erst mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung nach dem Auffahren durchgeführt wurde und SKANNES (1980) davon ausgeht, dass die nicht erfasste Konvergenz in der gleichen Grössenordnung liegt wie die gemessene. Bei den Messungen in der Kaverne wurden die oben angegebenen grossen Deformationen mit Extensometern aufgenommen, die vor dem Auffahren der Kalotte von einem Pilotstollen aus installiert wurden und deshalb wahrscheinlich die Gesamtdeformation zeigen. Die beobachteten grossen Deformationen werden in Zusammenhang mit einer "lokalen Schwächezone" (SKANNES 1980) erklärt.

A8.3 Studie zum hydraulischen Verhalten der Auflockerungszone

A8.3.1 Ziele

Die Untersuchungen des hydraulischen Verhaltens der AUZ hatten die folgenden zwei spezifischen Zielsetzungen:

- die Beschreibung der Ausdehnung und Form der AUZ, d.h. die Geometrie der Zone, in der Änderungen[9] der hydraulischen Eigenschaften auftreten
- die Abschätzung der Änderungen der hydraulischen Parameter (der AUZ-Faktor: K_{AUZ}/K_{WG} [10]).

---

9 Änderungen werden hier als signifikant betrachtet, falls sie mehr als eine halbe Magnitude des ursprünglichen K-Werts vor dem Auffahren des Hohlraums betragen. Dieser Abschneidewert wurde bewusst kleiner als die Standardabweichung von logK (vgl. Kap. 7.4; die Standardabweichung von logK beträgt 0.7) gewählt, um eine konservative Abschätzung zu erhalten. Realistisch wäre, wegen der natürlichen Variabilität der Gesteine nur die Bereiche als AUZ einzustufen, in denen sich die hydraulische Leitfähigkeit vom ursprünglichen Wert um mehr als eine Standard abweichung unterscheidet.

10 K_{AUZ} = hydraulische Leitfähigkeit der AUZ; K_{WG} = ursprüngliche hydraulische Leitfähigkeit an der selben Stelle vor dem Auffahren des Hohlraumes

Die Ergebnisse dieser Studie liefern Eingangsdaten für das Regional-, Endlager- und Kavernenumfeldmodell (Kap. 7.7.4 - 7.7.6) und sind Bestandteil des Geodatensatzes (Kap. 8).

A8.3.2 Vorgehen

Die Änderungen der hydraulischen Parameter des Stollennahfelds ergeben sich aufgrund komplexer, gekoppelter hydro-mechanischer Prozesse. Eine Spannungsänderung bedingt eine Änderung der hydraulischen Eigenschaften (Transmissivität eines WFS oder hydraulische Leitfähigkeit der Wirtgesteinsmatrix), die wiederum das hydraulische Potential bzw. den Porenwasserdruck beeinflusst. Bleibt die Gesamtspannung konstant (was in den meisten Fällen zutrifft), so bewirkt die Änderung des Porenwasserdrucks eine Änderung der effektiven Spannung. Diese wechselseitige Beeinflussung führt solange zu Spannungsumlagerungen, Änderungen der hydraulischen Parameter und des Porenwasserdrucks, bis ein Gleichgewichtszustand erreicht ist.

In der Vergangenheit wurde meist der Zusammenhang zwischen hydraulischer Leitfähigkeit und effektiver Spannung für einfache Systeme (poröses Medium, Einzelklüfte) untersucht und modelliert. Obwohl für geklüftete Gesteine grundsätzlich dieselben Zusammenhänge gelten sollten, gibt es gegenwärtig keine numerischen Verfahren, um gekoppelte hydro-mechanische Effekte in geklüftetem Gestein für realistische dreidimensionale Systeme quantitativ zu simulieren. Hinzu kommt, dass die verfügbare Datengrundlage sehr dürftig ist, was sogar für die einfachen Systeme belastbare Aussagen erschwert.

Sequentielle Kopplung

Wegen der oben dargelegten Gründe wurde auf einen Ansatz mit einer vollständigen hydro-mechanischen Kopplung verzichtet und stattdessen der Ansatz der sequentiellen Kopplung (TSANG 1987) verwendet. Dieser berücksichtigt die Änderung der hydraulischen Parameter aufgrund der Spannungsänderung, lässt jedoch keine Rückkopplung durch den Porenwasserdruck zu. Die Abschätzungen erfolgt somit in zwei Schritten – im ersten wurde die Spannungsänderung und im zweiten die resultierende Änderung der hydraulischen Parameter bestimmt[11].

Modellierung des Wirtgesteins

Als Basis für die hier beschriebenen und in LANYON & WATSON (1997a) ausführlich dargestellten Berechnungen diente das in Kapitel 7.3 beschriebene Blockmodell. Da

---

[11] Voll-gekoppelte zweidimensionale hydro-mechanische Modelle wurden ebenfalls getestet, allerdings erlaubten ihr vereinfachter Aufbau und die zur Verfügung stehenden Eingabedaten keine belastbaren quantitativen Abschätzungen.

diesem Modell zufolge das Grundwasser hauptsächlich in wasserführenden Systemen (WFS) fliesst, wurden für diese Studien Kluftnetzwerk-Modelle benutzt.

Zur Abschätzung der hydraulischen Auswirkung der AUZ genügt es nicht, alleine den Einfluss der Spannungsänderung auf ein bestehendes Kluftnetzwerk zu betrachten, vielmehr gilt es auch Änderungen in der Wirtgesteinsmatrix zu untersuchen, die durch Bildung und Deformationen von Mikrorissen bedingt sein können. Da bei Kluftnetzwerk-Modellen die Wirtgesteinsmatrix zwischen den definierten Klüften nicht betrachtet wird, wurde folgendes Vorgehen gewählt, um diese Einschränkung zu umgehen: In die Wirtgesteinsmatrix wurden neue Klüfte eingebaut, die bei der ursprünglichen Spannungsverteilung inaktiv sind, aber als "Sollbruchstelle" und damit als potentielle Fliesswege bei Spannungsänderungen dienen können.

Neben den im Blockmodell gezeigten wasserführenden Systemen wurden daher fiktive Mikroklüfte und Haarrisse (MHW) in die Wirtgesteinsmatrix eingebaut, die eine spannungsbedingte Änderung der hydraulischen Leitfähigkeit der Wirtgesteinsmatrix ermöglichen sollten. Diese neuen Mikroklüfte und Haarrisse sind unter der normalen Spannungssituation hydraulisch nicht wirksam und entsprechen dem K-Wert der Wirtgesteinsmatrix von ca. 10^{-13} m/s. Zu ihrer geometrischen Beschreibung (Ausdehnung, Orientierung, Häufigkeit) wurden verschiedene Parametervariationen untersucht. Diese Art des Modellaufbaus ermöglichte es, für die Abschätzung der hydraulischen Parameter der AUZ existierende Kluftnetzwerk-Modelle zu nutzen.

Zusammenhang zwischen Spannung und Transmissivität

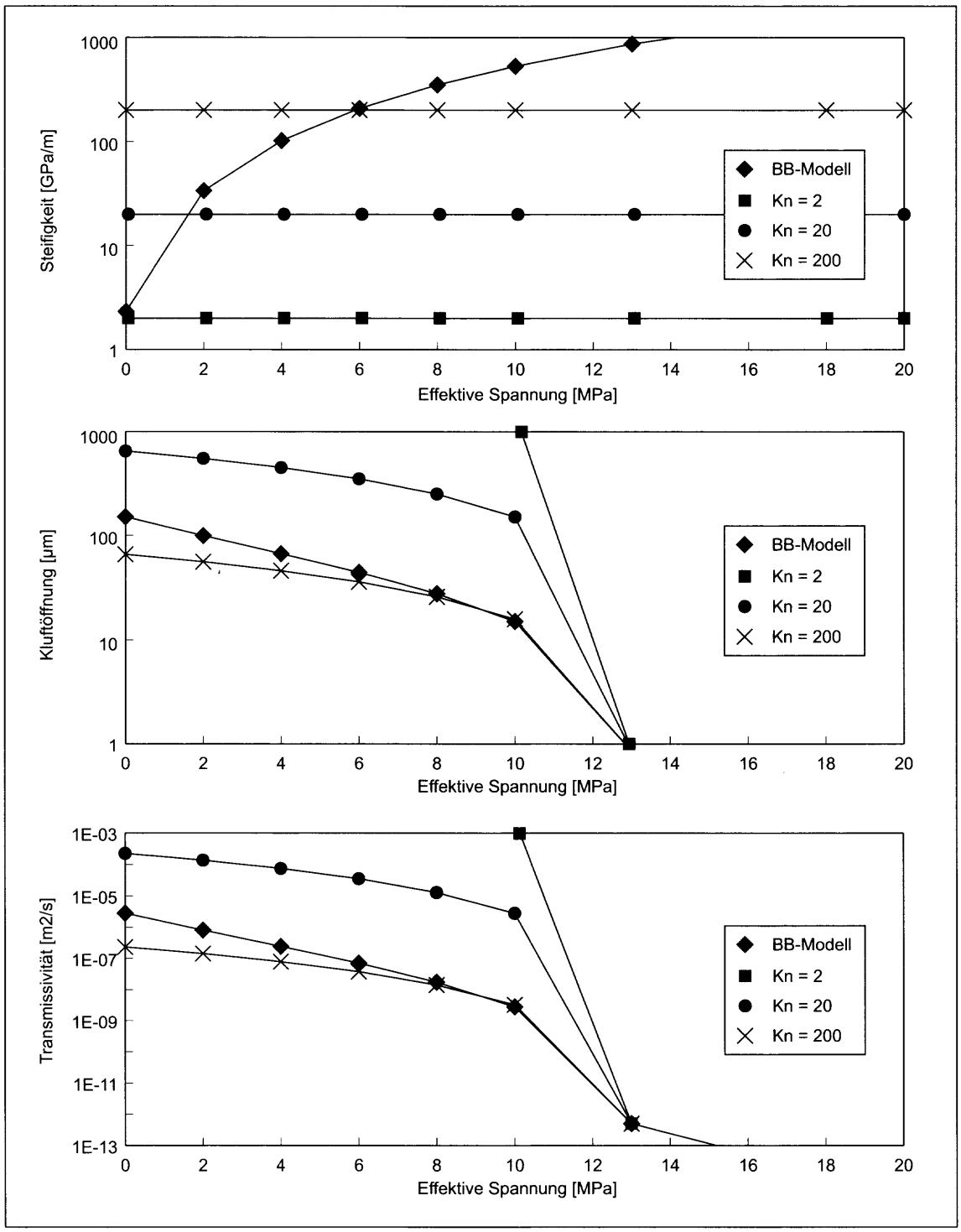
Eine der kritischsten Annahmen in der Anwendung des gekoppelten Verfahrens ist die mathematische Beschreibung der Abhängigkeit von Transmissivität und Spannung. Direkte Untersuchungen dieses Zusammenhangs im Labor oder in situ sind nicht oder nur bedingt möglich. Im Rahmen dieser Arbeit wird davon ausgegangen, dass die Spannungsänderung eine Änderung der Kluftöffnung zu Folge hat, die dann wiederum eine Änderung der Transmissivität bewirkt. Hat man diese Öffnungweite bestimmt, lässt sie sich in eine Transmissivität dieser Kluft umrechnen. Die Umrechnung von Öffnungsweiten in Transmissivitäten kann mit dem sogenannten kubischen Gesetz ("cubic law") von SNOW (1968) erfolgen, das davon ausgeht, dass die Transmissivität einer Kluft proportional zur dritten Potenz der Kluftöffnung ist.

