

GEOTHERMISCHE MESSUNGEN  
IM NEAT-SCHACHT SEDRUN UND  
IHRE INTERPRETATION

SARAH SIGNORELLI

DIPLOMARBEIT AN DER ABTEILUNG FÜR ERDWISSENSCHAFTEN  
DER EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH

ZÜRICH, OKTOBER 1999

REFERENT: PROF. DR. LADISLAUS RYBACH  
KOREFERENT: PD DR. THOMAS KOHL

## VORWORT

An erster Stelle möchte ich Prof. Dr. Ladislaus Rybach für die interessante Aufgabenstellung und die Übernahme des Referates, für seine Unterstützung und die vielen wertvollen Anregungen während der ganzen Diplomarbeit danken.

Dr. Thomas Kohl ist mir mit seiner grossen Erfahrung im Bereich der Modellierung immer mit Rat und Tat zur Seite gestanden.

Ein grosses Dankeschön gebührt Dr. Andreas Busslinger, von dessen Erfahrung ich stets profitieren durfte.

Stellvertretend für alle die mich während der Diplomarbeit mit Daten beliefert haben, sei den Baustellengeologen in Sedrun, vorallem Dr. Peter Guntli, gedankt. Sie waren trotz den zum Teil schwierigen Umständen stets bemüht, die Temperaturmessungen im Vertikalschacht Sedrun durchzuführen.

Dr. Diane Seward und Prof. Dr. Neil Mantelow vom Geologischen Institut der ETH Zürich sowie Prof. Dr. Martin Burkhard von der Universität Neuchâtel möchte ich für die vielen hilfreichen Hinweise danken.

Benno Bucher sei an dieser Stelle für die Hilfe bei allen Computerproblemen gedankt.

Weiter möchte ich Min Li Marti danken, die sich während meiner ganzen Studienzeit tapfer durch all meine Berichte und Arbeiten gekämpft hat.

Ein grosses Dankeschön an meine Eltern, meine Schwester und Andreas Schroeder, die mich immer unterstützt haben.

Zürich, Oktober 1999

Sarah Signorelli

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Schweiz baut eine neue Eisenbahn-Transversale (NEAT) durch die Alpen. Kernstück bilden die zwei tiefliegenden Basistunnel am Gotthard und am Lötschberg. Die Prognose der ursprünglichen Felstemperatur ist dabei von grosser Bedeutung. So wird diese Prognose zur Dimensionierung von Belüftung und Kühlung während und nach dem Bau verwendet. Zudem weist der Temperaturverlauf auf wasserführende Zonen hin, was ein unerwartetes Anfahren von Quellen verhindern kann.

In dieser Arbeit wird nur der Gotthard-Basistunnel betrachtet. Bearbeitet werden die neusten geothermischen Messungen im Vertikalschacht Sedrun. Ziel ist es einen weiteren Stützwert für die bereits bestehende Temperaturprognose für den Gotthard-Basistunnel zu erhalten. Da bis zum Ende dieser Arbeit noch nicht alle Temperaturmessungen im Schacht Sedrun durchgeführt werden konnten, kann jedoch lediglich eine genauere Prognose für die Temperatur an der Schachtbasis auf Tunnelniveau erstellt werden.

Zur Bestimmung der ursprünglichen Felstemperatur werden numerische Modellierungen mit dem Finite-Elemente-Programm FRACTure durchgeführt.

Neben der Thermik und der Hydraulik wird auch die Hebung gekoppelt mit Erosion bei der Modellierung berücksichtigt. Als erstes werden Sensitivitätsuntersuchungen zu den relevanten Parametern durchgeführt. Es zeigt sich, dass die Hebung und die Erosion einen bedeutenden Einfluss auf die Temperaturverteilung im Untergrund hat. Weiter ist entscheidend, wie die Temperaturrandbedingung an der topographischen Oberfläche definiert wird.

Eine erste stationäre, zweidimensionale Modellierung erlaubt die Abschätzung der Temperatur an der Schachtbasis. Ein Vergleich mit Messungen zeigt jedoch, dass der zweidimensionale Ansatz nicht ausreicht, um den gemessenen Temperaturverlauf zu erklären. Deshalb werden dreidimensionale Modellierungen durchgeführt. Dadurch kann der Topographieeffekt und die dreidimensionalen Fliesswege des Bergwassers berücksichtigt werden. Auch kann dadurch die Geologie, die Schieferungsorientierung sowie die damit zusammenhängende Wärmeleitfähigkeitsanisotropie vollständig berücksichtigt werden. Die stationäre Modellierung zeigt, dass sich das Temperaturfeld noch nicht im Gleichgewicht befindet. Deshalb werden transiente, dreidimensionale Berechnungen durchgeführt. Die transiente Modellierung beginnt vor rund 14 Millionen Jahren und berücksichtigt die Hebungs- und die Klimageschichte. Dabei wird angenommen, dass die Wasserzirkulation erst mit Ende der letzten Eiszeit beginnt. Die transiente Berechnung liefert zwar Temperaturen, die dem Trend der gemessenen Temperaturen folgen, jedoch liegen sie durchgehend zu hoch. Sensitivi-

tätstests zeigen, dass dieser Effekt durch die Änderung des Oberflächentemperaturmodells erklärt werden kann. Anhand von extrapolierten Oberflächentemperaturen aus Bohrungen und Zugangsstollen wird deshalb ein neues Oberflächentemperaturmodell für den Raum Sedrun erstellt. Wird von diesem Modell ausgegangen ergibt sich eine Temperatur an der Schachtbasis auf Tunnelniveau von 33 °C, was gut mit den von Busslinger und Rybach (1999) prognostizierten  $31.5^{\circ}\text{C} \pm 3.2^{\circ}\text{C}$  übereinstimmt.

# INHALTSVERZEICHNIS

<b>VORWORT</b> .....	<b>I</b>
<b>ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	<b>II</b>
<b>INHALTSVERZEICHNIS</b> .....	<b>IV</b>
<b>SYMBOLE</b> .....	<b>VII</b>
<b>1. EINLEITUNG</b> .....	<b>1</b>
1.1. AUFGABENSTELLUNG UND ZIEL .....	1
1.2. VORGEHEN .....	2
<b>2. AUSGANGSLAGE</b> .....	<b>3</b>
2.1. PROJEKT GOTTHARD-BASISTUNNEL.....	3
2.2. ZWISCHENANGRIFF SEDRUN .....	4
2.3. GEOLOGIE.....	5
2.4. FELSTEMPERATUR-PROGNOSE FÜR DEN GOTTHARD-BASISTUNNEL .....	6
2.5. FRÜHERE ARBEITEN.....	7
<b>3. THEORIE</b> .....	<b>9</b>
3.1. WÄRMETRANSPORT IM GEBIRGE.....	9
3.2. NUMERISCHE UMSETZUNG.....	13
<b>4. EROSION UND HEBUNG</b> .....	<b>15</b>
4.1. EINFÜHRUNG.....	15
4.2. ENTSTEHUNG VON AAR- UND GOTTHARDMASSIV .....	16
4.3. MODELLIERUNG VON EROSION UND HEBUNG .....	16
4.3.1. TEKTONISCHE ENTWICKLUNG .....	17
4.3.2. TOPOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG.....	18
4.3.3. MODELL .....	19
<b>5. MESSUNGEN</b> .....	<b>21</b>
5.1. FELSTEMPERATUREN .....	21
5.2. WÄRMELEITFÄHIGKEITEN.....	23
<b>6. SENSITIVITÄTSSTUDIE</b> .....	<b>24</b>
6.1. BESTIMMUNG DER MODELLAUSDEHNUNG .....	24

6.1.1. ANFANGS- UND RANDBEDINGUNGEN .....	24
6.1.2. AUSGANGSMODELL .....	25
6.1.3. NUMERISCHE DISKRETISIERUNG.....	26
6.1.4. LÄNGSAUSDEHNUNG.....	26
6.1.5. TIEFENAUSDEHNUNG.....	29
6.1.6. ZUSAMMENFASSUNG.....	31
6.2. VERFEINERUNG DES MODELLGITTERS.....	31
6.3. VARIATION DER OBERFLÄCHENTEMPERATUR .....	34
6.4. VARIATION DES GRADIENTEN DURCH ÄNDERUNG VON WÄRMELEIT-FÄHIGKEIT UND WÄRMELFUSS.....	35
6.4.1. ÄNDERUNG DER WÄRMELEITFÄHIGKEIT .....	35
6.4.2. WÄRMEFLUSS.....	38
6.5. WÄRMEFLUSSVARIATION BEI KONSTANTEM OBERFLÄCHENWÄRMEFLUSS .....	40
6.6. VARIATION DER HYDRAULISCHE LEITFÄHIGKEIT .....	42
6.6.1. THEORIE.....	42
6.6.2. DURCHGEFÜHRTE SENSITIVITÄTSTESTS.....	42
6.7. EINFLUSS VON EROSION UND HEBUNG .....	47
7. 2D-MODELLE .....	49
7.1. MODELL.....	49
7.2. DISKRETISIERUNG.....	52
7.3. STATIONÄRE MODELLIERUNG: VERGLEICH MODELL/MESSUNGEN.....	53
7.4. SCHLUSSFOLGERUNG .....	55
8. 3D-MODELLE .....	56
8.1. MODELL.....	56
8.2. DISKRETISIERUNG.....	57
8.3. STATIONÄRE MODELLIERUNG: VERGLEICH MODELL/MESSUNGEN.....	59
8.4. TRANSIENTE MODELLIERUNG.....	59
8.4.1. PRINZIP DER TRANSIENTEN MODELLIERUNG .....	60
8.4.2. EINFLUSS DER HEBUNG .....	61
8.5. TRANSIENTE MODELLIERUNG: VERGLEICH MODELLE/MESSUNGEN .....	61
8.5.1. VERGLEICH MODELL A/MESSUNGEN.....	61
8.5.2. VERGLEICH MODELL B/MESSUNGEN.....	62
8.6. SCHLUSSFOLGERUNGEN .....	65

---

<b>9. SCHLUSSFOLGERUNGEN .....</b>	<b>69</b>
<b>10. AUSBLICK.....</b>	<b>71</b>
<b>LITERATURVERZEICHNIS.....</b>	<b>73</b>
<b>ANHANG</b>	

## SYMBOLE

- $A$ : Wärmequelle [ $\text{W m}^{-3}$ ]  
 $C$ : Skalierungsfaktor  
 $c$ : spezifische Wärmekapazität [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]  
 $c_f$ : spezifische Wärmekapazität flüssige Phase [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]  
 $c_s$ : spezifische Wärmekapazität feste Phase [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]  
 $f$ : Index für die feste Phase  
 $g$ : Erdbeschleunigung [ $\text{m s}^{-2}$ ]  
 $h$ : topographische Höhe [m.ü.M.]  
 $h_{\text{Basis}}$ : Tiefe der Modellbasis [m.ü.M.]  
 $h_G$ : hydraulisches Potential [m]  
 $h_H$ : hydrostatische Wasserhöhe [m]  
 $i$ : Index für einer Schicht  
 $K$ : hydraulische Leitfähigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ]  
 $k$ : Permeabilität [ $\text{m}^2$ ]  
 $L$ : charakteristische Fließstrecke [m]  
 $m$ : Schichtmächtigkeit [m]  
 $P$ : hydraulischer Druck [Pa]  
 $Pe$ : 1D-Peclet-Zahl [-]  
 $q$ : Wärmefluss [ $\text{W m}^{-2}$ ]  
 $q_{\text{kond}}$ : Wärmefluss aufgrund reiner Konduktion [ $\text{W m}^{-2}$ ]  
 $q_{\text{konv}}$ : Wärmefluss aufgrund Konvektion [ $\text{W m}^{-2}$ ]  
 $T$ : Temperatur [K]  
 $t$ : Zeit [s]  
 $v$ : Hebungsgeschwindigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ]  
 $v_D$ : Darcygeschwindigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ]  
 $\Phi$ : Porosität  
 $\lambda$ : Wärmeleitfähigkeit [ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]  
 $\lambda_f$ : Wärmeleitfähigkeit flüssige Phase [ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]  
 $\lambda_s$ : Wärmeleitfähigkeit feste Phase [ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]  
 $\mu$ : dynamische Viskosität [Pa s]  
 $\rho$ : Dichte [ $\text{kg m}^{-3}$ ]  
 $\rho_f$ : Dichte flüssige Phase [ $\text{kg m}^{-3}$ ]  
 $\rho_s$ : Dichte feste Phase [ $\text{kg m}^{-3}$ ]



# 1. EINLEITUNG

## 1.1. AUFGABENSTELLUNG UND ZIEL

Die Schweiz baut eine neue Eisenbahn-Transversale (NEAT) durch die Alpen. Kernstück bilden die zwei tiefliegenden Basistunnel am Gotthard und am Lötschberg. Beim Bau eines Tunnels wird man während des Vortriebes laufend mit unvorhergesehenen Situationen konfrontiert. So ist der Arbeitsfortschritt von der Schüttung angefahrener Quellen sowie der Felstemperatur abhängig. Zur Lösung von damit zusammenhängenden Problemen können gezielt geothermische Methoden eingesetzt werden. So werden Prognosen der ursprünglichen Felstemperatur zur Dimensionierung von Belüftung und Kühlung während und nach dem Bau verwendet. Zudem weist der Temperaturverlauf auf wasserführende Zonen hin, was ein unerwartetes Anfahren von Quellen verhindern kann.

Im Zusammenhang mit dem Sondierprogramm Gotthard-Basistunnel wurden geothermische Methoden eingesetzt, mit dem Ziel einer Temperaturprognose entlang der Linienführung. Busslinger (1998) hat numerische Modelle entwickelt um die ursprüngliche Felstemperatur zu berechnen. Dabei wurde speziell der Einfluss von zirkulierendem Bergwasser auf das Temperaturfeld untersucht. Die Prognose basiert auf einem thermisch-hydraulisch gekoppelten 3D-Modell. Im Modell werden die dreidimensionale Topographie, die Oberflächentemperaturen und geologische Eigenschaften, wie die geologischen Grenzen, Schieferungsorientierung, Wärmeleitfähigkeit usw., berücksichtigt.

Es gibt jedoch noch weitere Faktoren, die das thermische System entscheidend beeinflussen, wie Erosion und Hebung. In dieser Arbeit soll nun der Effekt von Erosion und Hebung bei der Modellierung berücksichtigt werden. Zuerst sollen Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt werden, um den Einfluss von Erosion und Hebung auf das Temperaturfeld abzuschätzen. Im Rahmen der geothermischen Untersuchungen im Vertikalschacht Sedrun sollen in einem zweiten Schritt Temperaturmodellierungen für ein reales Beispiel durchgeführt werden. Dabei werden die Erkenntnisse der Sensitivitätsstudie einbezogen. Für die Modellierungen werden die Modelle schrittweise komplexer. Ziel ist ein transientes dreidimensionales Modell, das neben der Klima- auch die Erosions- und Hebungsgeschichte beinhaltet. Diese Modellierungen sollen neben den Berechnungen für die Piora-Mulde (Busslinger, 1998) einen weiteren Stützwert für die Temperaturprognose Gotthard-Basistunnel liefern.

Die numerische Modellierungen werden mit dem Finite-Elemente-Programm FRACTure durchgeführt, welches in der Forschungsgruppe Geothermik und Radiometrie des Instituts für

Geophysik der ETH Zürich entwickelt wurde (Kohl, 1992). Numerische Modelle müssen allgemein mit Messwerten validiert werden. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen alle aus Untersuchungen, welche im Rahmen der NEAT im Raum Sedrun durchgeführt wurden.

## **1.2. VORGEHEN**

Die Arbeit ist grundsätzlich in drei Teile gegliedert. In einem ersten Schritt wird ein Überblick über die Entstehungsgeschichte der Zentralalpen gegeben (Kapitel 4). Anhand von Fission-Track-Daten wird die Hebungsgeschichte rekonstruiert, welche später bei der Temperaturmodellierung berücksichtigt wird. Im zweiten Teil wird der Einfluss verschiedener Modellparameter auf das Temperaturfeld untersucht (Kapitel 6). Dazu wird ein einfaches, homogenes 2D-Modell verwendet.

Wie bereits erwähnt, steht diese Arbeit im Zusammenhang mit den geothermischen Untersuchungen im Vertikalschacht Sedrun. Im dritten Teil werden Temperaturmodellierungen durchgeführt (Kapitel 7 und 8). Dabei wird den Erkenntnissen der Sensitivitätsuntersuchungen und den laufend eintreffenden Temperaturmessungen aus dem Vertikalschacht Rechnung getragen.

## 2. AUSGANGSLAGE

### 2.1. PROJEKT GOTTHARD-BASISTUNNEL

Aufgrund der bevorstehenden Liberalisierung des Verkehrs in Europa, ist mit einer Zunahme der Transporte auf der Nord-Süd-Achse zu rechnen. Die Schweiz will diesen wachsenden Güterverkehr auf die Schiene verlagern. Vor diesem Hintergrund wurde mit der Europäischen Union ein Transitabkommen geschlossen, worin sich die Schweiz verpflichtet hat, zwei Hochleistungs-Bahnlinien durch den Gotthard und den Lötschberg zu bauen. Kernstück der einen Linie ist der Gotthard-Basistunnel.

Der Gotthard-Basistunnel verbindet das Nordportal bei Erstfeld (Kanton Uri) mit dem Südportal bei Bodio (Kanton Tessin). Mit seiner Endlänge von 57 km wird er der längste Tunnel sein. Zudem ist er mit einem Scheitelpunkt von ca. 550 m.ü.M. der tiefstgelegene aller Alpentunnels. Die geschwungene Linienführung (vergleiche Abbildung 2.1) berücksichtigt die Lage von Stauseen, die Überlagerungshöhe sowie Standorte für Zwischenanriffe (AlpTransit Gotthard, 1998). Weiter wurde darauf geachtet, dass problematische Zonen wie z.B. das Tavetscher-Zwischenmassiv auf kürzestem Weg durchfahren werden.

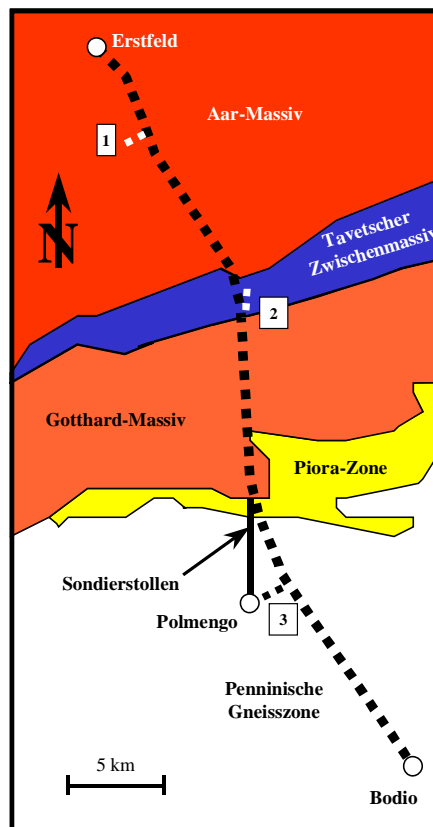


Abbildung 2.1: Ein schematischer Überblick über die Linienführung und Geologie des Gotthard-Basistunnels. Markiert sind zudem die Portale bei Erstfeld und Bodio, die Zwischenanriffe Amsteg (1), Sedrun (2), und Faido (3) (Busslinger, 1998).

Der Bau ist in fünf Abschnitte mit den drei Zwischenangriffen Amsteg, Sedrun und Faido unterteilt. Neben den Vortrieben ausgehend vom Nord- und Südportal, wird der Tunnel von den Zwischenangriffen ebenfalls nach Süden und Norden vorgetrieben.

Die vorliegende Arbeit befasst sich speziell mit den neusten geothermischen Untersuchungsergebnissen aus dem Vertikalschacht Sedrun, weshalb im Folgenden nur auf die Verhältnisse im Raum Sedrun eingegangen wird.

## 2.2. ZWISCHENANGRIFF SEDRUN

Der Zwischenangriff Sedrun nimmt beim Bau des Gotthard-Basistunnel eine Schlüsselstellung ein. Er bildet den Ausgangspunkt zur Durchörterung von zwei bautechnisch anspruchsvollen Zonen: dem Tavetscher-Zwischenmassiv und der Urseren-Garvera-Zone. Der Zwischenangriff umfasst mehrere Bauten (vergleiche Abbildung 2.2).

Als erstes wurde ein ca. 1000 m langer Zugangsstollen erstellt. Dieser wurde südlich von Sedrun im Bereich des Vorderrheins nach Süden vorgetrieben und endet beim Schachtkopf. Vom Schachtkopf führt ein ca. 450 m langer Entlüftungstollen hinauf bis zum Entlüftungsbauwerk in Val Nalps. Ausgehend vom Schachtkopf wird zur Zeit ein ca. 800 m tiefer Schacht abgeteuft. Seine Basis bildet später den Ausgangspunkt für den Vortrieb nach Norden und Süden.

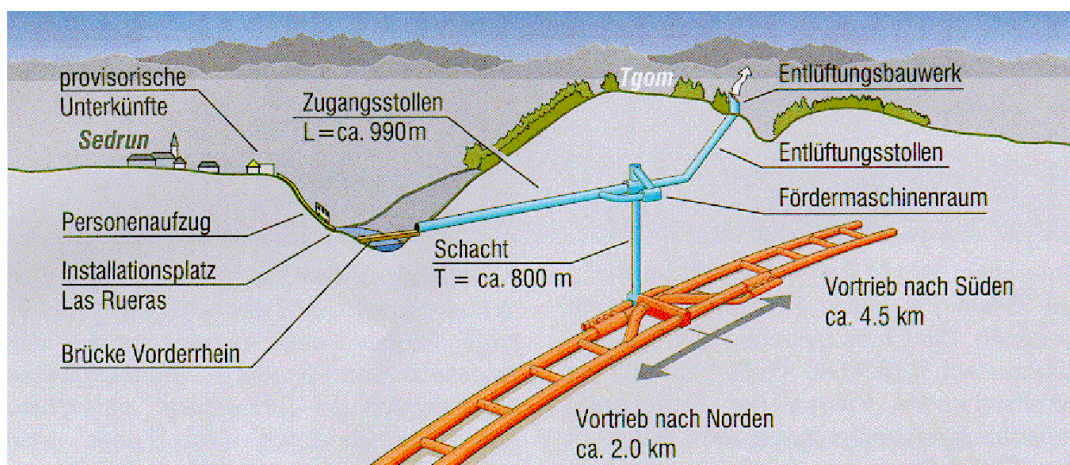


Abbildung 2.2: Von Sedrun wird über einen Zugangsstollen und einen Vertikalschacht das Tunnelniveau erreicht, von wo der Vortrieb nach Norden und Süden erfolgt (AlpTransit Gotthard, 1998).

Der Grossteil des nördlichen Tavetscher-Zwischenmassivs ist an der Geländeoberfläche mit Lockergestein überdeckt. Zur genaueren Erkundung wurden deshalb im Raum Sedrun fünf Sondierbohrungen vorgetrieben (Abbildung 2.3). Aus SB1, SB2, SB3.1 und SB4 stehen qualitativ mehr oder weniger gute Temperaturmessungen zur Verfügung (vergleiche Anhang A).

Von den fünf Bohrungen haben nur SB3.2 und SB4 das Niveau des Gotthard-Basistunnel erreicht und sogar unterschritten.

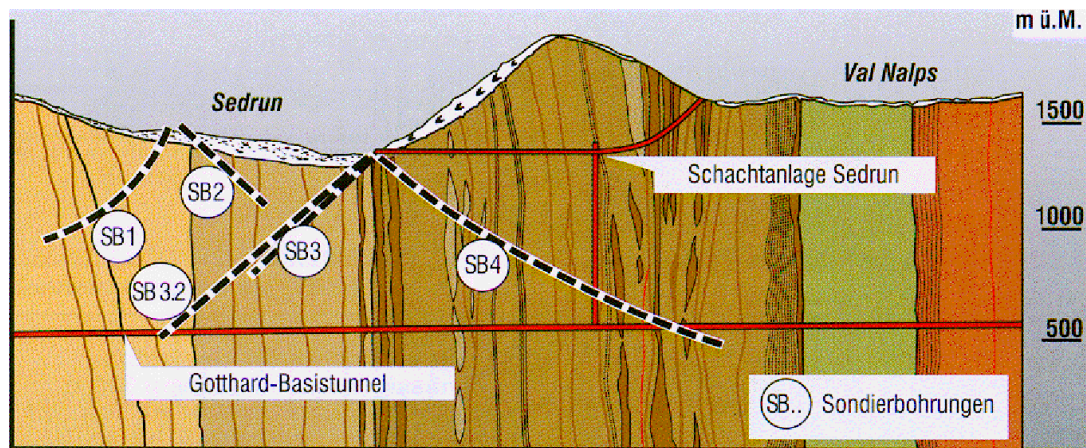


Abbildung 2.3: Sondierbohrungen im Raum Sedrun (AlpTransit Gotthard, 1998).

### 2.3. GEOLOGIE

Der Zwischenangriff Sedrun liegt im Tavetscher-Zwischenmassiv (vergleiche Abbildung 2.1). Das Tavetscher-Zwischenmassiv ist die ursprünglich kristalline Basis der helvetischen Decken. Während der komplexen alpinen Gebirgsbildung wurde es zwischen Aar- und Gotthardmassiv eingeklemmt und grössten Teils verschluckt. Es ist eine lange, schmale tektonische Einheit, welche sich vom Oberalppass bis nach Trun und Ilanz erstreckt. Das Tavetscher-Zwischenmassiv besteht weitgehend aus herzynisch überprägte Gesteine, die aufgrund ihrer Lage zwischen den zwei Massiven stark tektonisch beansprucht sind. Man findet vorwiegend Quermuskovitgneise, Serizitschiefer und Serizit-Phyllite. Lokal können auch Pegmatitgänge auftreten.

Gegen Süden wird das Tavetscher-Zwischenmassiv durch die permokarbonischen bis mesozoischen Gesteine der Urseren-Garvera-Zone vom Gotthardmassiv getrennt. Es handelt sich dabei vorwiegend um Schiefer und Phyllite. Die Trias liegt in Form von Rauwacken und Dolomit, die Lias in Form von Schiefer und Wechsellagen von Sandkalken und Tonschiefern vor.

Gegen Norden trennt die Clavaniev- oder Disentiser-Zone das Tavetscher-Zwischenmassiv vom Aarmassiv. Westlich von Disentis, zwischen Sedrun und dem Oberalppass, verschwindet diese Zone. Die Clavaniev-Zone setzt sich aus tektonisch stark beanspruchten Einheiten der beiden angrenzenden Massive, sowie aus mesozoischen Sedimenten zusammen. Bei den Sedimenten handelt es sich um Schiefer, Phyllite, Dolomite, Grauwacken, Gips und Kalkschiefer.

Im Gotthard- und Aarmassiv findet man mehrfach präherzynisch überprägte Gneise, in die während der herzynischen Gebirgsbildung Granite intrudiert sind. Es liegt ein breites Spektrum von Gneisen vor: Glimmerreiche Gneise und Biotitgneise, alle Übergänge zu Migmatiten, Bändergneisen, Adergneisen, quarzfeldspatreichen Gneisen u.s.w. Die intrudierten Granite sind ebenfalls leicht metamorph überprägt, sie zeigen durchwegs gewisse Übergänge zu Granitgneisen und Gneisen.

#### **2.4. FELSTEMPERATUR-PROGNOSE FÜR DEN GOTTHARD-BASISTUNNEL**

Beim Bau von tiefliegenden Tunnel wie dem Gotthard-Basistunnel ist die Kenntnis der ursprünglichen Felstemperatur sehr wichtig. Die Gesteinstemperatur steigt im Allgemeinen mit der Tiefe, bzw. mit der Überlagerung. Eine hohe Felstemperatur führt zu bautechnischen Schwierigkeiten. So ist vorgeschrieben, dass bei einer achtstündigen Arbeitsschicht die Lufttemperatur bei einer Luftfeuchte von 100 Prozent 28 °C nicht überschreiten darf. Neben den Baumaschinen und der Abbindwärme des Betons ist die Lufttemperatur von der ursprünglichen Felstemperatur abhängig. Diese ist somit ein wichtiger Parameter für die Dimensionierung der Tunnelbelüftung, während der Bauarbeiten und nach Inbetriebnahme.

Weiter bietet eine Prognose der Felstemperaturen die Möglichkeit zu frühzeitigem Erkennen von wasserführenden Störzonen. Solche Störzonen sind thermische Anomalien und senken die Felstemperatur in ihrer Umgebung. Der Vergleich von Prognose und Temperaturmessungen während des Vortriebs ermöglicht das Ausscheiden solcher Zonen (vergleiche Piora-Zone (Busslinger, 1998)).

Eine erste Temperaturprognose für den Gotthard-Basistunnel wurde von Rybach und Pfister (1994) berechnet. Es handelt sich dabei um eine rein konduktive, stationäre thermische Berechnung unter Verwendung des Programms TOPO. Dabei konnte der dreidimensionale Topographieeffekt berücksichtigt werden. Die Prognose ergibt einen Höchstwert von 45 °C. Im mittleren Teil liegt die Temperatur bei rund 40 °C und nimmt zu den Portalen hin mit abnehmender Überlagerung ab. Dabei durchgeführte Parameterstudien haben gezeigt, dass die wichtigsten Parameter die gemessenen Oberflächentemperaturen und ihre Höhenvariation, sowie der geothermische Gradient darstellen.

Eine Verfeinerung der Prognose liefert Busslinger (1998). Er hat in seinen Modellierungen die Hydraulik mit einbezogen. Es handelt sich dabei um dreidimensionale stationäre und transiente Modelle, die sowohl die räumliche Verteilung der geologischen Einheiten über die Wärmeleitfähigkeit und die hydraulische Leitfähigkeit, als auch die dreidimensionalen ther-

misch-hydraulischen Effekte von Oberflächentemperatur und Bergwasserspiegel berücksichtigen.

