

Schlußbericht zum DFG-Forschungsprojekt

## **Analyse der Zeitreihen lokaler Rotationssensoren**

**(ROT-SKOP)**

**- Entwicklung eines Orientierungsmodells -**

von Dr. Thomas Klügel

Fundamentalstation Wettzell

Februar 2001

## Inhalt

<b>ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>2</b>
<b>1. EINLEITUNG</b>	<b>4</b>
1.1. Funktionsprinzip eines Ringlasers	4
1.2. Der Prototyp C-II	6
1.3. Störeinflüsse	7
1.3.1. Luftdruckschwankungen	7
1.3.2. Temperaturschwankungen	7
1.3.3. Orientierungsänderungen	8
1.4. Randbedingungen zur Installation	9
<b>2. ERKUNDUNG DES UNTERGRUNDES</b>	<b>10</b>
2.1. Übersicht	10
2.2. Aufschlußbohrungen	10
2.3. Grundwasserverhältnisse	14
2.3.1. Grundwasserhöhen	14
2.3.2. Ergebnisse der Pumpversuche	17
2.3.3. Luftdruckeinfluß auf die Grundwassermessungen	20
2.4. Bodenphysikalisches Meßprogramm	21
<b>3. NATÜRLICHE TEMPERATURSCHWANKUNGEN</b>	<b>25</b>
3.1. Bodentemperaturen	25
3.2. Grundwassertemperaturen	27
3.3. Thermisches FE-Modell des ungestörten Untergrunds	30
3.4. Thermische FE-Modelle des Ringlaserlabors	32
3.4.1. Einfluß von Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche	32
3.4.2. Einfluß von Temperaturschwankungen des Grundwassers	34
3.4.3. Thermische Ankopplung des Monuments	37
3.4.4. Thermische Wirkung von Isolationsfugen	39
3.4.5. Prognose der zu erwartenden Temperaturschwankungen	40
<b>4. ORIENTIERUNGSÄNDERUNGEN</b>	<b>41</b>
4.1. Ursachen und Größenordnung von Neigungsänderungen	42
4.2. Erdgezeiten	44
4.3. Luftdruckbedingte Neigungen	46
4.3.1. Mechanismen	46
4.3.2. Beobachtete Luftdruckeffekte	50
4.4. Neigungen durch thermoelastische Verformung	52
4.4.1. Mechanismen	52
4.4.2. Beobachtete thermoelastische Effekte	56
4.4.3. Diskussion des thermoelastischen Einflusses auf Neigungsmessungen	61
4.5. Hydrologisch induzierte Neigungen	62
4.5.1. Mechanismen	62
4.5.2. Beobachtete hydrologische Effekte	63
4.5.3. Diskussion der hydrologischen Neigungssignale	66
4.6. Neigungen durch lokale Auflasten	67
<b>5. SCHLUßFOLGERUNGEN FÜR DIE AUFSTELLUNG UND DEN BETRIEB DES RINGLASERS</b>	<b>69</b>
5.1. Gründung	69
5.2. Minimierung von Orientierungsänderungen	69
5.3. Thermische Isolation	70
<b>6. ORIENTIERUNGSMODELL</b>	<b>73</b>

## Zusammenfassung

Als weltweit erster inertialer Rotationssensor für geowissenschaftliche Anwendungen wird derzeit auf dem Gelände der Fundamentalstation Wettzell ein Großringlaser mit der effektiven Fläche von  $16 \text{ m}^2$  zur hochpräzisen Messung von Erdrotationsschwankungen gebaut. Der Betrieb wird in einem unterirdischen Labor erfolgen. Mit den in Neuseeland unterirdisch installierten Prototypen C-II ( $1 \text{ m}^2$  Umlaufläche) und G-0 ( $12 \text{ m}^2$  Umlaufläche) ist der Funktionsnachweis großer Ringlaser gelungen. Inertiale Rotationssensoren unterliegen jedoch den lokalen Einflüssen am Aufstellungsort. Das zeigt sich in einer großen Sensitivität auf Temperatur-, Luftdruck- und Orientierungsänderungen. Es wird gezeigt, wie diese Einflüsse am Aufstellungsort Wettzell meßtechnisch und modellmäßig erfaßt und bei der Konzeption des Großringes G einschließlich des Betriebsgebäudes minimiert wurden.

Die Gründungstiefe des Untergrundlabors ist wegen des hohen Grundwasserstandes auf ca. 5 m unter der Geländeoberfläche begrenzt. Die Gründung des Ringlasermontuments auf den in ca. 10 m Tiefe anstehenden, massiven Fels erfolgt durch eine Pfeilerkonstruktion. Für den Nachweis der thermischen Stabilität wurde zunächst ein thermisches Modell des ungestörten Untergrunds erstellt, welches an die in verschiedenen Tiefen gemessenen Temperaturverläufe angepaßt wurde. In das auf diese Art validierte Modell wurden das Untergrundlabor und der Gründungspfeiler mit bekannten thermischen Eigenschaften eingeführt. Durch die Verwendung eines thermischen Dämpfungsgliedes (0,5 m Styrodur / 1 m wasserreicher Ton / 0,5 m Styrodur) und einer 4 m mächtigen Aufschüttung konnte unter den gegebenen Randbedingungen die Dämpfung der thermischen Jahreswelle optimiert werden. Die jahresperiodische Variation der mittleren Tagestemperaturen an der Erdoberfläche von 20 K verursacht demnach voraussichtlich eine Variation der Raumtemperatur von 0,17-0,25 K bei einer Phasenverschiebung von ca. 8 Monaten und der Monumenttemperatur von 0,04-0,07 K bei einer Phasenverschiebung von fast 1 Jahr. Kurzperiodische äußere Temperaturstörungen spielen keine Rolle. Die Temperatur des Grundwassers ändert sich im Jahresverlauf um ca.  $1,7 \text{ }^\circ\text{C}$  mit einer zeitlichen Verzögerung von 4-5 Monaten gegenüber der Oberflächentemperatur. Vor Änderungen der Grundwassertemperatur wird der Gründungspfeiler mit einem äußeren Bohrpfeiler geschützt. Da nach jüngsten Beobachtungen der Grundwasserzufluß in der Gründungssohle gering ist, werden thermische Störungen durch Änderungen der Grundwassertemperatur als gering angesehen. Das bedeutet, daß die geforderte Temperaturstabilität des Ringlaserblocks von 1 mK über mehrere Tage erreicht wird.

Die luftdruckbedingte Änderung der Ringresonatorlänge ( $-3,8 \text{ nm/hPa}$  beim C-II) wird beim G nach Modellrechnungen  $-9,5 \text{ nm/hPa}$  betragen. Die deshalb geforderte Luftdruckstabilität von 0,1 hPa wird in einem stabilen, druckdichten Tank und mit einer aktiven Druckregelung erreicht.

Winkeländerungen der Ringlaserebene bezüglich der Erdrotationsachse wirken sich durch die Veränderung der effektiven Umlaufläche auf das Ringlasersignal aus. Eine Winkeländerung von 1 nrad in NS-Richtung bewirkt eine Änderung der Sagnac-Frequenz von ca.  $10^{-9}$ . Lokale Orientierungsänderungen werden vor allem durch Bodenneigungen hervorgerufen. Modellrechnungen und Neigungsmessungen in verschiedenen Tiefen haben ergeben, daß die Neigungen auf ein Zusammenwirken von thermoelastischen oder hydrologisch induzierten Spannungen und Inhomogenitäten bzw. Anisotropien im Untergrund zurückzuführen sind. Die gemessene thermoelastische Jahreswelle beträgt ca.  $40 \text{ } \mu\text{rad}$  in 6 m Tiefe und ca. 200 nrad in 30 m Tiefe. Die Amplituden nehmen exponentiell mit der Tiefe ab. Hydrologisch induzierte Neigungen, die z.T. hohe Gradienten aufweisen, sind auch in 30 m Tiefe mit bis zu einigen hundert nrad wirksam. Regionale Orientierungsänderungen durch

atmosphärische Auflast betragen weniger als 1 nrad/hPa. Die um den Attraktionsanteil korrigierten Gezeitenneigungen liegen in den Zeitreihen zwischen 15 und 50 nrad in NS-Richtung und zwischen 30 und 90 nrad in EW-Richtung. Neigungen durch die Auflast der Meeresgezeiten, die am Aufstellungsort des C-II in Neuseeland bis zu 400 nrad betragen, spielen in Wettzell keine Rolle.

Neigungsänderungen durch Bodenbewegungen sollen durch konstruktive Maßnahmen stark reduziert werden. Das beinhaltet die Gründung auf massivem Fels mit mechanischer Entkopplung des Pfeilers von Bodenschichten in geringer Tiefe sowie die große Masse von Pfeiler und Monument von insgesamt 170 t. Die verbleibenden Neigungsänderungen werden durch neuentwickelte Vertikalpendel, die auf dem Ringlaserblock stehen, mit einer Auflösung von besser als 1 nrad erfaßt. Vor der Korrektur des Sagnac-Signals müssen die Neigungsmessungen erst noch von den Schwankungen der Lotrichtung bezüglich der Erdrotationsachse befreit werden, die von zeitlichen Änderungen der Horizontalbeschleunigung z.B. durch Gezeiten oder Luftmassenattraktion verursacht werden.

Abschließend wird das Konzept des derzeit in Bau befindlichen Untergrundlabors für den Großring vorgestellt, welches wesentlich auf den Ergebnissen dieser Arbeit beruht.

# 1. Einleitung

Unter den inertialen Erdrotationsensoren haben Ringlaser heute als einziges Meßsystem das Potential, Erdrotationsdaten mit großer Genauigkeit und hoher zeitlicher Auflösung zu liefern. Mit dem Bau eines Großringlasers „G“ auf der Fundamentalstation Wettzell und dem vorangegangenen Bau der Prototypen „C-II“ und „G-0“ wird versucht, einen Ringlaser für geowissenschaftliche Anwendungen zu entwickeln, der Erdrotationsschwankungen mit einer den geodätischen Raumverfahren vergleichbaren Auflösung erfaßt. Im Rahmen des Forschungsprojektes „ROT-SKOP“ wurden drei Aufgabenfelder bearbeitet, die gemäß der Grundgleichung der Sagnac-Interferometrie verschiedene Einflüsse auf das Sagnac-Signal eines Ringlasers beschreiben (Abb. 1):

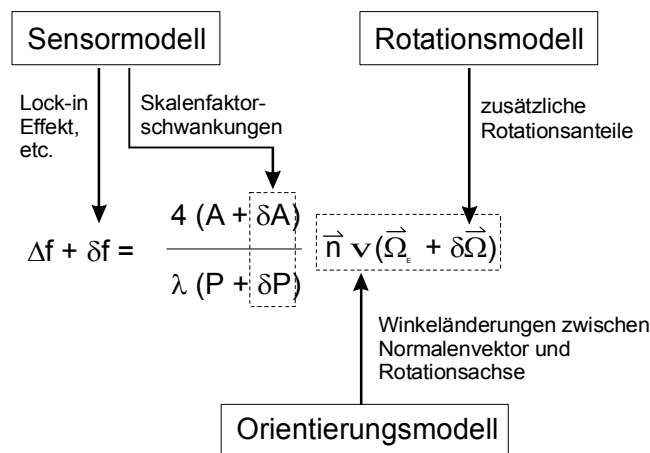


Abb. 1: Beziehung zwischen den veränderlichen Größen der Sagnac-Gleichung und den drei im Rahmen des Forschungsprojektes „ROT-SKOP“ bearbeiteten Teilmodellen (Erläuterung der Formelzeichen s. nächste Seite).