Die Änderung einer Kluftöffnung als Resultat der Normalspannungsänderung auf der Kluftfläche ist abhängig von der Normalsteifigkeit der Kluft. Zur Beschreibung der Beziehung zwischen Apertur- (oder auch mechanischer Öffnungsweite) und Spannungsänderungen wurden zwei alternative Hypothesen in Betracht gezogen (LANYON & WATSON 1997a):

- ein lineares Gesetz mit konstanter Kluftsteifigkeit
- ein hyperbolisches Gesetz, das auf experimentellen Daten[12] (BARTON & BAKHTAR 1987) beruht und als realistischer betrachtet wird.

---

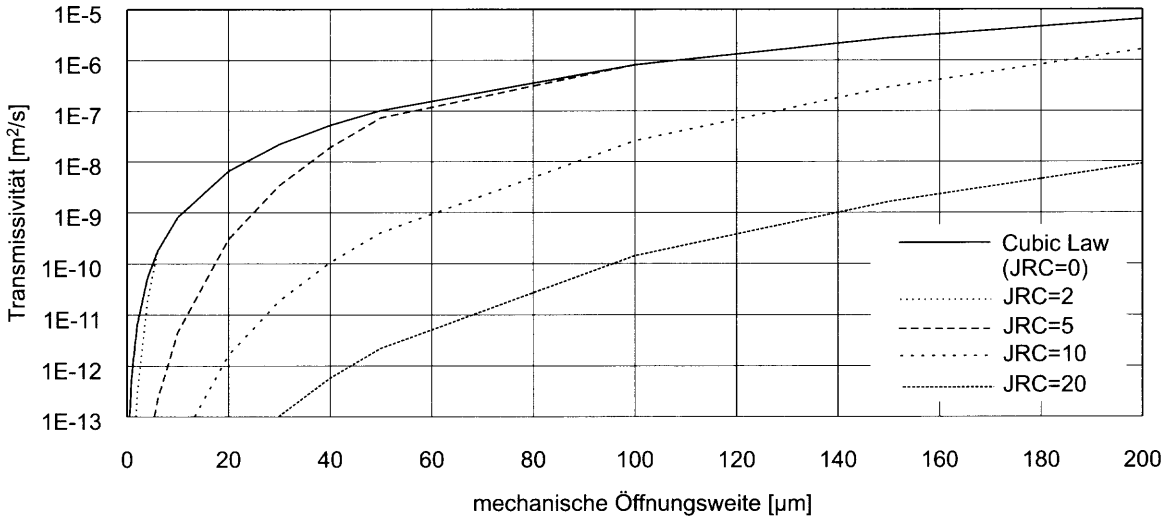
12 allerdings nicht für Mergel



Figur A8-5: Gekoppelte hydro-mechanische Modelle: Spannungs-/Kluftöffnungsänderungs-Modelle und Auswirkungen auf Kluftöffnungs- bzw. Transmissivitätsänderungen [BB: Barton- Bandis Modell (hyperbolisches Gesetz); Kn = 2, 20, 200: Berechnung unter Annahme einer linearen Beziehung zwischen Kluftöffnungsänderung und Spannung mit den entsprechenden Kluftsteifigkeiten Kn]

Die Auswirkungen der Spannungen auf die Kluftöffnungsweiten wird für die unterschiedlichen Annahmen in Figur A8-5b gezeigt. Für das lineare Gesetz wurden dabei drei unterschiedliche, aber jeweils konstante Normalsteifigkeiten (Fig. A8-5a) betrachtet. Da das hyperbolische Spannungs-Kluftweitenänderungsgesetz als die realistischere Beschreibung angesehen wird, erfolgen die weiteren Rechnungen in dieser Studie mit diesem Gesetz.

Unter der Annahme, dass die mechanische Öffnungsweite der hydraulisch wirksamen entspricht, wurden die Transmissivitäten mit dem oben erwähnten kubischen Gesetz für den jeweiligen Spannungszustand berechnet (Fig. A8-5c). Dass diese Annahme extrem konservativ ist, haben BARTON & BAKHTAR (1987) gezeigt. Bei Klüften mit hoher Rauhigkeit[13] führt diese Annahme zu einer Überschätzung der Transmissivität um bis zu 4 Grössenordnungen (Fig. A8-6).



Figur A8-6: Veränderung der Transmissivitäten als Funktion der mechanischen Öffnungsweite für das Barton-Bandis Modell bei verschiedenen Rauhigkeiten (JRC stellt ein Mass der Rauhigkeit dar; JRC = 0 entspricht der hier getroffenen Annahme paralleler Platten für die Kluftflächen, JRC = 20 entspricht einer grossen Rauhigkeit, d.h. die Öffnungsweite der Kluft ist sehr variabel)

Modellierungstrategie

In Kapitel A8.2 wurden acht im Bereich des Endlagers mögliche Fälle betrachtet und die zugehörigen sekundären Spannungssituationen berechnet. Die acht unterschiedlichen Fälle ergeben sich bei der Betrachtung von zwei möglichen Grundspannungszuständen und zwei unterschiedlichen felsmechanischen Parametersätzen für die zwei

13 Variabilität in der Öffnungsweite einer Kluft

möglichen Tunnelorientierungen. Die wichtigsten Modellparameter der felsmechanischen Berechnungen sind in Tabelle A8-2 dargestellt; die Ergebnisse dieser Berechnungen werden als Eingangswerte für die Ermittlung der hydraulischen Parameter des Gesteins in der Umgebung des Untertagebauwerks benutzt. Die spannungsbedingten Änderungen der hydraulischen Parameter werden auf zwei unterschiedliche Arten emittelt – einmal analytisch und einmal numerisch. Die Details dieser Berechnungen sind in LANYON & WATSON (1997a) dokumentiert und werden hier nur zusammenfassend dargestellt.

Bei der analytischen Bestimmung der hydraulischen Parameter wird das Gestein als geklüftetes Medium (WFS und MHW, siehe oben) angenommen, bei dem die entsprechenden Diskontinuitäten konstante Eigenschaften besitzen (Orientierung, Öffnungsweite, Transmissivität, Häufigkeit). Die aus der felsmechanischen Modellierung (Kap. A8.2) berechneten Spannungen werden übernommen und ihre Auswirkungen auf Öffnungsweite, Transmissivität und effektive hydraulische Leitfähigkeit an allen Orten sequenziell berechnet. Die analytische Lösung gibt so Antworten auf zwei in Kapitel A8.3.1 gestellte Fragen – die Ausdehnung und hydraulische Leitfähigkeit der AUZ.

Ein Effekt, der bei der analytischen Betrachtung nicht berücksichtigt werden kann, ist die natürliche Variabilität der Kluftparameter. Die Auswirkung der Vernetzung der Diskontinuitäten im 3D-Raum kann mit der analytischen Methode nicht untersucht werden. Aus diesem Grund wurden zusätzlich numerische Berechnungen mit dreidimensionalen Kluftnetzwerken durchgeführt. Auch in diesem Fall wurden die berechneten Spannungen an die individuellen Klüfte des Netzwerks angelegt und die effektiven hydraulischen Leitfähigkeiten (K_{AUZ}) berechnet. Wegen der rechnerbedingten Kapazitätsgrenze kann eine solche Modellierung nicht mit sehr hoher Auflösung erfolgen. Die numerische Methode liefert daher gröbere Resultate für die Ausdehnung und hydraulische Leitfähigkeit der AUZ als die analytische. Dafür hat die numerische Methode den Vorteil, das Verständnis für die intergralen, dreidimensionalen Effekte der AUZ zu vertiefen.

A8.3.3 Ergebnisse der analytischen Berechnungen

In der für die analytischen Berechnungen notwendigen Vereinfachung wird davon ausgegangen, dass die Charakteristika für WFS und MHV für das gesamte Gebiet gleich sind, d.h. es wird von der Hypothese ausgegangen, dass zu Beginn alle WFS und MHW die gleiche Öffnungsweite, Durchlässigkeit, Orientierung, Häufigkeit und den gleichen Abstand besitzen. Die in Tabelle A8-4 dargestellten Parameter wurden so ausgewählt, dass sie zu typischen effektiven hydraulischen Kennwerten führen, wie sie aufgrund der Ergebnisse aus der Bohrung SB4a/v[14] für das Wirtgestein auf Endlagerebene erwartet werden.

[14] Die hier gewählten Werte dienen deshalb lediglich zur Demonstration der Methodik, sie sind nicht repräsentativ für das gesamte Stollen- und Kavernensystem im Wirtgestein. Aus Kapitel 7.4 geht hervor, dass im Endlagerbereich signifikant niedrigere hydraulische Leitfähigkeiten zu erwarten sind.

Bei den Berechnungen wurde die effektive hydraulische Leitfähigkeit des Gebirgsblocks, der Klüfte mit konstanter Transmissivität T und mit konstantem Abstand A besitzt, folgendermassen ermittelt: K_{AUZ} [m/s] = T [m^2/s] / A [m].

In der analytischen Abschätzung wurde angenommen, dass WFS und MHW hydraulisch voneinander unabhängig sind, und dass sich die hydraulischen Leitfähigkeiten an einem bestimmten Ort aus der Summe der effektiven hydraulichen Leitfähigkeit von WFS und MHW ergeben.