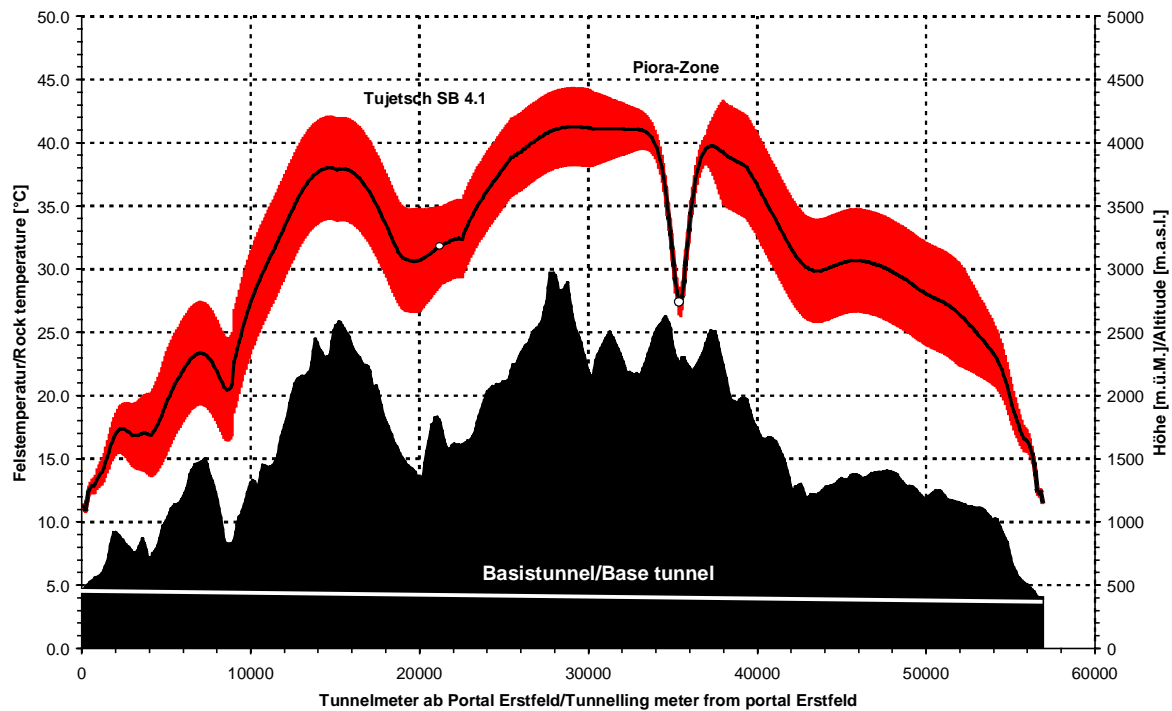


Abbildung 2.4: Prognose der ursprünglichen Felstemperatur entlang der Achse des Gotthard-Basistunnels. Dargestellt ist neben der Topographie, der abgeschätzte Fehler in Form eines Fehlerbalkens. Weiter sind als weiße Punkte die einzigen damals vorhandenen Messpunkte verzeichnet (Busslinger und Rybach, 1999).

Abbildung 2.4 zeigt die endgültige Prognose der ursprünglichen Felstemperatur entlang der Linienführung des Gotthard-Basistunnels gemäss Busslinger und Rybach (1999). Die Bandbreite des Fehlers wurde aufgrund von Vergleichen zwischen Modell und Messwerten abgeschätzt. Ein direkter Vergleich war jedoch nur an zwei Orten möglich (Bohrung Tujetsch SB4.1, Sondiersystem Piora-Mulde). Gemäss dieser Prognose ist mit Temperaturen von maximal 45 °C bei der grössten Überlagerung bei Tunnelkilometer 29 zu rechnen.

## 2.5. FRÜHERE ARBEITEN

Der Gotthard-Basistunnel ist nicht der erste Tunnel für den geothermische Untersuchungen durchgeführt wurden. Schon beim Bau des Gotthard-Bahntunnels (1872 – 1882) wurden Temperaturmessungen durchgeführt. Die maximale Temperatur betrug 31 °C bei einer Überlagerung von 1700 m. Basierend auf diesen Messungen haben Königsberger und Thoma (1906) erste analytische Berechnungen zum Temperaturfeld im südlichen Teil des Bahntunnels durchgeführt. Beim Bau des Lötschbergtunnels (1906 - 1913) wurden alle 50 m Temperaturmessungen durchgeführt (Gesellschaft für Ingenieurkunst, 1996). Die maximale Tempe-

ratur betrug bei einer Überlagerung von 1460 m 34 °C. Im Simplontunnel (1898 – 1906) wurden ebenfalls Felstemperaturen erfasst. Bei einer Überlagerung von ca. 2200 m wurde eine Maximaltemperatur von 56 °C (Gesellschaft für Ingenieurkunst, 1996). Aufgrund dieser sehr hohen Temperaturen mussten spezielle Kühlungs- und Ventilationssysteme eingebaut werden. Nachträglich versuchte Niethammer (1910) anhand der Messdaten eine zweidimensionale Temperaturverteilung zu berechnen.

Nun ist man jedoch an Temperaturprognosen für geplante Tunnelbauten interessiert. Die Methode zur Vorhersage von Gesteinstemperaturen für tiefliegende Tunnels wurde zuerst im Gotthard-Strassentunnel getestet. Beim Bau des Gotthardstrassentunnels wurden ausgedehnte Temperaturmessungen durchgeführt. Im Anschluss an die Auswertungen dieser Messungen wurden nachträglich „Prognose-Temperaturen“ entlang der Tunnelachse berechnet (Rybach et al., 1982). Die „prognostizierten“ Temperaturen stimmen gut mit den während des Vortriebs gemessenen Temperaturen überein. Diese Arbeit bildet die Grundlage für die erste Temperaturprognose für den Gotthard-Basistunnel von Rybach und Pfister (1994) sowie für die verfeinerte Prognose von Busslinger und Rybach (1998) (vergleiche Kapitel 2.4)



### 3. THEORIE

#### 3.1. WÄRMETRANSPORT IM GEBIRGE

Die wichtigsten Mechanismen des Wärmetransports im Untergrund sind Konduktion und Konvektion. In kompaktem, impermeablem Gestein und in der ungesättigten Zone oberhalb des Bergwasserspiegels erfolgt der Wärmetransport vorwiegend konduktiv. Es existieren zwei Arten von Konvektion: die freie und die erzwungenen Konvektion (Kappelmeyer und Haenel, 1974). Die freie Konvektion entsteht aufgrund der Erwärmung von Wasser im Untergrund und der damit verbundenen Erniedrigung der Dichte. Aufgrund der erniedrigten Dichte steigt das erwärmte Wasser auf und es bilden sich Konvektionszellen aus. Die freie Konvektion beruht demzufolge auf der Temperaturabhängigkeit der Dichte. Die erzwungene Konvektion, auch Advektion genannt, wird durch Druckdifferenz, z.B. wegen unterschiedlicher Höhenlagen des Bergwasserspiegels, hervorgerufen. In der oberen Kruste ist Konvektion sehr oft mit Wasserzirkulation durch Gesteinsporen und entlang von Klüften verbunden. So ist in geklüftetem Gestein mit genügend grosser vertikaler Durchlässigkeit und Druckgradienten die erzwungene Konvektion von warmem Wasser der antreibende Wärmetransportmechanismus. Im gesättigten Bereich unterhalb des Bergwasserspiegels liegen grundsätzlich zwei Materialanteile vor: Eine flüssige Phase in den Poren und Klüften und eine feste Phase in Form der Gesteinsmatrix. Im gesättigten Teil des Untergrundes gibt es demzufolge zwei Arten des Wärmetransports: Die reine Wärmeleitung in beiden Phasen und die Konvektion über das Poren- und Kluftwasser.

Die Wärmeleitung wird allgemein durch den örtlichen Temperaturgradienten definiert. Der dadurch entstehende rein konduktive Wärmefluss basiert auf dem Gesetz von Fourier. Dieses besagt, dass der konduktive Wärmefluss  $q_{kond}$  an einem Punkt im Medium proportional zum Temperaturgradienten an diesem Punkt ist:

$$q_{kond} = -\lambda \cdot \nabla T \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (3.1)$$

wobei:

$q_{kond}$ : Wärmefluss  $\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$

$\lambda$ : Wärmeleitfähigkeit  $\left[ \frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}} \right]$

$T$ : Temperatur  $[\text{K}]$

Die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  kann je nach geologischem Untergrund eine grosse Anisotropie aufweisen, weshalb die Wärmeleitfähigkeit als Tensor betrachtet werden muss.  $\lambda$  ist zudem abhängig von Temperatur und Druck.

Gemäss dem Energieerhaltungssatz ist die Änderung des Wärmeflusses durch eine Volumeneinheit, gleich der zeitlichen Änderung der thermischen Energie innerhalb des Systems. Daraus folgt für die allgemeine Wärmeleitungsgleichung:

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla(\lambda \cdot \nabla T) \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^3} \right] \quad (3.2)$$

wobei:

$$\rho: \text{Dichte} \left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$$

$$c: \text{Spezifische Wärmekapazität des Mediums} \left[ \frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}} \right]$$

$t$ : Zeit [s]

Gase und Fluide haben allgemein eine geringe Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  (für Wasser ist  $\lambda$  bei 20 °C ungefähr  $0.6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , für Luft ungefähr  $0.02 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Dennoch vermögen sie durch Konvektion in Poren und Klüften sehr grosse Mengen an thermischer Energie zu transportieren. Der konvektive Wärmetransport ist deshalb in vielen Fällen effizienter als der konduktive. Der Wärmefluss aufgrund der Konvektion  $q_{\text{konv}}$  ist gemäss Gleichung (3.3) definiert. Darin wird die Advektionsgeschwindigkeit durch die Darcygeschwindigkeit charakterisiert wird (vergleiche Gleichung (3.8)).

$$q_{\text{konv}} = \rho_f \cdot c_f \cdot L \cdot v_D \nabla T \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (3.3)$$

wobei:

$f$ : Index für die flüssige Phase

$L$ : charakteristische Fließstrecke [m]

$v_D$ : Darcy- oder Filtergeschwindigkeit  $\left[ \frac{\text{m}}{\text{s}} \right]$

Neben der thermischen muss auch die hydraulische Seite der Konvektion berücksichtigt werden. Dazu sind Kenntnisse über die Grundwasserhydraulik nötig. Zur Beschreibung des Grundwasserflusses wird meist das Darcy-Gesetz verwendet. Dieses beschreibt den Zusammenhang zwischen dem herrschenden hydraulischen Gradienten und der mittleren Fluidgeschwindigkeit (Darcy-Geschwindigkeit) (Turcottte und Schubert, 1984). Das Darcy-Gesetz gilt jedoch nur bei laminarem Fließen.

In der Hydrogeologie ist es üblich, den hydraulischen Druck als Wassersäule mit der Dimension [m] zu definieren. Diese setzt sich aus dem äusseren Druck und der hydrostatischen Wasserhöhe zusammen und wird hydraulisches Potential (hydraulic head) genannt:

$$h_G = \frac{P}{\rho_f \cdot g} + h_H \quad [\text{m}] \quad (3.4)$$

wobei:

$h_G$ : hydraulisches Potential [m]

$P$ : hydraulischer Druck [Pa]

$g$ : Erdbeschleunigung  $\left[\frac{\text{m}}{\text{s}^2}\right]$

$h_H$ : hydrostatische Wasserhöhe [m]

Unter Verwendung des hydraulischen Potentials kann das Darcy-Gesetz wie folgt beschrieben werden:

$$v_D = -K \cdot \nabla h_G \quad \left[\frac{\text{m}}{\text{s}}\right] \quad (3.5)$$

wobei:

$K$ : hydraulischen Leitfähigkeit  $\left[\frac{\text{m}}{\text{s}}\right]$

Die Proportionalitätskonstante entspricht der hydraulischen Leitfähigkeit einer Formation und wird gemäss Gleichung (3.6) definiert:

$$K = \frac{k \cdot g \cdot \rho_f}{\mu} \quad \left[\frac{\text{m}}{\text{s}}\right] \quad (3.6)$$

wobei:

$k$ : Permeabilität [ $\text{m}^2$ ]

$\mu$ : dynamische Viskosität des Fluids [ $\text{Pa} \cdot \text{s}$ ]

Die hydraulische Leitfähigkeit wird durch einen Tensor beschrieben, da sie aufgrund der Untergrundsbeschaffenheit anisotrope Eigenschaften aufweisen kann. Sie ist sowohl durch die Eigenschaften des porösen Mediums, als auch durch die des Fluids definiert. So ist  $k$  eine Funktion des porösen Mediums, während  $\mu$  und  $\rho$  Funktionen des Fluids sind. Zudem ist die hydraulische Leitfähigkeit über  $\mu$  und  $\rho$  druck- und temperaturabhängig.

Neben der Konduktion und Konvektion muss beim Wärmetransport im Gebirge auch der Einfluss der Hebung berücksichtigt werden. Die Hebung entspricht einem Massentransport und wird in der Wärmetransportgleichung durch einen Advektionsterm beschrieben (vergleiche Gleichung 3.7). Beim Wärmetransport bildet einerseits der feste, andererseits der flüssige Anteil ein eigenes System. Im Weiteren werden jedoch die zwei Systeme als eine Einheit betrachtet. Dies darf unter der Annahme geschehen, dass im gesättigten Untergrund die Was-

sertemperatur der Gesteinstemperatur entspricht. Mit gemittelten Materialwerten kann dann eine einziges System beschrieben werden. Die Wärmeleitungsgleichung wird somit wie folgt definiert:

$$\overline{\rho \cdot c} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\overline{\lambda} \cdot \nabla T) - \overline{\rho_f \cdot c_f} \cdot v_D \cdot \nabla T + \overline{\rho_s \cdot c_s} \cdot v \cdot \nabla T + A \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^3} \right] \quad (3.7)$$

zeitliche Variation      Wärmeleitung      Konvektion      Massenadvektion      Quellen

wobei:

$$A: \text{Wärmequellen} \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^3} \right]$$

$$v: \text{Hebungsgeschwindigkeit} \quad \left[ \frac{\text{m}}{\text{s}} \right]$$

Die mit einem Querstrich versehenen Terme enthalten Werte aus beiden Phasen. Die einzelnen Parameter werden über die Porosität der Gesteinsmatrix gewichtet. Der Mittelwert der Wärmekapazität berechnet sich nach dem jeweiligen Anteil der Phase im Körper und entspricht dem arithmetischen Mittel:

$$\overline{\rho \cdot c} = (1 - \Phi) \cdot \rho_s \cdot c_s + \Phi \cdot \rho_f \cdot c_f \quad \left[ \frac{\text{J}}{\text{m}^3 \cdot \text{K}} \right] \quad (3.8)$$

wobei:

s: Index für feste Phase, Gesteinsmatrix

$\Phi$ : Porosität

Für die Wärmeleitfähigkeit in einem porösen Medium wird im Allgemeinen das geometrische Mittel verwendet:

$$\overline{\lambda} = \lambda_s^{(1-\Phi)} \cdot \lambda_f^\Phi \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}} \right] \quad (3.9)$$

### 3.2. NUMERISCHE UMSETZUNG

Die numerische Modellierung wurde mit dem Programm FRACTure durchgeführt (Kohl, 1992). Dieses Programm ist in der Lage hydraulische und elastische Prozesse, sowie verschiedene Transportprozesse (thermische, radioaktive, Massen- und Stofftransporte) und deren Kopplung zu simulieren. FRACTure basiert auf der Methode der Finiten Elemente (FE). Der Ansatz der Finiten Elemente besitzt den Vorteil einer flexiblen Gittergestaltung und erlaubt dadurch komplexe geologische Strukturen zu modellieren.

Für einfache Modelle kann die Maschengenerierung mit der speziell dafür entwickelten Software WinFra erstellt werden. Bei komplexeren Modellen kann mit Hilfe von AutoCAD ein FRAM-Inputfile erstellt werden, welches in WinFra eingelesen werden kann. WinFra seinerseits erstellt ein FRACTure-Inputfile. In Abbildung 3.1 sind alle Dateien und Programme aufgeführt, die zum Aufbau eines FE-Modelles mit FRACTure benötigt werden.

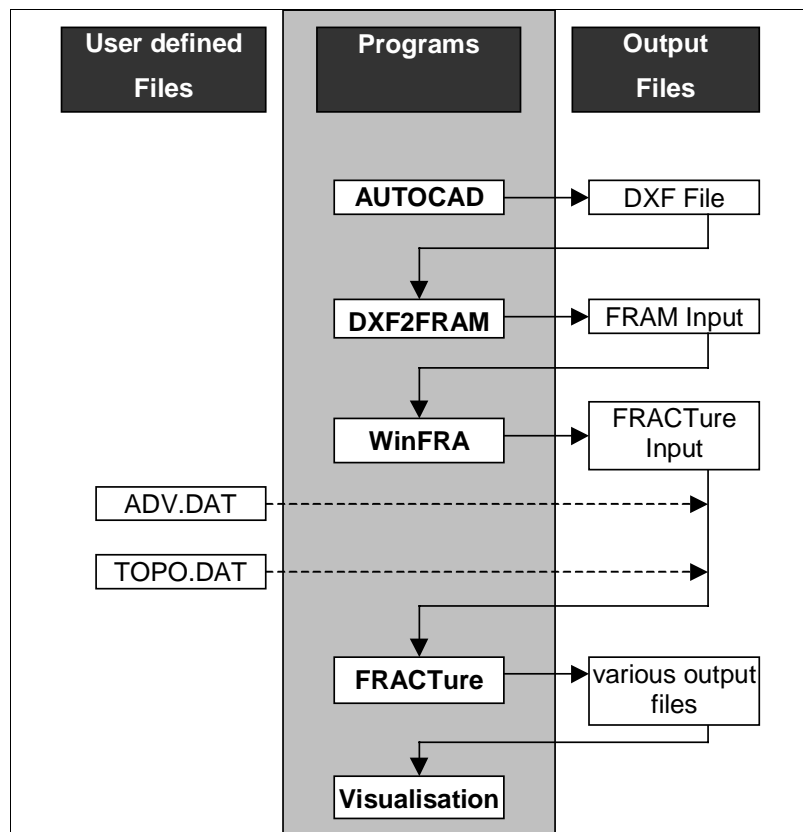


Abbildung 3.1: Vorgehensweise, Programme und Dateien für die Erstellung eines FE-Modells mit FRACTure (nach Kohl, 1992).

FRACTure besitzt mehrere Funktionen, die für die nachfolgenden Modellierungen von grossem Nutzen sind. So ist es möglich das digitale Topographiemodell Rimini der schweizerischen Landestopographie in dreidimensionale Modelle einzubeziehen.

FRACTure kann zudem die durch Hebung hervorgerufene Massenadvektion berücksichtigen. Über ein externes Advektionsfile werden Hebungsgeschwindigkeiten ins FRACTure eingelesen. Dabei wird die Hebung wie ein hydraulischer Prozess behandelt. Da FRACTure also nicht zwischen Fluid- und Massenadvektion unterscheidet, wird bei der Berechnung der Massenadvektion analog zu hydraulischen Prozessen vorgegangen, das heisst, bei der Berechnung wird im Massenadvektionsterm (vergleiche Gleichung 3.7)  $\rho_f c_f$  anstelle von  $\rho_s c_s$  multipliziert. Um den dadurch entstehenden Fehler zu korrigieren, muss der Massenadvektionsterm wie folgt skaliert werden:

$$\rho_s \cdot c_s \cdot v \cdot \nabla T = \frac{\rho_s \cdot c_s}{\rho_f \cdot c_f} \cdot \rho_f \cdot c_f \cdot v \cdot \nabla T \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^3} \right] \quad (3.10)$$

wobei:

$$\frac{\rho_s \cdot c_s}{\rho_f \cdot c_f} : \text{Skalierungsfaktor C}$$

Diese Skalierung ist im FRACTure-Inputfile durch eine sogenannte Load-Time-Function möglich. Load-Time-Functions sind nützliche und flexible Prozeduren, die eine relativ einfache Berechnung von Modellen mit zeitabhängigen Randbedingungen ermöglichen.

FRACTure erlaubt weiter die Einführung der Anisotropiewinkel für Wärmeleitfähigkeiten. Im FRACTure-Inputfile kann die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit für zwei- und dreidimensionale Modelle definiert werden. Sie wird direkt über das Fallen und Streichen der entsprechenden geologischen Einheiten berücksichtigt.

## 4. EROSION UND HEBUNG

### 4.1. EINFÜHRUNG

Ein Ziel ist die Erosion und Hebung bei der Temperaturmodellierung zu berücksichtigen. An dieser Stelle soll ein kurzer Überblick über die durchgeführten Temperaturmodellierung im Alpenraum gegeben werden.

In den 70er Jahren entstanden erste stationäre Modelle für den Alpenraum. Dabei wurden Temperatur-Tiefen-Verteilungen anhand von räumlicher Variation der radiogenen Wärmeproduktion und der Wärmeleitfähigkeit berechnet (Buntebarth (1973), Rybach (1973)). Die Modellierungen nahmen an, dass sich die Alpen in einem tektonischen und thermischen Gleichgewicht befinden. Heutige Hebungsraten (Schlatter und Marti, 1999) und neotektonische Aktivität (Burkhard, 1999) dokumentieren jedoch, dass die Alpen noch immer tektonisch aktiv sind.

Der Einfluss von Erosion und Hebung wird in der Literatur mehrfach beschrieben (Benfield, 1949; Birch, 1950). Benfield (1949) untersuchte den Effekte der Erosionsgeschwindigkeit, der Hebungsrate und der Zeit, während der diese zwei Prozesse aktiv waren, auf das Temperaturfeld an einfachen, idealisierte Modellen. Dabei hat sich gezeigt, dass sich Hebung und Erosion störend auf den Temperaturgradienten im Untergrund auswirkt, was eine Erhöhung des Wärmeflusses zur Folge hat. Die Modellberechnungen zeigten auch, dass die Störung nicht sehr gross ist, solange der Wert des Wärmeflusses gross und die Geschwindigkeit der Erosion klein ist. Generell werden Hebungs- und Erosionsraten bei der Modellierung gleich gesetzt.

Eine Verbesserung der Modellierung brachten die ersten 1D-transienten Modelle (Werner et al., 1976; Werner, 1980, 1985). Sie berücksichtigen neben der Wärmeproduktion und Wärmeleitfähigkeit auch die Wärmeadvektion aufgrund vertikaler Massenbewegung. Werner (1985) stellte ein Modell für das Bedretto-Tal vor. Dabei werden regionale Hebungs- und Erosionseffekte, die heutige Topographie, die Entwicklung der Topographie in Raum und Zeit sowie die paläoklimatische Variation gleichermassen berücksichtigt. Okaya et al. (1995) haben ein 2D-thermokinematisches Modell für die nealpine Phase der Alpenbildung (35 – 0 Ma) entwickelt.

## 4.2. ENTSTEHUNG VON AAR- UND GOTTHARDMASSIV

Um die Hebungs- und Erosionsgeschichte berücksichtigen zu können, muss die geologische Geschichte eines Gebietes bekannt sein. Hier soll kurz die geologische Geschichte dieses Gebietes diskutiert werden. Das Gotthard- und das Aarmassiv gehören zu den externen Kristallin-Massiven. Dazwischen eingeklemmt liegt das Tavetscher-Zwischenmassiv. Die Frage nach der Entstehung von Gotthard- und Aarmassiv ist noch heute ein Streitpunkt. Entstanden sie allochthon als Folge einer basalen Überschiebung unter den externen Massiven, oder autochthon als isostatische Reaktion auf die Krustenverdickung im Alpenraum? Die Antwort auf diese Frage ist ein zentraler Punkt bei der Berücksichtigung der Hebungsgeschichte in numerischen Modellen. Muss bei der Modellierung lediglich die vertikale Komponente der Hebung, basierend auf der rein isostatischen Ausgleichsreaktion, berücksichtigt werden oder fließt zusätzlich eine Horizontalkomponente ein, eine Folge der basalen Überschiebung? In Burkhard (1999) werden verschiedene Entstehungstheorien diskutiert.

Sicher ist, dass ursprünglich eine Überschiebung zu einer Krustenverdickung und damit zur heutigen Topographie der Alpen führte. Ob die jüngste der basalen Überschiebung der Alpen, insbesondere unter den externen Massiven, weiterhin aktiv ist und deshalb in die Modellierung miteinbezogen werden muss, ist noch ungeklärt. So ist man zwar durch wiederholte Präzisionsnivellements im Besitz von gut belegten vertikalen Hebungsdaten entlang einer Linie Martigny-Chur (Gubler, in: Kahle et al., 1997), doch können diese Daten wiederum auf die beiden oben erwähnten Arten interpretiert werden: als rein isostatische vertikale Bewegung oder als vertikale Komponente einer noch aktiven basalen alpinen Überschiebung. Es hat sich gezeigt, dass solange eine Topographie und eine Wurzelzone vorhanden ist, der rein isostatische Auftrieb, welcher die Erosion kompensiert, genügt, um eine topographieabhängige vertikale Hebung zu verursachen. Eine andauernde, heute noch aktive Überschiebung ist dazu nicht nötig (Burkhard, 1999). Solange man sich zudem nicht in unmittelbarer Nähe dieser Überschiebung befindet, ist die Annahme einer rein isostatischen Hebung zur Modellierung zulässig (N. Manktelow, persönliche Mitteilung). Deshalb wird im Folgenden von einer rein isostatischen vertikalen Hebung ausgegangen.

## 4.3. MODELLIERUNG VON EROSION UND HEBUNG

Zur Modellierung des Einflusses von Erosion und Hebung auf das Temperaturfeld, muss genügend Information über die tektonische und topographische Entwicklung eines Gebietes vorhanden sein.



### 4.3.1. TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Von Interesse sind für diese Arbeit heutige und Paläo-Hebungsraten aus dem Gotthard- und dem Aarmassiv sowie dem Tavetscher-Zwischenmassiv. In Michalski und Soom (1990) wird die Hebungsgeschichte des Aar- und des Gotthardmassivs seit dem Miozän (0 – 24 Millionen Jahre) beschrieben. In Tabelle 2.1 sind die für das Modellierungsgebiet relevanten Paläohebungs-raten aufgeführt. Rekonstruiert werden die Paläo-Hebungsraten anhand von Fission-Track-Alter. Aus diesen Daten wird die durchschnittliche Kühlungsrate, bzw. Hebungsraten berechnet. Dabei wird von einer jährlichen Oberflächentemperatur von 0°C, einer fast ebenen Modelloberfläche und einem konstanten geothermischen Gradienten ausgegangen. Oberflächentopographie, Erosion und Hebung verursachen jedoch ihrerseits eine zeitabhängige Variation der Isothermen-Geometrie und somit des Gradienten (Manktelow und Graseman, 1997). Der Fehler, der durch diese Annahme entsteht, kann in tektonisch aktiven Gebieten mit schnellen Kühlungs-raten während der Hebung dramatisch sein.

Zudem besteht bei der Bestimmung der Fission-Track-Alter eine relativ grosse Unsicherheit, so dass die in Tabelle 3.1 aufgelisteten Werte um bis zu  $\pm 0.2$  mm/Jahr variieren können (D. Seward, persönliche Mitteilung).

Tabelle 3.1: Paläo-Hebungsraten in der Grossregion Sedrun (Michalski und Soom, 1990)

Ort	Gültig von ... bis ... [Ma]	Paläo-Hebungsraten [mm/J]
Reuss-Tal	5 – 10	0.5
Südliches Reuss-Tal	0 – 10	0.5
Nördliches Aarmassiv	5 – 8	0.5
Nördliches Aarmassiv	0 – 5	0.7
Östliches Aarmassiv	5 - 10	0.5
Zentrales Gotthardmassiv	0 – 10	0.5
Östliches Gotthardmassiv	8 - 14	0.3
Östliches Gotthardmassiv	0 – 8	0.4

Für das Tavetscher-Zwischenmassiv sind keine Paläohebungs-raten vorhanden. Es wird daher angenommen, dass es sich hier um das selbe Hebungsregime wie im Gotthard- und im Aarmassiv handelt.

Heutige Hebungsraten sind in Schlatter und Marti (1999) aufgeführt. Sie zeigen im Gebiet des Gotthardmassivs verglichen mit den Paläohebungsraten erhöhte Hebungsraten (vergleiche südlicher Teil Abbildung 4.1 und Tabelle 4.1).

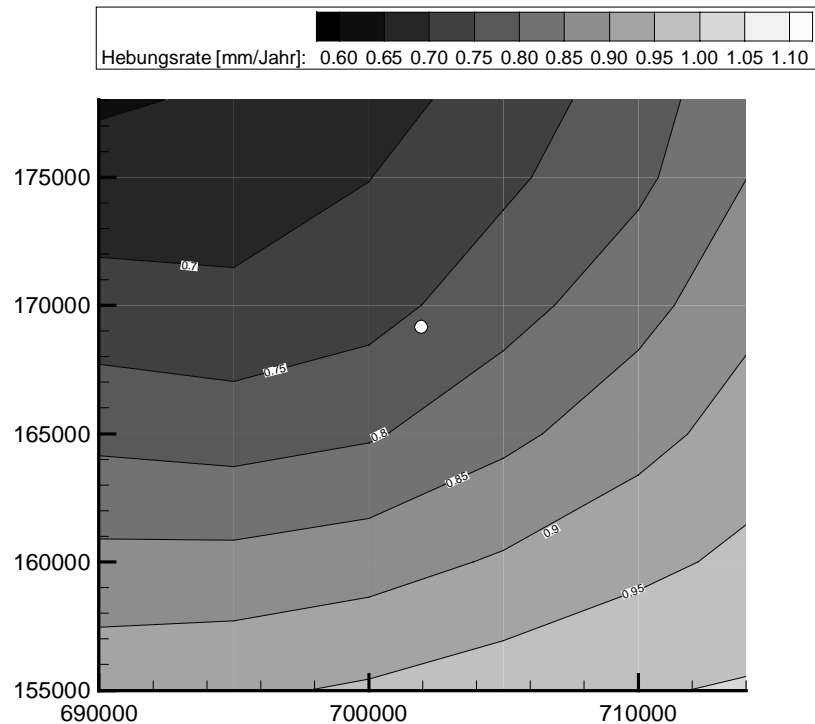


Abbildung 4.1: Aktuelle Hebungsraten im für die Modellierung relevanten Gebiet (Schlatter und Marti, 1999). Mit dem weissen Kreis ist die Position des Vertikalschachts Sedrun gekennzeichnet. Die Skalierung der Abbildung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten.

#### 4.3.2. TOPOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG

Über den Verlauf der topographischen Entwicklung kann nur spekuliert werden. Leider sind für das betrachtete Gebiet weder Paläo- noch heutige Erosionsraten vorhanden. Die topographische Entwicklung ist somit die unsicherste Annahme bei der Rekonstruktion der Hebungs- und Erosionsgeschichte. Grundsätzlich gibt es zwei Ansätze. Diese basieren beide auf der Annahme einer rein isostatisch bedingten Hebung.

Ein Ansatz geht davon aus, dass die Erosion gleich der Hebung ist und das Gebirge seit jeher die heutige Topographie besitzt (Werner et al., 1976). Diese Annahme gilt jedoch erst, wenn das gehobene Gebiet eine gewisse Höhe erreicht hat. Dies darf in den Zentralalpen für die letzten 5 Millionen Jahre angenommen werden (M. Burkhard, D. Seward; persönliche Mitteilung).

Der zweite Ansatz bedient sich des Modells, welches Birch (1950) zur Beschreibung der topographischen Entwicklung der Front Range (Colorado) verwendet hat: Als Ausgangsmodell dient eine flache Ebene, die während einer langen Periode der Erosion entstand. Diese Ebene

lag ursprünglich tiefer und liegt nun nach einer Hebungsphase auf der maximalen je erreichten Höhe des betrachteten Gebirges. Wenn diese Höhe über einen Zeitraum von 15 Millionen Jahren erreicht wird, ist der Einfluss für diese Hebungsphase auf das Temperaturfeld vernachlässigbar. Dieses Modell geht also davon aus, dass das Gebirge seit jeher seine maximale Höhe besitzt, nicht aber seine heutige Form. Die heutige Gestalt entsteht erst in einer zweiten Phase durch die Erosion des Ausgangsmodells. Dies ist ein geeignetes Modell für ein Gebiet wie das Colorado-Plateau, darf jedoch nicht ohne Weiteres auf ein Kollisionsgebirge, wie die Alpen übertragen werden.