Das **Sensormodell** simuliert das Sensorverhalten und beschreibt die instrumentellen Effekte wie z.B. Skalenfaktorschwankungen und Einrasteffekte („lock-in“), die durch Änderungen der geometrischen Größen Fläche und Umfang hervorgerufen werden. Hierbei sind die Ergebnisse zur Untersuchung des Sensorverhaltens der Prototypen C-II und G-0 zusammengefaßt. Die daraus abgeleiteten Erkenntnisse sind im Hinblick auf die geometrische Stabilität bei der Entwicklung des Großringes G eingeflossen. In dem **Rotationsmodell** wurden zusätzliche Rotationsanteile identifiziert und quantifiziert, die z.B. aus dem Einfluß der Erdzeiten, der Polzeit, ozeanischer Auflasten oder plattentektonischer Rotationen resultieren. Das **Orientierungsmodell** beschreibt den Einfluß von Winkeländerungen zwischen der Ringlaserebene bzw. dem Normalenvektor  $\vec{n}$  und der Erdrotationsachse, die durch lokale, regionale und globale Effekte verursacht werden. Die Untersuchung der lokalen Einflüsse am Aufstellungsort, welche die Orientierung und die geometrische Stabilität des Großringlasers beeinträchtigen, sind Kern dieser Arbeit.

## 1.1. Funktionsprinzip eines Ringlasers

Ein Ringlaser ist ein Drehgeschwindigkeitssensor, der unter Ausnutzung des Sagnac-Effektes Rotationen absolut erfassen kann. Er besteht aus einer Anordnung von Spiegeln in einer Ebene, zwischen denen ein Lichtstrahl auf einem geschlossenen Pfad eine Fläche

umschreibt (Abb. 2). Damit ergeben sich zwei gegenläufige Ausbreitungsrichtungen. Da das Gerät auf der sich drehenden Erde aufgestellt wird, lassen sich die beiden Lichtstrahlen als einen mit der Erdrotation umlaufenden und einen gegen die Erdrotation umlaufenden Strahl unterscheiden (Stedman, 1997). Es gilt die Sagnacgleichung für aktive Resonatoren:

$$\Delta f = \frac{4 A \cdot \Omega}{P \cdot \lambda}$$

$\Omega$	Winkelgeschwindigkeit (Komponente senkrecht zur Ringlaserebene)
$A$	orientierte effektive Ringlaserfläche
$P$	Umfang (Weglänge des Laserstrahls)
$\lambda$	Wellenlänge

Erfährt ein auf der Erde aufgestellter und fest angekoppelter Ringlaser keine weiteren Rotationsanregungen, so zeigt er über die Sagnacfrequenz  $\Delta f$  die lokale Rotation der Erde am Aufstellungsort an.

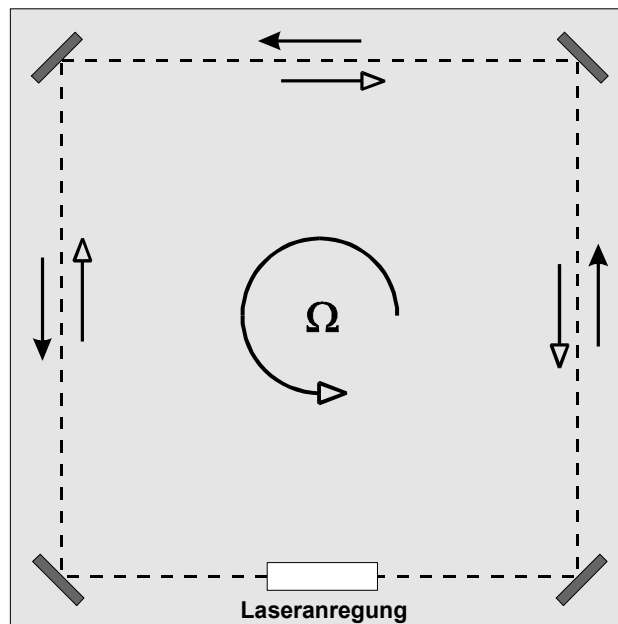


Abb. 2: Schematischer Aufbau eines quadratischen Ringlasers.

Mit dem gegenwärtig auf der Fundamentalstation Wettzell in Bau befindlichen Großringlaser G, welcher eine wirksame Fläche von  $16 \text{ m}^2$  aufweist, ist es das Ziel, lokale Schwankungen der Erdrotation mit einer relativen Auflösung von  $10^{-9}$  (dies entspricht etwa  $0,1 \text{ ms}$  in der Änderung der Tageslänge) zu erfassen. Der Zusatz lokal soll dabei eine Unterscheidung zu den herkömmlichen globalen Verfahren wie VLBI, SLR und GPS treffen und bezieht sich nicht auf meßtechnische Artefakte, welche sich aus einer unzureichend sorgfältigen Aufstellung des Gerätes am Einsatzort ergeben. Mit einem bereits seit einigen Jahren in Neuseeland unterirdisch installierten Prototypen C-II mit  $1 \text{ m}^2$  Fläche wurde bereits über mehrere Stunden hinweg eine Auflösung von  $5 \cdot 10^{-7} \Omega_E$  erreicht. Die Stabilität der Messungen wird allerdings durch den Einrasteffekt beeinträchtigt und muß durch die Verwendung von Spiegeln mit extrem kleinen Rückstreuverlusten und eines möglichst

großen Abstandes der Spiegel untereinander minimiert werden. Daher ist der G-0 bedeutend größer als der C-II. Aufbau und Ergebnisse des G-0 Experiments sind in Rowe et al. (1999) beschrieben.

## 1.2. Der Prototyp C-II

Nachdem die University of Canterbury in Christchurch (Neuseeland) mit dem dort entwickelten Canterbury Ringlaser (C-I) nachgewiesen hatte, daß es technologisch möglich ist, die Erddrehung mit Ringlasern zu erfassen, wurde ein weiterer Ringlaser konstruiert und entwickelt, der auf die Erfahrung des C-I aufbaute. Der C-II ist der Prototyp eines Ringlasers für geowissenschaftliche Anwendungen, an dem die notwendige Technologie entwickelt und erprobt wurde, um die Spezifikationen für einen Großring abzuleiten (Schreiber 2000).

Die wichtigsten Neuerungen waren die monolithische Bauweise unter Verwendung der äußerst längenstabilen Glaskeramik Zerodur und der Einsatz der optischen Anspengertechnik. Damit wird ein Vakuumsiegel durch molekulare Adhäsion geschaffen, so daß die Verwendung von Dichtungsringen, die durch allmähliches Ausgasen das Lasermedium beeinträchtigen, entfällt. Der Ringresonator besteht aus einem quadratischen Zerodurblock von 1,2 m Kantenlänge und einer Dicke von 18 cm. Sein thermischer Ausdehnungskoeffizient beträgt  $0,5 \cdot 10^{-9}$  pro Grad Celsius. An den vier abgeschragten Ecken sind die Spiegelhalterungen, welche die hochreflektiven Umlenkspiegel (Steuerluste < 5 ppm) tragen, optisch angesprengt. Durch diesen monolithischen Aufbau und den geringen thermischen Ausdehnungskoeffizient wird eine größtmögliche Längenstabilität des Ringresonators gewährleistet.

Der C-II ist seit 1997 in der Cashmere-Höhle nahe Christchurch in Betrieb. Er ruht horizontal auf einer 20 cm dicken, polierten Granitplatte, die einem quadratischen Betonmonument aufliegt. Das Monument ist auf vulkanischem Gestein der Banks-Halbinsel gegründet. Das Sagnacsignal hat einen für diesen Aufstellungsort zu erwartenden Betrag von 79,4 Hz. Schon bald zeigte sich eine Drift des Sagnacsignals, welche mit dem lokalen Luftdruck korrelierte. Diese Modulation ist auf luftdruckbedingte Längenänderungen des Resonators zurückzuführen (Abb. 3) (s.a. Schreiber et al. 1998).

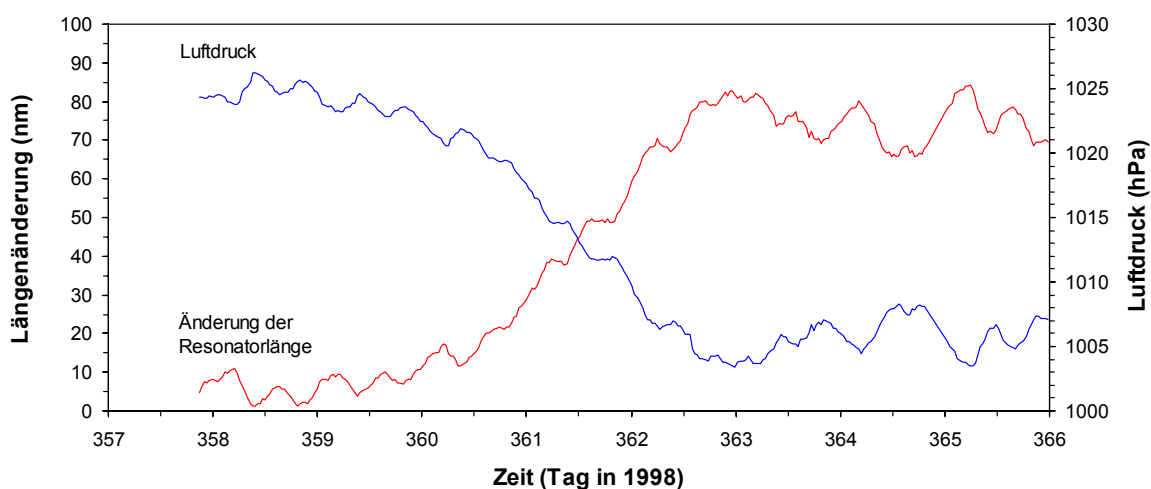


Abb. 3: Änderung der Resonatorlänge des Prototyps C-II mit dem Luftdruck.

Bei der Messung der Resonatorlängenänderung wird der Effekt ausgenutzt, daß sich der Frequenzabstand benachbarter Longitudinalmoden proportional zur Längenänderung des Resonators verändert. Die Messung ergab eine Luftdruckabhängigkeit von  $-21,3 \text{ nm/hPa}$  (Schreiber 2000). Die Ergebnisse von FE-Modellen zeigen, daß ein geringer Anteil von  $-2,3 \text{ nm/hPa}$  durch die Kompression / Dilatation der Zerodurblocks verursacht wird, während der wesentlich höhere Anteil von  $-19 \text{ nm/hPa}$  auf die Membranwirkung der dünneren Spiegelträger zurückzuführen ist. Durch die Verwendung neuer Spiegelträger konnte der Luftdruckeffekt auf  $-3,8 \text{ nm/hPa}$  reduziert werden. Durch ein Korrekturmodell läßt sich dieser Effekt zum großen Teil beheben. Mittlerweile wird durch einen Drucktank um den Ringlaser und einer aktiven Stabilisierung der Innendruck auf  $0,1 \text{ hPa}$  konstant gehalten. Seitdem ist der C-II frei von luftdruckbedingten Modulationen der Sagnacfrequenz und erreichte bereits über 5 Tage eine Stabilität von  $2 \text{ mHz}$ . Dies entspricht einer relativen Auflösung von  $2,5 \cdot 10^{-5}$  der Erdrotationsrate.

### 1.3. Störeinflüsse

Die Stabilität des Sagnac-Signals hängt wesentlich von der Stabilität der Resonatorgeometrie ab. Hierbei kommt es nicht nur auf den Betrag von Umfang und Fläche an, weil diese in die Sagnac-Gleichung eingehen. Längenänderungen des Umfanges im Bereich von  $1 \text{ nm}$  spielen bei dem C-II Ringlaser bereits aufgrund des Einrasteffektes eine große Rolle. Für den Großring G wird dieser Einfluß deutlich geringer sein, dennoch müssen bei der Konstruktion des Ringes und des Betriebsgebäudes Vorkehrungen zur Sicherung der größtmöglichen Stabilität getroffen werden.