Tabelle A8-4: In die analytischen Berechnungen eingesetzte Klufteigenschaften

"Kluft"-Typ	In situ hydraulisch wirksame Öffnung [µm]	In situ Transmissivität, T [m^2/s]	Orientierung Azimut/ Fallwinkel [°]	Abstand der Klüfte, A [m]	Hydraulische Leitfähigkeit, K_{WG} [m/s]
Wasserführende Systeme (WFS)	20	$6 \cdot 10^{-9}$ [1]	335 / 45	25	$2.6 \cdot 10^{-10}$
Mikroklüfte und Haarrisse in der Wirtgesteinsmatrix (MHW)	0.85	$5 \cdot 10^{-13}$	335 / 15 [2]	2	$2.5 \cdot 10^{-13}$

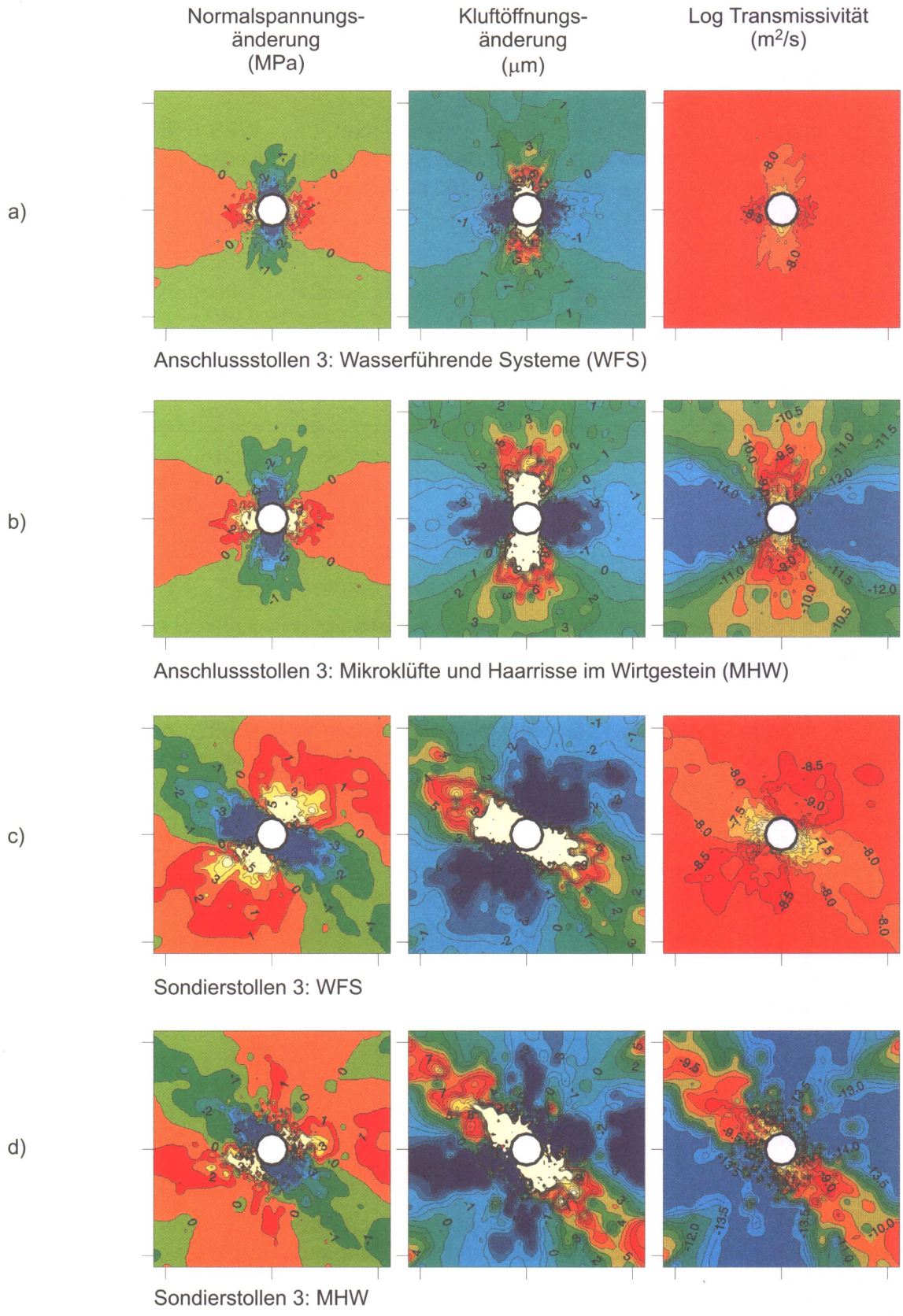
[1] Wert gibt eine Grössenordnung. Der reale Wert hängt von der Raumlage ab

[2] Um den Vergleich mit den zwei-dimensionalen Modellen zu ermöglichen (LANYON & WATSON, 1997a), wurde anstelle von Azimut 280° der Wert 335° eingesetzt

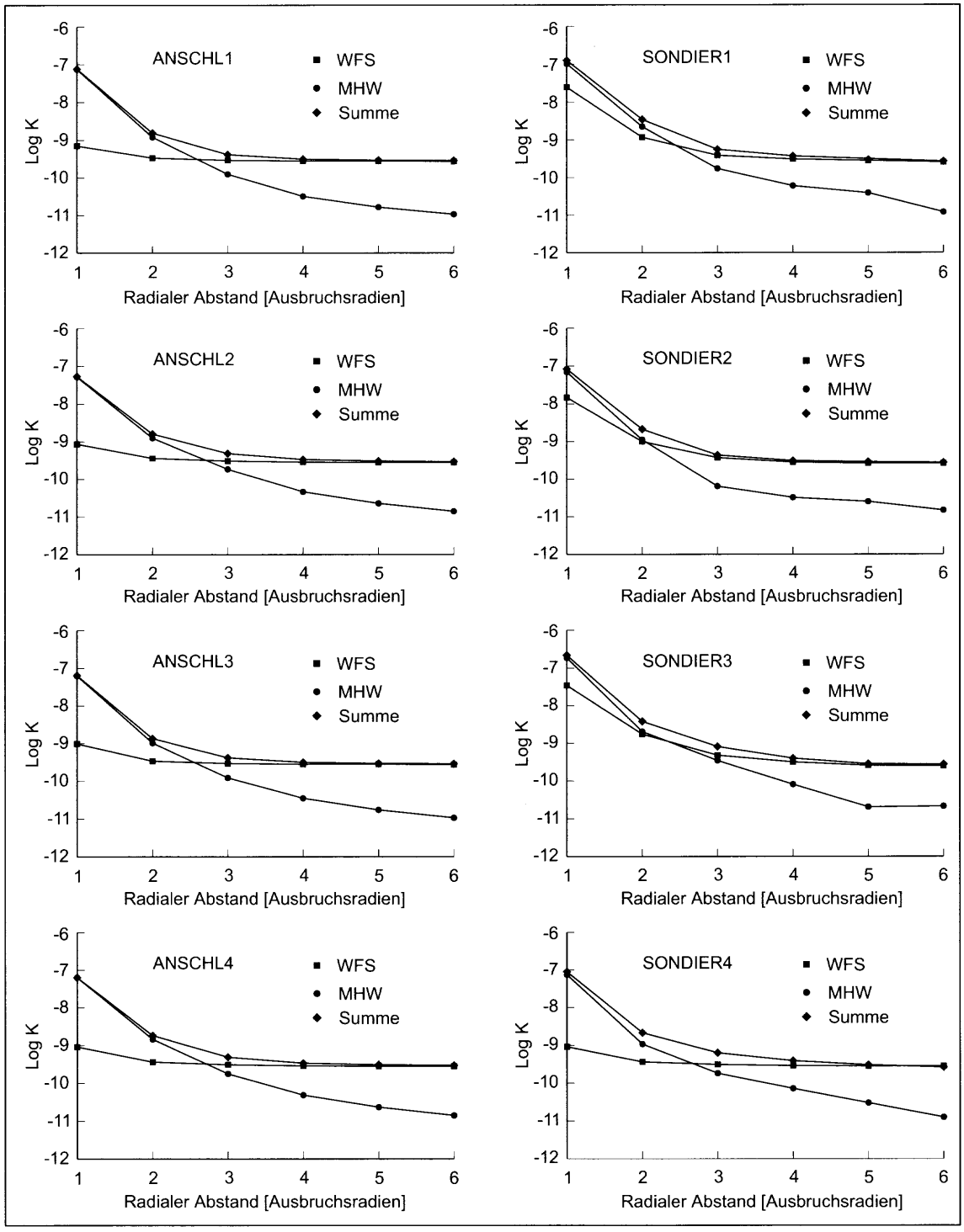
Für die acht in Tabelle A8-3 dargestellten Fälle wurden zunächst die mit dem felsmechanischen Modell berechneten Gesamtspannungen in effektive Normalspannungen bezogen auf die Klüfte umgerechnet, unter der Annahme eines Porenwasserdrucks von 5 MPa (entsprechend einem hydraulischen Potential von 500 m). Diese effektive Normalspannung wurde benötigt, um mit Hilfe der unter Kapitel A8.3.2 beschriebenen hyperbolischen Beziehung die Öffnungsweite der WFS und MHW zu berechnen. Mit dem kubischen Gesetz wurde dann die Transmissivität für die WFS und den MHW und schliesslich die effektive hydraulische Leitfähigkeit neu berechnet.

Figur A8-7 fasst die Änderungen von Normalspannung, Öffnungsweite der Klüfte und Transmissivität jeweils für die WFS und die MHW zusammen. Die zwei ausgewählten Fälle, Anschlussstollen 3 und Sondierstollen 3 (Tab. A8-3), weisen die signifikantesten Transmissivitätsänderungen auf. Dies steht im Einklang mit den in den felsmechanischen Modellrechnungen beobachteten maximalen Deformationen für diese Fälle. Die Änderungen der hydraulischen Leitfähigkeiten für die WFS und die MHW sowie die Gesamtänderung (Summe der Leitfähigkeiten aus WFS und MHW) für alle acht Fälle sind in Figur A8-7 in Abhängigkeit von der Entfernung von der Stollenwand dargestellt.

Figur A8-8 zeigt eine radiale Abhängigkeit der geschätzten K_{AUZ}-Werte mit den höchsten Werten nahe an der Stollenwand und den Hauptauswirkungen, die sich auf die ersten beiden Radien konzentrieren. Die gesamthafte Erhöhung von K_{AUZ} in Stollenwandnähe beträgt etwa zwei Grössenordnungen. Bei Abständen von ein bis zwei Stollenradien von der Stollenwand zeigen alle Rechenfälle eine Erhöhung der Leitfähigkeit von weniger als einer Grössenordnung.



Figur A8-7: Analytische Berechnung: Spannungs-, Kluftöffnungsweiten- und Transmissivitäts-Änderung im Fall des Anschlussstollens 3 (a und b) und Sondierstollens 3 (c und d)



Figur A8-8: Analytische Berechnung: Hydraulische Leitfähigkeit der AUZ als Funktion des Abstands von der Stollenwand

Veranschaulicht wird auch der Effekt der unterschiedlichen Orientierung der Stollen bezüglich der Orientierung der Schieferung: Im Fall des Anschlussstollens (Richtung nahezu senkrecht zu den WFS) sind die Änderungen der Eigenschaften der wasser-

führenden Systeme minimal, im Fall des Sondierstollens (Richtung nahezu parallel zu den WFS) ergeben sich Änderungen um 1.5 Grössenordnungen.