Die wirkliche Entstehungsgeschichte der Topographie wird sich zwischen diesen beiden Extremfällen bewegen.

### 4.3.3. MODELL

Für die nachfolgenden Modellierungen wird von der Annahme ausgegangen, dass die Erosion gleich der Hebung ist, und dass die Hebung auf der rein isostatischen Reaktion, hervorgerufen durch die Krustenverdickung unter den Alpen, beruht. Somit wird lediglich ein Hebungsmodell erstellt, das zugleich dem Erosionsmodell entspricht. In das Hebungsmodell werden alle vorhandenen heutigen und Paläo-Hebungsdaten für das im Modell berücksichtigte Gebiet um Sedrun integriert. Dies ergibt eine Rekonstruktion der Hebungsgeschichte der letzten 14 Millionen Jahre. Das Aar- und das Gotthardmassiv werden getrennt betrachtet. Dabei werden die Paläo-Hebungsraten für das Reuss-Tal, das nördliche und östliche Aarmassiv zum Aarmassiv und die Daten für das zentrale und östliche Gotthardmassiv zum Gotthardmassiv zusammengefasst (vergleiche Tabelle 4.1). Da für das Tavetscher-Zwischenmassiv keine Paläo-Hebungsraten existieren, wird für dieses Gebiet jeweils zwischen den Hebungsraten der angrenzenden Massive interpoliert.

Bei der Rekonstruktion wurde wie folgt vorgegangen: Es wurde anhand der Tabelle 4.1 ein Startwert der Hebung für den Zeitpunkt vor 14 Millionen Jahren bestimmt. Dieser Wert wurde dann schrittweise auf die heutigen Hebungsraten angehoben (vergleiche Abbildung 4.1).

Für das Aarmassiv sind für den Zeitraum zwischen 14 und 10 Millionen Jahren keine Hebungsraten vorhanden. Es wird deshalb angenommen, dass das Aarmassiv mit der gleichen Rate von 0.5 mm/Jahr, wie für den Zeitraum zwischen 10 und 5 Millionen Jahren, gehoben wurde. Ab 5 Millionen Jahren wird die Hebungsraten in zwei Schritten auf den heutigen Wert von ungefähr 0.7 mm/Jahr am Nordrand des Modells angehoben, was mit den Paläo-Hebungsraten zwischen 5 und 0 Millionen Jahre gut übereinstimmt (vergleiche Tabelle 4.1).

Beim Gotthardmassiv wird analog verfahren. Gestartet wird mit einer Hebungsrate von 0.3 mm/Jahr. Diese Hebungsrate wird in vier Schritten auf den Wert von 0.9 mm/Jahr angehoben. Dies entspricht der heutigen Hebungsrate am Südrand des Modells. Diese Hebungsrate liegt deutlich über denjenigen, welche in Tabelle 4.1 für heute angegebenen werden. Aufgrund der zum Teil relativ grossen Unsicherheit bei der Bestimmung der Paläo-Hebungsraten werden nur die heute gemessenen Hebungsraten berücksichtigt.

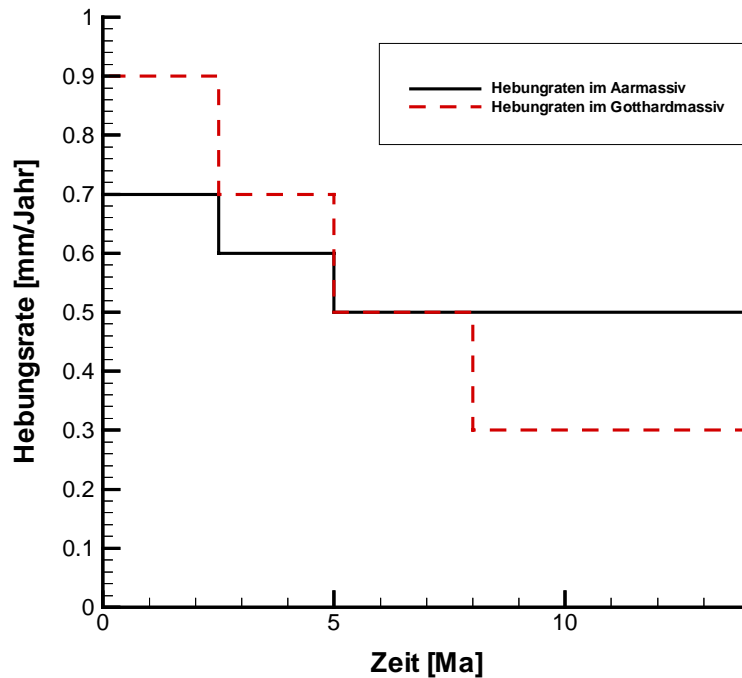


Abbildung 4.2: Rekonstruktion der Hebungsgeschichte für das Aar- und Gotthardmassiv anhand von heutigen und Paläo-Hebungsraten.

## 5. MESSUNGEN

### 5.1. FELSTEMPERATUREN

Ziel der geothermischen Messungen im Vertikalschacht Sedrun ist die Bestimmung der ursprünglichen Felstemperatur. Beim Erstellen eines Messkonzepts soll darauf geachtet werden, dass bautechnisch bedingte Einflüsse soweit möglich ausgeschlossen werden.

Wann und wo gemessen werden kann, ist vom Baufortschritt und der baulichen Situation im Schacht abhängig. Die Messungen werden in speziell dafür abgeteuften Bohrungen durchgeführt. Zur besseren thermischen Ankoppelung werden die Bohrlöcher mit Wasser, wenn möglich mit Bergwasser, gefüllt. Aus diesem Grund sollten sie leicht geneigt (ca. 10 °C) gebohrt werden. Nach Absprache mit der Projekt- und Bauleitung werden 4 m lange Bohrungen mit einem Durchmesser von 38 mm gebohrt, da solche Bohrungen mit dem bereits im Schacht vorhandenen Ankerbohrgerät erstellt werden können. Wie bei den Messungen von Busslinger (1998) ist im rein konduktiven Fall die Felstemperatur hauptsächlich durch die initiale Temperaturdifferenz zwischen Stollenluft und Fels bestimmt. Das heisst, je grösser der Unterschied, desto stärker ist der Einfluss bzw. um so schneller breitet sich die Temperaturfront vom Stollen her aus. Geht man von einem Temperaturunterschied von 5 °C aus, ist in einer Tiefe von 4 m erst nach rund 3 Wochen mit einer deutlichen Abweichung von der ursprünglichen Felstemperatur zu rechnen.

Geplant war, dass die Bohrungen bei jedem zweiten Injektionsstandort subhorizontal in die Schachtwand abgeteuft werden. Dies ergibt einen vertikalen Abstand zwischen den Messungen von 76 m, und bis zum Schachtfuss können so 10 Messungen aufgenommen werden. Pro Bohrloch ist nur eine Messung möglich, da der Schacht sofort verschalt wird. Damit sich jedoch ein thermisches Gleichgewicht zwischen dem Fels und dem eingefüllten Wasser einstellen kann, soll mit der Messungen so lang wie möglich gewartet werden. Deshalb war geplant, die Messungen von einer der Arbeitsbühnen kurz vor dem Anbringen der Betonverschalung durchzuführen. Es hat sich jedoch gezeigt, dass das Offenhalten der Bohrlöcher nicht gewährleistet werden konnte. So konnte ein Bohrloch nach dem Auftragen des Spritzbetons trotz vorhandener Abdeckung nicht mehr geöffnet werden. Ein weiteres war wahrscheinlich aufgrund der Sprengung, die auf jede Injektionsphase folgt, zugefallen. Aus diesem Grund musste das Messkonzept geändert werden. Fortan wurden die Messungen von der Schachtsohle im Zeitraum zwischen Injektion und nächstem Abschlag durchgeführt. Um die Beeinflussung durch die bei der Injektion entstehende Abbindwärme sowie durch die Bohr-

spülung möglichst klein zu halten, wurde mit der Messung so lang als möglich gewartet. Auch aus anderen Gründen konnten einzelne Bohrungen nicht verwendet werden. So wurde in ein Bohrloch durch Arbeiter einen Anker versetzt und ein weiteres fiel aufgrund eines inkompetenten Lehmschichtes zusammen. Für jede der ausgefallenen Bohrungen wurde von der Bauleitung eine zusätzliche Bohrung durchgeführt. Weiter wurde in einer Pumpnische ein zusätzlicher Messpunkt eingerichtet, wodurch das Bohrloch zugänglich bleibt und für weitere Kontrollmessungen genutzt werden kann. Nach der Übergabe des Messgerätes und einer Einführung in die Messtechnik konnte die Durchführung der Temperaturmessungen dem Baustellengeologen Dr. Peter Guntli übertragen.

Begonnen wurde mit den Messungen im November 1998. Diese Messung bei der Erstellung des Pilotschachtes vor dem eigentlichem Abteufen durchgeführt. Die erste Messung im Schacht wurde am 4. März 1999 in einer Tiefe von -115.95 m durchgeführt. Es wurde damit gerechnet, dass man das Niveau des Basistunnels im November 1999 erreichen würde, also ungefähr mit Beendigung dieser Arbeit. Es zeigte sich jedoch schon früh, dass sich aufgrund von Schwierigkeiten beim Abteufen die Fertigstellung des Schachtes stark verzögert, und somit nicht alle Messwerte in die Modellierung einbezogen werden können.

In Tabelle 5.1 sind die bis Ende September 1999 vorhandenen Messwerte aufgeführt. Zusätzlich ist noch eine Felstemperaturmessung aus dem Zugangsstollen in unmittelbarer Nähe des Vertikalschachtes aufgeführt (Vergleiche Schachtmeter 0). Eine detailliertere Beschreibung der Messungen ist im Anhang B1 zu finden.

Tabelle 5.1: Mittelwerte aller vorliegenden Felstemperaturen.

Schachtmeter	Mittelwert [°C]	Schachtmeter	Mittelwert [°C]
0.00	11.05	-259.95	17.5
-43.00	11.91	-288.50	18.13
-115.95	13.66	-288.50 (Wiederholungsmessung)	18.12
-115.95 (Wiederholungsmessung)	13.68	-350.00	20.08
-151.95	14.53	-439.95	22.55
-151.95 (Wiederholungsmessung)	14.48		

## 5.2. WÄRMELEITFÄHIGKEITEN

Bei den nachfolgenden numerischen Modellierungen werden die Wärmeleitfähigkeiten der einzelnen geologischen Einheiten mitberücksichtigt. Verwendet werden die in Busslinger (1998) aufgelisteten Wärmeleitfähigkeitswerte (siehe Anhang B2) ergänzt durch Messungen an Gesteinsproben aus dem Schacht Sedrun. In der Nähe der Bohrungen für Temperaturmessungen wurden Proben entnommen. Es stehen bis jetzt nur 4 Proben zur Verfügung (vergleiche Tabelle 5.2). Davon stammen nur deren 3 aus dem Schacht, die vierte ist eine Oberflächenprobe in der unmittelbaren Nähe des Schachts. Im Bereich des Schachtes stehen die Gesteine praktisch vertikal, so dass entlang der untersuchten Strecke keine grössere Variabilität zu erwarten ist.

Zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit wurde das Messgerät TK04 der Firma TK (Berlin) verwendet. Das Messgerät basiert auf dem Prinzip der Linienquelle im Halbraum. Vor der Messung müssen die Proben aufbereitet werden. Dabei werden sie senkrecht zur Schieferungsfläche zersägt, um eine ebene Auflagefläche für die Messsonde zu erhalten.

Die Wärmeleitfähigkeit wurde mindestens 5-mal senkrecht (gs; Linienquelle parallel zur Schieferung) und parallel (para; Linienquelle senkrecht zur Schieferung) zur Schieferung gemessen und die Werte gemittelt. Die Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schieferung kann direkt gemessen werden (para). Die Wärmeleitfähigkeit senkrecht (senk) dazu muss aus gs und para berechnet werden (Schärli, 1989). Die Proben wurden nur im gesättigten Zustand gemessen, da für die Modellierungen nicht zwischen Wärmeleitfähigkeit im gesättigten und ungesättigten Untergrund unterschieden wird.

Tabelle 5.2: Wärmeleitfähigkeiten der Proben aus dem Schacht Sedrun und einer Oberflächenprobe. gs ist die Wärmeleitfähigkeit gemessen senkrecht zu Schieferung, para die gemessenen Wärmeleitfähigkeit parallel dazu und senk die berechnete Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schieferung.

Probe	Schachtmeter	Wärmeleitfähigkeit gesättigt [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]		
		para	senk	gs
O-1500	Oberfläche (1500 m.ü.M.)	4.01	2.82	3.37
351/-226	-226	4.83	2.34	3.37
351/-226	-263	3.98	2.44	3.11
351/-226	-345	4.20	3.37	3.76

## **6. SENSITIVITÄTSSTUDIE**

Im Vorfeld der Modellierungen ist es sinnvoll einige Tests durchzuführen. Ziel dieser Tests ist es ein geeignetes Gitter für die zwei- und dreidimensionale Modellierung zu finden (vergleiche Kapitel 6.1). Weiter dienen diese Sensitivitätsstudien zur Untersuchung und zum Verständnis der Auswirkungen einzelner Parameter auf das Temperaturfeld im Untergrund. An einem einfachen Modell soll der Einfluss verschiedener thermischer und hydraulischer Parameter auf das System erfasst werden. Dabei soll speziell der Einfluss der Parameter auf die Temperaturverteilung im Gebiet um den Schacht Sedrun untersucht werden. Der Wertebereich der Parameter ist theoretisch frei, wird hier jedoch sinnvollerweise repräsentativ für die Gegend um Sedrun gewählt. Zudem wird jeweils nur ein Parameter variiert.

Für die Sensitivitätsuntersuchungen wird in einem ersten Schritt von einem homogenen, isotropen, rein konduktiven (d.h. „trockenen“) Fall ausgegangen (vergleiche Kapitel 6.2 – 6.5). Danach werden Sensitivitätstests für thermisch-hydraulisch gekoppelte (Kapitel 6.6) Systeme durchgeführt. Weiter sollen auch Tests zur Abschätzung des Einflusses von Erosion und Hebung auf das Temperaturfeld durchgeführt werden (Kapitel 6.7). Es wird stets das Temperaturfeld im 2D-Modell berechnet und die Felstemperaturen von der Oberfläche entlang dem Schacht bis zur Schachtbasis auf Niveau Gotthard-Basistunnel verglichen.

Die nachfolgend durchgeführten Sensitivitätsstudien sollen zur Bestimmung eines optimalen Gitters für die zwei- und dreidimensionale Modellierung führen und die Auswirkungen der einzelnen Parameter auf das System aufzeigen. Sie dienen nicht der Bestimmung der Felstemperatur.

### **6.1. BESTIMMUNG DER MODELLAUSDEHNUNG**

Ziel ist es festzustellen, welche Ausdehnung das Modell sinnvollerweise haben muss. Untersucht wird im Folgenden die nötige Längs- und Tiefenausdehnung.

#### **6.1.1. ANFANGS- UND RANDBEDINGUNGEN**

In allen nachfolgenden Modellen findet an den Seitenrändern kein thermischer Austausch statt, das heisst, es existiert kein lateraler Wärmefluss. Die Basis des Modells wird durch einen konstanten Wärmefluss definiert. Die Einführung eines konstanten Wärmeflusses als Basisrandbedingung ist nur zulässig, wenn die Unterkante des Modells in einer Tiefe liegt, in der die Isothermen nicht mehr von der Topographie beeinflusst werden. Es wird an dieser Stelle



zunächst angenommen (siehe Kapitel 6.1.5), dass in der für das Ausgangsmodell gewählten Tiefe von  $-10000$  m.ü.M. kein Einfluss der Topographie mehr besteht.

Die Oberkante repräsentiert eine Temperaturrandbedingung. Die Temperaturrandbedingung wird als höhenabhängige Oberflächentemperatur definiert. Als Grundlage dazu dient ein Datensatz über Bodentemperaturen in einer Tiefe von  $50$  cm, die von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) aufgenommen wurden. Rybach und Pfister (1994) haben daraus durch lineare Interpolation die Höhenabhängigkeit der Bodentemperaturen nahe der Oberfläche abgeleitet. Dabei wurden Messdaten nördlich und südlich des Alpenhauptkamms getrennt betrachtet. In Busslinger (1998) ist eine gemittelte Funktion angegeben, die alle Messdaten berücksichtigt. Danach gilt für die Bodentemperatur  $T$  auf der topographischen Höhe  $h$ :

$$T(h) = 13.15 - 0.0048 \cdot h \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (6.1)$$

Wobei:

$h$ : topographische Höhe [m.ü.M.]

### 6.1.2. AUSGANGSMODELL

Als Ausgangsmodell dient ein einfaches zweidimensionales Modell, das in groben Zügen die Topographie entlang dem Gotthard-Basistunnel im Gebiet um Sedrun wiedergibt (vergleiche Abbildung 6.1). Ausgehend vom Vertikalschacht Sedrun (bei  $0$  m) erstreckt sich das Modell entlang der geplanten Linienführung  $9.75$  km nach Norden und  $8.75$  km nach Süden. Die Wahl der Längenausdehnung beruht auf der örtlichen Geologie. Die Oberkante entspricht einer Temperaturrandbedingung gemäss Gleichung 6.1. Die Basis wird auf  $-10000$  m.ü.M. gesetzt. Die Randbedingung in dieser Tiefe ist definiert durch einen konstanten Wärmefluss von  $60 \text{ mWm}^{-2}$ . Zudem wird von einer homogenen Wärmeleitfähigkeit von  $3.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  im ganzen Modell ausgegangen. Dies entspricht gemäss Busslinger (1998) einem repräsentativen Mittelwert für Gesteine des Gotthardgebietes. Weiter wird dem Modell eine konstante Wärmeproduktion  $A$  von  $1.0 \cdot 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}$ , sowie  $\rho_s \cdot c_s$  und  $\rho_f \cdot c_f$  von  $2.60 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ , bzw.  $4.20 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$  bei einer Porosität von  $1\%$  zugeordnet. Dieses Ausgangsmodell wird als Referenzmodell für alle nachfolgend Tests benutzt.

### 6.1.3. NUMERISCHE DISKRETISIERUNG

Die numerische Umsetzung basiert auf dem Ansatz der Finiten Elemente. Die Diskretisierung erfolgt über Viereckselemente, die an der Oberkante des Modells die Topographie nachbilden. Die Elemente in diesem Grobnetz besitzen eine Kantenlänge von maximal 7500 m und minimal 500 m (vergleiche Abbildung 6.1).

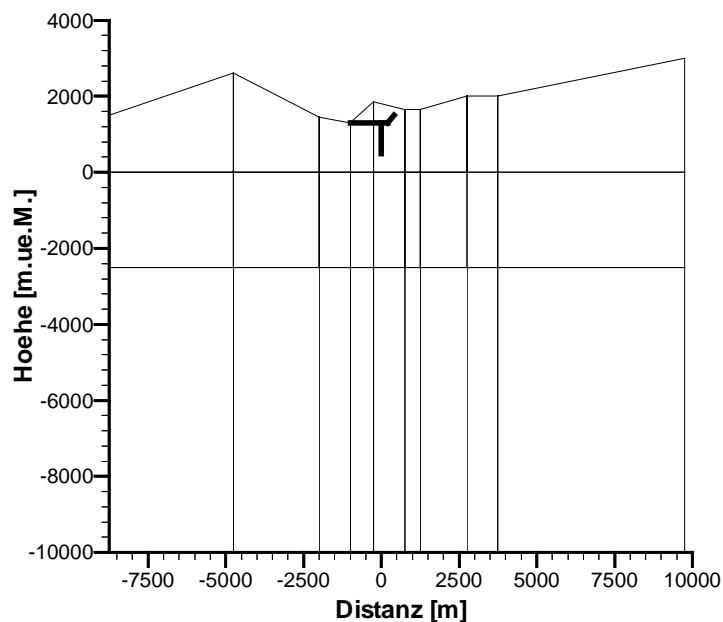


Abbildung 6.1: Das für die Sensivitätstests verwendete Grobgitter folgt an der Oberfläche in groben Zügen dem Topographieverlauf. Als Orientierungshilfe ist der Vertikalschacht so wie der Zugangsstollen und der Entlüftungsschacht eingetragen.

### 6.1.4. LÄNGSAUSDEHNUNG

In einem ersten Schritt wird auf die Längsausdehnung eingegangen. Die Seitenränder des Modells sind so zu wählen, dass die Temperaturverteilung im Schacht nicht durch Randeffekten beeinflusst wird. Beim ersten Modellierungsschritt wurde lediglich die nördliche Berandung um 1 km verkürzt, um zu erreichen, dass das Modell nach Norden und Süden die selbe Ausdehnung besitzt. Danach wurde die Ausdehnung des Modells systematisch in mehreren Schritten auf jeder Seite jeweils um 1 km verkürzt. Nach jedem Modellierungsschritt wurde das Temperaturprofil entlang dem Schacht bestimmt. In Abbildung 6.2 ist der Temperaturverlauf sowie die reduzierte Temperatur für alle getesteten Modellausdehnungen geplotet. Es ist ersichtlich, dass die Temperaturdifferenz zwischen den einzelnen Modellen mit der Tiefe leicht zunimmt (Abbildung 6.2a). Dies beruht auf der Tatsache, dass der obere Teil des Schachts näher an der Oberflächenrandbedingung liegt, die von einer fixen Oberflächentemperatur ausgeht. Dadurch sind grossen Schwankungen der Temperatur im Bereich der Ober-

fläche ausgeschlossen. Der maximale Temperaturunterschied an der Schachtbasis auf Niveau Basistunnel zwischen der Temperatur im Modell mit der grössten Ausdehnung (Abbildung 6.2b: Ausgangsmodell: +9750 m, bzw. -8750 m) und der in dem mit der kleinsten Ausdehnung (Abbildung 6.2b: ± 2750 m) beträgt rund 2 °C. Eine Zusammenfassung des Sensitivitätstests gibt Tabelle 6.1.

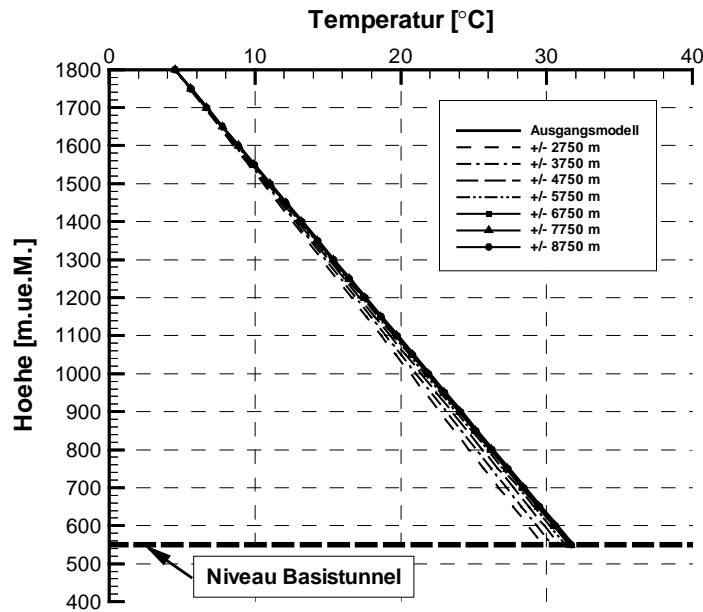
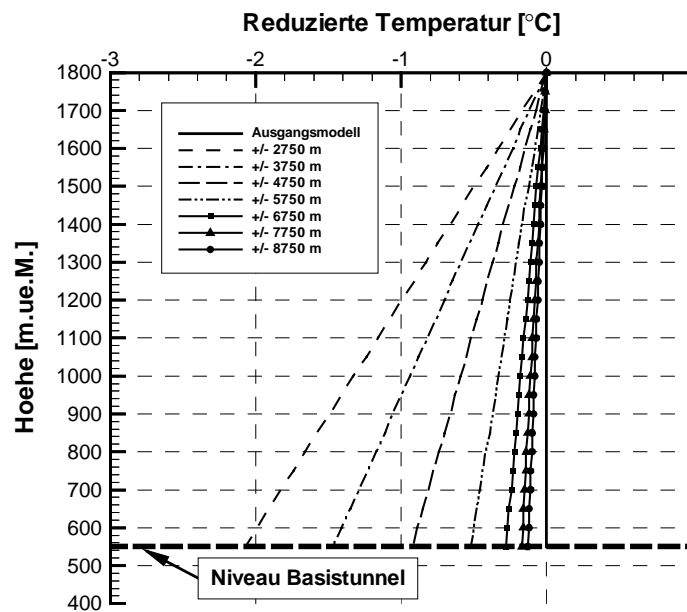


Abbildung 6.2: (a) Der Temperaturverlauf von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle mit verschiedener Längsausdehnung.



(b) Die reduzierte Temperatur für Modelle mit verschiedener Längsausdehnung (reduziert bezüglich einer Oberflächentemperatur von 4.5 °C und einem Gradienten von 21.8 °Ckm<sup>-1</sup>).

Tabelle 6.1: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der Längsausdehnung.

<b>Modellannahmen</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf –10000 m.ü.M.</li> <li>• konstanter Basiswärmefluss <math>q_b = 60 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<b>Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation der Längsausdehnung: von <math>\pm 2750 \text{ m}</math> bis <math>+9750 \text{ m}</math>, bzw. <math>-8750 \text{ m}</math></li> </ul>
<b>Resultat</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Der maximale Temperaturunterschied zwischen den verschiedenen Längsausdehnungen auf Niveau Basistunnel beträgt: <b>-2 °C</b></li> </ul>

### 6.1.5. TIEFENAUSDEHNUNG

Weiter wurde auch die nötige Tiefe der Modellbasis untersucht. Die thermische Randbedingung wird an der Modellbasis durch einen konstanten Wärmefluss definiert. Dies ist nur zulässig, wenn an der Modellbasis der Einfluss der Topographie vernachlässigt werden kann. Der Einfluss reicht um so tiefer, je länger die Wellenlänge und je grösser die Amplitude der Topographie ist. Eine topographische Beeinflussung kann in derjenigen Modelltiefe ausgeschlossen werden, ab welcher die Temperatur entlang dem Schacht nicht mehr stark variiert. Um abzuschätzen, ab welcher Tiefe dies gilt, wurde die Tiefe des Modells variiert. Dabei wurde der Beitrag der Wärmeproduktion zum Wärmefluss berücksichtigt. Dieser Beitrag ist wie folgt definiert:

$$\Delta q = \sum A_i \cdot m_i \quad \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (6.2)$$

Wobei:

$A_i$ : Wärmeproduktion in der Schicht  $i$   $\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^3} \right]$

$m_i$ : Mächtigkeit der Schicht  $i$  [m]

Der Wärmefluss in einer Tiefe von  $-10000$  m wurde fix auf  $60 \text{ mWm}^{-2}$  gehalten. Für die übrigen Tiefen wurde der Beitrag der Wärmeproduktion zum Wärmefluss addiert, bzw. subtrahiert. Die Tiefe wurde zwischen  $0$  m.ü.M. und  $-10000$  m.ü.M. jeweils um  $2500$  m erhöht. Um einen Eindruck von der Entwicklung des Temperaturverlaufs im Schacht bei einer sehr tiefen Basis zu erhalten, wurden zudem Berechnungen für eine Basis bei  $-50000$  m.ü.M. durchgeführt. Abbildung 6.3 zeigt den Verlauf der reduzierten Temperaturen für die verschiedenen Tiefenlagen. Zu erkennen ist, dass sich die Temperaturen im Schacht ab einer Tiefe von  $-2500$  m.ü.M. nahezu nicht mehr ändern. Die maximale Differenz zwischen den Modellen mit Basis auf  $-2500$  m.ü.M. und  $-50000$  m.ü.M. beträgt nur rund  $0.5$  °C. Der Temperaturverlauf des Modell mit Basis auf  $0$  m.ü.M. unterscheidet sich hingegen vom allgemeinen Trend. Der maximale Temperaturunterschied zum Modell mit der Tiefenerstreckung von  $-50000$  m.ü.M. beträgt  $2.6$  °C. Diese kleine, aber deutliche Abweichung vom allgemeinen Trend deutet darauf hin, dass in einer Tiefe von  $0$  m.ü.M. noch mit einem Topographieeffekt gerechnet werden muss. Hingegen ist ab einer Tiefe von  $-2500$  m.ü.M. bereits keinen Beeinflussung mehr zu erkennen. Der Temperaturunterschied zwischen dem Modell mit Basis auf  $-10000$  m.ü.M. und dem mit einer Basis auf  $-50000$  m.ü.M. beträgt lediglich  $0.17$  °C. Eine Modelltiefe von  $-10000$  m.ü.M. liefert folglich eine ausreichende Genauigkeit. Einen Überblick über die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der Tiefenausdehnung gibt Tabelle 6.2.

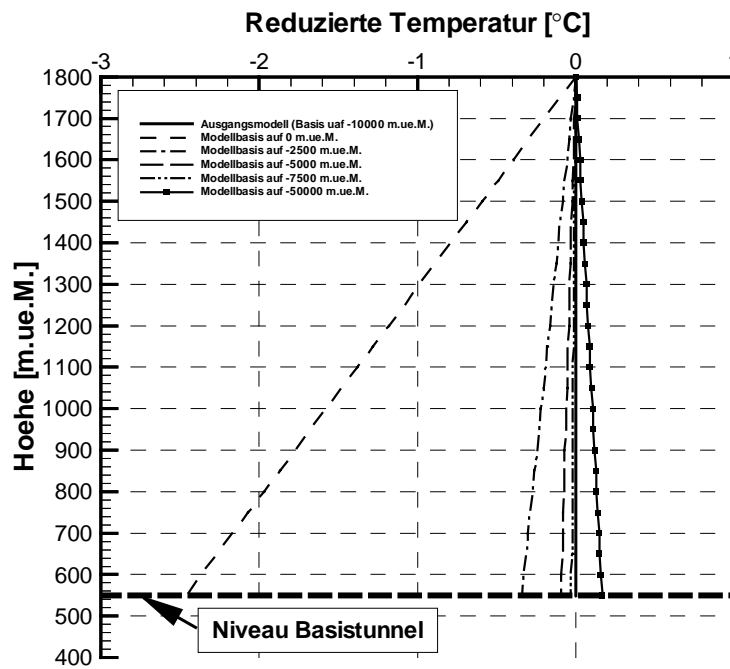


Abbildung 6.3: Der Verlauf der reduzierten Temperatur von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle mit verschiedener Tiefenausdehnung (reduziert bezüglich einer Oberflächentemperatur von 4.5 °C und einem Gradienten von 21.8 °Ckm<sup>-1</sup>).

Tabelle 6.2: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der Tiefenausdehnung.