#### 1.3.1. Luftdruckschwankungen

Trotz seiner massiven monolithischen Bauweise und dem hohen Elastizitätsmodul des verwendeten Werkstoffs Zerodur ( $E = 90 \text{ GPa}$ ) weist der Prototyp C-II eine luftdruckbedingte Änderung der Resonatorlänge von  $-3,8 \text{ nm/hPa}$  auf (s. Abb. 3). Prognoserechnungen zur Luftdrucksensitivität des Großringes G ergeben einen Wert von  $-9,5 \text{ nm/hPa}$ . Davon entfallen aufgrund dickerer Spiegelträger und kleinerer Stirnbohrungen lediglich  $-0,4 \text{ nm/hPa}$  auf die Membranwirkung, die verbleibenden  $-9,1 \text{ nm/hPa}$  sind auf die Kompressibilität der Gesamtstruktur zurückzuführen. Damit die luftdruckbedingten Längenänderungen des Ringresonators  $1 \text{ nm}$  nicht übersteigen, beträgt die geforderte Luftdruckstabilität für den Großring  $0,1 \text{ hPa}$ . Die Erfahrungen beim C-II zeigen, daß dieser Wert mit einem Drucktank und einer aktiven Druckregelung zu erreichen ist.

#### 1.3.2. Temperaturschwankungen

Der verwendete Werkstoff Zerodur gehört zu den Materialien mit den geringsten thermischen Ausdehnungskoeffizienten ( $\alpha$ ) überhaupt. Durch thermische Nachbehandlung eines Werkstücks können  $\alpha$ -Werte nahe Null realisiert werden. Für die Basisscheibe des Großringes wurde ein  $\alpha$ -Wert von  $1,4 \cdot 10^{-8} \text{ K}^{-1}$  und für die vier Resonatorbalken ein  $\alpha$ -Wert von  $-1,7 \cdot 10^{-8} \text{ K}^{-1}$  erreicht. Durch die verschiedenen Vorzeichen ist der resultierende Ausdehnungskoeffizient der Gesamtstruktur noch kleiner. Gemäß einer FE-Modellierung ergibt sich eine Änderung der Resonatorlänge von  $-36 \text{ nm}$  pro Grad Temperaturerhöhung. Dies entspricht einem mittleren thermischen Ausdehnungskoeffizient von  $-0,22 \cdot 10^{-8} \text{ K}^{-1}$ . Dennoch beträgt die geforderte Temperaturstabilität des Zerodurblocks wenige mK über

einen Meßzeitraum von mehreren Tagen. Entsprechende Anforderungen müssen an den Aufstellungsort des Großringes gestellt werden.

### 1.3.3. Orientierungsänderungen

Ein Winkeländerung der Ringlaserebene bezüglich der Erdrotationsachse verändert über das Skalarprodukt  $A \cdot \Omega$  den effektiv wirksamen Rotationsvektor und somit die Sagnac-Frequenz. Gemäß Abb. 4 verursacht eine Neigung von 1  $\mu$ rad in EW-Richtung in mittleren Breiten und bei horizontaler Aufstellung des Ringlasers (d.h. Ringlaserebene senkrecht zum Lot) eine relative Änderung der Sagnac-Frequenz von nur etwa  $5 \cdot 10^{-13}$  und ist daher vernachlässigbar. Eine Neigungsänderung von 1  $\mu$ rad in NS-Richtung erzeugt dagegen eine relative Änderung der Sagnac-Frequenz von etwa  $1 \cdot 10^{-6}$ . Neigungen dieser Größenordnung können z.B. durch thermoelastische oder hydrologisch induzierte Verformungen des Untergrundes verursacht werden. Eine genaue Untersuchung der zu erwartenden Orientierungsänderungen und deren Ursachen wird in Kap. 4 gegeben. Aber auch die Gezeiten der festen Erde (max.  $\approx 100$  nrad halbtägige Neigungen) das Sagnac-Signal beeinflussen. Im Spektrum des C-II findet sich tatsächlich die halbtägige Haupttide des Mondes mit ihrer typischen Periode von 12,43 h. Testmessungen eines auf dem C-II aufgestellten Neigungsmessers zeigen eine starke Überhöhung der Gezeitenneigungen mit Doppelamplituden bis zu 400 nrad infolge der Gezeitenauflast des nur max. 5 km vom Aufstellungsort entfernten Ozeans. Dennoch sollte der C-II zu unempfindlich sein, um von diesen Neigungsvariationen beeinträchtigt zu werden. Eine eindeutige Interpretation der gezeitenbedingten Variationen des Sagnac-Signals kann also bislang nicht gegeben werden. Dies macht deutlich, daß bei dem Instrument nicht nur passive Stabilität wichtig ist, sondern es muß durch eine geeignete Zusatzsensorik das Verhalten des Gerätes erfaßt werden.

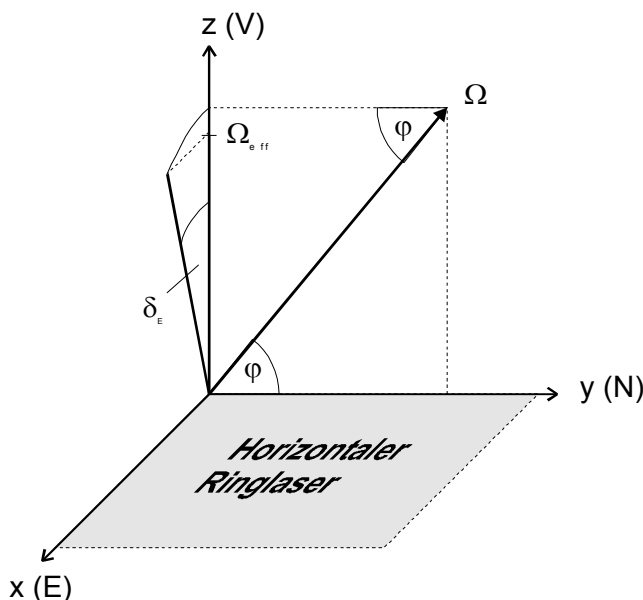


Abb. 4: Einfluß von Orientierungsänderungen auf einen horizontal aufgestellten Ringlaser. Neigungen in Nord-Süd Richtung ( $\delta_N$ ) verändern unmittelbar den Winkel  $\varphi$  zur Erdrotationsachse, während Neigungen in Ost-West Richtung nur über den Cosinus des Winkels  $\delta_E$  den effektiv wirksamen Rotationsvektor verändern. Das Skalarprodukt zwischen der Ringlaserfläche  $A$  und dem Rotationsvektor  $\Omega$  ergibt sich somit zu:

$$A \cdot \Omega = |A| \cdot |\Omega| \cdot \sin(\varphi + \delta_N) \cdot \cos(\delta_E)$$

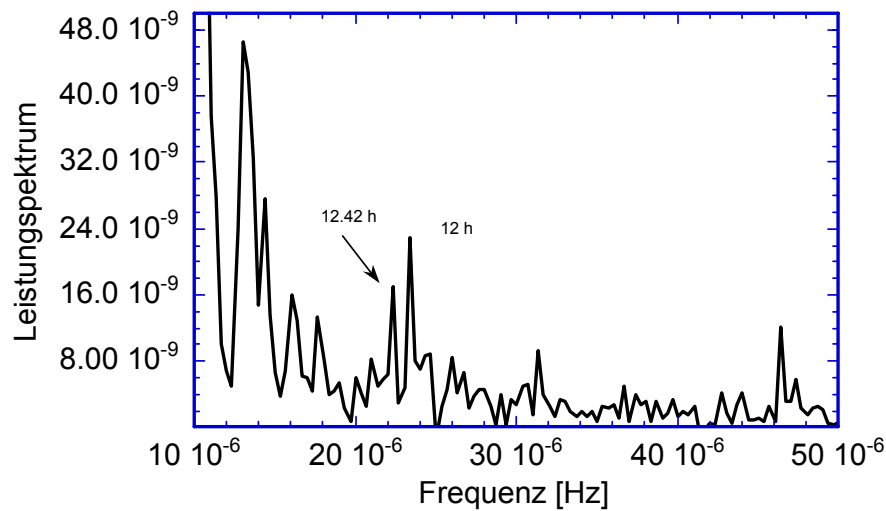


Abb. 5: Sagnac-Spektrum einer 33-tägigen Datenreihe des C-II.

#### 1.4. Randbedingungen zur Installation

Die hohen Anforderungen bezüglich Temperatur- und Neigungsstabilität machen eine unterirdische Installation des Ringlasers zwingend erforderlich. Gute Voraussetzungen hierfür bieten z.B. seit längerer Zeit stillgelegte Bergwerke, die sich thermisch im Gleichgewicht befinden und in denen die durch Hohlrumschaffung bedingten Verformungen abgeklungen sind. Solche „Insellösungen“ widersprechen jedoch den Grundsätzen einer Fundamentalstation, wo zum einen durch die Anwendung verschiedener, voneinander unabhängiger Meßverfahren am gleichen Ort zuverlässige Ergebnisse erzielt werden, zum anderen die Meßverfahren sich gegenseitig ergänzen.

Das bedeutet, daß auf dem Gelände der Fundamentalstation Wettzell ein unterirdisches Betriebsgebäude für den Großring geschaffen werden muß, der folgende Bedingungen möglichst gut erfüllt:

- Thermische Isolation gegen Temperaturschwankungen, die von der Erdoberfläche und auch vom Grundwasser ausgehen.
- Feste Ankopplung an massiven Fels in möglichst großer Tiefe.
- Mechanische Entkopplung von Bodenschichten geringer Tiefe.
- Horizontale Aufstellung (Ringlaserebene senkrecht zum Lot).
- Technische und finanzielle Durchführbarkeit.

## 2. Erkundung des Untergrundes

### 2.1. Übersicht

Die Fundamentalstation Wetzell befindet sich auf ca. 610 m ü.NN in Sattelposition zwischen zwei flachen Bergkuppen von 628 und 632 m ü.NN. Das Gelände ist im zentralen Bereich eben und geht nach Westen und nach Osten in ca. 5-6° flach abfallende, grasbewachsene Hänge über. Der nach W geneigte Hang ist für den Bau des Untergrundlabors vorgesehen. In den Taleinschnitten des Kaitersbachs (ca. 1,5 km nordöstlich) und des Schwarzen Regen (ca. 2 km südwestlich) fällt das Geländeniveau bei einer durchschnittlichen Hangneigung von 10-14° bis auf ca. 400 m ü.NN ab.

Der Untergrund im vorgesehenen Bereich besteht aus tiefgründig verwittertem, klüftigen Gneis. Frischer bis angewitterter Gneis (klüftiger Fels mit mäßiger bis guter Kornbindung) wurde bei früheren Bohrungen in 8 bzw. 20 m Tiefe angetroffen. In ca. 1,2 km Entfernung nordöstlich des Untersuchungsgebiets verläuft die Rundinger Störungszone. Die bedeutende Störungszone des bayerischen Pfahls ist mindestens 6 km entfernt. Beide Störungszone verlaufen von NW nach SE. Die Schieferungsflächen, die bedeutende Trennflächen innerhalb des Gebirgsverbandes darstellen, fallen in der Region halbsteil nach NE ein.

Die hydrologischen Verhältnisse im Stationsbereich sind aufgrund flacher Hänge durch einen geringen Oberflächenabfluß gekennzeichnet. Die nächsten Vorfluter befinden sich in 400-500 m Entfernung westlich und südöstlich der Station mit Quellaustritten zwischen 560 und 580 m ü.NN. Zwei Bohrungen im Bereich des Radioteleskops erreichten auch in 10 m Tiefe noch kein Grundwasser. In einer 30 m tiefen, verrohrten Bohrung, in der ein Vertikalpendel installiert ist, steht Wasser in einer Tiefe von 25,50 m.