Das hydraulische Verhalten der AUZ wird signifikant durch die eingeführten fiktiven Mikroklüfte und Haarrisse in der Wirtgesteinsmatrix (MHW) beeinflusst. In der analytischen Berechnung werden sie als unendlich ausgedehnt betrachtet, was einer äusserst konservativen Annahme entspricht.

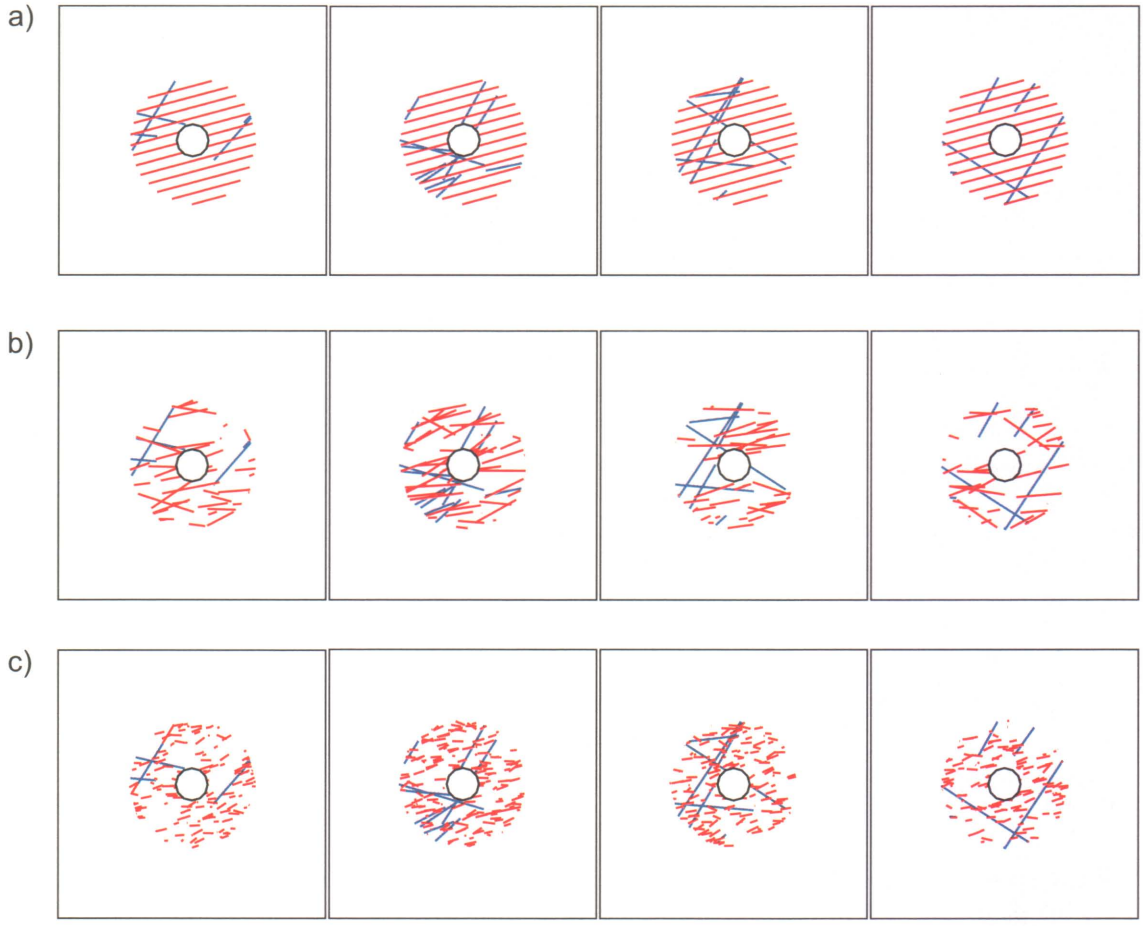
A8.3.4 Ergebnisse der numerischen Berechnungen

In der numerischen Berechnung wird das Wirtgestein mit Hilfe eines Kluftnetzwerk-Modells beschrieben. Das numerische, zylindersymmetrische Modell hat eine Länge von 50 m, der Radius des Stollens im Zentrum des Modells beträgt 3 m. Das Gebirge wird durch einen Ringmantel um diesen Stollen von 18 m Mächtigkeit dargestellt. Für alle acht Fälle der felsmechanischen Modellierung wurden ca. 10 unterschiedliche Realisationen der stochastischen Kluftnetzwerke mit den WFS und MHW untersucht.

Die Parameter der betrachteten WFS des Kluftnetzwerks wurden aus den Daten der kataklastischen Zonen (WFS-Typ 1) des Blockmodells (Kap. 7.3) abgeleitet. Es wurden aus rechentechnischen Gründen nur Diskontinuitäten des Typs 1 in Betracht gezogen, da in Kapitel 7.3 gezeigt wurde, dass sie die hydraulisch signifikantesten WFS repräsentieren. Während die WFS aufgrund der Untersuchungen in den Bohrungen gut beschrieben werden konnten, müssen für die fiktiven MHW gewisse Annahmen getroffen werden. Die Resultate der felsmechanischen Laboruntersuchungen (HETTKAMP & RUMMEL 1996) zeigen, dass sich die Mikrorisse meist parallel zur Schieferung des Wirtgesteins ausbilden, da die Schieferung eine Anisotropie der Festigkeiten des Wirtgesteins bewirkt. Da die Schieferungsorientierung aber nicht konstant ist, wurden für die MHW drei mögliche Verteilungen entsprechend Figur A8-9 untersucht (vgl. Tab. A8-5). Beim Fall a) ist die Orientierung der MHW deterministisch und ihre Ausdehnung unendlich. In den letzten beiden Fällen haben die MHW eine willkürliche Orientierung aber unterschiedliche Ausdehnungen; im Fall b) 10 m und im Fall c) 2 m. Alle drei Fälle der MHW-Verteilung haben die gleiche Frequenz, d.h. die Gesamtkluftfläche pro Gesteinsvolumen ist konstant.

Tabelle A.8-5 zeigt die Parameter, die zur Erstellung des Kluftnetzwerks benutzt wurden. Insgesamt wurden für jede betrachtete Stollenausrichtung 30 Kluftnetzwerke generiert (je 10 für jede mögliche WFS – MHW Kombination). Jede Diskontinuität (WFS oder MHW) wurde mit einer Diskretisierung von ca. 0.2 bis 0.4 Meter aufgelöst.

Ähnlich wie bei der analytischen Berechnung (Kap. A8.3.3) wurden die Spannungen aus der felsmechanischen Modellierung in effektive Normalspannungen umgerechnet und die Änderungen der Öffnungsweiten an jedem Gitterpunkt des Kluftnetzwerks bestimmt.



Figur A8-9: Numerische Bestimmung der AUZ: Geometrische Konzeptualisierung der fiktiven Mikroklüfte und Haarrisse (MHW) im Wirtgestein, je 4 Realisationen; Blau: WFS Braun: MHW
Fall a: MHW deterministisch, unendlich ausgedehnt
Fall b: MHW stochastisch, Ausdehnung 10 m
Fall c: MHW stochastisch, Ausdehnung 2 m

Zur Berechnung der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit der AUZ (K_{AUZ}) wurden hydraulische Simulationen durchgeführt. Als Randbedingungen wurden dabei den beiden axialen Rändern des Modells konstante hydraulische Drücke zugeschrieben und kein Fluss an der zylindrischen Oberfläche zugelassen. Die Ergebnisse für die K_{AUZ} wurden zur Veranschaulichung für bestimmte Gesteinsbereiche (Hohlzylinder mit Manteldicken von 3 und 5 Radien[15] des Hohlraums) ermittelt. Tabelle A8-6 zeigt die Ergebnisse für die acht Fälle der felsmechanischen Modellierung beispielhaft für die geometrische Verteilung der WFS und MHW entsprechend Fall b) in Tabelle A8-5. Die Ergebnisse wurden in Form des AUZ-Faktors (entspricht dem Verhältnis K_{AUZ}/K_{WG}) dargestellt, der die berechnete K-Wert-Erhöhung bzw. -Reduktion gegenüber dem ursprünglichen, von der Hohlraumauffahrung unbeeinflussten K-Wert (K_{WG}) in der AUZ zum Ausdruck bringt.

---

15 Bedingt durch numerische Probleme können diese Werte für Manteldicken von 1 bis 2 Radien nicht bestimmt werden (beherrschender Einfluss der Grenzflächen)

Tabelle A8-5: Verwendete Klufteigenschaften bei der numerischen Modellierung

"Kluft"-Typ	In situ hydraulisch wirksame Öffnung [µm]	In situ Transmissivität [m^2/s] [1]	Ausdehnung [m]	Orientierung Azimut/ Fallwinkel [°]	P_{32} [2] [m^{-1}]
Set 1: Wasserführende Systeme WFS (kataklastische Scherzonen, dünne diskrete Scherzonen, Klüfte in Tonmergeln und Mergeln) [3]					
Alle WFS von Set 1	Variabel gemäss Transmissivität	log T: Mittelwert = -8 Varianz = 0.39	Variabel: 10 - 1200 Mittelwert: 16 m	Verteilung (Orientierung aller kataklastischen Zonen)	0.12
Set 2: Mikroklüfte und Haarrisse in der Wirtgesteinsmatrix (MHW)					
-Fall a: deterministisch	0.5	$2 \cdot 10^{-13}$	unendlich	335 / 15	0.5
-Fall b: stochastisch	0.5	$2 \cdot 10^{-13}$	10	Verteilung (SB4a/v Schieferung)	0.5
-Fall c: stochastisch	0.5	$2 \cdot 10^{-13}$	2	Verteilung (SB4a/v Schieferung)	0.5

[1] Daten aus SB4a/v; Kote ca. 540 m ü.M.

[2] Gesamtkluftfläche pro Gesteinsvolumen, als Mass für die "Kluft"-Frequenz bzw. -Dichte.

[3] Kalkbankabfolgen (KBA) wurden bei dieser Modellierung nicht berücksichtigt, da die Schlüsselzonen in einem Abschnitt gewählt werden, wo keine KBAs vorkommen.

Die Ergebnisse (Mittel-, Maximal-, und Minimalwerte der K_{AUZ}/K_{WG}) zeigen eine grosse Variabilität der K-Werte der AUZ entlang des Stollens, die auf die natürliche Heterogenität und der damit verbundenen Änderung der Vernetzung zurückzuführen ist.