<p><b>Modellannahmen</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Seitenränder auf +9750 m und -8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Basiswärmefluss <math>q_b = 60 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<p><b>Test</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation der Tiefenausdehnung: von 0 m.ü.M. bis -50000 m.ü.M.</li> </ul>
<p><b>Resultat</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Der maximale Temperaturunterschied zwischen den verschiedenen Tiefenlagen auf Niveau Basistunnel: <b>-2.6 °C</b></li> <li>• Das Modell mit einer Tiefenausdehnung von -10000 m.ü.M. liefert eine ausreichende Genauigkeit. Der Temperaturunterschied zum Modell mit einer Tiefenausdehnung von -50000 m.ü.M. beträgt auf Niveau Basistunnel: <b>0.17 °C</b></li> </ul>

### 6.1.6. ZUSAMMENFASSUNG

Es ist sinnvoll für die zwei- und dreidimensionale Modellierung eine dem Ausgangsmodell entsprechende Modellausdehnung zu verwenden. Die durchgeführten Sensitivitätsuntersuchungen haben gezeigt, dass bei einer entsprechenden Modellausdehnung ungewünschte Einflüsse von Seitenrändern und Basis ausgeschlossen werden können.

## 6.2. VERFEINERUNG DES MODELLGITTERS

Hier soll abgeklärt werden, welche Auswirkung die Gittergrösse auf die Temperaturmodellierung hat. Das Ausgangsmodell entspricht einem sehr groben Gitternetz mit 40 Knoten (vergleiche Abbildung 6.1). Dieses Grobnetz wurde in mehreren Schritten bis maximal 4-mal verfeinert (7105 Knoten). Dabei wird jedes Element unabhängig von seiner Grösse gleichmässig verfeinert. Bei der grössten Verfeinerung besitzen die Elemente Grössen zwischen maximal 250 x 470 m und minimal 50 x 100 m. Abbildung 6.4 zeigt einen Vergleich des Grobnetzes (vergleiche Abbildung 6.1) mit dem 3-mal verfeinerten Gitter (1825 Knoten).

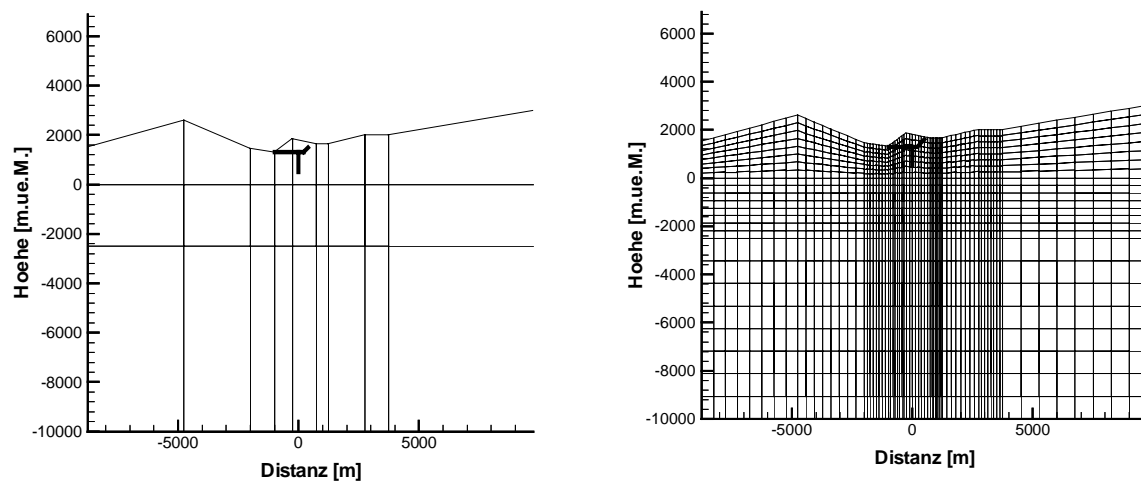


Abbildung 6.4: Gegenüberstellung des Grobgitters mit 40 Knoten (Abbildung 6.1) und des Modellgitters bei einer 3maligen Verfeinerung mit 1825 Knoten.

In Abbildung 6.5 ist der Verlauf der reduzierten Temperatur nach jedem Modellierungsschritte geplottet. Ein markantes Merkmal ist, dass sich der Verlauf der reduzierten Temperatur nach einer einmaligen Verfeinerung (133 Knoten) deutlich vom unverfeinerten unterscheidet. Dies ist einer Folge der zunehmend feineren Diskretisierung. Der ausgeprägt kantige Verlauf bei der einmaligen Verfeinerung entsteht durch die lineare Interpolation zwischen den Gitterpunkten. Bei einer 4-maligen Verfeinerung (7105 Knoten) des Ausgangsmodells ist der Verlauf aufgrund der feineren Diskretisierung geplättet.

Der kurvenförmige Verlauf der reduzierten Temperatur ab einer einmaligen Verfeinerung ist auf den Topographieeffekt zurückzuführen. Die Topographie bewirkt, dass Isothermen unter Bergen gespreizt und unter Tälern gestaucht werden. Dies hat zur Folge, dass der Gradient unter Bergen kleiner ist als unter Tälern. Mit zunehmender Tiefe verliert die Topographie an Einfluss, so dass der Gradient unter Bergen ansteigt. Betrachtet man nun den Temperaturverlauf im Schacht Sedrun, ist genau dieser Effekt erkennbar (vergleiche Abbildung 6.5a). Ab einer einmaligen Verfeinerung bildet sich deutlich eine Delle aus. Diese reicht von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ca. 850 m.ü.M., was auf den topographiebedingt erniedrigten Gradienten unter Bergen zurückzuführen ist. Beim unverfeinerten Modell ist die Diskretisierung zu grob um diesen Effekt zu erkennen.

Der maximale Temperaturunterschied zwischen dem unverfeinerten Ausgangsmodell und dem 4-mal verfeinerten Modell auf Tunnel Niveau beträgt knapp  $0.7\text{ °C}$  (vergleiche Abbildung 6.5). Weiter zeigt sich, dass nach zweimaliger Verfeinerung der Temperaturverlauf nahezu konstant bleibt.

Für die weiteren Sensitivitätstests wird ein zweimal verfeinertes Modell verwendet. Dies scheint ein genügend feines Gitter zu sein, um eine exakte Temperaturentauflösung zu gewährleisten. Auf eine grössere Verfeinerung wird verzichtet, da ausser einer Verlängerung der Rechenzeit keine weitere Verbesserung der Temperaturberechnung bewirkt wird. Für die zwei- und dreidimensionalen Temperaturmodellierungen werden jedoch feinere Gitter gewählt. Eine Zusammenstellung der Annahmen und Resultate ist in Tabelle 6.3 zu finden.

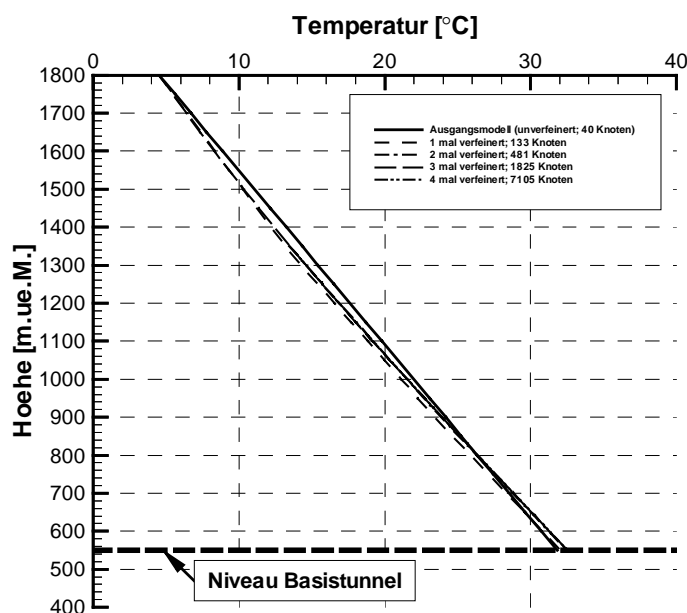


Abbildung 6.5: (a) Der Temperaturverlauf von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle mit verschiedenen Verfeinerungen.



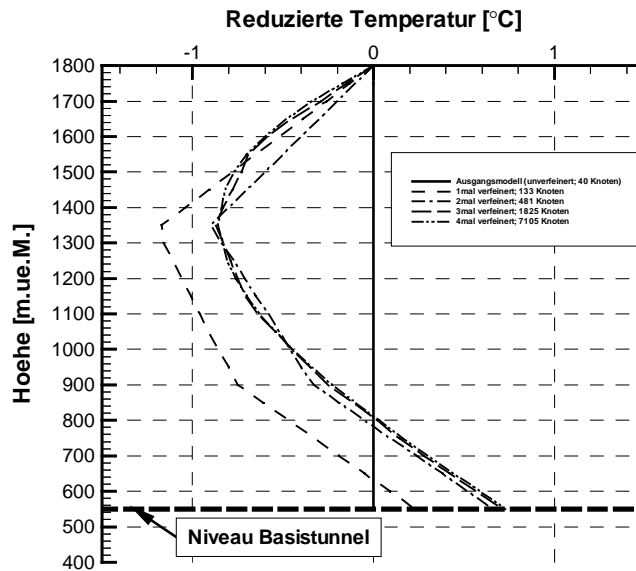


Abbildung 6.5: (b) Der Verlauf der reduzierten Temperatur von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle mit verschiedener Verfeinerung (reduziert bezüglich einer Oberflächentemperatur von 4.5 °C und einem Gradienten von 21.8 °Ckm<sup>-1</sup>).

Tabelle 6.3: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der Gitterverfeinerung.

<p><b>Modellannahmen</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf -10000 m.ü.M.</li> <li>• Seitenränder auf +9750 m und -8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Basiswärmefluss <math>q_b = 60 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<p><b>Test</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation der Gitterverfeinerung: Von minimal 40 bis maximal 7105 Knoten</li> </ul>
<p><b>Resultat</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Der maximale Temperaturunterschied zwischen den verschiedenen verfeinerten Modellen auf Niveau Basistunnel: <b>0.7 °C</b></li> <li>• Das Modell mit 481 Knoten (2-mal verfeinert) liefert eine ausreichende Genauigkeit. Der Temperaturunterschied zum Modell mit 7105 Knoten (4-mal verfeinert) beträgt auf Niveau Basistunnel: <b>0.07 °C</b></li> </ul>

### 6.3. VARIATION DER OBERFLÄCHENTEMPERATUR

Die Temperaturrandbedingung wird durch eine höhenabhängige Oberflächentemperatur gemäss Gleichung 6.1 definiert. Wie schon Rybach und Pfister (1994) gezeigt haben, ist die Oberflächentemperatur einer der wichtigsten Parameter bei der Berechnung des Temperaturfeldes im Untergrund. Hier soll nun der Einfluss des sogenannten Freiluftgradienten auf die Temperatur untersucht werden. Als Basis dient Gleichung 6.1. Der Freiluftgradient von  $0.48^\circ\text{C}$  pro 100 m wird zwischen  $0.3$  und  $0.7^\circ\text{C}$  pro 100 m variiert.

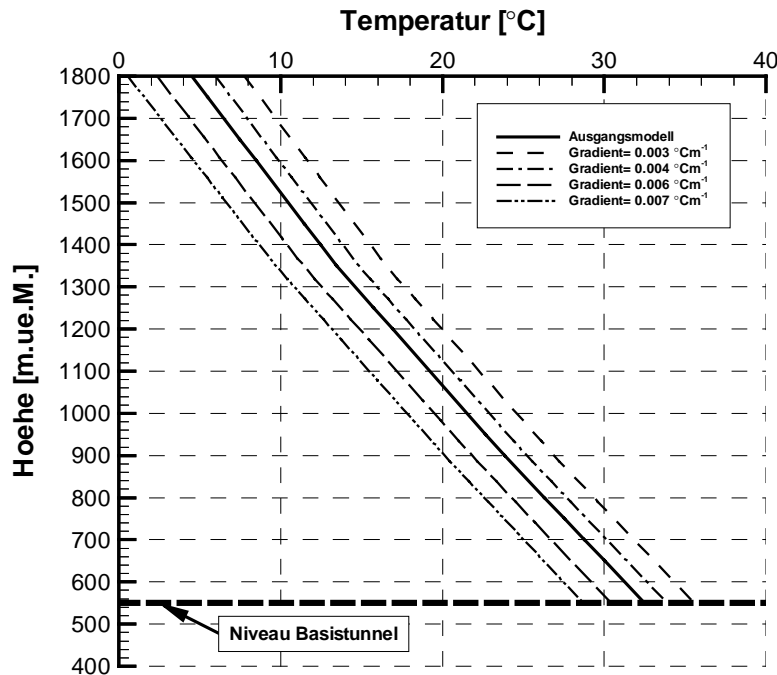


Abbildung 6.6: Der Temperaturverlauf von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle mit verschiedenen Oberflächentemperaturen.

Abbildung 6.6 zeigt, dass der Temperaturverlauf im dargestellten Tiefenbereich durch Variation des Gradienten nahezu parallel verschoben wird. Der Versatz beträgt bei einer Änderung des Gradienten um  $0.1^\circ\text{C}$  pro 100 m an der Schachtbasis auf Tunnelniveau rund  $1.7^\circ\text{C}$ . Oberhalb des Schachts an der Erdoberfläche liegt die Änderung leicht höher bei  $1.8^\circ\text{C}$ .

Tabelle 6.4: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der Variation der Oberflächentemperatur.

<b>Modellannahmen</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf –10000 m.ü.M.</li> <li>• Seitenränder auf +9750 m und -8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Basiswärmefluss <math>q_b = 60 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<b>Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation des Freiluftgradienten: von 0.3 bis 0.7 °C pro 100 m</li> </ul>
<b>Resultat</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Eine Änderung des Freiluftgradienten um 0.1 °C pro 100 m bewirkt auf Niveau Basistunnel eine Temperaturänderung von: <b>1.7 °C</b></li> </ul>

## 6.4. VARIATION DES GRADIENTEN DURCH ÄNDERUNG VON WÄRMELEITFÄHIGKEIT UND WÄRMELFUSS

### 6.4.1. ÄNDERUNG DER WÄRMELEITFÄHIGKEIT

Der rein konduktive Wärmetransport berechnet sich aus dem Produkt der Wärmeleitfähigkeit und des Temperaturgradienten (vergleiche Gleichung (2.1)). An dieser Stelle soll auf den Einfluss der Wärmeleitfähigkeit auf das Temperaturfeld eingegangen werden, wobei der Wärmefluss konstant gehalten wird. Für die nachfolgenden Sensitivitätstests wurde die zweimalige Verfeinerung des Ausgangsmodells (vergleiche Kapitel 6.1.2 und 6.2) verwendet. Die Wärmeleitfähigkeiten werden zwischen  $2.5 - 3.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  variiert. Dieser Wertebereich entspricht ungefähr der Variation der Wärmeleitfähigkeit im Grossraum Sedrun. Die Schrittweite wurde auf  $0.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  festgelegt. Zusätzlich wird auch eine Berechnung für den Referenzfall mit einer Wärmeleitfähigkeit von  $3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  durchgeführt.

In Abbildung 6.7 sind der Temperaturverlauf sowie die reduzierten Temperaturen von der Oberfläche bis zur Schachtbasis dargestellt. Man erkennt, dass der Temperaturgradient mit steigender Wärmeleitfähigkeit sinkt (Abbildung 6.7a). Dies folgt direkt aus Gleichung (3.1), welche besagt, dass sich die Wärmeleitfähigkeit und der Temperaturgradient bei konstant gehaltenem Wärmefluss, indirekt proportional zu einander ändern. Eine Zunahme der Wärmeleitfähigkeit  $1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  bewirkt an der Schachtbasis eine Abnahme der Temperatur von rund  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  (Abbildung 6.7b). Die Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit um  $0.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  senkt also die Temperatur durchschnittlich um rund  $2 \text{ }^\circ\text{C}$ . Dies widerspiegelt den grossen Einfluss der Wärmeleitfähigkeit auf die Temperaturverteilung. Annahmen und Resultate sind in Tabelle 6.5 zusammengefasst.

Für die weiteren zwei- und dreidimensionalen Modellierungen ist es zudem wichtig die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit zu berücksichtigen. So ist die Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schieferung meist deutlich grösser als senkrecht dazu. Da im Gebiet von Sedrun die Schieferung nahezu senkrecht steht, ist die Anisotropie für die weiteren Berechnungen von grosser Bedeutung (vergleiche Tabelle 7.1). Es kann aufgrund der erhöhten Wärmeleitfähigkeit bei konstant gehaltenem Basiswärmefluss von einer Erniedrigung der Temperatur ausgegangen werden.

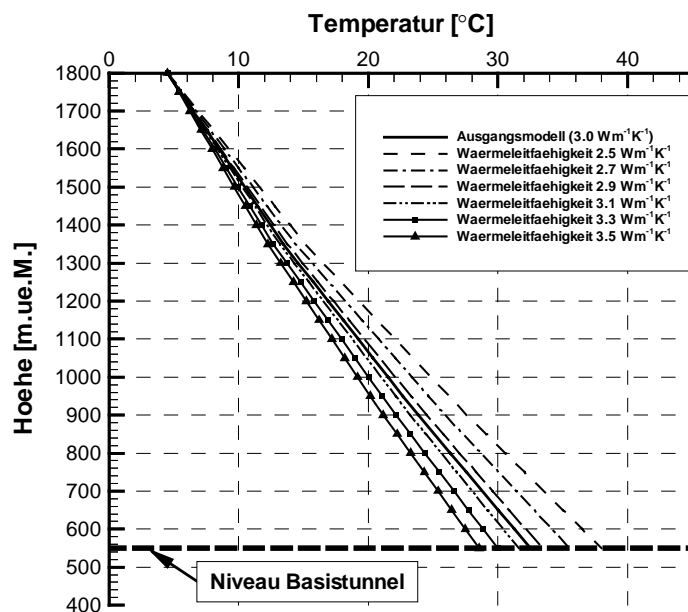


Abbildung 6.7: (a) Der Temperaturverlauf von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle mit verschiedenen Wärmeleitfähigkeiten.

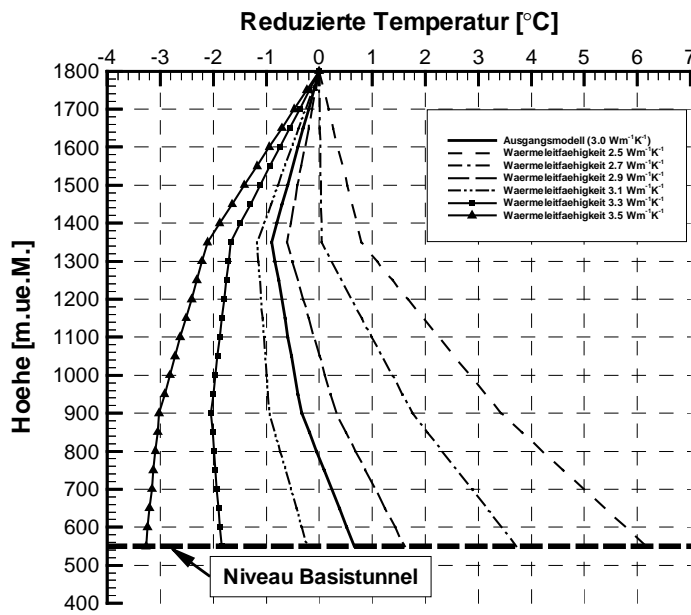


Abbildung 6.7: (b) Die reduzierte Temperatur für Modelle mit verschiedenen Wärmeleitfähigkeiten (reduziert bezüglich einer Oberflächentemperatur von 4.5 °C und einem Gradienten von 21.8 °Ckm<sup>-1</sup>).

Tabelle 6.5: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der Wärmeleitfähigkeit.

<p><b>Modellannahmen</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf -10000 m.ü.M.</li> <li>• Seitenränder auf +9750 m und -8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Basiswärmefluss <math>q_b = 60 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<p><b>Test</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation der Wärmeleitfähigkeit: von <math>2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math> bis <math>3.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> </ul>
<p><b>Resultat</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Eine Änderung der Wärmeleitfähigkeit um <math>1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math> bewirkt auf Niveau Basistunnel eine Temperaturänderung von: <b>10 °C</b></li> </ul>

### 6.4.2. WÄRMEFLUSS

Der Wärmefluss kann nicht direkt an einem Punkt bestimmt werden, sondern ist gemäss Gleichung (3.1) aus der Wärmeleitfähigkeit und dem Temperaturgradienten abzuleiten. Dazu sind Messungen des Temperaturgradienten in Bohrlöchern und Bestimmungen der Wärmeleitfähigkeit an den entsprechenden Gesteinsproben erforderlich. Der erhaltene Wärmefluss muss anschliessend bezüglich der Paläotemperatur und der Topographie korrigiert werden (Medici und Rybach, 1995). Wie exakt der Wärmefluss für ein Gebiet bestimmt werden kann, hängt von der Anzahl und Tiefe messbarer Bohrlöcher ab.

An dieser Stelle soll untersucht werden, welchen Einfluss die Variation des Basiswärmeflusses bei konstanter Wärmeleitfähigkeit auf die Temperaturverteilung haben kann. Wiederum wird eine zweimalige Verfeinerung des Ausgangsmodells als Grundlage verwendet. Ausgehend von dem Oberflächenwärmefluss von  $60 \text{ mWm}^{-2}$  im Gotthardgebiet (Medici und Rybach, 1995) wurde der Wärmefluss jeweils in zwei Schritten auf  $40 \text{ mWm}^{-2}$  gesenkt, bzw. auf  $80 \text{ mWm}^{-2}$  erhöht. Wie gemäss Gleichung (3.1) zu erwarten, steigt die Temperatur mit steigendem Basiswärmefluss und sinkt bei einer Wärmeflussabnahme (Abbildung 6.8a). Der Temperaturgradient ändert folglich proportional zur Änderung des Wärmeflusses. Jede Änderung des Wärmeflusses um  $10 \text{ mWm}^{-2}$  bewirkt an der Basis des Schachts eine Temperaturänderung von knapp  $4 \text{ }^\circ\text{C}$  (Abbildung 6.8b). Dies zeigt den grossen Einfluss des Wärmeflusses. Eine Zusammenstellung der Annahmen und Resultate ist in Tabelle 6.6 ersichtlich.

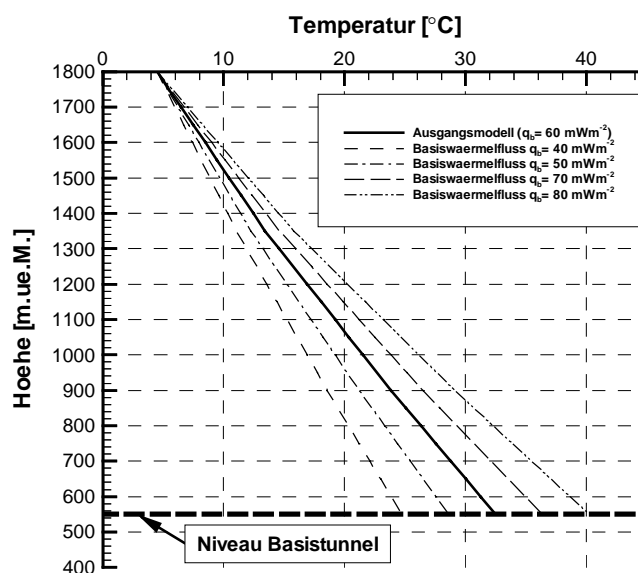
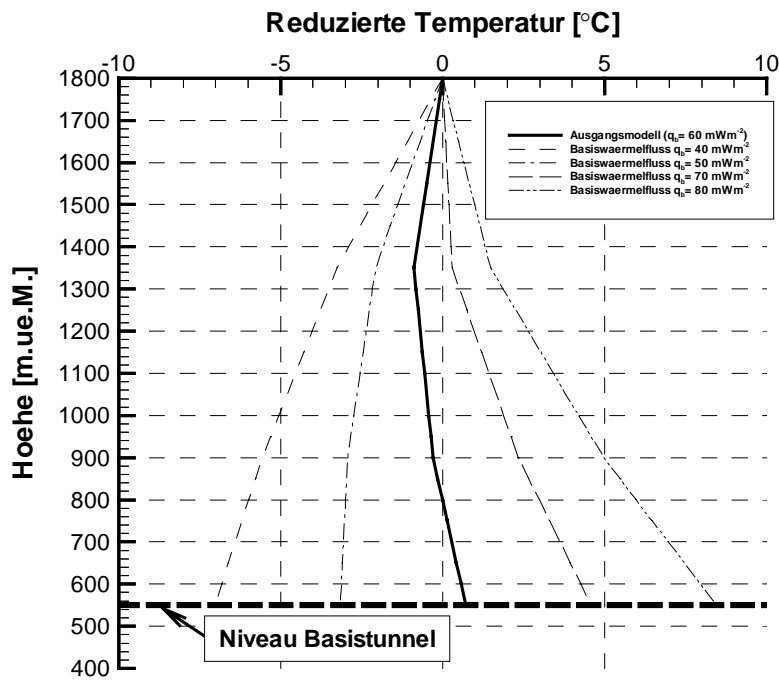


Abbildung 6.8: (a) Der Temperaturverlauf von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle bei verschiedenem Basiswärmefluss.



(b) Die reduzierte Temperatur für Modelle bei verschiedenem Basiswärmefluss (reduziert bezüglich einem Gradient von  $22.5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$ ).

Tabelle 6.6: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich dem Wärmefluss.

<p><b>Modellannahmen</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf <math>-10000 \text{ m.ü.M.}</math></li> <li>• Seitenränder auf <math>+9750 \text{ m}</math> und <math>-8750 \text{ m}</math> bezüglich Schacht (<math>0 \text{ m}</math>)</li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<p><b>Test</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation der Wärmeleitfähigkeit: von <math>40 \text{ mWm}^{-2}</math> bis <math>80 \text{ mWm}^{-2}</math></li> </ul>
<p><b>Resultat</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Eine Änderung des Wärmeflusses um <math>10 \text{ mWm}^{-2}</math> bewirkt auf Niveau Basistunnel eine Temperaturänderung von:  <b><math>4 \text{ }^\circ\text{C}</math></b></li> </ul>

## 6.5. WÄRMEFLUSSVARIATION BEI KONSTANTEM OBERFLÄCHENWÄRMEFLUSS

Im letzten Kapitel wurde untersucht wie sich der Temperaturgradient bei einer Änderung des Basiswärmeflusses ändert. Dies war eine rein theoretische Betrachtung, die auf Gleichung (3.1) beruht. Dabei wurde eine Änderung des Oberflächenwärmeflusses erlaubt, was für reale Modelle nicht zulässig ist. An dieser Stelle soll nun untersucht werden, welchen Einfluss die Variation des Basiswärmeflusses auf die Temperaturverteilung im Untergrund hat, wenn der Wärmefluss an der Erdoberfläche konstant gehalten wird.

Für die Sensitivitätsuntersuchung wurde der Oberflächenwärmefluss konstant auf  $72 \text{ mWm}^{-2}$ . Dies wurde erreicht indem analog zu Kapitel 6.1.5 die Wärmeproduktion bei jedem neuen Modellierungsschritt entsprechend angepasst wurde.

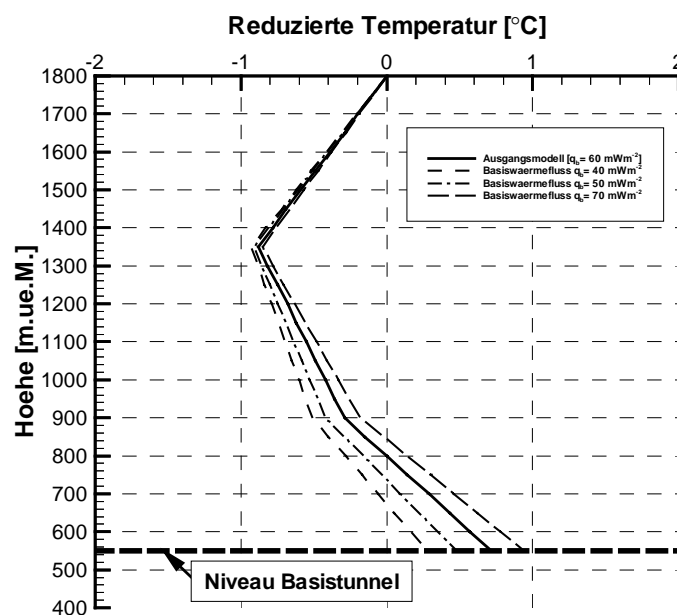


Abbildung 6.9: Der Verlauf der reduzierten Temperatur von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle bei verschiedenem Basiswärmefluss, bei konstantem Oberflächenwärmefluss (reduziert bezüglich einem Gradienten von  $22.5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$ ).

In Abbildung 6.9 ist ersichtlich, dass die Temperatur an der Schachtbasis auf Niveau Basistunnel bei einer Erhöhung des Basiswärmeflusses um  $10 \text{ mWm}^{-2}$  um rund  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  steigt. In Tabelle 6.7 sind die Annahmen und Resultate der Sensitivitätsuntersuchungen zusammengestellt.



Tabelle 6.7: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich dem Wärmefluss bei konstantem Oberflächenwärmefluss.

<p><b>Modellannahmen</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf -10000 m.ü.M.</li> <li>• Seitenränder auf +9750 m und -8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Oberflächenwärmefluss <math>q_b = 72 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<p><b>Test</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation des Basiswärmeflusses bei konstantem Oberflächen-wärmefluss: von <math>40 \text{ mWm}^{-2}</math> bis <math>70 \text{ mWm}^{-2}</math></li> </ul>
<p><b>Resultat</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Eine Änderung des Wärmeflusses um <math>10 \text{ mWm}^{-2}</math> bei konstantem Oberflächenwärmefluss bewirkt auf Niveau Basistunnel eine Temperaturänderung von:  <b>0.2 °C</b></li> </ul>

## 6.6. VARIATION DER HYDRAULISCHE LEITFÄHIGKEIT

### 6.6.1. THEORIE

Ein Mass zur Bestimmung des dominierenden Wärmetransport ist durch die 1D-Peclet-Zahl  $Pe$  gegeben. Sie wird durch das Verhältnis von advektivem zu konduktivem Wärmetransport definiert:

$$Pe = \frac{v_D \cdot \rho_f \cdot c_f \cdot L}{\lambda} \quad (6.3)$$

wobei:

$v_D$ : Darcygeschwindigkeit  $\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$

$\rho_f$ : Dichte des Fluids  $\left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$

$c_f$ : spezifische Wärmekapazität des Fluids  $\left[ \frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}} \right]$

$L$ : charakteristische Fliessstrecke [m]

$\lambda$ : Wärmeleitfähigkeit  $\left[ \frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}} \right]$

Der advektive Wärmeprozess dominiert, wenn die Peclet-Zahl grösser als 1 ist. Wenn angenommen wird, dass die Dichte und die spezifische Wärmekapazität des Fluids konstant ist und sich die charakteristische Fliesslänge nicht ändert, ist  $Pe$  nur von der Darcygeschwindigkeit abhängig. Diese ist definiert durch das Produkt der hydraulischen Leitfähigkeit und des hydraulischen Gradienten (vergleiche Gleichung (3.5)). Bei konstantem hydraulischen Gradienten gehalten (z.B. bei der Annahme eines konstanten Bergwasserspiegel und konstanter Infiltrationsrate), ist die Peclet-Zahl nur noch von der hydraulischen Leitfähigkeit und der damit verbundenen Variation der Darcygeschwindigkeit abhängig.