Eine detaillierte Erkundung des Untergrundes in dem für das Untergrundlabor vorgesehenen Stationsbereich bis zu einer Tiefe von ca. 30 m verfolgte folgende Ziele:

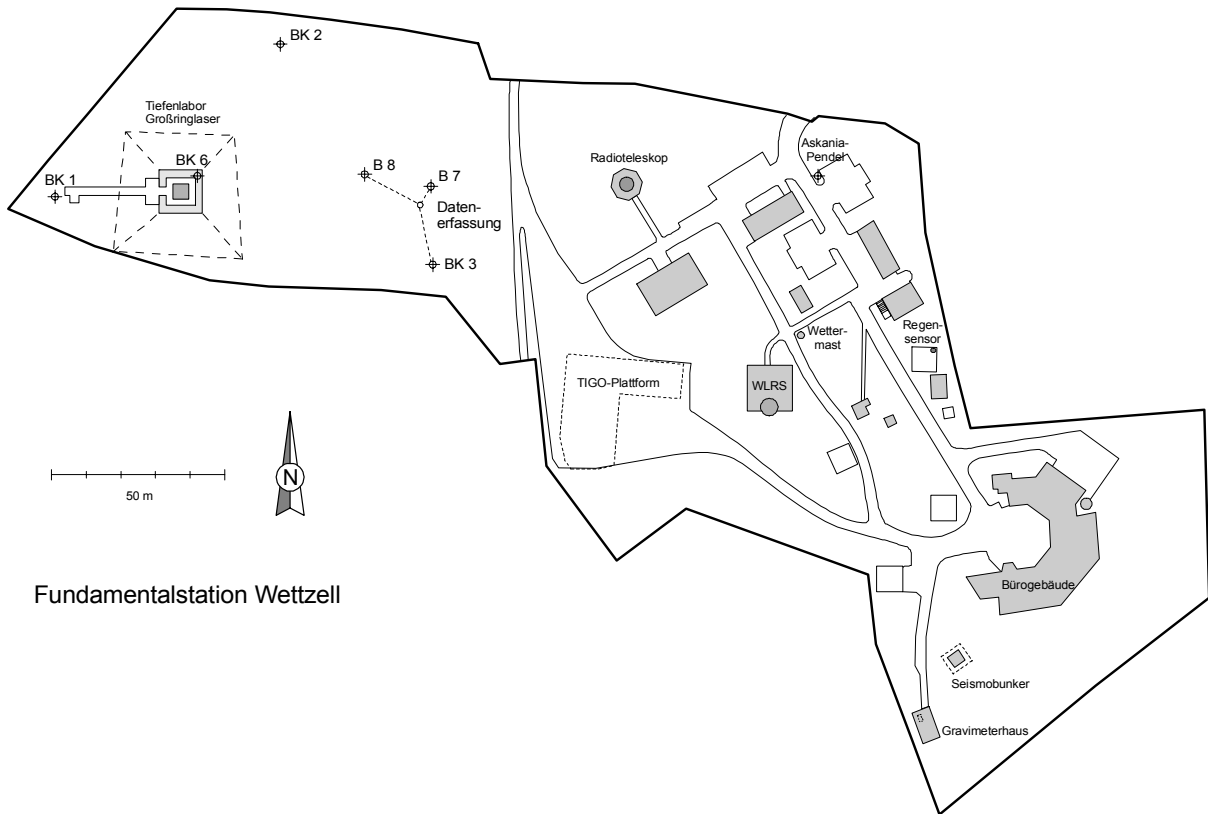
- Klärung der Grundwasserverhältnisse
- Tiefe und Struktur der massiven Felsoberfläche
- Beschreibung und Klassifikation der angetroffenen Boden- und Felsarten nach physikalischen und bautechnischen Kriterien
- Mechanische und thermische Eigenschaften der verschiedenen Fels- und Bodenarten

Auf der Grundlage der bisher bekannten Untergrunddaten wurde daraufhin ein Programm zur Untergrunderkundung aufgestellt und zur Auftragsvergabe öffentlich ausgeschrieben.

### 2.2. Aufschlußbohrungen

Es wurden insgesamt 6 Aufschlußbohrungen im Seilkernrohrverfahren mit durchgehender Gewinnung gekernter Proben und 2 Meißelbohrungen mit dem Imlochhammer durchgeführt (Abb. 6). Die Aufschlußbohrungen BK 1 bis BK 3 erreichten Tiefen von ca. 25 m und wurden zu permanenten Grundwasserbeobachtungsstellen mit einer Nennweite von 50 mm ausgebaut. In die Aufschlußbohrungen BK 4 und BK 5 (17 m und 9 m tief) wurden Temperatursonden einzementiert. Die Aufschlußbohrung BK 6 im zentralen Bereich des Geländes wurde bis zu einer Tiefe von 37 m abgeteuft und als eine provisorische Grundwasser-

beobachtungsstelle eingerichtet. Dort fanden in Tiefen von 10 m, 15,3 m, 23,3 m und 35,5 m Bohrlochaufweitungsversuche zur Bestimmung der elastischen Parameter des Gebirgsverbandes statt. Die Meißelbohrungen B 7 und B 8 (6,5 m und 14,5 m tief) wurden mit 200 mm Kunststoffrohren verrohrt und dienen der Aufnahme von Bohrloch-Neigungsmessern.



*Abb. 6: Plan der Fundamentalstation Wettzell mit den Bohrlokationen in dem für das Ringlaserlabor vorgesehenen Stationsbereich. Die Bohrungen BK1, BK 2, BK 3 und BK6 wurden zu Grundwasserpegeln ausgebaut, in die Bohrungen B 7 und B 8 wurden Neigungsmesser eingebaut.*

Die Bohrungen und begleitenden Laboruntersuchungen wurden im Juli/August 1998 durchgeführt. Als Ergebnis der Erkundungsmaßnahme liegt ein geologisch-geotechnischer Bericht der Fa. Jena Geos Ingenieurbüro GmbH vor. Die Ergebnisse der 6 Aufschlußbohrungen wurden zu schematischen Säulenprofilen zusammengefaßt (Abb. 7). Der tiefere Untergrund unterhalb ca. 25 m besteht aus unverwittertem, festem Biotitgneis. Einachsiale Druckversuche haben ein hochelastisches Materialverhalten mit einem hohen Elastizitätsmodul ergeben ( $E = 58 \text{ GPa}$ ,  $\nu = 0,26$ ). Die Ergebnisse der Bohrlochaufweitungsversuche zeigen wesentlich geringere Werte. Diese wurden im Bohrloch BK 6 mittels Ettliger Seitendrucksonde bzw. Dilatometer in Tiefen von 10 m, 15,3 m, 23,3 m und 35,5 m durchgeführt. Jeder Versuch umfaßt 3 Belastungs-Entlastungszyklen. Die Spannungs-/Verformungsdiagramme der Versuche haben die für geklüftetes Gebirge typische Form und Anordnung mit einem unterschiedlichen Anteil an irreversibler Verformung, was auf eine unterschiedliche Dichte und Orientierung der Trennflächen hinweist. Dementsprechend liegen die aus den Belastungsabschnitten resultierenden Verformungsmoduln z.T. deutlich unter den Entlastungsmoduln. Die Entlastungsmoduln, die häufig als Elastizitätsmoduln des Gebirges aufgefaßt werden, liegen in 15,3 und 23,3 m Tiefe zwischen 1 und 12 GPa, je nach vorangegangener Belastung. Die gegenüber den Laborwerten um den Faktor 5 bis 50

geringeren Werte sind auf den Einfluß der Trennflächen zurückzuführen, die einen wesentlichen Teil der Verformung aufnehmen. Als Haupttrennflächensystem fungiert die Schieferung bzw. parallel dazu verlaufende Bewegungszonen, die mit ca. 50° vermutlich nach NE einfallen. Daneben treten überwiegend steile Kluftsysteme als Trennflächen in Erscheinung.

Darüber folgt ein wechselnd mächtiger Bereich von angewittertem Gneis, der nach oben mit zunehmendem Grad der Verwitterung schließlich in Gneiszersatz, der praktisch keine Kornbindung mehr aufweist, übergeht. Eine Probe aus Bohrloch BK 4 aus 3,7-4,0 m Tiefe („lockergesteinsartiger Gneiszersatz“) lieferte ein Raumgewicht von 18,4 kN/m<sup>3</sup>, einen natürlichen Wassergehalt von 0,12 bei einem Porenanteil von 0,32. Der verwitterte Gneis (Probe aus 9,0-9,3 m Tiefe, BK 1) lieferte ein Raumgewicht von 22,6 kN/m<sup>3</sup>, einen natürlichen Wassergehalt von 0,04 bei einem Porenanteil von ebenfalls 0,04. Im einachsialen Druckversuch ergab sich gegenüber dem unverwitterten Material einen deutlich geringerer Elastizitätsmodul von ca. 1,7 GPa und eine Poisson-Zahl von 0,05. In der niedrigen Poisson-Zahl kommt eine erhöhte Kompressibilität zum Ausdruck. Der Entlastungsmodul des Bohrlochaufweitungsversuchs in 10 m Tiefe liegt mit ca. 0,15 GPa um den Faktor 10 darunter. Auch hier sind die Arbeitskurven typisch für geklüftetes Gebirge mit hohem irreversiblen Verformungsanteil. Im Gneiszersatz sind die Trennflächen ausgelöscht, d.h. mechanisch unwirksam.

Der verwitterte Gneis bzw. Gneiszersatz wird recht gleichmäßig von etwa 2 m mächtigen Fließerden aus Verwitterungsmaterial von Gneis überlagert. Zwei Proben aus 1,5-1,7 m Tiefe (BK 1) und 2,2-2,5 m Tiefe (BK 4) lieferten im Mittel ein Raumgewicht von 18,1 kN/m<sup>3</sup>, einen natürlichen Wassergehalt von 0,16 bei einem Porenanteil von 0,33. Ein KD-Versuch ergab einen Verformungsmodul von 5,3 MPa im Spannungsbereich von 80-160 kPa. Fließerden und Gneiszersatz stellen bodenmechanisch ein Lockergestein dar.

Die vorherrschende Art der Verwitterung ist die Vergrusung, d.h. von Trennflächen und Mikrokluftten ausgehende Umwandlungen an den Korn- bzw. Kristalloberflächen, die das Korngefüge in zunehmendem Maße auflockert und als deren Endprodukt schließlich sandähnlicher Gneisgrus entsteht. Die Verwitterung hat bevorzugt längs tektonisch beanspruchter Zonen, häufig parallel zu den Schieferungsflächen, angegriffen, so daß im Verwitterungsbereich hinsichtlich der Geometrie als auch der Intensität eine unregelmäßige, engräumig veränderliche Gebirgsstruktur entstanden ist. Sie kann als mosaikartige, sperrige Anordnung von weniger verwitterten Gneisschollen angesehen werden, deren Zwischenräume mit stärker verwittertem Gneis und Gneiszersatz gefüllt sind (Abb. 8). Entlang besonderer Auflockerungszonen können Verwitterungstaschen tief in das Gebirge reichen. Die Zone stärkerer Verwitterung ist etwa 5 - 15 m mächtig. In dem für den Bau des Untergrundlabors vorgesehenen Zentralbereich (BK 6) beginnt der angewitterte, aber feste Fels in einer Tiefe von ca. 11 m (Abb. 7).