Die Konsequenzen dieser Ergebnisse für die Auswahl potentieller Versiegelungsstrekken (Schlüsselzonen) in den Stollen sind nachfolgend aufgeführt. Für die Lokalisierung der Versiegelungszone ist ein Bereich auszuwählen, der eine relativ geringe Erhöhung der K-Werte durch die AUZ aufweist, z.B. ein Bereich mit wenigen Klüften und Mikrorissen im direkten Stollenumfeld. Die Auswirkungen eines solchen Selektionsverfahren in Vergleich zu einer willkürlichen Auswahl der Versiegelungspositionen wurde ebenfalls untersucht, indem von den 10 statistisch identischen Realisationen die 5 Realisationen ausgewählt wurden, die die geringste Anzahl an WFS an der Stollenwand aufweisen. Dies entspricht einer Selektionierung der Schlüsselzonen in einem Tunnel anhand einer einfachen Stollenaufnahme. Die jeweiligen Realisationen im Kluftnetzwerk-Modell könnten dabei jeweils einen realen Tunnelabschnitt darstellen. Die Ergebnisse (Tabelle A8–6, Teil C) zeigen, dass die durchschnittliche Erhöhung von K_{AUZ} bei den 5 ausgewählten Realisationen, verglichen mit den Werten von allen 10 Realisationen, ungefähr um den Faktor 3 - 4 reduziert werden kann. Die maximalen Werte verringern sich sogar um einen Faktor 10 - 20. Dies deutet darauf hin, dass schon durch einfache Selektionsverfahren bei der Festlegung von Schlüsselzonen für Versiegelungen die hydraulischen Auswirkungen der AUZ drastisch reduziert werden können.

Tabelle A8-6: Berechnete K_{AUZ}/K_{WG} für 10 Realisationen, WFS-Typ 1 gemäss Blockmodell und Mikroklüfte und Haarrisse in der Wirtgesteinsmatrix stochastisch mit 10 m- Ausdehnung

A. Anschlussstollen:	Leitfähigkeitserhöhung gegenüber K-Wert des Blocks ($K_{WG} = 1 \cdot 10^{-10}$ m/s)					
	Ringraum 3 Radien (3 - 12 m)			Ringraum 5 Radien (3 - 18 m)		
Fall	Mittelwert	Minimum	Maximum	Mittelwert	Minimum	Maximum
Anschluss 1	0.7	0	54.4	4	0.2	37.5
Anschluss 2	1.1	0	89.1	4.9	0.3	50.2
Anschluss 3	1.5	0	53.8	4.3	0.2	44.7
Anschluss 4	0.7	0	83.7	4.8	0.2	53.7

B. Sondierstollen:	Leitfähigkeitserhöhung gegenüber K-Wert des Blocks ($K_{WG} = 4 \cdot 10^{-10}$ m/s)					
	Ringraum 3 Radien (3 - 12 m)			Ringraum 5 Radien (3 - 18 m)		
Fall	Mittelwert	Minimum	Maximum	Mittelwert	Minimum	Maximum
Sondier 1	8.6	0.1	176.7	0.3	0	8.3
Sondier 2	6.7	0.1	217.3	10.9	0.6	68.3
Sondier 3	14.4	0.3	179	15.8	2.4	125.2
Sondier 4	15.5	0.4	318.4	13.7	2.8	86.5

C. Sondierstollen:	5 ausgewählte Realisationen					
	Ringraum 3 Radien (3 - 12 m)			Ringraum 5 Radien (3 - 18 m)		
Fall	Mittelwert	Minimum	Maximum	Mittelwert	Minimum	Maximum
Sondier 1	1.8	0.1	10.2	0	0	4.3
Sondier 2	1.5	0.1	15.9	5.4	0.6	13.1
Sondier 3	4.9	0.3	19.7	6.6	2.4	14.6
Sondier 4	3.8	0.4	16.2	7.6	2.8	13.8

A8.3.5 Abschätzung der hydraulischen Eigenschaften für den Geodatensatz

Die Modellstudien zeigen, dass eine AUZ um den Stollen mit höheren hydraulischen Leitfähigkeiten als die des ungestörten Gesteins entstehen könnte – wobei in gewissen Situationen auch eine Reduktion der hydraulischen Durchlässigkeit zu erwarten ist. Es gibt eine radiale Abhängigkeit von K_{AUZ} mit höheren Werten nahe der Stollenwand, einer Reduktion mit zunehmendem Abstand von der Stollenwand und der Tendenz, in Distanzen von ungefähr zwei Radien (bezüglich Stollenwand des jeweiligen Hohlraums) die Werte der ungestörten Wirtgesteinsmatrix zu erreichen.

Die analytischen Rechnungen zeigen ein Maximum der Erhöhung von K_{AUZ} in der Nähe der Tunnelwand um den Faktor 100, d.h. K_{AUZ}/K_{WG} (oder der AUZ-Faktor) = 100. Die in Tabelle A8-7 aufgeführten Eigenschaften werden im Regional-, Endlager- und Kavernenumfeldmodell verwendet. Als Variante wird für die innere Zone ein AUZ-Faktor von 1000 eingesetzt.

Tabelle A8-7: Relevante hydraulische Parameter der AUZ für die hydrodynamische Modellierung

Form	zylindrisch		
Ausdehnung	2 Zonen, beide mit einer Mächtigkeit von einem Stollenradius		
Hydraulische Eigenschaften	Äussere Zone	$K_{AUZ,a} = 10 \times K_{WG}$	
	Innere Zone	$K_{AUZ,i} = 100 \times K_{WG}$	Basisfall
		$K_{AUZ,i} = 1000 \times K_{WG}$	Variante

Die Resultate der numerischen Modellierung wurden benutzt, um diese hydraulischen Parameter der AUZ zu bewerten. Da die mit den numerischen Modellen berechneten Zonen Hohlzylindern mit einer Manteldicke von 3 bzw. 5 Hohlraumradien entsprechen, wurden für den Basisfall und die Variante (Tab. A8-7) die AUZ-Faktoren für diese Hohlraumradien berechnet. Die Werte betragen:

- Standardfall: $K_{AUZ}/K_{WG} = 24$ (3 Radien) und $K_{AUZ}/K_{WG} = 11$ (5 Radien);
- Variante: $K_{AUZ}/K_{WG} = 204$ (3 Radien) und $K_{AUZ}/K_{WG} = 88$ (5 Radien).

Der Vergleich mit den Werten in der Tabelle A8-6 zeigt, dass für den Anschlussstollen die durchschnittlichen K_{AUZ}/K_{WG} Verhältnisse in allen Fällen kleiner als 24 bzw. 11 sind. Für den Sondierstollen gilt diese Ausage nur für die fünf ausgewählten Realisationen. In allen Fällen sind die in Tabelle A8–6 dargestellten, berechneten K_{AUZ}/K_{WG}-Verhältnisse kleiner als bei der in Tabelle A8-7 konservativen Varianten, die eine Erhöhung der K-Werte der inneren Zone um einen Faktor 1000 vorsieht.

Diese ersten Studien der AUZ für den Standort Wellenberg haben gezeigt, dass die eingeführten Mikroklüfte und Haarrisse in der Wirtgesteinsmatrix (MHW) von entscheidender Bedeutung sein können. Dabei sind die geometrischen Vorgaben sehr wichtig: Bei geringer Ausdehnung und erhöhter Anzahl (z.B. Fall c, in Tab. A8-6) haben sie auch nach dem Stollenausbruch keinen hydraulischen Einfluss, da sie nicht miteinander verbunden sind (LANYON & WATSON 1997a), während sie bei genügender lateraler Ausdehnung immer bestimmender für die effektive hydraulische Leitfähigkeit werden. Der grosse Einfluss der Mikroklüfte und Haarrisse im Nahfeld des Stollens auf den AUZ-Faktor könnte auch derart interpretiert werden, dass im extremen Fall die hydraulische Leitfähigkeit der AUZ vollkommen unabhängig vom ursprünglichen K-Wert des Wirtgesteins ist und der K_{AUZ}-Wert entlang des Stollens konstant ist, d.h. nicht der AUZ-Faktor, sondern K_{AUZ} ist eine Konstante. Obwohl dies bei der beobachteten Variabilität der hydraulischen Parameter des Wirtgesteins extrem und eher unrealistisch ist, wird die Auswirkung dieser Hypothese anhand von Sensitivitätsanalyse mit dem Endlagermodell untersucht (Kap. 7.7.5). In dieser Sensitivitätsanalyse wurde der K-Wert der AUZ konstant gehalten und als unabhängig vom umgebenden Wirtgestein angenommen.

A9 EDELGASE (HE, AR) AUS GESTEINEN UND PORENWÄSSERN

Die Konzentrationen und die Isotopenzusammensetzung von Edelgasen 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. Im Falle der Untersuchungen am Wellenberg betrifft das vor allem die in der Endlagerzone vorhandenen Na-Cl-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.

Je nach Entstehungsgeschichte akkumulieren sich die unterirdisch produzierten Edelgase Helium und Argon im Gestein, in Fluideinschlüssen von einigen Mineralien, im Porenwasser oder, falls tatsächlich vorhanden, in der freien Gasphase. Die He- und Ar-Konzentrationen in diesen verschiedenen Reservoiren sind in Gesteinsproben aus den Sondierbohrungen SB1 und SB4a/s mit verschiedenen, sich ergänzenden Methoden erfasst worden (BALLENTINE et al. 1994, LIPPMANN et al. 1997).

He und Ar in Gesteinsproben

Die Daten der Gesteinsanalysen (d.h. Gestein ohne Wasser/Gas des Porenraums) von Edelgasen (Tabelle A9-1) in der Sondierbohrung SB4a/s zeigen weder für ^{4}He, $^{3}He/^{4}He$ noch für $^{40}Ar/^{36}Ar$ eine Tiefenabhängigkeit. Die basierend auf den Uran- und Thorium-Gehalten des Gesteins berechneten ^{4}He-Produktionsraten liegen für die verschiedenen Tiefen zwischen $5 \cdot 10^{-13}$ und $25 \cdot 10^{-13}$ cm^3 STP Helium pro cm^3 Gestein und pro Jahr (STP = standard temperature and pressure).

Für die Produktion der im Gestein gemessenen Mengen von Helium brauchte es nur zwischen 0.6 und 8.7 Millionen Jahre (Tab. A9-1, Spalte 7), mit anderen Worten: Die weitaus grösste Menge des seit der Ablagerung der Sedimente in situ produzierten Heliums ist in das Porenwasser übergegangen. Im Gestein zurückbehalten wurden lediglich 1 - 6 %, wenn man mit Gesteinsaltern von 140 Millionen für die Palfris-Formation, bzw. 40 Millionen Jahren für das Tertiär vergleicht. Dieses Resultat ist in Übereinstimmung mit anderen Untersuchungen (TOLSTIKHIN et al. 1996) an Gesteinsproben aus dem Tiefbohrprogramm in der Nordschweiz.