### 6.6.2. DURCHGEFÜHRTE SENSITIVITÄTSTESTS

In diesem Kapitel wird neben dem rein konduktiven auch der konvektive Wärmetransport berücksichtigt. Wird ein thermisch-hydraulisch gekoppelte Systeme betrachtet, sind zusätzlich Druckrandbedingungen eingeführt. Deshalb werden im bis anhin rein konduktiv definierten Ausgangsmodell die nötigen Druckrandbedingungen eingeführt. Die Druckrandbedingungen widerspiegeln den Bergwasserspiegel. Dabei wird der Einfachheit halber angenommen, dass der Bergwasserspiegel an der Erdoberfläche liegt und über die Zeit nicht variiert. An den Seitenrändern wird hydraulische Fluss gleich null gesetzt.

Modelliert wurden Systeme mit unterschiedlichen hydraulischen Leitfähigkeiten. Die hydraulische Leitfähigkeit ist über die Darcy-Geschwindigkeit (Gleichung 3.6) mit dem advektiven Wärmefluss (Gleichung 3.3) verbunden. Getestet wurden Leitfähigkeiten von  $10^{-11} \text{ ms}^{-1}$  bis  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ . Dies entspricht gemäss dem Arbeitsteam Hydrogeologie (1993) den hydraulischen Matrixleitfähigkeiten für die im Modellierungsgebiet auftretenden Lithologien. Lokal können jedoch entlang von Störzonen weit höhere hydraulischen Leitfähigkeiten auftreten. Die gemittelte hydraulische Leitfähigkeit über ein Gebiet wird Gebirgsdurchlässigkeit genannt.

Abbildung 6.10a zeigt, dass sich der Temperaturverlauf im Schacht für hydraulische Leitfähigkeiten von  $10^{-10} \text{ ms}^{-1}$  und  $10^{-11} \text{ ms}^{-1}$  nahezu nicht vom rein konduktiven Fall unterscheidet. Ein Einfluss des advektiven Wärmetransports auf das Temperaturfeld ist noch nicht spürbar. Wird die hydraulische Leitfähigkeit auf  $10^{-9} \text{ ms}^{-1}$  erhöht, ist eine deutliche Abweichung vom rein konduktiven Fall zu erkennen. Die Temperaturen im Schacht sind erhöht. Der Temperaturunterschied nimmt mit der Tiefe zu und beträgt an der Schachtbasis  $4.4 \text{ }^\circ\text{C}$  (vergleiche Abbildung 6.10b). Der Grund für diese Erwärmung liegt in der tiefgreifenden Wasserzirkulation im Untergrund. Allgemein fliesst Wasser, welches in den Gipfelregionen infiltriert, in Richtung der Täler, um dort wieder aufzusteigen. Dies führt im Allgemeinen unter Gebirgsgipfeln zu einer Auskühlung des Gesteins und unter Tälern zu einer Erwärmung. In Abbildung 6.11 ist für den Fall einer hydraulischen Leitfähigkeit von  $10^{-9} \text{ ms}^{-1}$  das Vektorfeld der Darcygeschwindigkeit geplottet. Es ist ersichtlich, dass der Schacht Sedrun in einem Bereich mit aufsteigendem Wasser liegt. Hier in unmittelbarer Nähe des Vorderrheines steigt Wasser, das sich in der Tiefe erwärmen konnte, auf und verursacht die gegenüber dem rein konduktiven Fall erhöhten Temperaturen. Wird die hydraulische Leitfähigkeit jedoch weiter auf  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$  erhöht, hat sich die Situation plötzlich gekehrt und die Temperaturen liegen tiefer als im rein konduktiven Fall. Abbildung 6.12 zeigt, dass sich aufgrund der relativ hohen hydraulischen Leitfähigkeit von  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$  das Gebirge unter den Gipfelregionen tiefreichend abgekühlt. Die Isothermen sind im Gegensatz zu Abbildung 6.11 nach unten gebogen. Das Wasser, das im Bereich des Schachts aufsteigt, besitzt nun eine deutlich niedrigere Temperatur als noch bei  $10^{-9} \text{ ms}^{-1}$  und bewirkt eine Abkühlung im Schacht. Der Unterschied in der Temperatur gegenüber dem rein konduktiven Fall variiert entlang dem Schacht und ist an der Schachtbasis mit rund  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  maximal.

Tabelle 6.8 fasst die Annahmen und die Resultate zusammen.

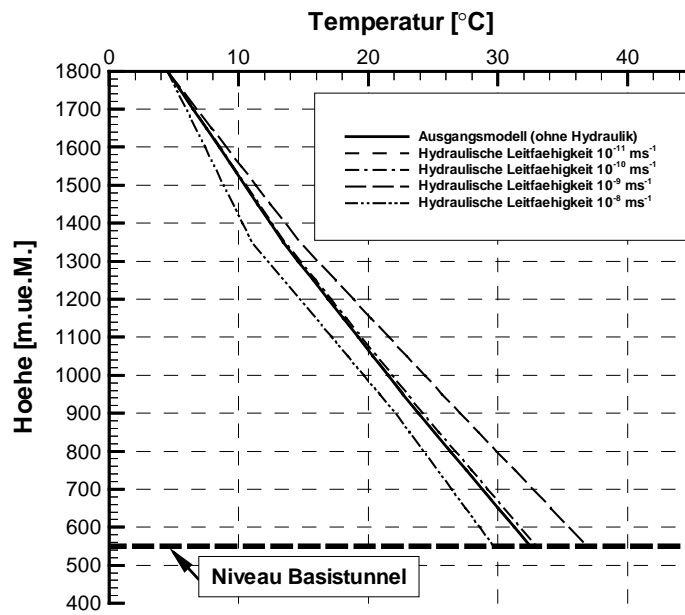
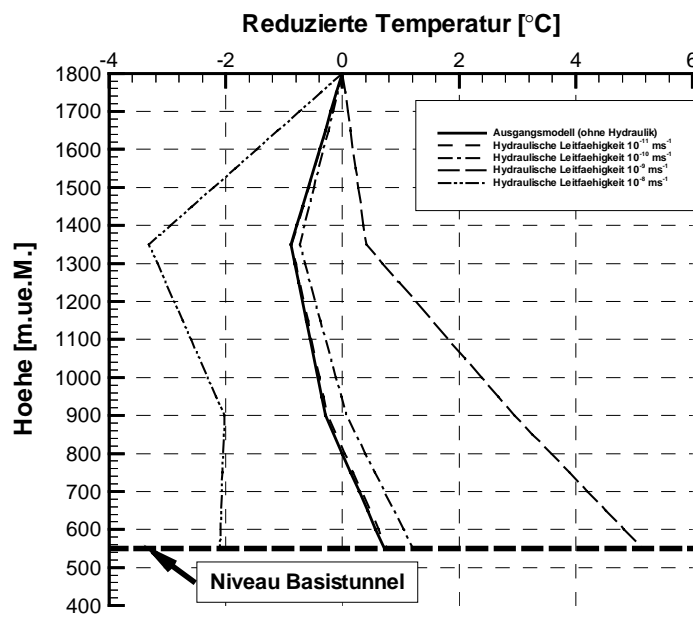


Abbildung 6.10: (a) Der Temperaturverlauf von der Oberfläche (1800 m.ü.M.) bis zur Schachtbasis (550 m.ü.M.) für Modelle bei verschiedenem hydraulischen Leitfähigkeiten.



(b) Die reduzierte Temperatur für Modelle bei verschiedenem hydraulischen Leitfähigkeiten (reduziert bezüglich einem Gradient von  $22.5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$ ).

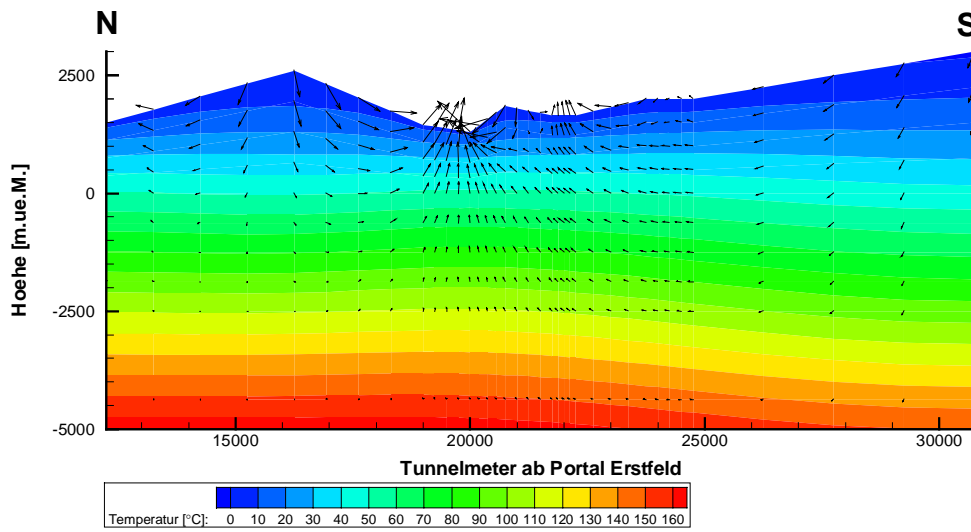


Abbildung 6.11: Darstellung der Temperaturverteilung und der Darcygeschwindigkeit für eine hydraulische Leitfähigkeit von  $10^{-9} \text{ ms}^{-1}$ .

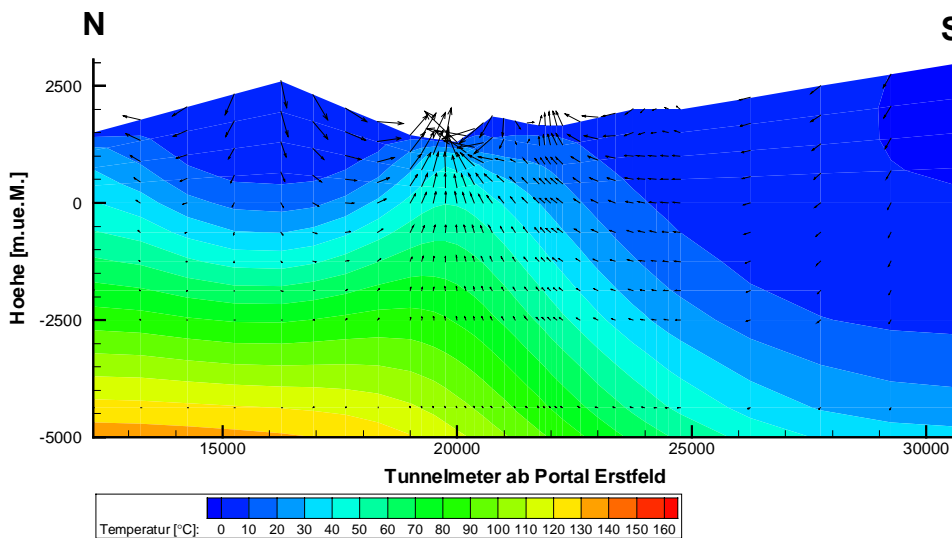


Abbildung 6.12: Darstellung der Temperaturverteilung und der Darcygeschwindigkeit für eine hydraulische Leitfähigkeit von  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ . Gut erkennbar ist die tiefreichende Abkühlung unter den Bergen.

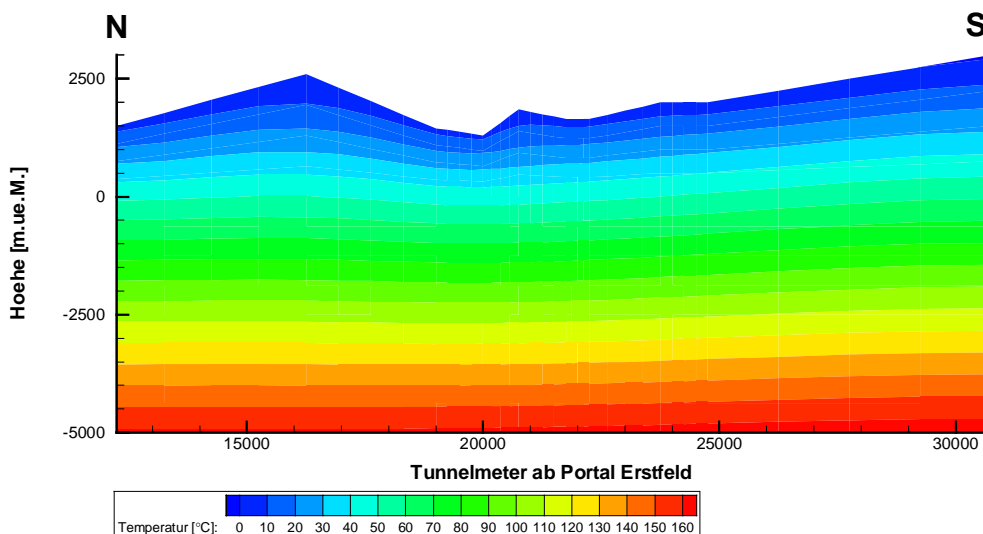


Abbildung 6.13: Darstellung der Temperaturverteilung im Untergrund für den rein konduktiven Fall.

Tabelle 6.8: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der hydraulischen Leitfähigkeit.

<b>Modellannahmen</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• thermische-hydraulisch gekoppelt (Temperatur- und Druckrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf –10000 m.ü.M.</li> <li>• Seitenränder auf +9750 m und -8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Basiswärmefluss <math>q_b = 60 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<b>Test</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Variation der hydraulischen Leitfähigkeit: von <math>10^{-11} \text{ ms}^{-1}</math> bis <math>10^{-8} \text{ ms}^{-1}</math></li> </ul>
<b>Resultat</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Einfluss der Fluidadvektion auf das Temperaturfeld ist stark vom Wert der hydraulischen Leitfähigkeit abhängig. Ein Effekt ist erst ab einer hydraulischen Leitfähigkeit von <math>10^{-9} \text{ ms}^{-1}</math> zu erkennen.</li> </ul>

In Abbildung 6.10 ist erkennbar, dass der Einfluss der Advektion stark vom Wert der hydraulischen Leitfähigkeit abhängt. So sind erste Anzeichen der Advektion bereits bei einer hydraulischen Leitfähigkeit von  $10^{-9} \text{ ms}^{-1}$ . Die Isothermen verlaufen jedoch noch mehr oder weniger horizontal, das heisst, ihre Form unterscheidet sich noch nicht wesentlich von der im rein konduktiven Fall (Vergleiche Abbildungen 6.11 und 6.13). Bei einer hydraulischen Leitfähigkeit von  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$  weisst der Isothermenverlauf einen deutlichen Unterschied zum rein konduktiven Fall auf. Die Advektion kommt voll zum Tragen und bewirkt eine markante Krümmung der Isothermen (Abbildung 6.11). Um den dominierenden Wärmetransport zu bestimmen, wurden die durchschnittlichen Peclet-Zahlen im Schacht für die verschiedenen Leitfähigkeitsmodelle abgeschätzt (Tabelle 6.9). Als charakteristische Fließlänge  $L$  wird die mittlere Fließstrecke von den Bergen in die Täler eingesetzt. Hier wird ein geschätztes  $L$  von 1000 m verwendet.

Tabelle 6.9: Auflistung der hydraulischen Leitfähigkeiten und der zugehörigen Peclet-Zahlen.

Hydraulische Leitfähigkeit [ $\text{ms}^{-1}$ ]	Peclet-Zahl
$10^{-10}$	0.01
$10^{-9}$	0.15
$10^{-8}$	1.45

Die Peclet-Zahlen zeigen deutlich, dass der Wärmetransport bei einer hydraulischen Leitfähigkeit von  $10^{-10} \text{ ms}^{-1}$  konduktiv dominiert wird. Bei einer hydraulischen Leitfähigkeit von  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$  ist das System dann klar advektiv geprägt.

## 6.7. EINFLUSS VON EROSION UND HEBUNG

Als Letztes soll der Einfluss von Erosion und Hebung auf das Temperaturfeld untersucht werden. Es wird dabei angenommen, dass die Hebung durch die Erosion an der Oberfläche kompensiert wird und folglich die Form der Topographie nicht ändert. Für die durchgeführten Tests wird ein rein konduktives Modell verwendet. Die Hebung wird zwischen 0.5 und 1 mm/Jahr variiert. Dies entspricht ungefähr der Spannweite der heutigen Hebungsraten im Aar- und Gotthardmassiv (Schlatter und Marti, 1999). Für jeden neuen Testdurchlauf wurde die Hebungsrate um 0.1 mm/Jahr variiert.

Abbildung 6.14 zeigt die reduzierten Temperaturen für jeden Testschritt und den rein konduktiven Referenzfall. Vergleicht man den Referenzfall ohne Hebung mit dem Modell mit der maximal getesteten Hebungsrate von 1 mm/Jahr, so erkennt man einen Temperaturunterschied an der Schachtbasis von gut  $7.5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Bei der minimal getesteten Hebungsrate von 0.5 mm/Jahr ergibt sich noch immer ein Unterschied von rund  $3.5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Jede Erhöhung der Hebungsrate um 0.1 mm/Jahr erzeugt eine Erhöhung der Temperatur an der Schachtbasis von durchschnittlich  $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ . Diese Tests zeigen, dass die Hebung einen grossen Einfluss auf die Temperatur im Untergrund ausüben kann. Eine Zusammenfassung des durchgeführten Sensitivitätsuntersuchungen gibt Tabelle 6.10.

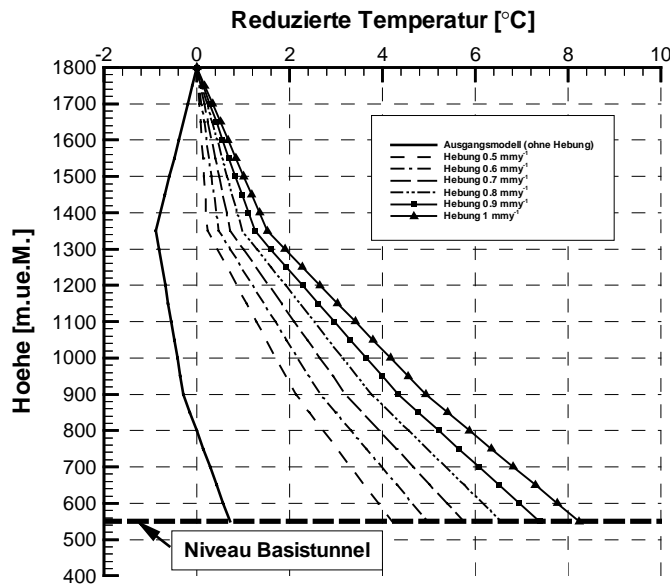


Abbildung 6.14: Die reduzierte Temperatur für Modelle bei verschiedenen Hebungsraten und dem Referenzfall ohne Hebung.

Tabelle 6.10: Zusammenstellung der Modellannahmen, der durchgeführten Tests und der Resultate für die Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich der hydraulischen Leitfähigkeit.

<p><b>Modellannahmen</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rein konduktiv (Temperaturrandbedingung an der Oberfläche)</li> <li>• Modellbasis auf -10000 m.ü.M.</li> <li>• Seitenränder auf -9750 m und +8750 m bezüglich Schacht (0 m)</li> <li>• konstanter Oberflächenwärmefluss <math>q_b = 72 \text{ mWm}^{-2}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeleitfähigkeit <math>\lambda = 3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• konstante, homogene Wärmeproduktion <math>A = 10^{-6} \text{ Wm}^{-3}</math></li> <li>• <math>\rho_f \cdot c_f = 4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• System-Wärmekapazität <math>\overline{\rho \cdot c} = 2.6 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}</math></li> <li>• Porosität <math>\Phi = 0.01</math></li> </ul>
<p><b>Test</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Berücksichtigung und Variation der Hebung: Die Hebung variiert von <math>0.5 \text{ mmy}^{-2}</math> bis <math>1 \text{ mmy}^{-2}</math></li> </ul>
<p><b>Resultat</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Wird die Hebungsrate in einem repräsentativen Wertebereich variiert, führt dies auf Niveau Basistunnel zu folgenden Temperaturunterschieden:   <p style="text-align: center;"><b>minimal ungefähr +3.5 °C</b> <b>maximal ungefähr +7.5 °C</b></p> </li> </ul>



## 7. 2D-MODELLE

Für ein zweidimensionales Modell wird der Temperaturverlauf entlang dem Schacht modelliert und die Temperatur an der Schachtbasis auf Tunnelniveau bestimmt. Es wird ein thermisch-hydraulisch gekoppeltes System mit Massenadvektion angenommen und das Temperaturfeld als stationär betrachtet. Die Geologie im Gebiet um Sedrun wird dabei in die Modellierung miteinbezogen.

### 7.1. MODELL

Das verwendete numerische Modell besitzt die selben Dimensionen wie das für die Sensitivitätsstudien Referenzmodell (vergl. Kapitel 6.1.2). Das Modell erstreckt sich vom Vertikal-schacht Sedrun (Tunnelkilometer 21) entlang der Linienführung des Gotthard-Basistunnel 9 km in nördliche und südliche Richtung. Die Modellbasis liegt auf -10000 m.ü.M. Die Sensitivitätstests haben gezeigt, dass diese Dimensionen genügen um Randeffekte auszuschliessen. Der Topographieverlauf sowie der Bergwasserspiegel wird dem provisorischen geologisch-bautechnischen Längsprofil (Ingenieurgesellschaft Gotthard-Basistunnel Nord, 1999) entnommen. Der Bergwasserspiegel widerspiegelt die hydraulische Oberflächenrandbedingung und wird als konstantes hydraulisches Potential definiert. Der Bergwasserspiegel ist jedoch nicht konstant, sondern ändert mit der Infiltrationsrate basierend auf der Niederschlagsmenge. Da im Modell oberflächennahe Prozesse eine untergeordnete Rolle spielen, wird trotzdem angenommen, dass der Bergwasserspiegel im Jahresmittel konstant bleibt und deshalb als Fixpotential betrachtet werden darf. Die Seitenränder sind isoliert, das heisst, der lateraler Wärmefluss sowie der hydraulische Fluss ist gleich null. Die Temperaturrandbedingung an der Oberfläche wird gemäss Gleichung 6.1 definiert:

$$T(h) = 13.15 - 0.0048 \cdot h$$

Ins Modell integriert sind folgende geologische Einheiten: Aarmassiv, Clavaniev-Zone, Tavetscher-Zwischenmassiv, Urseren-Garvera-Zone und Gotthardmassiv (vergleiche Abbildung 2.1). Als Grundlage dient für den Aufbau des numerischen Modells die geologische Interpretation entlang von seismischen Profilen durch die Zentralalpen (vergleiche Abbildungen 7.1). Abbildung 7.2 zeigt das numerische Modell mit den einzelnen Materialbereichen. Der Verlauf der an der Oberfläche sichtbaren geologischen Einheiten wird bis -5000 m.ü.M. beibehalten. In dieser Tiefe wird die Untergrenze der zwischen Gotthard- und Aarmassiv eingeklemmten Einheiten (Clavaniev-Zone, Tavetscher-Zwischenmassiv und Urseren-Garvera-Zone) ange-

nommen. Die Grenzen zwischen den einzelnen Lithologien verlaufen vertikal. Das numerische Modell (Abbildung 7.2) widerspiegelt nur grob die geologische Interpretation in Abbildung 7.1, was jedoch in Anbetracht der grossen Unsicherheit solcher Interpretationen sinnvoll ist.

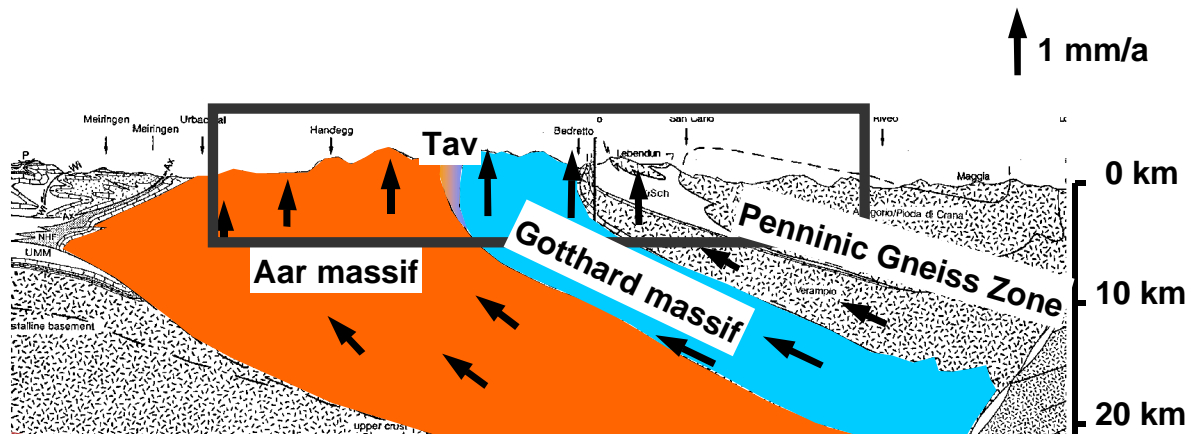


Abbildung 7.1: Interpretation der Geologie unter dem Aar- und Gotthardmassiv mit den heutigen Bewegungsvektoren (Pfiffner und Heitzmann (1997), bearbeitet durch T. Kohl).

Die geologischen Einheiten werden über die Wärmeleitfähigkeit, die hydraulische Leitfähigkeit und die Wärmeproduktion charakterisiert. Die Wärmeleitfähigkeit weist eine grosse Anisotropie auf (vergleiche Tabelle 7.1). Deshalb muss die Schieferungsrichtung miteinbezogen werden. Das Einfallen der Schieferung wurde Busslinger (1998) entnommen. Es handelt sich dabei um eine Umrechnung der in Schneider (1995) angegebenen Schieferungsorientierungen auf das Profil entlang der Linienführung Gotthardbasistunnel. Bei den verwendeten Wärmeleitfähigkeit handelt es sich um die in Busslinger (1998) aufgelisteten Werte, ergänzt durch neuere Messungen im Tavetscher-Zwischenmassiv (siehe Kapitel 5.2 und Anhang B2). Es sind jeweils gemittelte Werte über eine geologische Einheit. Verwendet wurden nur die Werte für gesättigte Gesteinsproben, da die ungesättigte Zone oberhalb des Bergwasserspiegels in der Modellierungen nicht vorkommt.

Tabelle 7.1: Wärmeleitfähigkeitswerte der geologischen Einheiten für den zweidimensionalen Fall (aus Busslinger (1998) ergänzt durch neuere Messungen (Kapitel 5.2)).

Geologische Einheit	Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schieferung [Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schieferung [Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	Einfällen der Schieferung im Modell
Aarmassiv	3.66	2.83	89° S
Clavaniev-Zone	4.04	3.04	89° S
Tavetscher-Zwischenmassiv	3.61	2.79	90°
Urseren-Garvera-Zone	3.10	2.45	90°
Gotthardmassiv	4.43	2.95	60° N

Die hydraulischen Leitfähigkeiten wurden dem Bericht des Arbeitsteam Hydrogeologie (1993) entnommen. Die Werte in Tabelle 7.2 entsprechen repräsentativen Mittelwerten für die Matrixleitfähigkeit der entsprechenden geologischen Einheiten. Entlang von Störzonen und können jedoch bedeutend höhere hydraulische Leitfähigkeiten auftreten. Da diese Zonen meist kleinräumig auftreten und grosse Unsicherheiten bezüglich ihrer Ausdehnung und Wasserführung bestehen, werden sie im Modell nicht berücksichtigt. Weiter wird die Wärmekapazität als Produkt von Dichte und spezifischer Wärmekapazität berücksichtigt. Die System-Wärmekapazität wird gemäss Gleichung 3.8 (Kapitel 3.1) mittels der Gewichtung über die Porosität berechnet. Es wird von einer Porosität von 1% ausgegangen. Für die spezifische Wärmekapazität und die Dichte der Matrix werden durchschnittliche Werte von 900 Jkg<sup>-1</sup>, bzw. 2700 kgm<sup>-3</sup> angenommen.

Tabelle 7.2: Hydraulische Parameter der geologischen Einheiten.

Geologische Einheit	Hydraulische Leitfähigkeit [ms <sup>-1</sup> ]	Wärmekapazität [Jm <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> ]
Aarmassiv	10 <sup>-10</sup>	2.6*10 <sup>+6</sup>
Clavaniev-Zone	10 <sup>-9</sup>	2.6*10 <sup>+6</sup>
Tavetscher-Zwischenmassiv	10 <sup>-9</sup>	2.6*10 <sup>+6</sup>
Urseren-Garvera-Zone	10 <sup>-9</sup>	2.6*10 <sup>+6</sup>
Gotthardmassiv	10 <sup>-10</sup>	2.6*10 <sup>+6</sup>

Für die Wärmeproduktion der geologischen Einheiten mussten Abschätzungen gemacht werden (Tabelle 7.3). Als Basis dient die Datenbank von Rybach et al. (1995). Die Abschätzung erfolgte unter Berücksichtigung der räumlichen Anteile einzelner Gesteine. Für das Tavetscher-Zwischenmassiv existieren neuere Messwerte (Busslinger und Rybach, 1997). Die Wärmeproduktion wird in den einzelnen Lithologien mit der Tiefe konstant gehalten. Dies um die Brauchbarkeit des Modells für transiente Hebungsmodelle zu gewährleisten.

Tabelle 7.3: Wärmeproduktionswerte der geologischen Einheiten.

Geologische Einheit	Wärmeproduktion [ $\mu\text{Wm}^{-3}$ ]
Aarmassiv	2.4
Clavaniev-Zone	2.5
Tavetscher-Zwischenmassiv	2.0
Urseren-Garvera-Zone	2.6
Gotthardmassiv	2.1

Der Wärmefluss an der Modellbasis in -10000 m.ü.M. beträgt  $36 \text{ mWm}^{-2}$ . Dieser Wert wurde durch Variation des Basiswärmeflusses im Rahmen lokal gültiger Werte erzielt, indem nach der bestmöglichen Übereinstimmung zwischen Modell und Messungen gesucht wurde. Wenn man von einer exponentiellen Abnahme der Wärmeproduktion mit der Tiefe ausgeht, ergibt sich ein Wert von ungefähr  $50 \text{ mWm}^{-2}$ .

Zur Berechnung des Temperaturfeldes im stationären Fall werden die heutigen Hebungsraten verwendet.