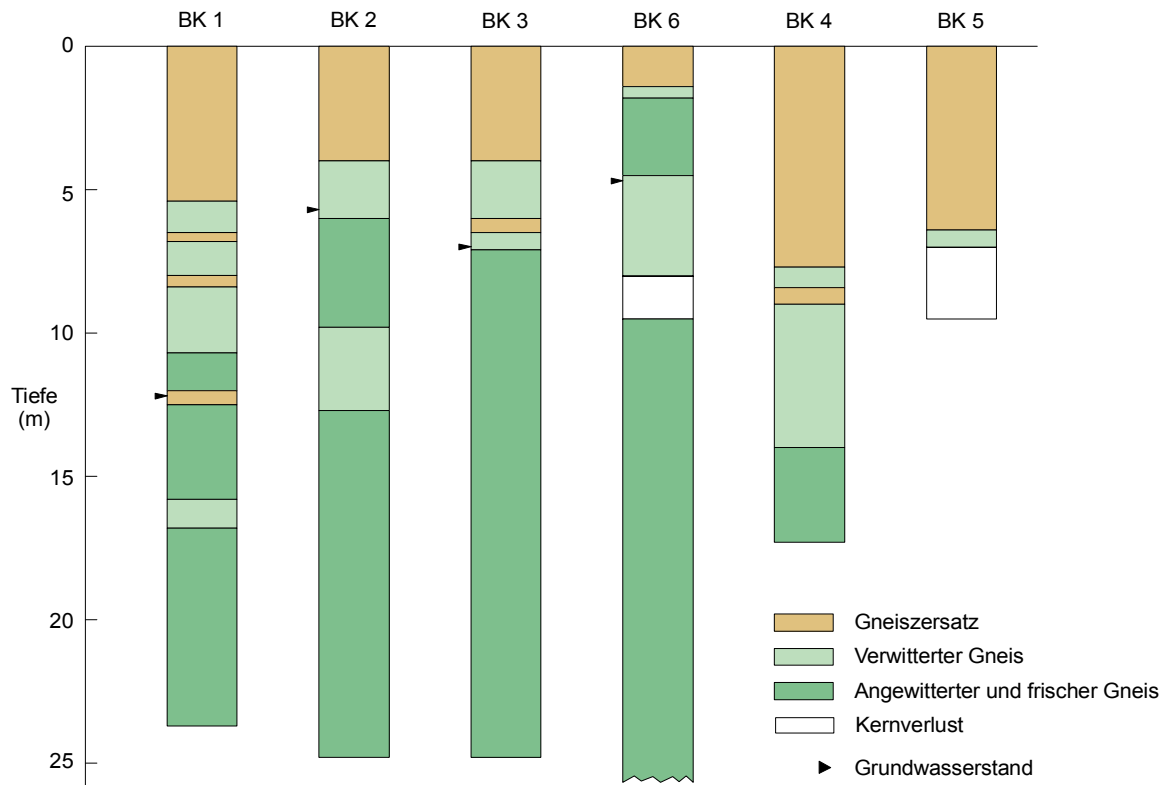


Abb. 7: Schematische Darstellung der Ergebnisse der Kernbohrungen BK 1 bis BK 6

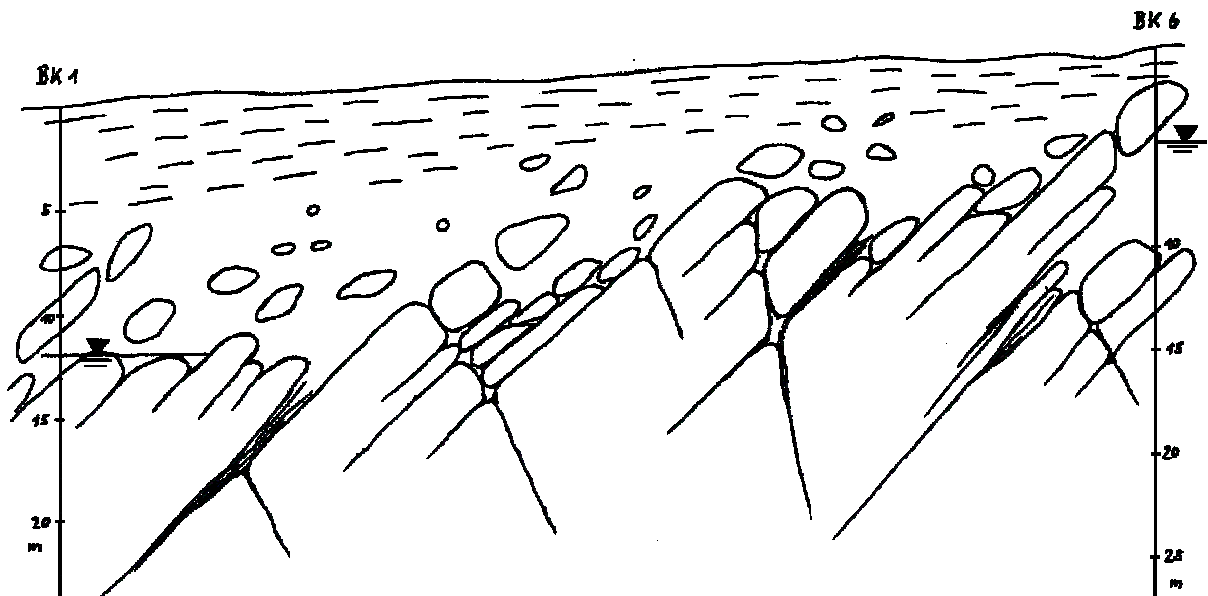


Abb. 8: Schematischer geologischer Schnitt zwischen den Bohrungen BK 1 und BK 6.

## 2.3. Grundwasserverhältnisse

### 2.3.1. Grundwasserhöhen

Der Flurabstand der Grundwasseroberfläche lag zur Zeit der Bohrarbeiten im August 1998 im Bereich der Bohrungen BK 2 bis BK 6 zwischen 4,3 und 5,9 m, also entgegen den Erwartungen nahe der Oberfläche. Eine Ausnahme bildet der Pegelstand von ca. 12 m u. GOK in der Bohrung BK 1. Offenbar hat die Bohrung in größerer Tiefe eine geöffnete Kluft eines in ein tieferes Niveau entwässernden Kluftsystems angeschnitten, über die das im oberen Bohrlochabschnitt zusickernde Wasser abströmen kann.

Nach den Beobachtungen am Kernmaterial dürfte im aufgelockerten Gebirge der Verwitterungszone eine stärkere Durchlässigkeit gegeben sein. In diesem Bereich wurde anhand eines Kurzpumpversuches ein Durchlässigkeitsbeiwert von  $K_f = 1 \cdot 10^{-5}$  m/s („durchlässig“ nach DIN 18130) ermittelt. Auf eine mittlere Durchlässigkeit des Gebirges weisen auch die seit Mitte August 1998 regelmäßig durchgeführten Grundwasser-Pegelmessungen hin (Abb. 11). Nach Regenfällen kommt es in den Pegeln BK 2, BK 3 und BK 6 zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels mit einer zeitlichen Verzögerung von ca. 0,5 - 1 Tag. Die Höhe des Grundwasseranstiegs ist BK 3 > BK 6 > BK 2 > BK 1. Die Reaktion im Pegel BK 1 ist stark verzögert und weitaus schwächer als in den anderen 3 Pegeln. Daneben weisen die Pegel einen durch Niederschläge, Verdunstung und pflanzlichen Wasserverbrauch bedingten Jahresgang mit einem Höchststand gegen Ende des Winterhalbjahres und einem Tiefststand gegen Ende des Sommerhalbjahres auf (Tab. 1).

Pegel	Tiefststand	Datum	Höchststand	Datum	Differenz
BK 1	-12,4 m	17.9.1998	-8,5 m	19.3.1999	3,9 m
BK 2	-6,0 m	11.9.1998	-3,7 m	3.3.1999	2,3 m
BK 3	-7,7 m	11.9.1998	-3,9 m	3.3.1999	3,8 m
BK 6	-5,0 m	11.9.98	-2,0 m	3.3.99	3,0 m

Tab. 1: Tiefste und höchste gemessene Grundwasserstände zwischen dem 18.8.1998 und dem 31.01.2001 (m unter Gelände).

Bezogen auf einen festen Höhenpunkt bleibt die Relation der Grundwasserhöhen im Jahresverlauf bis auf kurzfristige Ausnahmen gewahrt, wobei das Grundwasser in BK 2 etwas höher und in BK 6 etwas tiefer steht als in BK 3 (Abb. 11). Setzt man ein kommunizierendes System voraus, ergibt sich für diese 3 Pegel eine je nach Grundwasserhöhe mit ca 2-3° nach WSW bis SW geneigte Grundwasseroberfläche (Abb. 9). In BK 1 steht das Grundwasser ca. 10 m tiefer als in den anderen Pegeln. Hier liegt ein von den übrigen Pegeln entkoppeltes, hydraulisches System vor.

Die Reaktion des Grundwasserspiegels auf Regenfälle ist stark von der aktuellen Bodendurchfeuchtung und den Jahreszeiten abhängig. Während der Hauptvegetationsperiode im Frühling-Sommer wird ein erheblicher Teil der Niederschläge unmittelbar von den Pflanzen aufgenommen und erreicht nicht das Grundwasser. So führten mehrere Regenfälle zwischen dem 7. und 12.1.99 von insgesamt 18 mm zu einem Grundwasseranstieg am Pegel BK 3 von 650 mm, was einem relativen Anstieg von 36 entspricht (Abb. 10a). Demgegenüber verursachten Regenfälle am 20.-21.5.99 von insgesamt 52 mm ein Grundwasseranstieg am Pegel BK 3 von nur 180 mm (relativer Anstieg 3,5) (Abb. 10b). Neben der Wasseraufnahme durch Pflanzen und der erhöhten Verdunstung spielt in diesem Fall auch der hohe Anteil von

Oberflächenabfluß bei Starkregen eine Rolle. Das bedeutet, daß der Einfluß von Regenfällen auf den Grundwasserspiegel durch Jahreszeit, Regenintensität und Sättigungsgrad des Bodens bedingt um den Faktor 10 schwanken kann. Gleichzeitig variiert auch die Geschwindigkeit des Grundwasseranstiegs. Zwar beträgt bei beiden Regenereignissen die Zeit zwischen dem Einsetzen des Regens und der ersten Reaktion des Grundwasserspiegels ca. 9 Stunden. Aber bei dem Winterregen (Abb. 10a) treten Gradienten von bis zu 26 cm/Tag auf, während bei dem Frühlingsregen (Abb. 10b) trotz höherer Niederschlagsmenge und –intensität maximal 8 cm/Tag erreicht werden.

Die zeitliche Verzögerung des Grundwasseranstiegs nach Regenfällen ist relativ kurz, obwohl die lehmige Deckschicht nur eine geringe Durchlässigkeit aufweist ( $K_f = 2 \cdot 10^{-7}$  m/s, Lütke 1998). Das deutet darauf hin, daß nach Niederschlägen das Wasser in Bereichen geringer Bodenbedeckung (z.B. auf den benachbarten Anhöhen) rasch versickert und entlang Zonen hoher Durchlässigkeit seitlich den Grundwasserpegeln zuströmt.

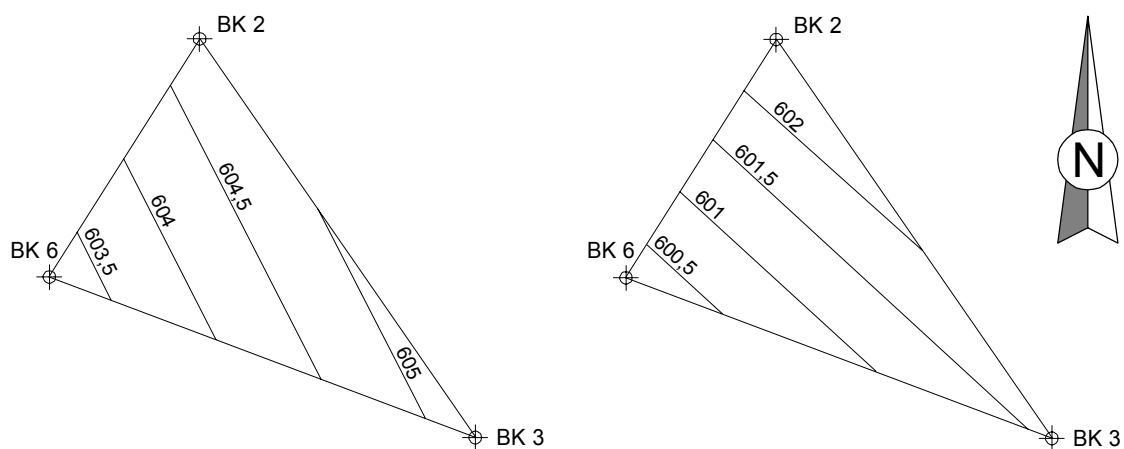


Abb. 9: Grundwassergleichen zwischen den Pegeln BK 2, BK 3 und BK 6 zur Zeit des tiefsten (links, 11.9.1998) und des höchsten Grundwasserstandes (rechts, 3.3.1999).