Ebenfalls in Übereinstimmung mit den erwähnten Studien ist die Erkenntnis, dass unterirdisch produziertes Argon in Gesteinen vom Wellenberg zurückgehalten wird. Aufgrund der aus dem Kalium-Gehalt der Gesteine berechneten Produktionsraten (zwischen $0.5 \cdot 10^{-13}$ und $2 \cdot 10^{-13}$ cm^3 STP Argon pro cm^3 Gestein und pro Jahr) brauchte es für die gemessenen Mengen von Argon noch etwa 100 bis 170 Millionen Jahre (Tab. A9-1, Spalte 12), d.h. teilweise sogar längere Produktionszeiten als seit der Ablagerung der kretazischen Sedimente (ca 140 Millionen Jahre) vergangen sind. Dies lässt sich durch Eintrag von alten, detritischen Mineralien in die Sedimente erklären.

Tabelle A9-1: Gesteinsdaten und Produktionsraten von He und Ar aus der SB4a/s

Geologie	Bohrtiefe [m]	U [ppm]	Th [ppm]	^{4}He [cm^{3}STP/cm^3]·10^{-6}	He-Produktion [cm^{3}STP/cm^3·a]·10^{-13}	He-Prod.-Zeit [10^6 a]	K [wt-%]	^{40}Ar/^{36}Ar	^{40}Ar(rad) [cm^{3}STP/cm^3]·10^{-5}	^{40}Ar-Produktion [cm^{3}STP/cm^3·a]·10^{-13}	^{40}Ar-Prod.-Zeit [10^6 a]	Li [ppm]	^{3}He/^{4}He·10^{-8}
PF	214.7	1.0	5	2.5	7.0	3.6	0.9	993	1.7	0.936	170	34.3	2.6
PF	220.8	1.1	8	3.0	9.6	3.1	1.1	821	1.2	1.144	100	44.4	2.1
PF	310.3	0.8	5	5.4	6.2	8.7	0.7	805	1.3	0.728	176	36.5	2.6
PF	365.3	0.8	6	1.8	7.1	2.5	0.9	741	0.9	0.936	98	46.3	3.7
PF	372.6	0.6	4	1.9	5.0	3.8	0.6	908	0.9	0.624	141	35 .2	6.3
PF	451.0	1.4	4	2.7	7.5	3.6	0.5	628	0.66	0.52	114	37.0	5.1
M	586.9	1.7	26	13.0	25.4	5.1	1.9	843	2.2	1.976	105	79.1	2.5
T	622.8	1.0	20	1.5	18.6	0.8	1.2	1384	1.5	1.248	117	48.2	4.0
T	674.5	1.1	7	1.1	8.9	1.2	1.3	973	1.3	1.352	91	62.0	7.9
T	724.5	1.4	27	1.4	25.2	0.6	1.2	1621	1.3	1.248	104	57.4	4.9
T	780.7	0.8	8	1.1	8.7	1.3	1.1	1238	1.3	1.144	109	53.7	7.8
PF	858.1	1.1	23	3.0	21.2	1.4	1.5	1331	1.9	1.56	117	68.5	4.6

PF= Palfris-Formation M= Mélange T= Tertiär

Die im Gesamtgestein gemessenen ^{3}He/^{4}He-Verhältnisse liegen zwischen $2.1 \cdot 10^{-8}$ und $7.9 \cdot 10^{-8}$. Sie sind in Übereinstimmung mit den erwarteten in situ ^{3}He/^{4}He-Verhältnissen zwischen $1.1 \cdot 10^{-8}$ und $12.5 \cdot 10^{-8}$, die aufgrund der gemessenen Lithium-Gehalte und des berechneten Flusses thermischer Neutronen abgeschätzt wurden. Der einzige bis jetzt gemessene ^{3}He/^{4}He-Wert in Porenwasser (vgl. unten) von $5.7 \cdot 10^{-8}$ liegt ebenfalls innerhalb dieser Bereiche. Daraus kann man folgern, dass eine externe Quelle für das vorhandene Helium nicht benötigt wird (aber auch nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden kann).

He und Ar im Porenwasser

In den Sondierbohrungen am Wellenberg sind Grundwasserprobenentnahmen in den hydraulisch sehr dichten Tiefenintervallen nicht möglich. Um dennoch die Edelgaskonzentrationen des Porenwassers bestimmen zu können, wurden in der Bohrung SB4a/s erstmals unmittelbar nach dem Ziehen der Kerne Gesteinsproben in Vakuumbehälter umgefüllt, aus denen im Labor Edelgase extrahiert und gemessen wurden (Fig. A9-1; Tabelle A9-2). Die ^{4}He-Konzentrationen im Porenwasser nehmen tendenziell mit der Entnahmetiefe zu. Oberhalb von ca. 350 m (unter Geländeoberkante) wurden in der Bohrung SB4a/s Werte um $1.4 \cdot 10^{-5}$ cm^3 Helium pro g Wasser und unterhalb bis ca. 600 m (unter Geländeoberkante) Werte um $1.2 \cdot 10^{-4}$ cm^3 STP Helium pro g Wasser gemessen (Fig. A9-1).

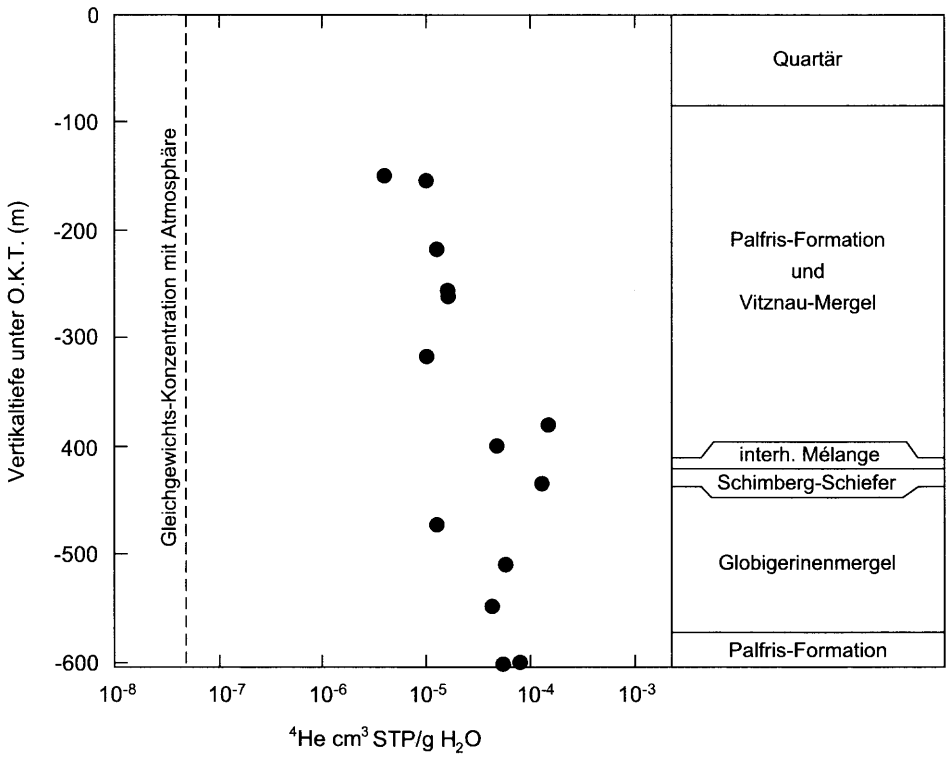
Helium-Aufbauzeiten im Porenwasser

Aus den mittleren Heliumproduktionsraten P (~$8 \cdot 10^{-13}$ cm^3 STP Helium pro cm^3 Gestein und pro Jahr oberhalb 350 m Tiefe; ~$18 \cdot 10^{-13}$ cm^3 STP Helium pro cm^3 Gestein und pro Jahr unterhalb dieser Tiefe) und mit der Annahme, dass alles in situ produzierte Helium aus dem Gestein ins Porenwasser transferiert wird, können die Zeiten abgeschätzt werden, während denen durch in situ Produktion P (ohne Abtransport) die gemessenen Konzentrationen c im Porenwasser – von einer Helium-freien Situation ausgehend –

Tabelle A9-2: Edelgasgehalte von extrahierten Porenwässern aus der Sondierbohrung SB4a/s

Bohrtiefe [m] ab OKT	Vertikaltiefe [m] ab OKT	Probennahme-Datum	He [cm^3 STP/g]	$^3He/^4He$	Ar [cm^3 STP/g] 10^{-4}	$^{40}Ar/^{36}Ar$
215	153	06.06.1995	$3.83 \cdot 10^{-6}$		15.8	298
215	153	06.06.1995	-	-	-	-
221	158	06.06.1995	$1.02 \cdot 10^{-5}$	$5.7 \cdot 10^{-8}$	22.1	300
221	158	06.06.1995	-	-	-	-
264	189	12.06.1995	-	-	-	-
310	223	12.06.1995	$1.3 \cdot 10^{-5}$		2.7	315
310	223	12.06.1995	-	-	-	-
365	264	22.06.1995	$1.6 \cdot 10^{-5}$		1.4	
365	264	22.06.1995	-	-	-	-
365	264	22.06.1995	-	-	-	-
373	269	23.06.1995	-	-	-	-
373	269	23.06.1995	$1.64 \cdot 10^{-5}$		1.7	
451	327	23.07.1995	-	-	-	-
451	327	23.07.1995	$1.0 \cdot 10^{-5}$		0.2	
540	391	15.08.1995	-	-	-	-
540	391	15.08.1995	$1.5 \cdot 10^{-4}$			
569	412	17.08.1995	-	-	-	-
569	412	30.08.1995	$4.8 \cdot 10^{-5}$		-	
623	449	30.08.1995	-	-	-	-
623	449	30.08.1995	$1.3 \cdot 10^{-4}$			
675	485	04.09.1995	-	-	-	-
675	485	04.09.1995	$1.3 \cdot 10^{-5}$		0.8	
724	518	08.09.1995	-	-	-	-
724	518	08.09.1995	-	-	-	-
724	518	08.09.1995	$5.8 \cdot 10^{-5}$		0.2	
781	557	22.09.1995	-	-	-	-
781	557	22.09.1995	-	-	-	-
781	557	22.09.1995	$4.3 \cdot 10^{-5}$			
855	607	27.09.1995	-	-	-	-
855	607	27.09.1995	$8.2 \cdot 10^{-5}$		1.6	
858	609	27.09.1995	-	-	-	-
858	609	27.09.1995	$5.4 \cdot 10^{-5}$		0.3	

aufgebaut würden. Mit Werten für die Porosität ϕ von 1 % im oberen Bereich (Palfris-Formation) und 3 % im unteren Bereich (Tertiär) ergeben sich Zeiten T von 175'000 Jahren bzw. 2 Millionen Jahren, entsprechend der Beziehung $T = c \cdot \phi / P$. Wird für die tertiären Gesteine eine kleinere Porosität gewählt (vgl. Tab. 4.3.2) so wird die Aufbauzeit des He-Profils entsprechend dieser Beziehung kleiner. Da sich offensichtlich über längere geologische Zeiträume bis heute keine höheren Konzentrationen im Porenwasser aufgebaut haben, muss ein entsprechend wirksamer Abtransportmechanismus für Helium existieren. Grundsätzlich kann dies entweder durch Diffusion (ohne Wassertransport) oder durch Advektion (zusammen mit Wasserbewegung) erfolgen.