## 7.2. DISKRETISIERUNG

Als Ausgangslage dient das FE-Gitter des homogenen Referenzmodells. Wie in Kapitel 5.2 erwähnt, wird für die zweidimensionale Modellierung ein dreimal verfeinertes Modell verwendet. Es wurde drauf geachtet, dass das Gitter im Bereich des Vertikalschachts eine sehr feine Diskretisierung (100 x 200 m) besitzt. Mit der Tiefe wird das Gitter gröber und die Elemente haben eine Grösse von maximal 500 x 600 m.

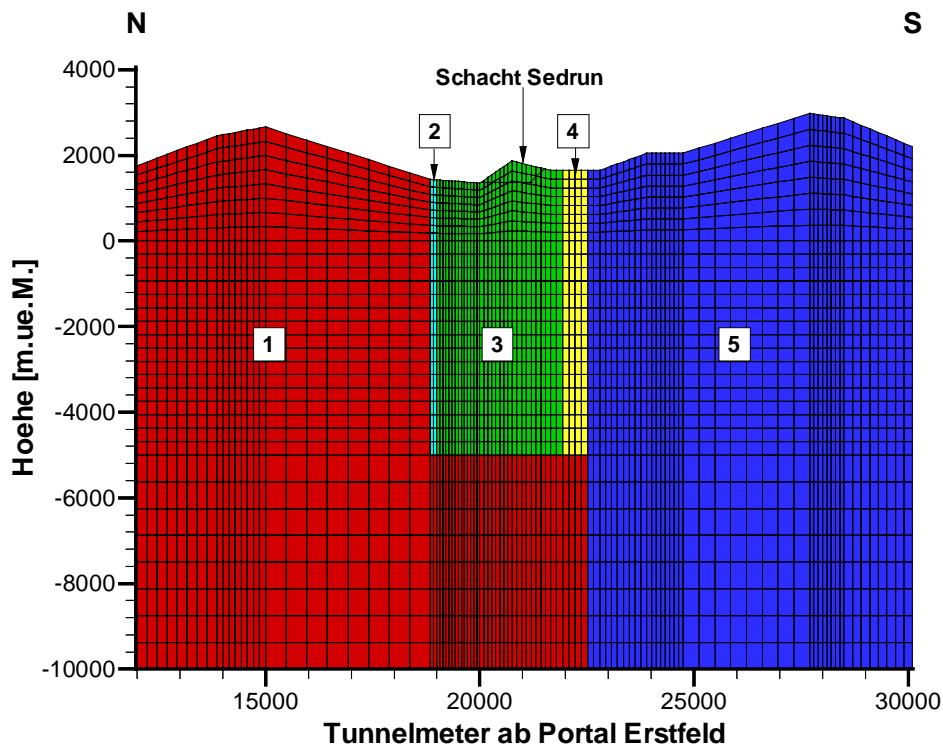


Abbildung 7.2: Diskretisierung der geologischen Einheiten im 2D-FE-Modell. Numerierung der Materialbereiche: 1 Aarmassiv, 2 Clavaniev-Zone, 3 Tavetscher-Zwischenmassiv, 4 Urseren-Garvera-Zone, 5 Gotthardmassiv.

Die Einteilung in die verschiedenen Materialeinheiten folgt grob der Geologie (vergleiche Abbildungen 7.1). Die Grenzen der geologischen Einheiten verlaufen senkrecht. In einer Tiefe von  $-5000$  m.ü.M. wird gemäss der Interpretation in Abbildung 7.1 die Basis der Clavaniev-Zone, des Tavetscher-Zwischenmassivs und der Urseren-Garvera-Zone angenommen. Darunter setzt sich nur noch das Aar- und das Gotthardmassiv in die Tiefe fort.

### 7.3. STATIONÄRE MODELLIERUNG: VERGLEICH MODELL/MESSUNGEN

Um die Qualität des numerischen Modells zu prüfen, werden die modellierten Felstemperaturen mit den Messungen im Vertikalschacht Sedrun und in den Sondierbohrungen (Anhang A) verglichen.

Für den zweidimensionalen Fall steht nur ein kleiner Satz an Messwerten zur Verfügung. Es sind dies die Messungen im Zugangsstollen, im Vertikalschacht sowie drei Messungen der Sondierbohrung SB4.1, die in unmittelbarer Nähe des Vertikalschachtes gemessen wurden (Vergleiche Kapitel 5.1 und Anhang A). Für den Vergleich werden aus dem Modell die Temperaturen entlang dem Schacht extrahiert. Die Extrapolation beginnt an der Erdoberfläche, kreuzt den Zugangsstollen und endet auf Niveau Basistunnel (vergleiche Abbildung 7.4).

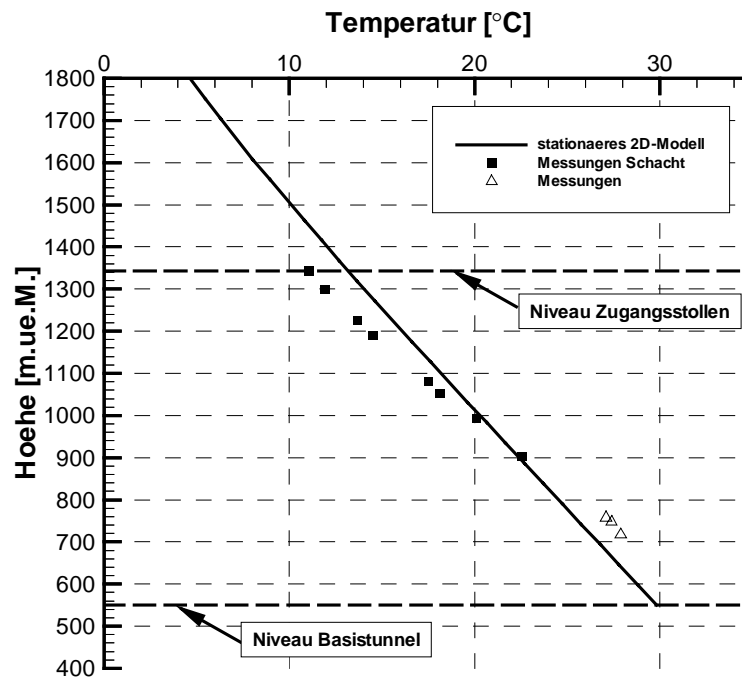


Abbildung 7.4: Vergleich von Messungen (Vertikalschacht, SB4.1) und 2D-Modell für den Vertikalschacht Sedrun im Fall einer stationären Berechnung. Als Hilfe ist das Niveau des Zugangsstollens Sedrun und des Basistunnel eingetragen.

Die deutlichen Abweichung des Modells von den Messwerten im oberen Bereich des Schachtes, bzw. von den Messungen im SB4.1 ist auf die einfachen Modellgeometrie zurückzuführen. Das 2D-Modell folgt dem Verlauf des Basistunnels. Dabei wird die Wasserzirkulationen in West-Ost-Richtung vernachlässigt. Der Vertikalschacht Sedrun liegt in unmittelbarer Nähe des Vorderrheins, weshalb mit einer bedeutenden Zirkulation nach Osten gerechnet werden muss. Dies kann jedoch nur in einem dreidimensionalen Modell berücksichtigt werden. Gemäss diesem stationären 2D-Modell ist an der Schachtbasis auf Niveau Gotthard-Basistunnel mit einer Temperatur von rund 30 °C zu rechnen.

Die modellierten und gemessenen Temperaturen entlang des Zugangsstollens weisen generell grosse Unterschiede auf (vergleiche Abbildung 7.5). Dies ist zum einen auf die einfache Modellgeometrie zurückzuführen, zum anderen hängt dies mit der geringen Überlagerung zusammen. So wurde im Zugangsstollen beobachtet, dass die Quellschüttung relativ schnell auf Niederschlagsereignisse reagiert, was eine Erniedrigung der Felstemperaturen bewirkt. Dies deutet auf eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit im Stollenbereich hin. Obwohl man oberhalb des Stollens wahrscheinlich von einer erhöhten hydraulischen Leitfähigkeit ausgehen muss, ist eine generelle Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit nicht gerechtfertigt.

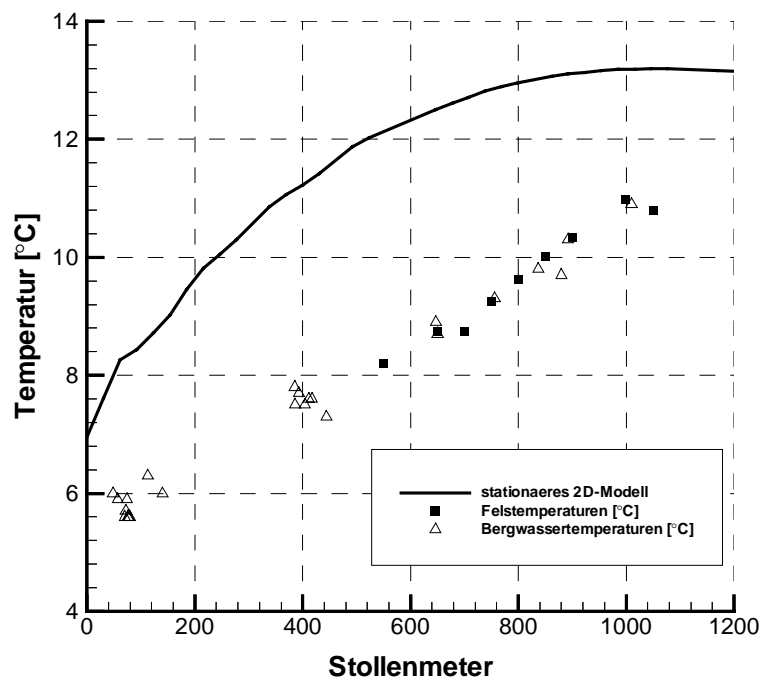


Abbildung 7.5: Vergleich von Messungen (Fels- und Bergwassertemperaturen) und 2D-Modell für den Zugangsstollen Sedrun im Fall einer stationären Berechnung.

#### 7.4. SCHLUSSFOLGERUNG

Mit dem zweidimensionalen Modell kann der Temperaturverlauf entlang dem Schacht grob nachmodelliert werden. Das Modell liefert eine erste Abschätzung der Temperatur auf Niveau des Basistunnels.

Die geologischen Einheiten können durch ihre physikalischen und hydraulischen Parameter relativ gut ins Modell integriert werden. Wobei jedoch bezüglich der verwendeten Materialparameter und Randbedingungen gewisse Unsicherheiten bestehen. So wurden für alle geologischen und hydraulischen Parameter Mittelwerte über eine ganze geologische Einheit verwendet. Weiter bestehen auch Unsicherheiten bezüglich der Grenzen zwischen den einzelnen Einheiten.

Der Vergleich zwischen Modell und Messungen zeigt, dass zwar der Trend des Temperaturverlaufes erfasst wird, das Modell aber vor allem im oberen Teil des Vertikalschachts klar von den Messungen abweicht. Dies hängt mit dem einfachen Modellcharakter zusammen. So beschränken sich die advektiven Fließwege nicht nur auf den zweidimensionalen Schnitt entlang der Linienführung des Basistunnels, was hier angenommen wurde. Auch die Topographie beeinflusst das Temperaturfeld im Untergrund dreidimensional. Deshalb wird in nächsten Schritt ein dreidimensionales Modell erstellt.

## 8. 3D-MODELLE

Die Einführung von 3D-Modellen wird in Gebieten mit ausgeprägter Topographie wie im Raum Sedrun nötig. Dadurch können dreidimensionale Topographieeffekte sowie die dreidimensionale advektiven Fließwege berücksichtigt werden. Wie im zweidimensionalen Fall wird ein thermisch-hydraulisch gekoppeltes System mit Massenadvektion betrachtet.

### 8.1. MODELL

Beim Aufbau des dreidimensionalen Modells wird analog zum zweidimensionalen Fall vorgegangen. Die Grenzen der geologischen Einheiten werden gemäss der geologischen Karte (Schneider, 1993) ins Modell integriert (vergleiche Abbildung 8.1). Die Basis der Clavaniev-Zone, des Tavetscher-Zwischenmassivs und der Urseren-Garvera-Zone wird in einer Tiefe von  $-5000$  m.ü.M. angenommen. Das Aar- und das Gotthardmassiv setzen sich darunter bis zur Modellbasis auf  $-10000$  m.ü.M. fort.

Die physikalischen und hydraulischen Parameter werden vom zweidimensionalen Fall übernommen. Der dreidimensionale Charakter erlaubt es jedoch die wahren Schieferungsrichtungen zu berücksichtigen (Tabelle 8.1).

Tabelle 8.1: Schieferungsorientierung der geologischen Einheiten im dreidimensionalen Fall.

Geologische Einheit	Streichen der Schieferung	Einfällen der Schieferung
Aarmassiv	90°	80° S
Clavaniev-Zone	90°	90°
Tavetscher-Zwischenmassiv	90°	90°
Urseren-Garvera-Zone	90°	90°
Gotthardmassiv	90°	60° N

WinFra kennt keine Option die es erlaubt, die Höhe des Bergwasserspiegels im dreidimensionalen Fall zu berücksichtigen. Die hydraulische Randbedingung muss auf die Oberfläche gelegt werden. Dies führt in der Regel zu einem Überschätzen des advektiven Einflusses. Den Fehler, den man durch das Setzen des Bergwasserspiegels an die Oberfläche begeht, hat jedoch nur eine geringe Auswirkung auf die Berechnung der Temperaturfelder (T. Kohl, persönliche Mitteilung:).



Im stationären Fall werden analog zum 2D-Fall die heutigen Hebungsraten verwendet. Bei den transienten Berechnungen wird das in Kapitel 4.3.3 beschriebene Hebungsmodell angewendet.

## 8.2. DISKRETISIERUNG

Der Aufbau des numerischen 3D-Gitters erfolgt in horizontalen Schichten. Zur Diskretisierung werden Viereckselemente verwendet. In Abbildung 8.1 wird die Aufsicht der obersten Modellschicht dargestellt. Im Zentrum des Modells liegt der Vertikalschacht Sedrun. Man erkennt die sehr feine Auflösung. Die feinste Diskretisierung liegt im Bereich des Schacht Sedrun und der Sondierbohrungen. Dies ermöglicht eine optimale Nachbildung der Topographie. Die oberste Schicht wird gemäss der Topographie verformt (vergleiche Abbildung 8.2). Die Verformung der Schichten nimmt mit der Tiefe ab. Die Schichtmächtigkeit steigt mit der Tiefe. Er beträgt bis 0 m.ü.M. 250 m, darunter verdoppelt sich der Abstand zwischen den Schichten. Unterhalb von -5000 m.ü.M. ist die Diskretisierung grob und der Abstand beträgt nun 2500 m. Die seitliche Begrenzung ist durch die Topographie bedingt. Sie folgt den Höhenzügen oder liegen entlang von Tälern und ist so gewählt, dass sie keinen Einfluss auf den Temperaturverlauf im Vertikalschacht hat. Die Dimensionen des Modells sind in Abbildung 8.2 dargestellt, wobei die untersten Schichten nicht abgebildet werden.

Die Materialeinteilung folgt in etwa den geologischen Grenzen im Gebiet um Sedrun (Schneider, 1993). Der zum Teil eckige Verlauf ist durch die Gitterstruktur gegeben (vergleiche Abbildung 8.1). Für die Diskretisierung der geologischen Einheiten mit der Tiefe wird analog zum zweidimensionalen Fall vorgegangen (vergleiche Kapitel 7.1). Die Basis der Clavaniev-Zone, des Tavetscher-Zwischenmassivs und der Urseren-Garvera-Zone liegt in einer Tiefe von -5000 m.ü.M.. Darunter setzen sich nur das Gotthard- und das Aarmassiv in die Tiefe fort. Die Grenzen zwischen den einzelnen Einheiten verlaufen im ganzen Modell vertikal.

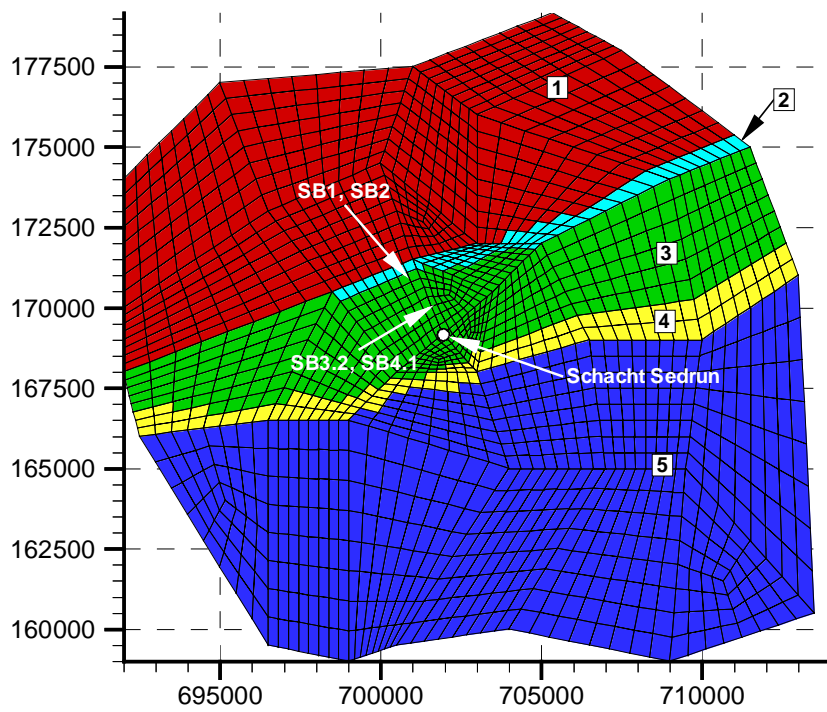


Abbildung 8.1: Aufsicht auf die Oberflächenschicht im 3D-Modell. Numerierung der Materialbereiche: 1 Aarmassiv, 2 Clavaniev-Zone, 3 Tavetscher-Zwischenmassiv, 4 Urseren-Garvera-Zone, 5 Gotthardmassiv. Die Materialbereiche folgen grob der Geologie. Zusätzlich sind der Vertikalschacht und die Ansatzpunkte der Bohrungen eingetragen. Die Skalierung der Abbildung entspricht den Schweizer Landeskoordinaten.

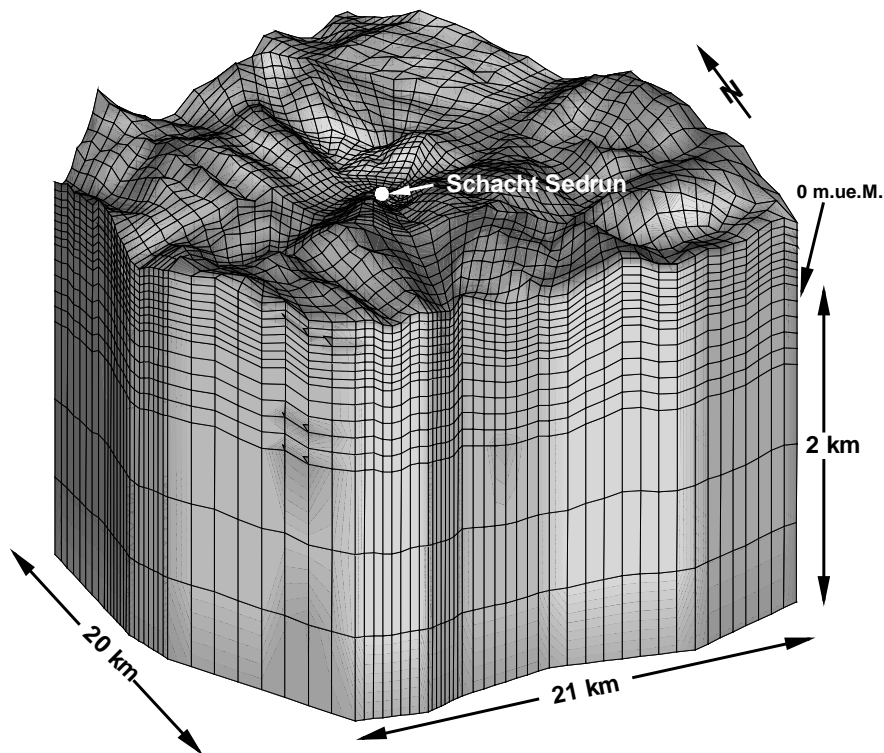


Abbildung 8.2: Diskretisierung des 3D-Modells (31025 Knoten, 28160 Elemente). Im Zentrum des Modells liegt der Vertikalschacht Sedrun. Aus Gründen der Übersicht wurde auf die Darstellung der untersten Schichten bis zur Modellbasis auf -10000 m.ü.M. verzichtet.

### 8.3. STATIONÄRE MODELLIERUNG: VERGLEICH MODELL/MESSUNGEN

Als Erstes wird eine stationäre Berechnung durchgeführt. Das Modell wird mit den Messungen im Vertikalschacht, im Zugangsstollen und in den Bohrungen verglichen. Der Vergleich zwischen dem Modell und den Schachtmessungen, sowie den drei Messungen in SB 4.1 wird hier präsentiert. Die restlichen Vergleiche sind im Anhang A zu finden.

Die Vergleiche zwischen Modell und Messungen zeigen grosse Abweichungen. So folgen die modellierten Kurven zwar dem Trend der Messungen, sie weisen jedoch durchgehend höhere Temperaturen auf (vergleiche Abbildung 8.3 sowie Anhang A). Dies lässt vermuten, dass das Temperaturfeld den stationären Zustand noch nicht erreicht hat.

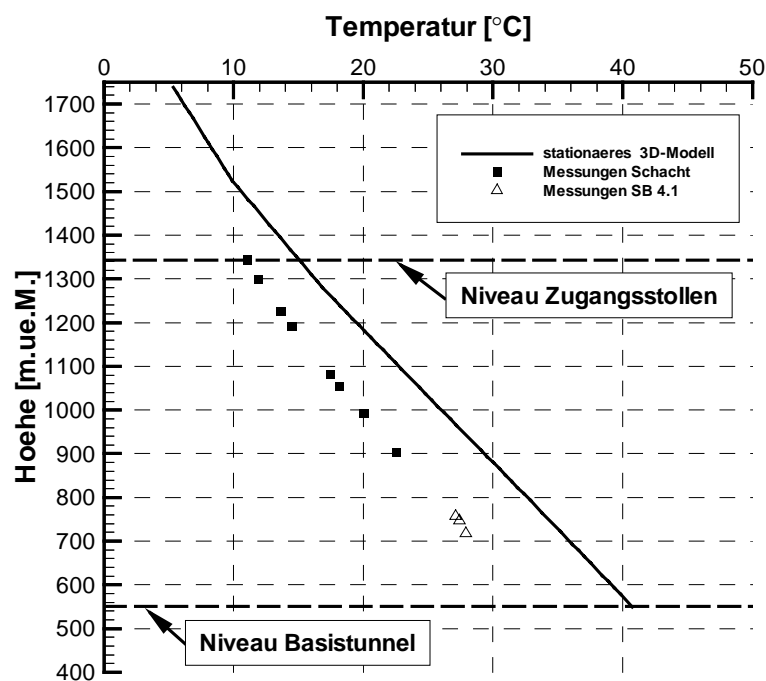


Abbildung 8.3: Vergleich von Messungen (Vertikalschacht, SB4.1) und 3D-Modell für den Vertikalschacht Sedrun im Fall einer stationären Berechnung. Als Hilfe ist das Niveau des Zugangsstollens Sedrun und des Basistunnel eingetragen.

### 8.4. TRANSIENTE MODELLIERUNG

Der Vergleich zwischen Messungen und Modell im stationären Fall deutet darauf hin, dass das thermische Gleichgewicht noch nicht erreicht wurde (vergleiche Abbildung 8.3). Dies wurde bereits bei anderen Modellierungen festgestellt (Busslinger, 1998). Im Folgenden wird eine instationäre Modellierung durchgeführt.

### 8.4.1. PRINZIP DER TRANSIENTEN MODELLIERUNG

Die Modellierung beginnt vor 14 Millionen Jahren. Dadurch wird die ganze in Kapitel 4.3.3 beschriebene Hebungsgeschichte berücksichtigt. Bis zum Beginn der Eiszeiten vor rund 76000 Jahren wird angenommen, dass im Alpenraum die gleiche Temperatur herrscht wie heute. Der Anteil der Hydraulik wird dabei vernachlässigt. Ab Beginn der Eiszeiten werden Klimaschwankungen in die transiente Modellierung einbezogen. Verwendet wird ein Klimamodell, das von Zoth und Haenel (1988) für Deutschland erstellt wurde. Für die Zeit bis zum Ende der Eiszeit wird angenommen, dass die Alpen mehrheitlich mit Eis bedeckt waren und der Niederschlag hauptsächlich in Form von Schnee auf die Gletscher fiel. Zudem führte die Permafrostschicht unter den Gletschern zur Reduktion der hydraulischen Leitfähigkeit auf  $10^{-14} \text{ ms}^{-1}$ . Es wird deshalb angenommen, dass sich während der Eiszeit ein thermisches Gleichgewicht eingestellt hat, welches hauptsächlich konduktiv geprägt ist. Der Einfluss der Hydraulik ist deshalb während dieser Zeit vernachlässigbar. Die Hydraulik setzt erst mit Ende der letzten Eiszeit ein. Sie erreicht sehr schnell ihren stationären Zustand. Die Thermik reagiert langsamer. Bis heute ist der Gleichgewichtszustand nicht erreicht. Auch der Einfluss der Hebung wurde noch nicht ausgeglichen.

Die Berechnung erfolgt in mehreren Phasen (vergleiche Tabelle 8.2). In der ersten Phase ändern sich nur die Hebungsraten, die Thermik ist stationär (entspricht den heutigen Oberflächentemperaturen) und die Hydraulik inaktiv. Phase 1 bildet die Anfangsbedingungen für Phase 2. In einer zweiten Phase beginnt sich das Klima zu ändern. Die Hebung ist immer noch aktiv und transient, während die Hydraulik weiter inaktiv bleibt. Die zweite Phase bildet wiederum die Anfangsbedingung für die dritte Phase. Hier wird die Hydraulik stationär berechnet. Der transiente Charakter der Thermik und der Hebung wird beibehalten.

Tabelle 8.2: Prinzip der transienten Modellierung.

	Thermik	Hydraulik	Hebung
Anfangsbedingungen	Höhenabhängige Oberflächentemperatur (gemäss 6.1)	Bergwasserspiegel auf Niveau Oberfläche	Gemäss Kapitel 4.3.3
Phase 1: -14000000 bis -76000 Jahre	stationär	inaktiv	transient
Phase 2: -76000 bis -16000 Jahre	transient	inaktiv	transient
Phase 3: -16000 bis heute	transient	stationär	transient

## 8.4.2. EINFLUSS DER HEBUNG

Bevor mit den transienten Modellierungen begonnen wird, soll der Einfluss der Hebung auf das Temperaturfeld im Raum Sedrun quantifiziert werden. Es wurden dazu zwei transiente Modellierungen gemäss Tabelle 8.2 durchgeführt, wobei bei der einen Berechnung die Hebung inaktiv gehalten wird.

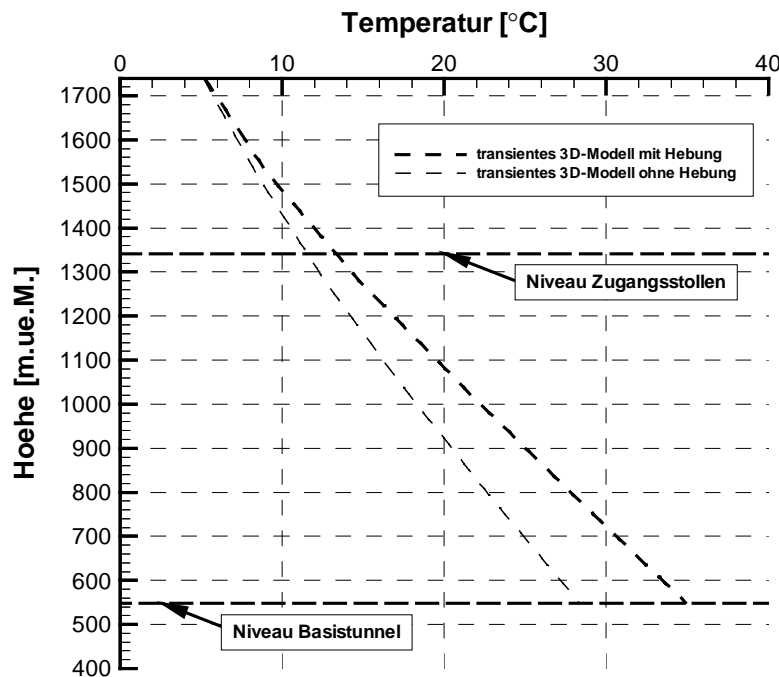


Abbildung 8.4: Dargestellt sind Temperaturprofile für das transiente 3D-Modell mit bzw. ohne Hebung. Als Hilfe ist das Niveau des Zugangsstollens sowie das des Basistunnels eingetragen.

In Abbildung 8.4 ist der Temperaturverlauf für beide Fälle dargestellt. Die Berücksichtigung der Hebungsgeschichte gemäss Kapitel 4.3.3 verursacht eine deutliche Erhöhung der Temperatur, was schon bei den Sensitivitätsuntersuchungen in Kapitel 6.7 beobachtet wurde. Der Temperaturunterschied am der Schachtbasis beträgt rund  $6.5\text{ °C}$ . Um dieselbe Temperatur auf Tunnelniveau zu erreichen, müsste bei der Modellierung für den Fall ohne Hebung der Basiswärmefluss um über  $10\text{ mWm}^{-2}$  erhöht werden.

## 8.5. TRANSIENTE MODELLIERUNG: VERGLEICH MODELLE/MESSUNGEN

### 8.5.1. VERGLEICH MODELL A/MESSUNGEN

Wie im stationären Fall wird das transiente Modell (mit Hebung) mit den Temperaturmessungen im Raum Sedrun verglichen. Präsentiert wird nur der Vergleich zwischen Modell und den Messungen im Schacht und den Messungen in der Bohrung SB4.1. Die übrigen Vergleiche

sind in Anhang A zu finden. Zur transienten Berechnung wurde das gleiche Modell verwendet wie schon im stationären Fall. Es wird im Folgenden Modell A genannt.

Abbildung 8.5 zeigt den Verlauf der Modellkurve. Gegenüber dem stationären Fall liegen die Temperaturen deutlich niedriger. Der stationäre Zustand ist folglich noch nicht erreicht. Trotz der deutlichen Temperaturabnahme gegenüber dem stationären Fall, liegen die modellierten Temperaturen noch immer höher als die Messungen. Der Temperaturverlauf folgt eindeutig dem Trend der Messungen, seine Lage ist jedoch parallel verschoben.