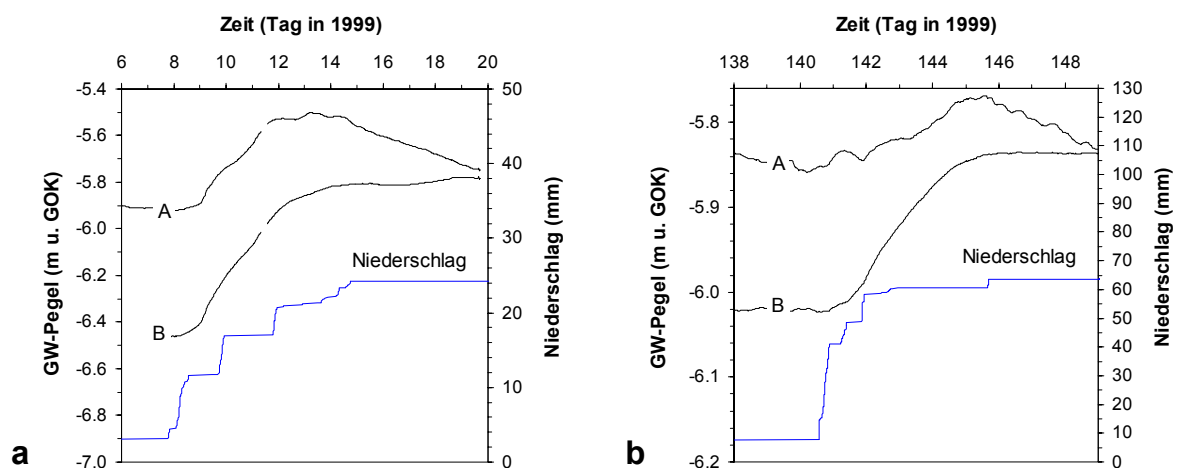


Abb. 10: Auswirkung von Niederschlagsereignissen auf die Grundwasserhöhe am Pegel BK 3 im Januar (a) und im Mai (b). Kurve A zeigt die unbehandelten Meßwerte, Kurve B nach Luftdruckkorrektur und Abzug einer linearen Drift.

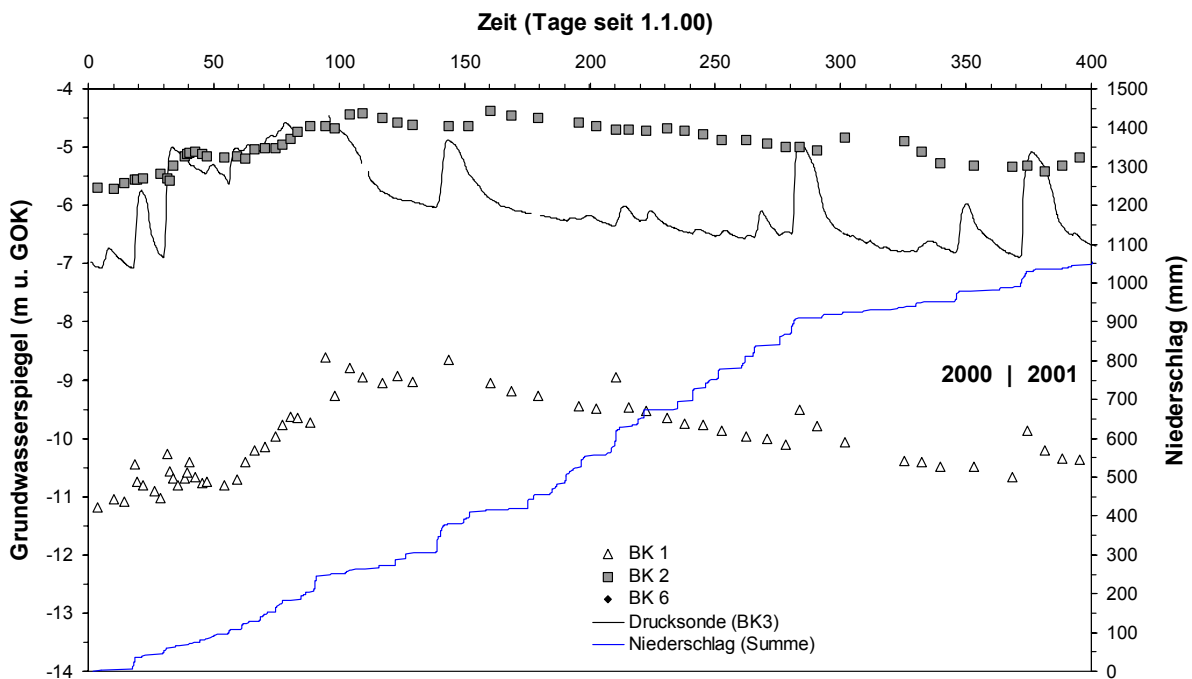
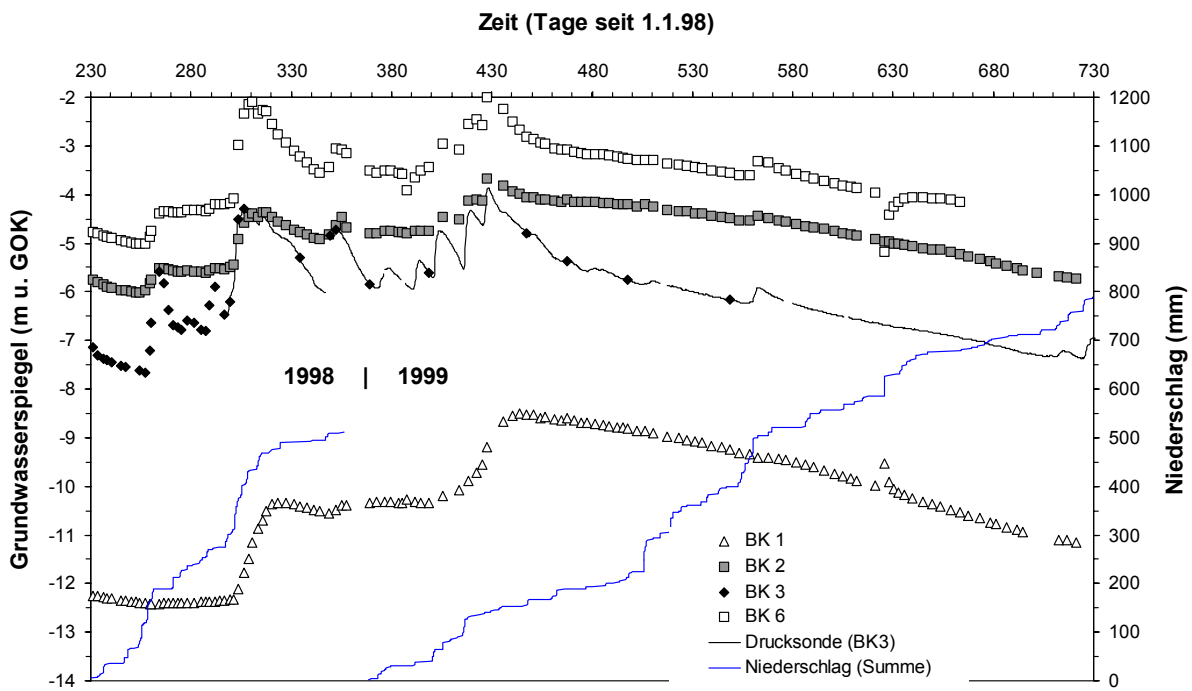


Abb. 11: Änderung der Grundwasserhöhen bezüglich der Geländeoberkante (GOK) in der Zeit vom 18.8.1998 – 31.12.1999 (oben) und vom 1.1.2000 - 3.2.2001 (unten).

### 2.3.2. Ergebnisse der Pumpversuche

Am 21.1.99 wurden zwei Pumpversuche am Bohrloch BK 6 und ein Schluckversuch am Bohrloch BK 1 durchgeführt. Damit sollen die Durchlässigkeiten in der Umgebung der beiden Bohrlöcher abgeschätzt werden. Bei beiden Versuchen betrug die Förderrate 1,2 l/s.

Die Pegelstände zu Versuchsbeginn betragen 3,62 m (BK 6) bzw. 10,34 m (BK 1) unter Gelände. Bei Pumpversuch 1 wurde 4 h gepumpt, ein stationärer Zustand wurde nicht erreicht. Nach Messung des Wiederanstieg über 20 min. wurde erneut für 75 min gepumpt (Pumpversuch 2) und das Wasser in Bohrloch BK 1 eingeleitet, welches die gesamte Wassermenge aufnahm. Nach Pumpende (16:00) wurde in BK 6 der Wiederanstieg und in BK 1 die Wiederabsenkung beobachtet. An keinem der beiden benachbarten Pegel BK 2 und BK 3 wurde während oder nach den Pumpversuchen eine Änderung des Grundwasserspiegels beobachtet. Insgesamt wurden ca. 22 m<sup>3</sup> Wasser aus BK 6 entnommen und 4,5 m<sup>3</sup> in BK 1 eingeleitet. Tabelle 2 gibt den Verlauf der Absenkung bzw. des Wiederanstiegs an.

<b>Pumpversuch 1</b>			
vom 21.1.99	Uhrzeit	GW-Spiegel BK 6 (m u. GOK)	
Pumpbeginn:	10:25	-3.62	
	10:45	-9.9	
	10:53	-10.07	
	11:00	-10.18	
	11:30	-10.46	
	11:55	-10.9	
	13:00		
	13:50	-11.95	
	14:05	-12.08	
	Pumpende:	14:25	-12.26
		14:26	-8.1
		14:27	-6.95
		14:28	-6.1
14:29		-5.6	
14:30		-5.3	
14:31		-5.11	
14:32		-4.97	
14:34		-4.83	
14:45		-4.71	

<b>Pumpversuch 2</b>		
vom 21.1.99	Uhrzeit	GW-Spiegel BK 6 (m u. GOK)
Pumpbeginn:	14:45	-4.71
	Pumpende:	16:00
(22.1.)	16:00:40	-7.8
	16:01:10	-7.1
	16:02	-6.4
	16:03	-5.7
	16:04	-5.35
	16:05	-5.17
	16:07	-5.0
	16:11	-4.91
	16:17	-4.86
	16:27	-4.8
	16:35	-4.76
	17:53	-4.54
	08:20	-4.02

<b>Schluckversuch</b>			
vom 21.1.99	Uhrzeit	GW-Spiegel BK 1 (m u. GOK)	
Beginn:	14:47:30	-10.34	
	14:57	-5.2	
	15:03	-5.88	
	15:10	-5.83	
	15:15	-5.75	
	15:20	-5.64	
	15:35	-5.46	
	Ende:	15:50	-5.27
		15:51	-9.3
		15:52	-9.4
15:54		-9.44	
15:58		-9.5	
16:09		-9.59	
16:20		-9.65	
16:39		-9.72	
(22.1.)	17:55	-9.85	
	08:20	-10.22	

Tab. 2: Pumpversuch vom 21.1.99.

Da sich dieser Pumpversuch als zu kurz erwies, wurde am 15./16.9.99 ein längerer Pumpversuch durchgeführt. Am 15.9. um 13:00 wurde mit dem Pumpen im Bohrloch BK 6 begonnen, ab 13:12 wurde das Wasser in BK 1 eingeleitet. Die Einleitung wurde am 16.9. um 13:10 beendet. Um 14:00 wurde die Pumpe ausgeschaltet. Die Förderrate betrug zu Beginn 1,2 l/s und gegen Ende 1 l/s. Insgesamt wurden ca. 100 m<sup>3</sup> Wasser aus BK 6 entnommen und in BK 1 eingeleitet. Tabelle 3 gibt den Verlauf der Absenkung / des Anstiegs in den Pegeln BK 1 und BK 6 wieder.