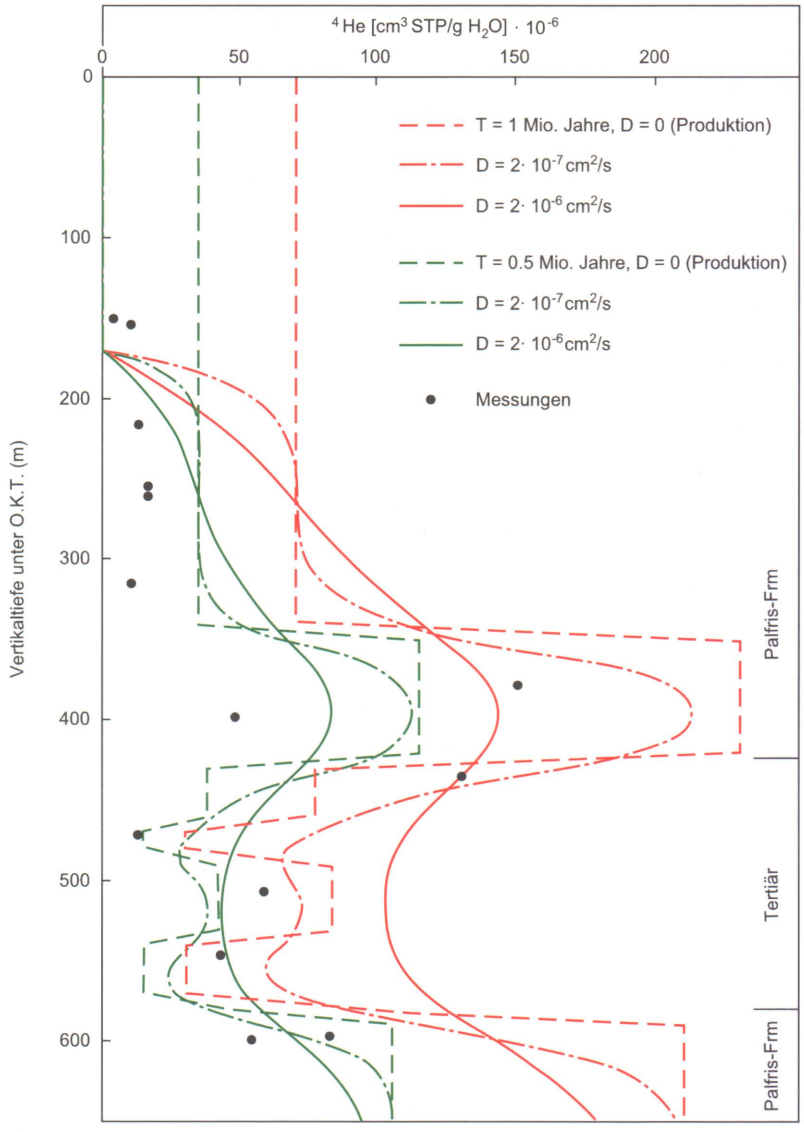


Figur A9-1: ^{4}He-Konzentration des extrahierten Porenwassers aus Gesteinsproben der Sondierbohrung SB4a/s als Funktion der Tiefe

Abtransport von Helium durch Diffusion

Es lässt sich zeigen, dass Diffusion allein für den Abtransport gegen oben nicht ausreichend ist. Figur A9-2 zeigt die Ergebnisse solcher Rechnungen. Dargestellt ist die berechnete Heliumkonzentration im Porenwasser als Funktion der Tiefe unter der Oberfläche, wie sie sich – ausgehend von einer Helium-freien Startsituation – nach verschiedenen Zeiten (0.5 bzw. 1 Million Jahre) und unter Annahme verschiedener effektiver Diffusionskonstanten ($D = 2 \cdot 10^{-6}$ bzw. $2 \cdot 10^{-7}$ cm^2 s^{-1}) ergeben würde. Dabei entspricht die grössere Diffusionskonstante etwa dem bei der Extraktion des Heliums aus den Gesteinsproben unter Vakuum gefundenen Wert (LIPPMANN et al. 1997). Zum Vergleich sind ebenfalls die Konzentrationen in den jeweiligen Tiefenintervallen einge-

zeichnet, die sich ohne Abtransport von Helium ergeben würden (D = 0). Die Produktionsraten basieren alle auf den tatsächlich gemessenen U- und Th-Gehalten der Gesteine. Ausserdem ist die Variabilität der Porosität mitberücksichtigt worden. Oberhalb einer (angenommenen) Tiefe von 170 m ist im Modell ein "schneller" advektiver Abtransport wirksam, der die Konzentrationen in diesem Bereich auf Null setzt.



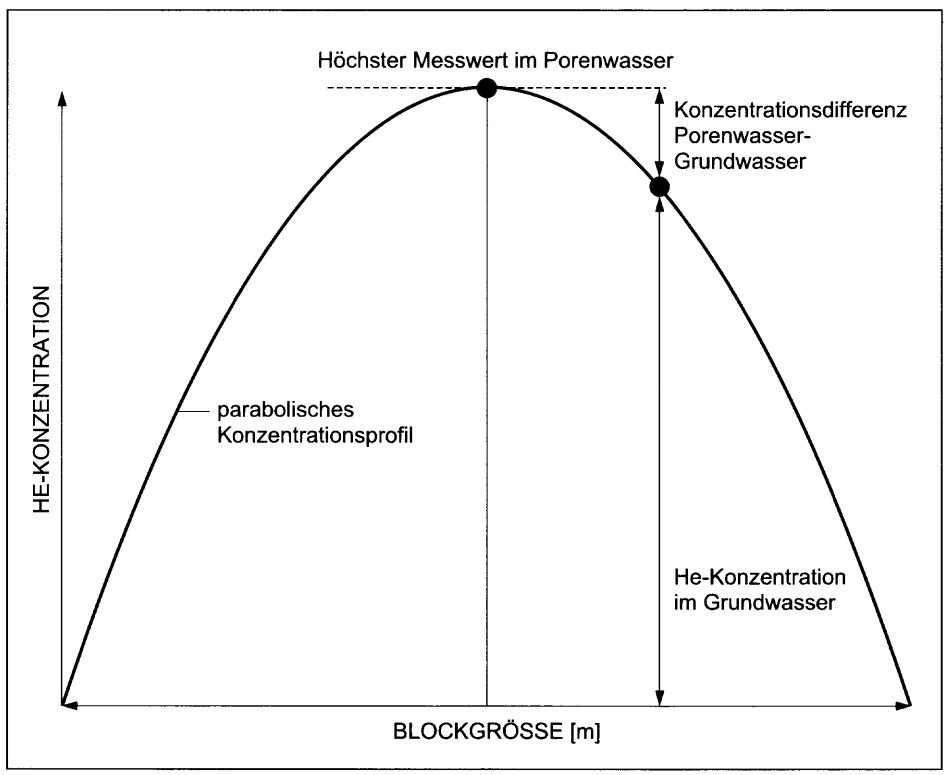
Figur A9-2: Mit einem Diffusionsmodell berechnete ^{4}He-Konzentrationsverläufe als Funktion der Tiefe für verschiedene Diffusionskonstanten D und Zeiten T im Vergleich mit den gemessenen Werten (Punkte) in der Sondierbohrung SB4a/s (für Einzelheiten siehe Text)

In Übereinstimmung mit den im vorhergehenden Abschnitt abgeschätzten mittleren Aufbauzeiten erkennt man, dass die effektiv gemessenen Konzentrationen in weniger als 2 Millionen Jahren erreicht würden. Noch grössere Werte für die Diffusionskonstante würden das Profil so stark glätten, dass die gemessenen Variationen der

Helium-Konzentrationen nicht mehr verstanden werden könnten. Die Schlussfolgerung dieser ersten Interpretation ist: Diffusion allein ist zu langsam. Ausschliesslich mit Abtransport durch Diffusion würden die Konzentrationen weiter ansteigen.

Diffusiv-advektiver Abtransport von Helium

In einem nächsten Schritt wird deshalb versucht, diffusive und advektive Abtransportmechanismen so zu kombinieren, dass insgesamt auch über längere Zeiträume das jeweils produzierte Helium weggeführt werden kann. Ein Modellansatz in dieser Richtung geht von Modellblöcken aus, aus denen Helium "langsam" durch Diffusion wasserführende Systeme erreicht, in denen es anschliessend durch advektiven Transport "schneller" weggeführt wird. Im Gleichgewicht bilden sich parabolische Konzentrationsverteilungen: Maximale Werte im Inneren der Blöcke, tiefere Konzentrationen in den wasserführenden Systemen zwischen den Blöcken. Die Grösse der Blöcke, die Diffusionskonstante sowie die Heliumproduktionsrate bestimmen, welche Gleichgewichtskonzentrationen im Inneren nach einer bestimmten Aufbauzeit erreicht werden. Umgekehrt kann man aber auch aus den gemessenen Konzentrationen berechnen, wie gross die Blöcke in einem derartigen Modell sein können. In der Figur A9-3 ist dieser Zusammenhang schematisch dargestellt.



Figur A9-3: Schematischer Verlauf der ^{4}He-Konzentration in einem diffusiv-advektiven Blockmodell (siehe Text für Erläuterung)

Wenn die Konzentration aussen am Block, d.h. im Grundwasser sehr klein ist, dann erfordert für ein Gleichgewicht ein bestimmter gemessener Maximalwert im Inneren eine entsprechende Blockgrösse. Ist dagegen die Heliumkonzentration im Grundwasser höher, wird die Konzentrationsdifferenz entsprechend kleiner und derselbe Maximalwert kann auch in kleineren Blöcken realisiert werden.