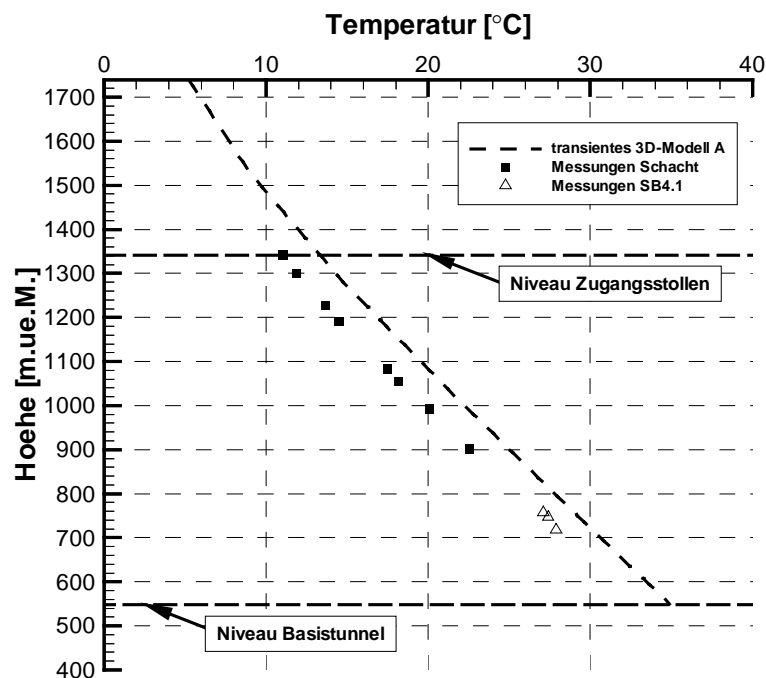


Abbildung 8.5: Vergleich von Messungen (Vertikalschacht, SB4.1) und 3D-Modell für den Vertikalschacht Sedrun im Fall einer transienten Berechnung unter Verwendung des Oberflächentemperaturmodell A gemäss Gleichung 6.1. Als Hilfe ist das Niveau des Zugangsstollen Sedrun und des Basistunnel eingetragen.

Auch der Vergleich mit den Messungen im Zugangsstollen Sedrun, sowie in den Bohrungen SB3.2 und SB4.1 (vergleiche Kapitel 5.1 und Anhang A) zeigen eine Annäherung der Modellkurve an die Messungen. Jedoch sind auch hier die modellierten Temperaturen höher und parallel verschoben.

### 8.5.2. VERGLEICH MODELL B/MESSUNGEN

Wie in Kapitel 6.3 gezeigt, kann ein Parallelversatz, wie in Abbildung 8.5, durch die Variation der Oberflächentemperatur erklärt werden. Normalerweise wird angenommen, dass die Oberflächentemperatur nur von der Höhe abhängig ist. Sie wird jedoch auch stark von der Hangneigung und Orientierung beeinflusst (Safanda, 1999). Der Einfluss liegt sogar in der

selben Grössenordnung wie derjenige der Höhe. In den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre sind die Oberflächentemperaturen der Nordhänge einige °C tiefer als die der Südhänge. Dies beruht auf dem unterschiedlichen Betrag der direkten Sonneneinstrahlung. Dieser ist neben der Exposition bezüglich der Sonne auch von der Oberflächenbeschaffenheit, wie Vegetation oder Schneebedeckung, und der Bewölkung abhängig. Solche Einflüsse werden beim Oberflächentemperaturmodell A nicht einbezogen. Zudem werden nur Daten bis zu einer Höhe von 1800 M.ü.M. berücksichtigt. Der Vertikalschacht Sedrun liegt im Einflussbereich eines bewaldeten Nordhangs. Es ist deshalb möglich, dass in der Umgebung des Schachts mit tieferen Oberflächentemperaturen zu rechnen ist und dass das gewählte Modell die Oberflächentemperaturen im Raum Sedrun nicht genügend gut charakterisiert. Es wird deshalb ein neues Oberflächentemperaturmodell B gesucht und weitere Modellierungen durchgeführt. Es wird angenommen, dass die durchschnittliche Jahrestemperatur auf Meeresebene 14 °C beträgt. Die Temperatur nimmt mit der Höhe mit 0.7 °C pro 100 m ab. Dies entspricht einer durchschnittlichen Rate für die Abnahme der Temperatur mit der Höhe (Powell et al., 1988). Daraus ergibt sich Gleichung 8.1 für die Abnahme der Temperatur mit der Höhe.

$$T(h) = 14 - 0.007 \cdot h \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (8.1)$$

Die durchgeführten Modellierung unter Annahme des Oberflächentemperaturmodell B liefert eine nahezu perfekte Übereinstimmung zwischen Modell und Messwerten (vergleiche Abbildung 8.5). Auch für die Messwerte im Zugangsstollen und in den Bohrungen SB3.2 und SB4.1 werden bessere Anpassungen erreicht (vergleiche Anhang A).

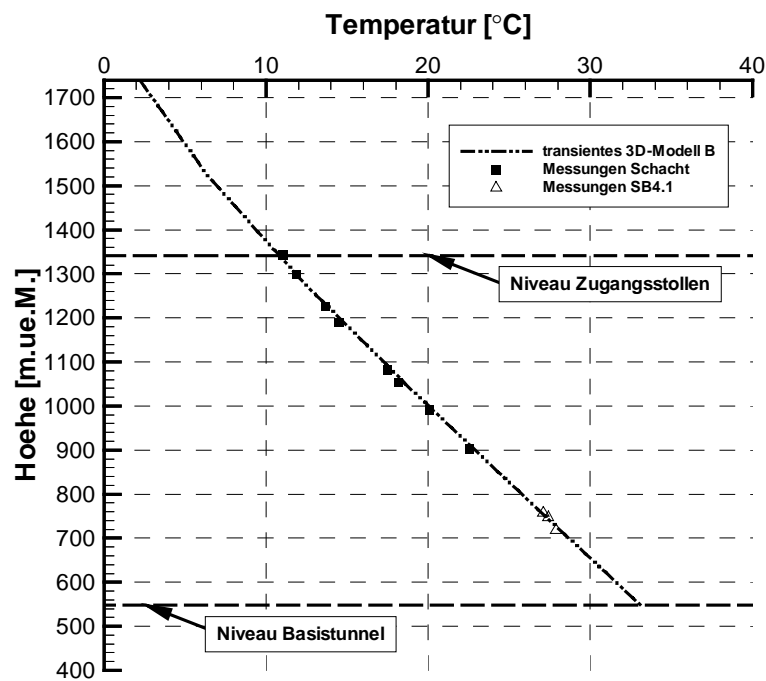


Abbildung 8.5: Vergleich von Messungen (Vertikalschacht, SB4.1) und 3D-Modell für den Vertikalschacht Sedrun im Fall einer transienten Berechnung unter Verwendung des Oberflächentemperaturmodell B (gemäss Gleichung 8.1). Als Hilfe ist das Niveau des Zugangsstollen Sedrun und des Basistunnel eingetragen.

Es stellt sich nun die Frage, wie realistisch dieses Oberflächentemperaturmodell ist. Um dies zu untersuchen, wurden alle Messungen, die im Zusammenhang mit der Sondieruntersuchungen Gotthard-Basistunnel in Bohrungen und Sondierstollen durchgeführt wurden, beigezogen. Zusätzlich wurden zudem die Temperaturmessungen im Gotthard-Strassentunnel (GST) verwendet. Für alle Messserien wurde der Verlauf der Temperatur bis an die Erdoberfläche extrapoliert und ein Wert für die Oberflächentemperatur bestimmt. In Abbildung 8.6 sind die extrapolierten Oberflächentemperaturen als Funktion der Höhe dargestellt



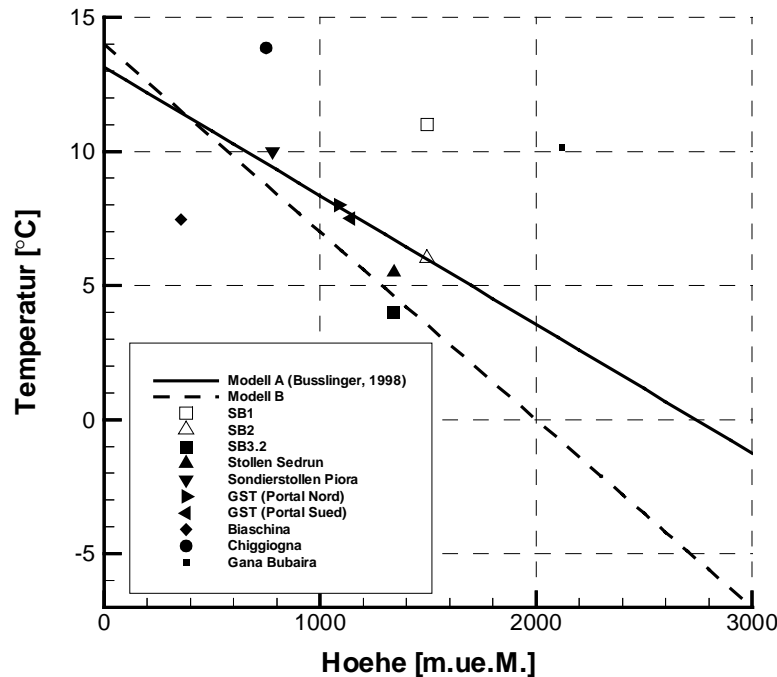


Abbildung 8.6: Oberflächentemperaturwerte (extrapoliert) aus Sondierbohrungen, -stollen und dem Gotthard-Strassentunnel. Weiter sind zwei mögliche Oberflächentemperaturmodelle eingetragen.

Es ist zu bemerken, dass die Temperaturwerte aus SB1 und SB2 mit grossen Unsicherheiten behaftet sind (vergleiche Anhang A.2). Deshalb werden sie im Folgenden nicht näher betrachtet. In Abbildung 8.6 ist zu erkennen, dass die extrapolierten Oberflächentemperaturen relativ stark streuten. Das Modell A nähert die Temperaturwerte beim Sondierstollen Piora sowie am Nord- und Südportal des Gotthard-Strassentunnel sehr gut an. Hingegen werden die Werte aus dem Zugangsstollen Sedrun und der Sondierbohrung SB3.2 durch das Modell B besser wiedergegeben. Abbildung 8.6 zeigt, dass die extrapolierten Oberflächentemperaturen weder durch Modell A noch durch Modell B optimal wiedergegeben werden. Für ein verbessertes Oberflächentemperaturenmodell sind zusätzliche Messungen nötig.

## 8.6. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Qualität der Messungen ist sehr verschieden. Die Temperaturmessungen im Vertikal-schacht und Zugangsstollen Sedrun werden als gut erachtet. Das Messverfahren ist bekannt. Auch konnten zum Teil Vergleichsmessungen durchgeführt werden. Die Messungen in den Bohrungen SB3.2 und SB4.1 sind zum Teil bezüglich ihrer Qualität fragwürdig, doch wird ihnen aufgrund ihrer räumlichen Lage in der Nähe des Gotthard-Basistunnels ein höherer Stellenwert beigemessen. Die Messungen in den Bohrungen SB1 und SB2 wurden durchgeführt, als sich die Bohrungen noch nicht im thermischen Ausgleich befanden. Sie sind zudem

relativ weit vom Niveau des Basistunnels entfernt. Aus diesen Gründen werden sie nicht mit dem Modell verglichen.

Das dreidimensionale Modell erlaubt, es die Wasserzirkulation dreidimensional einzubeziehen. Der bedeutende thermische Einfluss von Grundwasserflüssen senkrecht zur Linienführung des Basistunnels wird berücksichtigt. Weiter kann durch die gute Auflösung der Topographieeffekt bei der Modellierung besser berücksichtigt werden. Auch können die räumlichen Ausdehnungen der geologischen Einheiten integriert werden. Die Schieferungsorientierungen können direkt ins Modell eingegeben werden.

Das Modell kann mit den Messungen im Vertikalschacht und im Zugangstollen Sedrun sowie in den Sondierbohrungen verglichen werden. Es hat sich gezeigt, dass das stationäre Modell den Trend der Messungen gut wiedergibt, jedoch durchwegs zu hohe Temperaturen aufweist. Die transiente Berechnung geht davon aus, dass im Raum Sedrun das thermische Gleichgewicht noch nicht erreicht wurde. Die transiente Modellierung führt zu einer besseren Annäherung der Temperaturkurve an die Messungen. Es ist jedoch immer noch eine deutliche Abweichung zu erkennen. Deshalb wurde in einem weiteren Schritt ein anderes Oberflächentemperaturmodell (Modell B) verwendet, welches von tieferen Temperaturen an der Oberfläche ausgeht und die Oberflächentemperaturen im Raum Sedrun besser annähert. Dadurch wird eine sehr gute Anpassung an die Messwerte erreicht.

Abbildung 8.6 fasst die durchgeführten Modellierungen für den 3D-Fall zusammen. Der stationäre Fall liefert auf Niveau Basistunnel Temperaturen, die deutlich über denen des transienten Falles liegen. Der Vergleich mit den Messwerten zeigt deutlich, dass sich das Temperaturfeld nicht im Gleichgewicht befindet. Es wurden zwei transiente Modellierungen mit zwei verschiedenen Oberflächentemperaturmodellen durchgeführt. Dabei hat sich gezeigt, dass das Oberflächentemperaturmodell B, welches tiefere Oberflächentemperaturen annimmt, die Messwerte besser annähert. Aufgrund dieses Modells ist auf Tunnelniveau mit einer Temperatur von rund 33 °C zu rechnen. Busslinger und Rybach (1999) geben einen Wert von  $31.5\text{ °C} \pm 3.2\text{ °C}$  an.

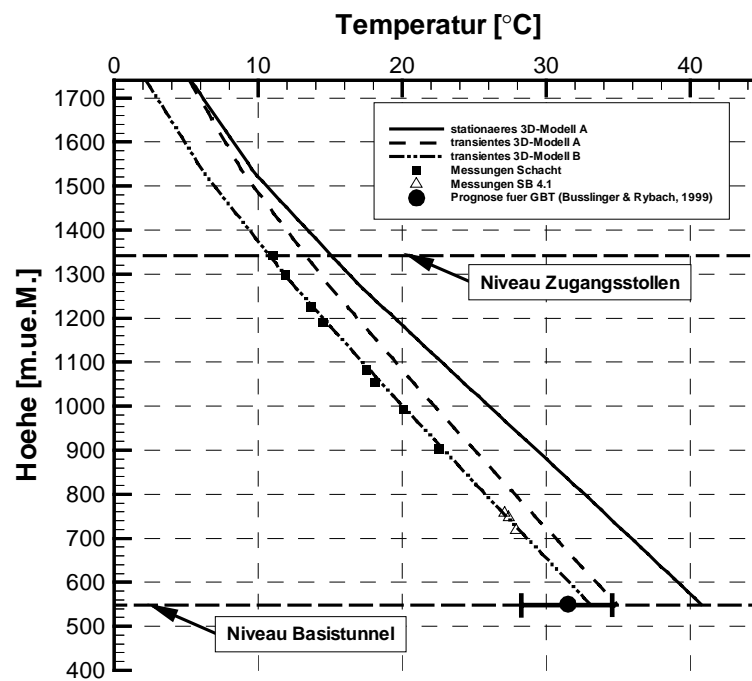


Abbildung 8.6: Dargestellt sind alle 3D-Modelle für den stationären und den transienten Fall. Zudem sind die Messwerte aus dem Schacht Sedrun (Vierecke) sowie die drei Messungen aus der Sondierbohrung SB4.1 (Dreiecke), welche in der Nähe des Vertikalschachts liegen, eingezeichnet. Der Kreis entspricht der von Busslinger und Rybach (1999) angegebenen Temperatur (mit Fehlerbalken) an der Schachtbasis auf Niveau Basistunnel.

Abbildung 8.7 zeigt das aus Modell B resultierende Temperaturfeld im Vertikalschnitt. Es ist aus zwei Schnitten durch das dreidimensionale Modell zusammengesetzt, die ungefähr dem Verlauf des Gotthard-Basistunnel folgen und sich beim Vertikalschacht Sedrun kreuzen. Es ist gut ersichtlich, dass in den Gebieten mit den grössten Überlagerungen die höchsten Temperaturen herrschen. Weiter zeigt sich, dass der Einfluss topographischer Erhebungen mit kleiner Wellenlänge (Bereich Schacht) mit der Tiefe schnell abgeschwächt wird, während Strukturen mit grosser Wellenlänge das Temperaturfeld bedeutend tiefer beeinflussen.

In Abbildung 8.8 wird der Temperaturverlauf entlang dem Gotthard-Basistunnel gemäss Oberflächentemperaturmodell B mit der Prognose für die ursprünglichen Felstemperaturen nach Busslinger und Rybach (1999) verglichen. Die anhand des Modells B berechneten Temperaturen zeigen höhere Werte als die Prognose, liegen jedoch durchgehend innerhalb des angegebenen Fehlerbalkens. Der Unterschied beträgt maximal 3 °C (zwischen Tunnelkilometer 14 und 16, bzw. 18 und 20).

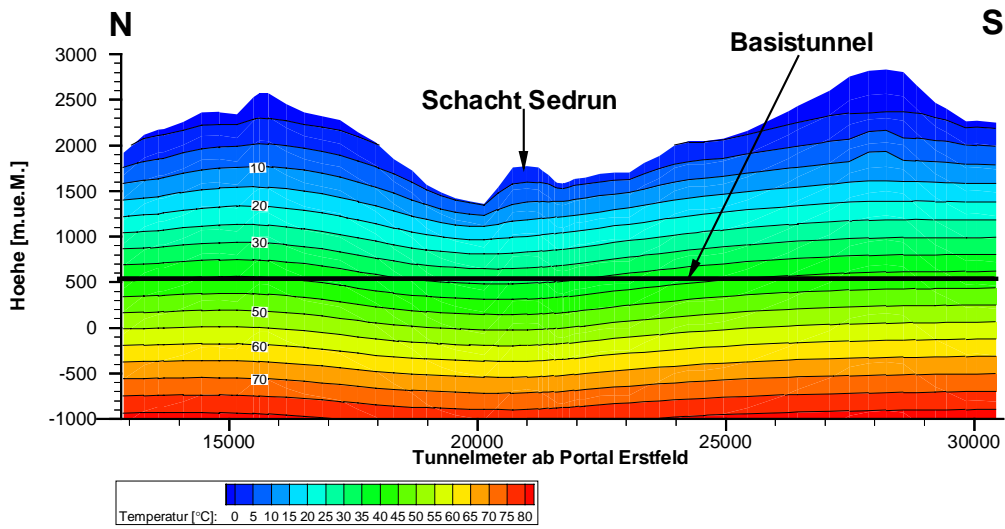


Abbildung 8.7: Modelliertes Temperaturfeld entlang des Verlaufes des Gotthard-Basistunnel, basierend auf einem transienten, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion. Der Isothermenabstand beträgt 5 °C.

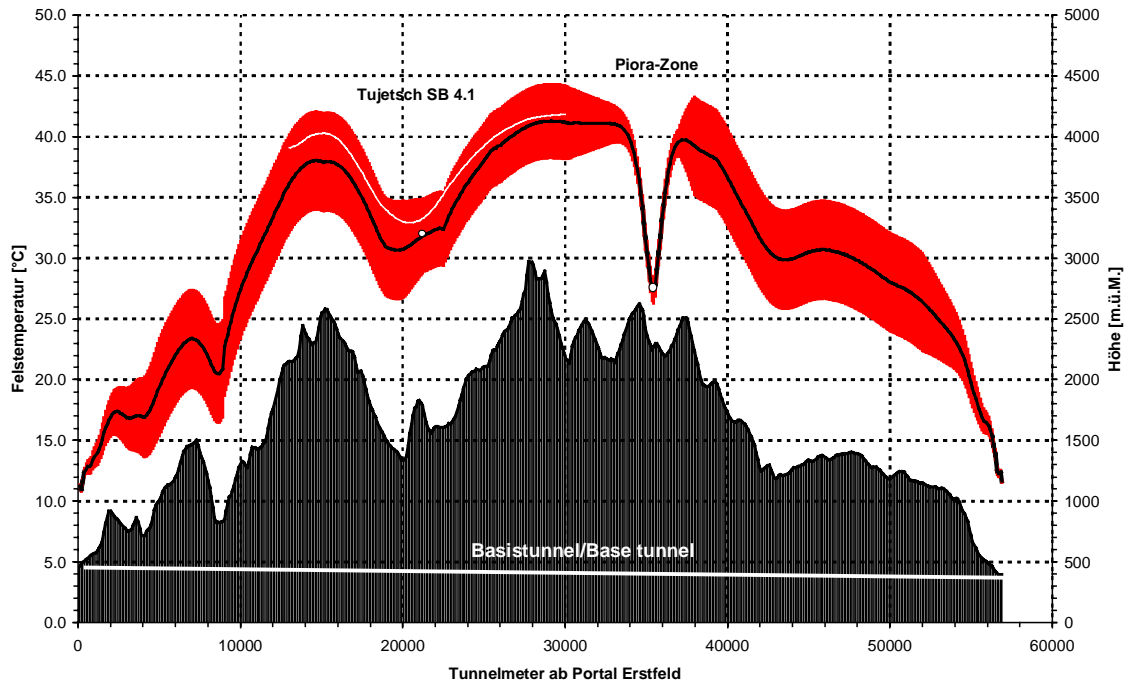


Abbildung 8.8: Vergleich zwischen dem Temperaturverlauf entlang dem Gotthard-Basistunnel gemäss Oberflächentemperaturmodell B (weiss) und der Prognose der ursprünglichen Felstemperatur entlang dem Gotthard-Basistunnel (schwarz) nach Busslinger und Rybach (1999). Als weisse Kreise eingetragen sind die bisher einzigen Messpunkte auf Tunnelniveau.

## 9. SCHLUSSFOLGERUNGEN

In dieser Arbeit wurde neben der thermischen und hydraulischen Seite auch der Einfluss von Erosion und Hebung bei der Erstellung einer Temperaturprognose berücksichtigt. Unter der Verwendung des Programms FRACTure können sie relativ einfach bei der Modellierung berücksichtigt werden.

Als erstes wurde an einfachen, zweidimensionalen Modellen Sensitivitätsstudien durchgeführt. Untersucht wurde der Einfluss verschiedener Parameter auf das Temperaturfeld im Untergrund. Anhand dieser Untersuchungen wurden die Dimensionen des Modells für die weiteren Temperaturmodellierungen festgelegt. Es zeigte sich, dass die Hebungs Komponente das Temperaturfeld sehr stark beeinflusst. Eine weitere wichtige Komponente ist die Wahl des Temperaturrandbedingung an der topographischen Oberfläche.

Die erste Modellierung wurde für ein stationäres, zweidimensionales Modell durchgeführt. Es handelte sich dabei um ein thermisch-hydraulisch gekoppeltes System mit Massentransport. Die Geologie und die Schieferungsorientierung entlang der Linienführung des Gotthard-Basistunnels konnte berücksichtigt werden. Die stationäre Berechnung ergab in der Achse des Vertikalschachts Sedrun auf Niveau Basistunnel ein Temperatur von 30 °C. Der Vergleich mit Messungen zeigte, dass der zweidimensionale Ansatz nicht ausreicht. Deshalb wurde eine dreidimensionale Modellierung durchgeführt. Dies erlaubte die adäquate Berücksichtigung des Topographieeffektes und eine bessere Annäherung an die dreidimensionalen Fließwege des Bergwassers. Weiter konnte die räumliche Ausdehnung der Geologie, die Schieferungsorientierung sowie die damit zusammenhängende Wärmeleitfähigkeitsanisotropie vollständig berücksichtigt werden. Mit der stationären Berechnung im dreidimensionalen Fall konnte der Trend der Messwerte modelliert werden. Die modellierten Temperaturen lagen jedoch durchwegs zu hoch. Deshalb wurde in einem nächsten Schritt von einem transienten Ansatz ausgegangen. Dies führte zu einer deutlich besseren Annäherung der Messwerte. Doch noch immer zeigte sich eine deutliche Diskrepanz. Die modellierten Temperaturen für den transienten 3D-Fall folgten zwar wie schon im stationären Fall dem Trend der Messungen, doch noch immer mit einem konstanten Offset. Diese Parallelverschiebung kann, wie durch die Sensitivitätsstudie gezeigt wurde, durch die Änderung des Oberflächentemperaturmodells erklärt werden. Deshalb wurde anhand von extrapolierten Oberflächentemperaturen aus Bohrungen und Sondierstollen aus dem Raum Sedrun ein neues Oberflächentemperaturmodell erstellt. Die darauf basierenden Modellierungen ergaben eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Modell und Messungen. Gemäss diesen Berechnungen ist an der Basis des Vertikalschachts

Sedrun auf Niveau Basistunnel mit einer Temperatur von 33 °C zu rechnen, sofern der atmosphärische Gradient („lapse rate“) 0.7 °C pro 100 m beträgt.

## 10. AUSBLICK

Bei den in dieser Arbeit durchgeführten Modellierungen konnten sehr viele Parameter, die das Temperaturfeld im Untergrund beeinflussen berücksichtigt werden. Dabei mussten jedoch Vereinfachungen getroffen werden.

Die Datenbasis, auf der die Rekonstruktion der Hebungsgeschichte basiert, ist relativ schmal. Um die Hebungsgeschichte exakter berücksichtigen zu können, sind mehr Werte nötig. Zudem werden die Hebungsraten allgemein mit 1D-Modellen aus den Abkühlraten basierend auf den Fission-Track-Altern und einem konstanten geothermischen Gradienten berechnet. Der geothermische Gradient ist jedoch seinerseits von Erosion und Hebung beeinflusst. Deshalb sollten zukünftig komplexere Modelle zur Berechnung der Fission-Track-Alter verwendet werden, die auch den Topographieeffekt und verschiedene thermische Transportprozesse berücksichtigen.

In dieser Arbeit konnte Erosion und Hebung nur unter der Annahme berücksichtigt werden, dass sie sich ihre Beträge gegenseitig aufheben. Für eine Änderung des Modellgitters mit der Zeit, d.h. eine sich ändernde Topographie, müsste FRACTure geändert werden.

In den verwendeten Modellen liegt der Bergwasserspiegel jeweils an der topographischen Oberfläche. Um die Höhe des Bergwasserspiegels relativ einfach berücksichtigen zu können, müssten Änderungen im WinFra vorgenommen werden. Zudem wurde bei den Modellierungen der Bergwasserspiegel jeweils konstant gehalten. Über variierende Infiltrationsraten könnten in einem weiteren Schritt saisonale Schwankungen des Bergwasserstandes in die Modellierung integriert werden.

Diese Arbeit hat gezeigt, dass die Oberflächentemperatur einen grossen Einfluss auf die Berechnung des Temperaturfeldes im Untergrund hat. Neben der topographischen Höhe ist sie von der Exposition, bzw. Orientierung bezüglich der Sonne und von der Oberflächenbeschaffenheiten (Vegetation und Schneebedeckung) abhängig. Die Oberflächentemperatur sollte in Zukunft umfassender untersucht werden. So könnte nach einer Korrelation zwischen Strahlungsbilanz und Bodentemperaturen gesucht werden.

Die hier verwendeten Temperatur aus dem Vertikalschacht Sedrun wurden während den Bauarbeiten gemessen. Beim Abteufen des Schachts wurde mehrfach Beton injiziert. Um den Einfluss der dadurch entstehenden Abbindewärme auf die Felstemperatur abschätzen zu können, sind Langzeitstudien nötig. Dazu sollen auf Tunnelniveau Bohrungen in die Tunnel-

wände erstellt werden, die zugänglich bleiben und so Wiederholungsmessungen über eine grössere Zeitspanne erlauben.

Bei Beendigung dieser Arbeit waren noch nicht alle Messungen im Vertikalschacht Sedrun durchgeführt. Es wird nun äusserst spannend sein, die neu eintreffenden Messwerte mit der Prognose zu vergleichen.



## LITERATURVERZEICHNIS

- AlpTransit Gotthard (1998): Info Gotthard: Der neue Basistunnel durch den Gotthard. Ausgabe Oktober 1998.
- Arbeitssteam Hydrogeologie (1993): Hydrogeologische Modellierung Vorprojekt: 1. konzeptuelles Modell und Referenzdatensatz. Bericht Nr. 1763/7. AlpTransit Gotthard-Basistunnel.
- Buntebarth, G., (1973): Modellberechnungen zur Temperatur-Tiefen-Verteilung im Bereich der Alpen und des Alpenvorlandes. Zeitschr. Geophys., 39, 97 – 107.
- Benfield, A.E. (1948): The Effect of Uplift and Denudation on Underground Temperatures. J. Appl. Phys., 20: 66 – 70.
- Birch, F. (1950): Flow of Heat in the Front Range, Colorado. Bull. Geol. Soc. Am. 61, 567 - 630.
- Busslinger, A., Rybach, L. (1997): Zugangsstollen/Vertikalschacht Sedrun. Geothermische Untersuchungen, 1. Zwischenbericht. Interner Bericht Nr. 2009 z.Hd. Projektleitung AlpTransit Gotthard-Basistunnel.
- Busslinger, A., Rybach, L. (1999): Felstemperaturprognose für tiefliegende Tunnel. Tunnel, 1, 24 - 32.
- Busslinger, A. (1998): Geothermische Prognosen für tiefliegende Tunnel. Diss. ETH Nr. 12715.
- Burkhard, M., (1999): Strukturgeologie und Tektonik im Bereich Alptransit. In: Vorerkundung und Prognose der Basistunnel am Gotthard und am Lötschberg (Herausgeber: Löw, S. und Wyss, R.). A.A. Balkema, Rotterdam, 45 – 56.
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C. (1959): Conduction of Heat in Solids. 2nd Edition, Oxford at the Clarendon Press. 510 p.
- Eckhardt, P., Funk; H.; Gubler; E. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, 2.
- Gesellschaft für Ingenieurbaukunst (1996): Historische Alpendurchstiche in der Schweiz, Gotthard, Simplon, Lötschberg. Institut für Bauplanung und Baubetrieb ETH Zürich. Institut für Geotechnik ETH Zürich. Rothpletz, Lienhard+Cie AG.
- Ingenieurgesellschaft Gotthard-Basistunnel Nord (1999): Geologisch-Bautechnisches Längsprofil; Teilabschnitt Sedrun; Los 360; 1. Entwurf.
- Kahle, H.G., Geiger, A., Bürki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothcher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I., Pfiffner, O.A. (1997): Recent crustal movements geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps (edited by Pfiffner et al.). Birkhäuser Verlag, Basel, 251 – 259.