Pumpversuch 3			Schluckversuch		
15.-16.9.99	Uhrzeit	BK 6 (m u. GOK)		Uhrzeit	BK 1 (m u. GOK)
Pumpbeginn:	13:00	-3.97	Beginn:	13:12	-10.02
	13:01	-5.7		13:23	-5.45
	13:02	-6.4		13:39	-5.2
	13:03	-6.75		14:34	-4.4
	13:04	-7.05		15:45	-3.95
	13:05	-7.33		17:00	-3.66
	13:06	-7.53		18:00	-3.49
	13:07	-7.69	(16.9.)	08:00	-3.04
	13:08	-7.81	Ende:	13:10	-2.91
	13:09	-7.87		13:10:40	-7.3
	13:10	-7.92		13:11:50	-7.52
	13:17	-8.57		13:14	-7.61
	13:20	-8.64		13:16	-7.66
	13:30	-8.87		13:18	-7.71
	13:44	-9.02		13:20	-7.74
	14:34	-9.51		13:24	-7.8
	15:45	-9.92		13:30	-7.86
	17:00	-10.31		13:40	-7.94
	18:00	-10.64		13:58	-8.06
(16.9.)	08:00	-12.95		14:14	-8.15
Pumpende:	14:00	ca. -17		14:32	-8.23
	14:02	-10.9		14:52	-8.32
	14:02:40	-10.1		15:42	-8.49
	14:03:30	-9.15		16:27	-8.61
	14:04:30	-8.73		18:00	-8.78
	14:06	-8.49	(17.9.)	08:10	-9.38
	14:08	-8.36		16:30	-9.52
	14:10	-8.29	(20.9.)	08:30	-9.91
	14:12	-8.22			
	14:16	-8.12			
	14:20	-8.05			
	14:30	-7.9			
	14:50	-7.66			
	15:40	-7.24			
	16:25	-6.98			
	18:00	-6.59			
(17.9.)	08:10	-5.45			
	16:30	-5.17			
(20.9.)	08:30	-4.42			

Tab. 3: Pumpversuch vom 15./16.9.99.

Die Absenkung und der Wiederanstieg im Pegel BK 6 auf der logarithmischen Zeitskala (Abb. 12) ist stark nichtlinear. Die Absenkungskurve wird in einer Tiefe zwischen 8 und 10 m flacher, was auf einen erhöhten Wasserzustrom in diesem Bereich schließen läßt. Das ist auch in der Wiederanstiegskurve zu sehen, die deutlich dreigeteilt ist: bis zu einer Tiefe von 8 m (a), zwischen 8 und 9 m (b), und unterhalb von 9 m (c). Nach dem Verfahren von Cooper

& Jacob (1946) lassen sich aus den abschnittswisen Steigungen die Transmissivitäten und die Durchlässigkeiten berechnen (Tab. 4). Nach einer Pumpdauer von 25 h wurde noch kein stationärer Zustand angetroffen. Wird der Pegelstand von -17 m als quasi-stationär angenommen, läßt sich nach einem empirischen Verfahren aus der Förderrate  $Q$  (1 l/s), dem Absenkungsbetrag  $s$  (13 m) und der Wassersäule über der Brunnensohle  $h$  (10 m) die mittlere Durchlässigkeit abschätzen (Höiting 1984):

$$K_f = Q / (s(h+s/2)) = 4,7 \cdot 10^{-6} \text{ [m/s]}$$

Abschnitt:	a (-4 bis -8 m)	b (-8 bis -9 m)	c (-9 bis -18 m)
Steigung:	1,7	0,8	7
Transmissivität [m <sup>2</sup> /s]:	$1,1 \times 10^{-4}$	$2,3 \times 10^{-4}$	$2,6 \times 10^{-5}$
Mächtigkeit der Schicht [m]:	4	1	9
$K_f$ -Wert [m/s]:	$2,7 \times 10^{-5}$	$2,3 \times 10^{-4}$	$2,9 \times 10^{-6}$

Tab. 4: Durchlässigkeiten für 3 verschiedene Abschnitte der Wiederanstiegskurve BK 6.

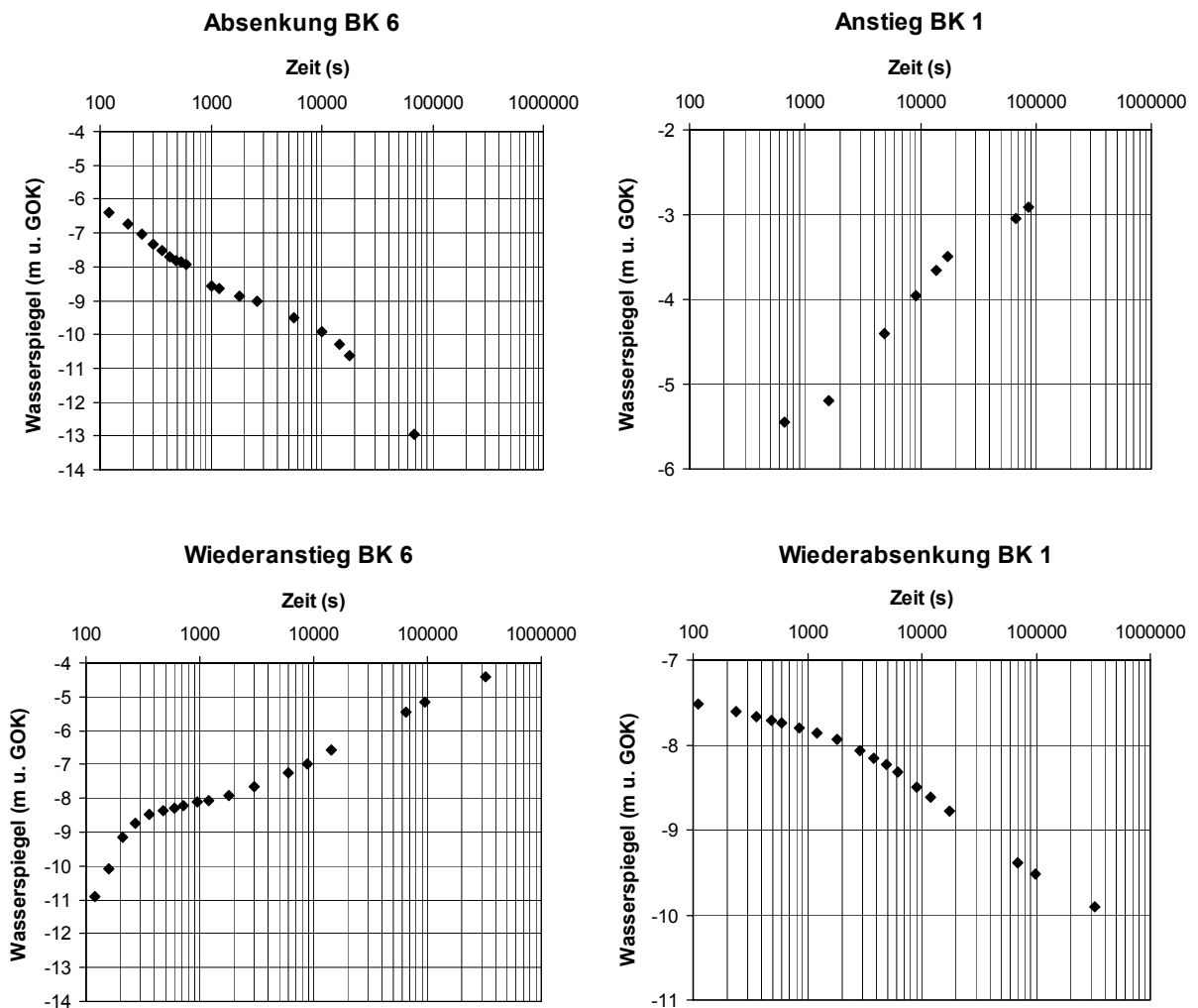


Abb. 12: Verlauf der Grundwasserspiegel in den Pegeln BK 6 und BK 1 während und nach dem Abpumpen (BK 6, links) bzw. dem Einleiten (BK 1, rechts) von Grundwasser. Pumpversuch vom 15./16.9.99 über 24 Stunden.

Beim Einleiten des Wassers in BK 1 wurde auch nach 24 h kein stationärer Zustand erreicht. Der weitere Anstieg verlief bei einem Pegelstand von  $-2,9$  m sehr langsam, so daß der stationäre Zustand bei  $-2,0$  m angenommen wird. Nach dem open end-Test (Höling 1984) läßt sich dann aus der Förderrate  $Q$ , dem Anstiegsbetrag  $h$  (8 m) und dem Radius  $r$  des Bohrloches (7,3 cm) die mittlere Durchlässigkeit abschätzen:

$$K_f = Q / (5,5 r h) = 3,1 \cdot 10^{-4} \text{ [m/s]}$$

Der Untergrund kann somit in der Umgebung von BK 1 und BK 6 als „durchlässig“ nach DIN 18130 bezeichnet werden. Die  $K_f$ -Werte entsprechen denen von feinem bis sehr feinem Sand. In BK 6 gibt es zwischen 8 und 9 m Tiefe eine Zone höherer Durchlässigkeit („stark durchlässig“ nach DIN 18130) mit einem  $K_f$ -Wert, der dem von mittelkörnigem Sand entspricht. Diese Zone ist identisch mit einem Bereich, in dem bei den Bohrungen Quarzbrocken angetroffen wurden bzw. Kernverlust auftrat. Hier liegt offenbar eine stark wasserführende Störung oder offene Kluft vor.

### 2.3.3. Luftdruckeinfluß auf die Grundwassermessungen

Die Meßreihen der Drucksonde (Pegel BK 3) zeigen eine deutliche negative Korrelation mit dem Luftdruck (Abb. 13). Da in der Sonde der Wasserdruck gegen den äußeren Luftdruck gemessen wird, liegen luftdruckbedingte Wasserspiegelschwankungen vor. Bei steigendem Luftdruck wird Wasser aus dem Bohrloch in den Aquifer gedrückt, der Wasserspiegel im Bohrloch sinkt. Das bedeutet, daß die Gasdurchlässigkeit in der ungesättigten Bodenzone so gering ist, daß Luftdruckschwankungen im Periodenbereich Stunden-Tage die freie Grundwasseroberfläche nicht erreichen. Bei einer hohen Gasdurchlässigkeit würden Luftdruckschwankungen nach kurzer Zeit auch auf die Grundwasseroberfläche wirken und dadurch im Bohrloch keine Wasserspiegelschwankungen verursachen. Mit einem Korrekturfaktor von  $-0,3$  cm/hPa läßt sich dieser Effekt weitgehend eliminieren.

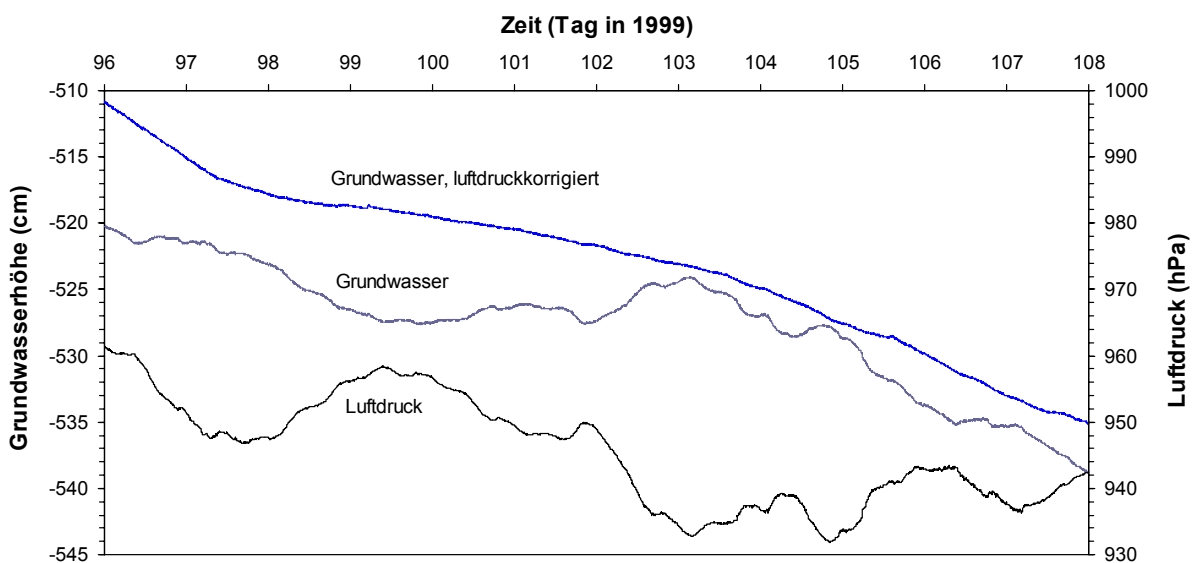


Abb. 13: 12-tägige Datenreihe der Grundwassersonde im Pegel BK 3 (mittlere Kurve) und luftdruckkorrigierte Reihe (obere Kurve).