Blockgrössen und Aufbauzeiten

Da die Konzentrationsmessungen an Porenwasser erst in einer späten Phase der Untersuchungen gemacht wurden, ist deren vollständige Einbettung in ein numerisches diffusiv-advektives Modell zur Zeit noch nicht abgeschlossen. Es konnte insbesondere der Heliumgehalt in wasserführenden Zonen aus den oberen Bereichen des Wirtgesteins bis jetzt nicht gemessen werden, weil die hohen Methangehalte die Helium-Massenspektrometrie stark erschweren. Zudem konnten im tieferen, hydraulisch dichteren Abschnitt keine Grundwasserproben entnommen werden. Die folgenden Abschätzungen sollen deshalb in erster Linie die Grössenordnungen illustrieren.

Heliumprofil: $c(z) = (P/(\phi \cdot D)) \cdot (z_0 \cdot z - 0.5 \cdot z^2)$; stationäres Gleichgewicht

Aufbauzeit: $T = (1/3) \cdot (z_0^2/D)$

mit P = Helium-Produktionsrate im Gestein, ϕ = Porosität, D = Diffusionskonstante, z = Abstand zum Rand des Blocks und z_0 = Blockmitte.

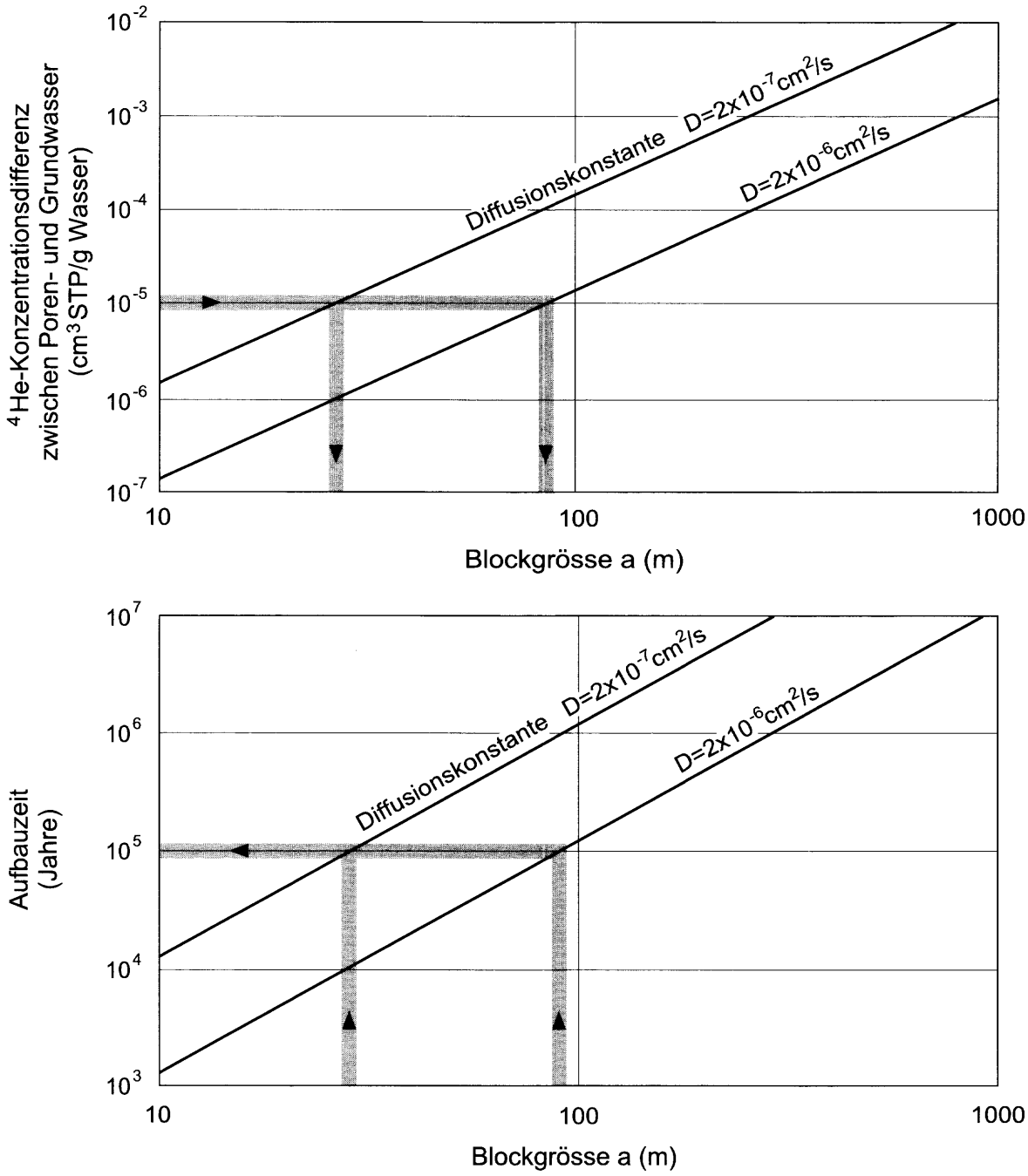
Die genauere Bedeutung der Aufbauzeit wird weiter unten erläutert. Es wird angenommen, dass das im Gestein produzierte Helium vollständig ins Porenwasser transferiert wird.

Diese numerischen Zusammenhänge sind in Figur A9-4 für zwei verschiedene Werte der Diffusionskonstanten graphisch dargestellt. Die Konzentration ist maximal bei $z = z_0$, für die in der Figur A9-4 dargestellte "Blockgrösse" a gilt $a = 2 \cdot z_0$.

Die in Figur A9-4 dargestellten ^{4}He-Konzentrationsdifferenzen zwischen Poren- und Grundwasser gelten für eine mittlere Produktionsrate P von $15 \cdot 10^{-13}$ cm^3 STP Helium pro cm^3 Gestein und pro Jahr und eine mittlere Porosität von $\phi = 2$ %. Gemessene Konzentrationen im oberen Bereich (bis etwa 350 m ab OKT) von etwas über 10^{-5} cm^3 STP Helium pro cm^3 Wasser entsprechen im Modell je nach Diffusionskonstante Blockgrössen von ca. 30 - 90 m und einer Aufbauzeit in der Grössenordnung von 100'000 Jahren. Für den unteren Bereich (ab ca. 350 m ab OKT) mit etwa zehnmal höheren Konzentrationen ergeben sich Blockgrössen von 90 - 270 m und Aufbauzeiten in der Grössenordnung von 1'000'000 Jahren. Diese so berechneten Blockgrössen sind im Vergleich mit beobachteten Klufthäufigkeiten in den Bohrkernen in einer vernünftigen Grössenordnung (vgl. Blockmodell in Kap. 7.3).

Die Aufbauzeit ist unabhängig von der Grösse der Diffusionskonstanten. Werden nämlich die beiden Beziehungen $c_{max} = c(z_0) = P \cdot z_0^2/(2 \cdot \phi \cdot D)$ und $T = (1/3) \cdot (z_0^2/D)$ verglichen, ergibt sich die Relation $T = (2 \cdot \phi \cdot c_{max})/(3 \cdot P)$.

Diese abgeschätzten Aufbauzeiten T werden so interpretiert, wie in der Figur A9-5 schematisch dargestellt ist. Falls die heute im Porenwasser gemessene Helium-Konzentration einem Gleichgewichtszustand im Rahmen des diskutierten diffusiv-advekti-

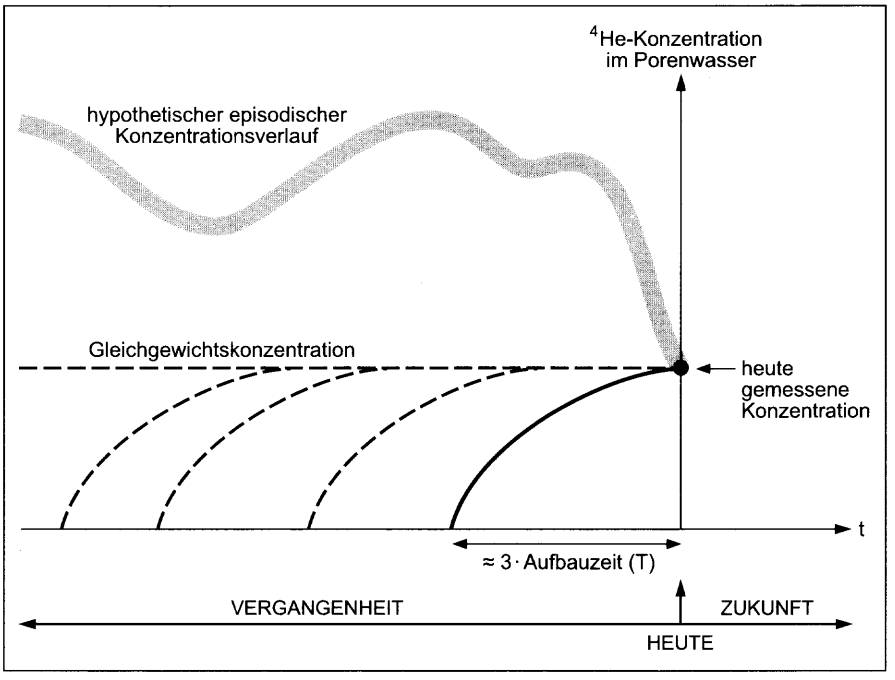


Figur A9-4: ^{4}He-Konzentrationsdifferenzen zwischen den Porenwässern in den Blöcken und den Grundwässern in den wasserführenden Systemen und Aufbauzeiten als Funktion der Blockgrösse a für verschiedene Diffusionskonstanten (Erläuterung im Text)

ven Blockmodells entspricht, dann braucht es ungefähr 2 - 3 dieser Zeitintervalle, bis von Null aus asymptotisch der Gleichgewichtswert erreicht wird. Während dieser Zeit darf offensichtlich das Porenwasser nicht mit Helium-freiem Wasser ausgetauscht werden. Grundsätzlich kann dieser Aufbau irgendeinmal in der Vergangenheit erfolgt sein.

Die angegebenen "Aufbauzeiten" sind in diesem Sinne untere Grenzen für die Aufenthaltszeit des Porenwassers in einem Block.

Andererseits kann man aufgrund der Helium-Daten allein irgendwelche andere hypothetischen zeitlichen Verläufe der Konzentration im Porenwasser nicht grundsätzlich ausschliessen, bei denen allenfalls episodisch Helium aus dem System abtransportiert worden ist. In diesem Fall würden die heute gemessenen Helium-Konzentrationen nicht eine stationäre Situation repräsentieren.



Figur A9-5: Mögliche zeitliche Verläufe der ^{4}He-Konzentrationen im Porenwasser (Erläuterung im Text)