- Kappelmeyer, O., Haenel, R. (1974): Geothermics with Special Reference to Application. Geoexploration Monographs, Series 1 – No. 4, Editors: Rosenbach, O. und Morelli, C., Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Kohl, T. (1992): Modellsimultaion gekoppelter Vorgänge beim Wärmeentzug aus heissem Tiefengestein. Diss. ETH Nr. 9802
- Mancktelow, N. S., Graseman, B. (1997): Time-dependent Effects of Heat Advection and Topography on Cooling Histories during Erosion. *Tectonophysics*, 270: 167 – 195.
- Medici, F., Rybach, L. (1995): Geothermal map of Switzerland 1995 (Heat Flow Density). Matériaux pour la Géologie de la Suisse. Geophysique Nr. 30. Studentendruckerei Zürich.
- Michalski, I., Soom, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic Evaluation of the Aar and Gotthard Massifs, Central Switzerland: Fission Track Ages on Zirkon and Apatite and K-Ar Mica Ages. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 373 - 387.
- Niethammer, G. (1910): Die Wärmeleitung im Simplon. *Eclogae Geol. Helv.* 11; 96 – 120.
- Pfiffner, O.A., Heitzmann, P. (1997): Geological interpretation of the seismic profiles of the Central Traverse (lines C1, C2 and C3-north). In: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps (edited by Pfiffner et al.). Birkhäuser Verlag, Basel, 115 – 122
- Powell, W.G., Chapman, D.S., Balling, N., Beck, A.E. (1988): Continental heat-flow density. In: Handbook of terrestrial heat-flow density determination (edited by Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L.). Kluwer Academic Publisher, 167 – 222.
- Rybach, L. (1973): Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotech. Ser., Liefg. 51. Kümmerly und Frey, Geographischer Verlag, Bern, 23 S.
- Rybach, L., Bodmer, Ph., Weber, R., England, Ph. C. (1982): Heat flow and heat generation in the new Gotthard tunnel, Swiss Alps. In : Geothermics and geothermal energy (edited by Haenel, R., Cermak, V.). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 63 – 69.
- Rybach, L. (1993): Bericht über die Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Gesteinsproben im Querschnitt Gotthard-Basistunnel (AlpTransit). Z.Hd. der Elektowatt Ingenieurunternehmung AG.
- Rybach, L., Pfister, M. (1994): Temperature Predictions and Predictive Temperatures in Deep Tunnels. *Rock Mech. Rock Engng.*, 27 (2), 77 – 88.
- Rybach, L., Medici, F., Schärli, U. (1995): Petrographische Datenbank von Gesteinen aus der Schweiz und angrenzenden Gebieten. Interner Bericht Forschungsgruppe Geothermik und Radiometrie, Institut für Geophysik, ETH Zürich.
- Safanda, J. (1999): Ground surface temperature as a function of slope angle and slope orientation and its effect on surface temperature filed. *Tectonophysics*, 360: 367 – 375.
- Schlatter, A., U. Marti (1999): The new national height system (LHN95) of Switzerland. IUGG 99, Abstracts of general assembly, A.417.

- Schneider, T.R. (1992): Sondierungen Tujetsch – Geophysikalische Messungen in den Bohrungen SB1-Nord und SB2-Süd. Beilage 12 zum geologischen Schlussbericht Dr. T.R. Schneider AG Nr. 425ah. AlpTransit Gotthard-Basistunnel.
- Schneider, T.R. (1993): Gotthard-Basistunnel, Geologische Karte 1:50000. Bericht Dr. T.R. Schneider AG Nr. 425ax. AlpTransit Gotthard-Basistunnel.
- Schärli, U. (1989): Geothermische Detailkartierung (1:100'000) in der zentralen Nordostschweiz mit besonderer Berücksichtigung petrographischer Parameter. Diss ETH, Nr. 8941, 208 S.
- Turcotte, D.L., Schubert, G. (1982): Geodynamics, Application of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley und Sons., New York, 450 pp.
- Werner, D., Köppel, V., Hännly, R., Rybach, L. (1976): Cooling Models for the Lepontine Area (Central Swiss Alps). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 661 – 667.
- Werner, D. (1980): Probleme der Geothermik im Bereich der Schweizer Zentralalpen. *Ecolgae geol. Helv.*, 73/2: 513 – 525.
- Werner, D. (1985): Geothermal problems in Mountain Ranges. *Tectonophysics*, 121: 97 – 108.
- Zoth, G., Haenel, R. (1988): Appendix. In: Handbook of terrestrial heat flow density determination (edited by Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L.). Kluwer Academic Publisher, 449-468

# ANHANG

## ANHANG A

Hier werden Vergleiche zwischen Modell und Messungen für den 3D-Fall aufgeführt, die in Kapitel 8 nicht gezeigt wurden. Die Messdaten werden zuerst beschrieben und anschließend mit stationären und transienten Modellen verglichen. Es werden jeweils zwei verschiedene transiente Modelle betrachtet, die auf zwei unterschiedlichen Oberflächentemperaturmodellen basieren. Modell A beruht auf der in Busslinger (1998) definierten Gleichung für die Abnahme der Temperatur mit der Höhe:

$$T(h) = 13.15 - 0.0048 \cdot h \quad (\text{A1})$$

wobei:

$T$ : Temperatur [°C]

$h$ : topographische Höhe [m.ü.M.]

Modell B geht von tieferen Oberflächentemperaturen aus. Die Änderung mit der Höhe wird wie folgt definiert:

$$T(h) = 14 - 0.007 \cdot h \quad (\text{A2})$$

### A.1 ZUGANGSSTOLLEN SEDRUN

Der Zugangsstollen Sedrun wurde 1998 fertiggestellt. Es handelt sich dabei um einen ca. 1200 m langen Stollen im südlichen Tavetscher-Zwischenmassiv. Bei ca. Tunnelmeter 1000 m wird der Vertikalschacht Sedrun bis auf Tunnelniveau abgeteuft. Im Zugangsstollen wurden bereits geothermische Untersuchungen durchgeführt. So wurden entlang dem Stollen Fels- und Bergwassertemperaturen, sowie Wärmeleitfähigkeiten, Wärmekapazitäten und Wärmeproduktionen der Gesteine gemessen (Busslinger und Rybach, 1997). Die Qualität der Messungen wird als gut erachtet. Das Messverfahren konnte überwacht werden und es waren Vergleichsmessungen möglich.

#### A.1.1 STATIONÄRE MODELLIERUNG

Die gemessenen und modellierten Werte weichen zumeist deutlich von einander ab. Diese Abweichungen sind auf zwei Effekte zurückzuführen. Zum einen befindet sich das Temperaturfeld noch nicht im stationären Zustand, zum anderen besitzt der Stollen eine relativ geringe Überlagerung (maximal 500 m). Die geringe Überlagerung äussert sich dadurch, dass die Quellen im Stollen sehr schnell auf Niederschlagsereignisse reagieren. Dies deutet darauf hin, dass die hydraulische Leitfähigkeit zwischen Oberfläche und Stollen erhöht ist. Eine solche

oberflächennahe Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit wird im Modell nicht berücksichtigt.

Alle Temperaturkurven weisen bei ca. 250 m ein deutliche Kerbe auf (vergleiche Abbildung A1 und A2). Diese ist auf eine Geländekante zurückzuführen. Die starke Auswirkung dieser ist ebenfalls auf die geringe Überlagerung des Stollens zusammen.

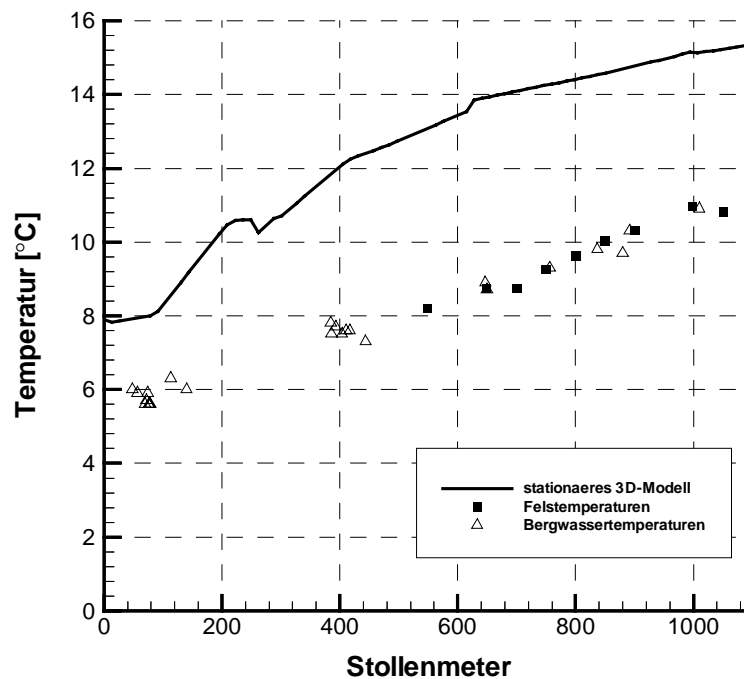


Abbildung A1: Vergleich des 3D-Modells und der Messungen für den Zugangsstollen Sedrun.

Die Modellierung basiert auf einem stationären, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion.

### A.1.2 TRANSIENTE MODELLIERUNGEN

Die transiente Berechnung basierend auf dem Modell A weist einen grossen Unterschied zu dem Messwerten auf (vergleiche Abbildung A2). Die Modellierung unter der Anwendung des Oberflächentemperaturmodells B nähert die Messungen gut an. Eine bessere Übereinstimmung vor allem im Bereich zwischen 400 und 800 m kann nicht erzielt werden, da die hydraulische Inhomogenität oberhalb des Zugangsstollen (vergleiche Kapitel A1.1) bei der Modellierung nicht berücksichtigt wird.

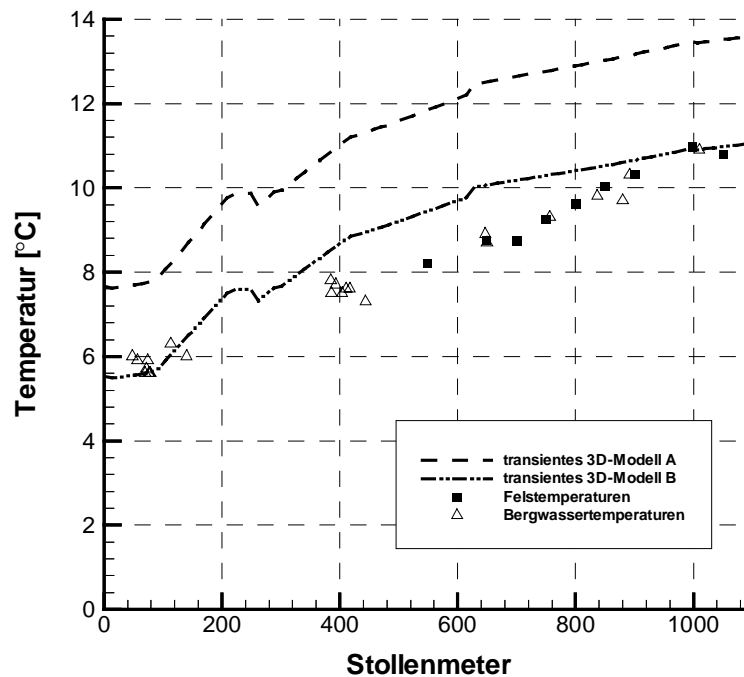


Abbildung A2: Vergleich des 3D-Modells und der Messungen für den Zugangsstollen Sedrun. Die Modellierung basiert auf einem transienten, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion.

## A.2 BOHRUNGEN TUJETSCH SB1 UND SB2

Im nördlichen Tavetscher-Zwischenmassiv wurden zwei Schrägbohrungen abgeteuft. Die Bohrung SB1 ist nach Norden und SB2 ist nach Süden gerichtet. Sie liegen nahezu parallel zur Linienführung des Gotthard-Basistunnels mit einer horizontalen Abweichung von ca. 500 m. In beiden Bohrungen wurden unter anderem auch Temperaturmessungen durchgeführt. Die Messresultate sind in Schneider (1992) aufgeführt. In SB1 wurde kurz nach Beendigung der Bohrarbeiten eine BHT (Bottom-Hole-Temperature) bestimmt. Nach einer Stillstandzeit von ca. 5 Monaten wurde zudem ein kontinuierliches Temperaturprofil aufgezeichnet. Jedoch war der Bohrkopf ungenügend abgedichtet, so dass während der Ruhezeit Formationswasser mit ca.  $0.2 \text{ l s}^{-1}$  artesisch aufgestiegen ist. In SB2 wurde eine erste Temperaturmessung direkt nach Abschluss der Bohrung durchgeführt. Dabei wurde eindeutig der Einfluss der Bohraktivitäten festgestellt. Nach ca. 5 Monaten wurden weitere Messungen durchgeführt. Diese reichten allerdings nur bis in eine Tiefe von 46.5 m.

Aufgrund der schlechten Qualität der Messungen und der Tatsache, dass beide Sondierbohrungen relativ weit vom Niveau des Gotthard-Basistunnels entfernt liegen, wird auf ein Ver-

gleich von Modell und Messungen verzichtet. Bei der Ermittlung der von Oberflächentemperaturen werden sie jedoch benutzt (vergleiche 8.5.2 ,bzw. Abbildung 8.6).

### A.3 BOHRUNG SB3.2

Die Bohrung SB3.2 durchörtert wie SB1 und SB2 das nördliche Tavetscher-Zwischenmassiv und stösst bis in eine Tiefe unterhalb des Tunnelniveau vor. Es wurden zwei Temperaturlogs aufgenommen. Der Zeitraum zwischen den beiden Messserien beträgt rund 5 Monate. Die beiden Messreihen haben zwar den selben Temperaturgradienten von ca.  $30\text{ °Ckm}^{-1}$ , jedoch liegen die Temperaturen der zweiten Messserie rund  $4\text{ °C}$  höher als die der ersten. Zudem sind im Temperaturverlauf Unregelmässigkeiten festzustellen. Möglicherweise gehen der systematische Temperaturunterschied und die Unregelmässigkeiten auf Wassereintritte zurück. Aus diesen Gründen sollten die Temperaturmessungen nicht für eine Eichung der Temperaturprognose herangezogen werden. Da jedoch die Bohrung bis unter Tunnelniveau reicht, wird trotzdem ein Vergleich angestellt.

#### A.3.1 STATIONÄRE MODELLIERUNG

Die stationäre Berechnung zeigt auch hier eine deutliche Abweichung von den Messwerten (Abbildung A3). Im unteren Bereich folgt die Kurve zwar ungefähr dem Verlauf der zweiten Messserie, doch mit einem Temperaturunterschied von durchschnittlich  $7\text{ °C}$ .

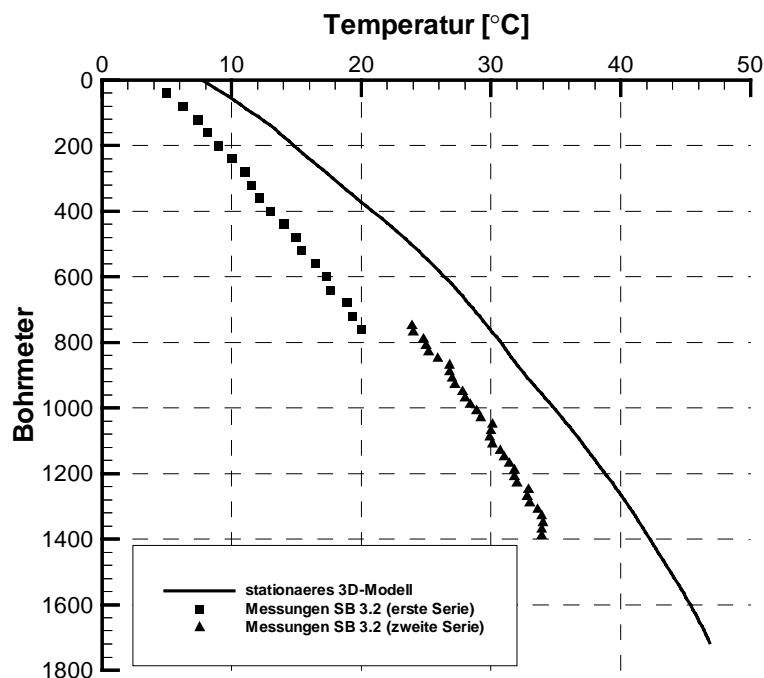




Abbildung A3: Vergleich des 3D-Modells und der Messungen für die Sondierbohrung SB3.2. Die Modellierung basiert auf einem stationären, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion.

### A.3.2 TRANSIENTE MODELLIERUNGEN

Im Fall der transienten Berechnung näherten beide Modelle die zweite Messserie relativ gut an. Im oberen Bereich kann keine Übereinstimmung zwischen den Modellen und den Messungen gefunden werden. Eine weitergehende Interpretation der Resultate ist aufgrund der fraglichen Qualität der Messungen nicht möglich.

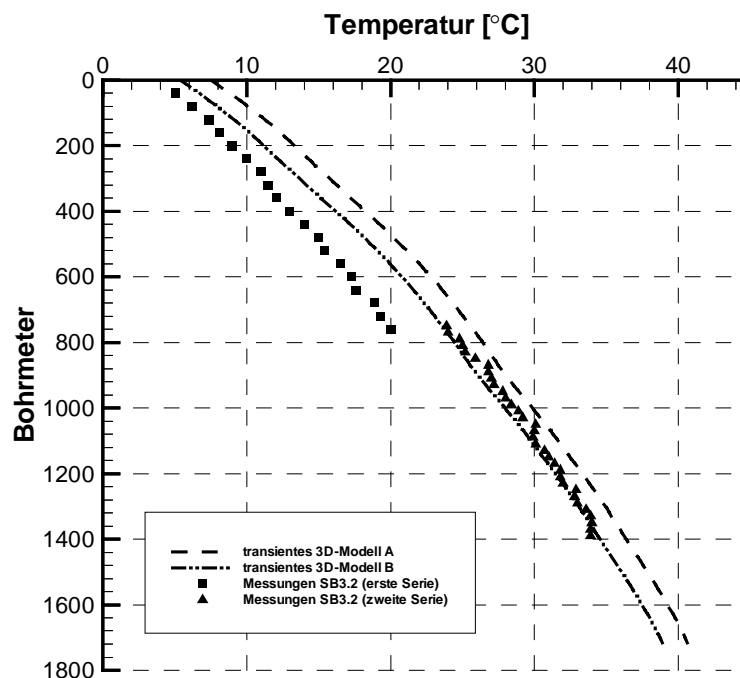


Abbildung A4: Vergleich des 3D-Modells und der Messungen für die Sondierbohrung SB3.2. Die Modellierung basiert auf einem transienten, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion.

### A.4 BOHRUNG SB4.1

SB4.2 ist ebenfalls eine Schrägbohrung. Sie fällt gegen Süden ein und endet unterhalb des Tunnelniveaus im südlichen Tavetscher-Zwischenmassiv. Ihr BHT-Wert liegt nur rund 60 m von Basistunnel entfernt. Drei verschiedene Firmen waren beauftragt Temperaturmessungen durchzuführen. Gemäss der Foralith AG sind auf Tunnelniveau Temperaturen um 31.5 °C zu erwarten. Dieser Wert stimmt gut mit den Werten der Solexperts AG überein. Von der Schlumberger GmbH wurden jedoch wesentlich höhere Werte um 41 °C gemessen. Diese

Werte sind sehr wahrscheinlich durch die Sondeneigentemperatur nach oben versetzt. Im Folgenden werden die Werte der Foralith AG verwendet.

#### A.4.1 STATIONÄRE MODELLIERUNG

Wie schon in den vorherigen Kapiteln, zeigt sich auch im Fall der Bohrung SB4.1 ein grosser unterschied zwischen Modell und Messungen (vergleiche Abbildung A5). Dies deutet, also wiederum auf ein nicht stationäre Temperaturfeld hin. Der Trend wird gut angenähert jedoch mit einem Offset von rund 10 °C.

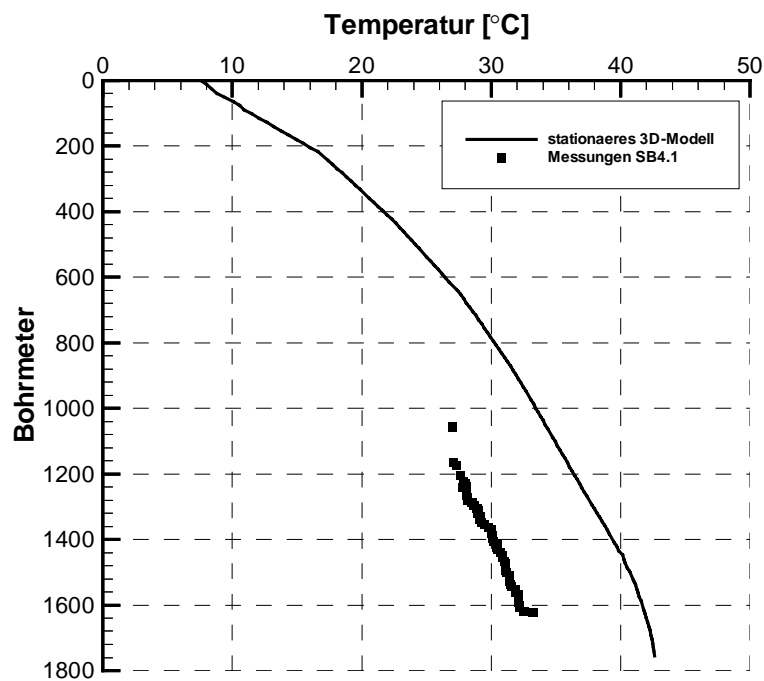


Abbildung A5: Vergleich des 3D-Modells und der Messungen für die Sondierbohrung SB3.2.

Die Modellierung basiert auf einem stationäres, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion.

#### A.4.2 TRANSIENTE MODELLIERUNGEN

Auch im Fall der transienten Modellierung ist das Gleiche wie bei den übrigen Vergleichen zwischen Modellen und Messungen zu erkennen. Beide folgen dem Trend der Messungen. Die Berechnungen basierend auf Modell B, welches von tieferen Oberflächentemperaturen ausgeht, liegt jedoch wieder näher an den Messdaten (vergleiche Abbildung A6).

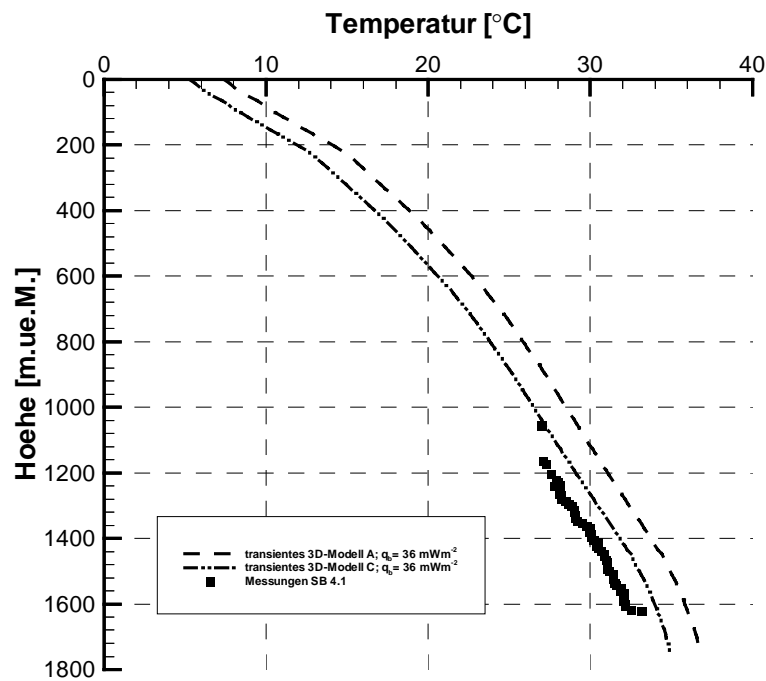


Abbildung A6: Vergleich des 3D-Modells und der Messungen für die Sondierbohrung SB4.1. Die Modellierung basiert auf einem transienten, hydraulisch-thermisch gekoppelten 3D-Modell mit Massenadvektion.

## ANHANG B

### B.1 FELSTEMPERATURMESSUNGEN IM SCHACHT SEDRUN

In Tabelle B.1 sind die Temperaturwerte der bis Ende September 1999 durchgeführten Messungen aufgelistet. In jedem Bohrloch wurden während rund 15 Minuten fünf Messungen durchgeführt. Neben der Tiefe des Bohrlochs, dem Mittelwert der Temperatur und der Standardabweichung wird auch eine Bemerkung zu den Messbedingungen angegeben.

Tabelle B.1: Mittelwerte und Standardabweichungen aller gemessenen Felstemperaturen und Kommentar zu jeder geplanten Messung.

Bohrloch	Schachtmeter	Mittelwert [°C]	Standardabweichung [°C]	Bemerkung
S9	0.00	11.05	0.00	gut
1	-43.00	11.91	0.00	gut
2.1	-115.95	13.66	0.00	Nur teilweise mit Wasser gefüllt; wird durch 2.2 ersetzt
2.2	-115.95	13.68	0.02	gut
2a	-151.95	14.53	0.01	gut
2b	-151.95	14.48	0.00	gut
3	-187.95	Bohrloch durch Anker versetzt		
3a	-226.00	Bohrloch zugefallen		
4	-259.95	17.5		Bohrloch zu kurz; Messung nach 8 Stunden; anderes Messgerät
4a	-288.50	18.13	0.01	Messung in Pumpnische
4b	-288.50	18.12	0.01	Vergleichsmessung in Pumpni- sche
5	-350.00	20.08	0.00	Kein Wasser im Bohrloch
5a	-398.00	Kein Wasser in Bohrloch; Messungen abgebrochen		
6	-439.95	22.55	0.00	Messung nach 5 Stunden

## **B.2 WÄRMELEITFÄHIGKEITSMESSUNGEN**

Die Tabellen B.2 bis B.6 geben einen Überblick über alle in der Arbeit verwendeten Wärmeleitfähigkeitswerte. Die Daten stammen aus den Berichten Rybach (1993) und Busslinger und Rybach (1997) sowie aus der Dissertation Busslinger (1998). Es sind vor allem Wärmeleitfähigkeitswerte, die an Oberflächenproben entlang der Linienführung des Gotthard-Basistunnels gemessen wurden. Für das Tavetscher-Zwischenmassiv werden neue, während dieser Arbeit gemessenen Werte mit berücksichtigt. Es handelt sich dabei um Wärmeleitfähigkeiten von Proben aus dem Vertikalschacht Sedrun. Da für die Modellierung nur Wärmeleitfähigkeitswerte für gesättigte Gesteinsproben benötigt werden, wurde nur die Wärmeleitfähigkeit der gesättigten Proben gemessen. Die Wärmeleitfähigkeiten werden in für die Modellierung verwendeten Materialeinheiten eingeteilt. Dazu wird das arithmetische Mittel für jede geologische Einheit gebildet. Weiter wird jeweils die Standardabweichung berechnet. Gemessen wird jeweils ein Wert parallel (para) und ein Mischwert senkrecht (gs) zur Schieferung. Aus diesen beiden Komponenten kann die Wärmeleitfähigkeit senkrecht (senk) zur Schieferung berechnet werden.

Tabelle B.2: Messwerte der Wärmeleitfähigkeit für das Aarmassiv

Probe	Wärmeleitfähigkeit gesättigt [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]			Datenherkunft
	para	senk	gs	
612.01	5.38	3.80	4.52	Rybach (1993)
613.03	-		6.86	
/750.1 ts1	3.46	2.49	2.79	
/832.8 ts1	4.17	2.67	3.42	
_001	4.35	3.95	4.15	
_002	3.59	3.31	3.45	
_003	2.98	2.68	2.83	
_004	3.26	2.86	3.05	
_005	2.68	2.14	2.40	
_006	4.12	2.07	2.94	
_007	3.45	1.94	2.60	
_008	3.90	2.78	3.29	
_009	3.35	2.99	3.16	
_0010	3.35	3.29	3.32	
_0011	3.43	2.68	30.3	
1004-I	4.33	3.82	4.07	
1004_II	4.43	2.76	3.56	
<b>Mittelwert</b>	<b>3.66</b>	<b>2.83</b>	<b>3.20</b>	
<b>Standardabw.</b>	<b>0.53</b>	<b>0.58</b>	<b>0.49</b>	

Tabelle B.3: Messwerte der Wärmeleitfähigkeit für die Clavaniev-Zone

Probe	Wärmeleitfähigkeit gesättigt [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]			Datenherkunft
	para	senk	gs	
/396.8 ts1	-	-	2.49	Rybach (1993)
/422.0 ts1	3.89	3.07	3.48	
/451.6 ts1	4.90	3.43	4.17	
/578.4 ts1	3.62	2.74	3.18	
/651.0 ts1	3.73	2.92	3.33	
<b>Mittelwert</b>	<b>4.04</b>	<b>3.04</b>	<b>3.54</b>	
<b>Standardabw.</b>	<b>0.59</b>	<b>0.29</b>	<b>0.44</b>	

Tabelle B.4: Messwerte der Wärmeleitfähigkeit für das Tavetscher-Zwischenmassiv

Probe	Wärmeleitfähigkeit gesättigt [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]			Datenherkunft
	para	senk	gs	
SM80	4.05	3.30	3.66	Busslinger und Rybach (1993)
SM135	3.40	2.50	2.92	
SM210	2.90	2.47	2.68	
SM350/1	3.28	2.63	2.93	
SM350/2	3.28	2.63	2.93	
SM450/1	3.38	2.90	3.13	
SM450/2	3.37	2.58	2.95	
SM500	3.38	3.34	3.36	
SM610	3.47	3.19	3.33	
SM700	3.53	3.13	3.33	
SM750	3.92	2.98	3.42	
SM800	3.74	2.84	3.26	
SM850	3.08	2.29	2.66	
SM900/1	3.77	2.52	3.09	
SM900/2	3.60	2.69	3.11	
SM950	3.46	3.08	3.26	
SM1000/1	3.39	2.43	2.87	
SM1000/2	3.48	2.40	2.89	
SM1050	3.63	3.28	3.45	
O-1500	3.37	4.01	2.82	Proben Vertikalschacht (1999)
351/-226	3.37	4.83	2.34	
351/-226	3.11	3.98	2.44	
351/-226	3.76	4.20	3.37	
<b>Mittelwert</b>	<b>3.61</b>	<b>2.81</b>	<b>3.13</b>	
<b>Standardabw.</b>	<b>0.42</b>	<b>0.36</b>	<b>0.29</b>	

Tabelle B.5: Messwerte der Wärmeleitfähigkeit für die Urseren-Garvera-Zone

Probe	Wärmeleitfähigkeit gesättigt [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]			Datenherkunft
	para	senk	gs	
417.1	2.94	1.54	2.12	Rybach (1993)
3000	5.61	2.63	3.84	
_030	4.70	4.04	4.36	
_031	7.72	5.99	6.80	
_032	5.34	1.47	2.80	
ugz1	3.56	2.71	3.11	Busslinger (1998)
ugz2	2.73	1.92	2.29	
ugz3	2.81	2.05	2.40	
<b>Mittelwert</b>	<b>3.10</b>	<b>2.45</b>	<b>2.99</b>	
<b>Standardabw.</b>	<b>1.22</b>	<b>0.74</b>	<b>0.84</b>	

Tabelle B.6: Messwerte der Wärmeleitfähigkeit für das Gotthardmassiv

Probe	Wärmeleitfähigkeit gesättigt [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]			Datenherkunft
	para	senk	gs	
4002	4.75	3.02	3.79	Rybach (1993)
4003	5.01	3.33	4.08	
4004	6.29	3.81	4.90	
_017	4.43	2.67	3.44	
_018	4.13	2.63	3.29	
_019	3.82	3.08	3.43	
<b>Mittelwert</b>	<b>4.43</b>	<b>2.95</b>	<b>3.61</b>	
<b>Standardabw.</b>	<b>0.47</b>	<b>0.30</b>	<b>0.32</b>	