## 2.4. Bodenphysikalisches Meßprogramm

Mit Hilfe des bodenphysikalischen Meßprogramms (Abb. 15) werden natürliche Umgebungseinflüsse erfaßt, die Störsignale in den Registrierungen des Ringlasers verursachen können, also vor allem Einflüsse, die zu Orientierungs- und Temperaturänderungen des Resonatorblocks führen.

Zur Erfassung der in geringen Tiefen zu erwartenden Neigungsänderungen von einigen  $\mu\text{rad}$  täglich und einigen 10er  $\mu\text{rad}$  jährlich (vgl. Rebscher 1996, Lehmann et al. 1998) wurden zwei Bohrloch-Neigungsmesser der Firma Applied Geomechanics (AGI), Modell 722A, mit einer Empfindlichkeit von  $200 \text{ mV}/\mu\text{rad}$  und einer Auflösung von besser als  $0,1 \mu\text{rad}$  verwendet. Angaben zum Aufbau und Meßerfahrungen finden sich z.B. in Rebscher (1996) und Lehmann et al. (1998). Die Werkskalibrierung stimmt mit einer selbst durchgeführten Kalibrierung im Rahmen von  $\pm 5 \%$  überein (s.a. Mentis et al. 1996). In zwei Bohrlöcher mit einem Durchmesser von 280 mm und Tiefen von 6,5 m (B 7) und 13,5 m (B 8) wurden zunächst Kunststoff-Rohre mit einem Innendurchmesser von 200 mm und 10 mm Wandstärke eingebaut. Zum Schutz vor Wasser wurden die Rohrsegmente zusätzlich verklebt und am Boden ein Endstück angefügt. Der Ringraum wurde von 3,5 m Tiefe bis zur Endteufe mit Dämmer-Zement, die oberen 3,5 m mit Ton als Wassersperre verfüllt. Den oberen Abschluß bildet ein eingegrabener Betonring mit Betondeckel. Die Neigungsmesser selbst befinden sich in ein Sandbett aus angefeuchtetem Feinsand, der sukzessive eingebracht und unter ständiger Kontrolle der Lotrichtung des Neigungsmessers durch Stampfen verdichtet wird.

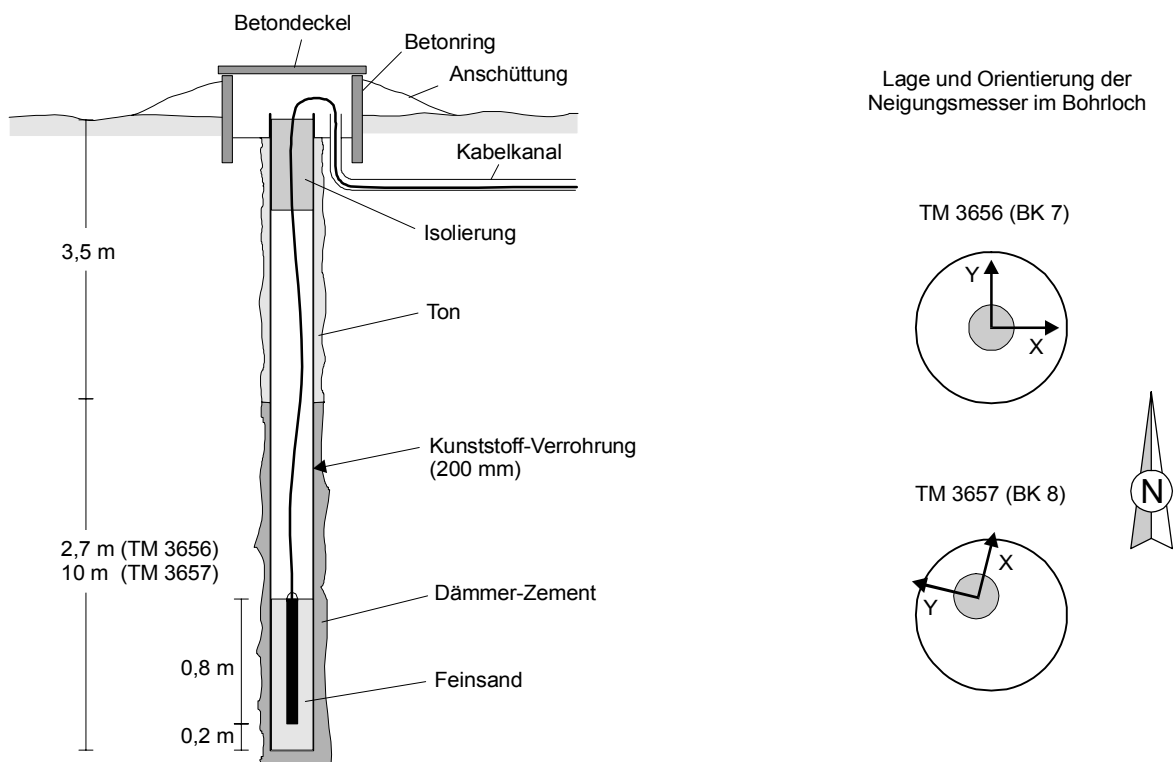


Abb. 14: Installation der beiden Bohrloch-Neigungsmesser TM 3656 und TM 3657 in die

### Bohrlöcher B 7 und B 8.

Im Bohrloch B 7 befindet sich das Gerät mit der Seriennummer 3656 in einer Tiefe zwischen 5,2 und 6,0 m, in B 8 das Gerät mit der Seriennummer 3657 in einer Tiefe zwischen 12,5 und 13,3 m (Abb. 14). Im Bohrloch B 8 stand das Grundwasser beim Einbau der Verrohrung bei ca. 5 m unter Gelände, so daß der Neigungsmesser vollständig unterhalb der Grundwasseroberfläche installiert ist. In B 7 wurde kein Wasser angetroffen. Es ist aber anzunehmen, daß zu Zeiten eines hohen Grundwasserstandes sich der Neigungsmesser im Übergangsbereich zwischen gesättigter und ungesättigter Bodenzone befindet.

Das Ausgangssignal der Neigungsmesser ist eine Gleichspannung von  $-16 \dots +16 \text{ V}$ , so daß in der empfindlichsten Einstellung der Meßbereich  $160 \mu\text{rad}$  beträgt. Das Signal wird über eine Brücke aus Präzisionswiderständen um den Faktor 0,001 auf  $\pm 16 \text{ mV}$  reduziert und von 20-Bit Meßwertaufnehmern (AED 9101 von Hottinger & Baldwin) digitalisiert. Somit ergibt sich eine elektronische Auflösung von ca.  $0.05 \text{ nrad/digit}$ , was die Auflösung des Sensors deutlich übersteigt. Die Neigungsmesser enthalten zusätzlich einen Temperatursensor, der ein Ausgangssignal von  $10 \text{ mV}/^\circ\text{C}$  liefert. Nach einer Signalreduktion von 0,01 ergibt sich eine elektronische Auflösung von ca.  $0,0001 \text{ }^\circ\text{C/digit}$ .

Um Informationen über Neigungsvariationen auch aus größerer Tiefe zu erhalten, wurde das auf dem Stationsgelände in 30 m Tiefe installierte Askania-Pendel P6 mit freundlicher Genehmigung des DGFI wieder in Betrieb genommen. Es befindet sich in einem stahlverrohrten, 30,5 m tiefen Bohrloch aus dem Jahre 1974 (A in Abb. 6). Obwohl das Gerät seit mehreren Jahren unter Wasser steht, liefert es zuverlässige Daten. Die Auflösung ist nach Herstellerangaben besser als  $1 \text{ nrad}$ . Angaben zu Aufbau, Kalibrierung und Genauigkeit sowie Meßverfahren finden sich z.B. in Flach & Rosenbach (1971), Schmitz-Hübsch (1979) oder Weise (1992). Die Erfassung des Ausgangssignals erfolgt ebenfalls durch die oben beschriebenen Meßwertaufnehmer, wobei sich nach einer Signalreduktion von 0,01 eine elektronische Auflösung von  $0,005\text{-}0,01 \text{ nrad/digit}$  ergibt. Eine genaue Eichung konnte bislang nicht durchgeführt werden. Bei der Umstellung auf digitale Datenerfassung wurde das Dämpfungselement vollständig entfernt, so daß jetzt auch kurzperiodische Neigungsvariationen von wenigen Minuten bis Stunden erfaßt werden.

Im gleichen Bohrloch mißt ein Temperatursensor in 27 m Tiefe die Wassertemperatur. In dem Sensor bilden zwei NTC-Thermistoren und zwei Präzisionswiderstände eine Vollbrücke, die von einem AED-Meßwertaufnehmer (s.o.) auch mit einer Referenzspannung versorgt wird. Die Bauteile sind in einem Kupferrohr mit Gießharz wasserdicht vergossen. Der Sensor hat bei  $9 \text{ }^\circ\text{C}$  eine elektronische Auflösung von ca.  $1,33 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/digit}$ .

Temperatursensoren sollen in verschiedenen Tiefen die meteorologisch bedingten Temperaturänderungen messen, die als Grundlage für die thermische Modellierung des Untergrundes dienen. Zur Erfassung der tagesperiodischen Temperaturschwankungen wurden Sensoren in 10, 30, 90 und 185 cm Tiefe im Boden vergraben. Ein PT 1000-Thermistor ist Teil einer Vollbrücke, die von einem AED-Meßwertaufnehmer (s.o.) auch mit einer Referenzspannung versorgt wird. Die Sensoren haben eine lineare Kennlinie bei einer elektronischen Auflösung von  $1,8 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/digit}$ . Zur Erfassung der jahresperiodischen Temperaturschwankungen werden die Temperaturaufzeichnungen der Bohrloch-Neigungsmesser in durchschnittlich 5,6 und 12,9 m Tiefe genutzt. Zusätzlich wurden in zwei Bohrlöcher (BK 4 und BK 5) zwei NTC-Temperatursensoren (s.o.) in 9 und 17 m Tiefe einzementiert. Im Abstand von mehreren Tagen wird über eine Widerstandsmessung die Temperatur mit einer Auflösung von ca.  $0,01 \text{ }^\circ\text{C}$  bestimmt.

Im Bohrloch BK 3, das zu einem 2"-Pegel ausgebaut wurde, ist in 10 m Tiefe eine Drucksonde installiert (Typ Phytex PTKA). Die Sonde mißt den Wasserdruck gegen den aktuellen Luftdruck, der über ein Druckröhrchen von der Erdoberfläche an die Meßzelle herangeführt wird, und gibt bei einem Meßbereich von 0-10 m Druckhöhe ein 0-2,5 mA Stromsignal aus. An einem AED-Meßwertempfänger (s.o.) wird durch einen 10 Ohm-Shunt ein Spannungssignal erzeugt, woraus eine elektronische Auflösung von 0,004 mm/digit resultiert. Die Wassertemperatur wird mit einem Halbleiterfühler gemessen und als Spannungssignal von 10 mV/°C ausgegeben. Es ergibt sich eine elektronische Auflösung von 0,00012 °C/digit.

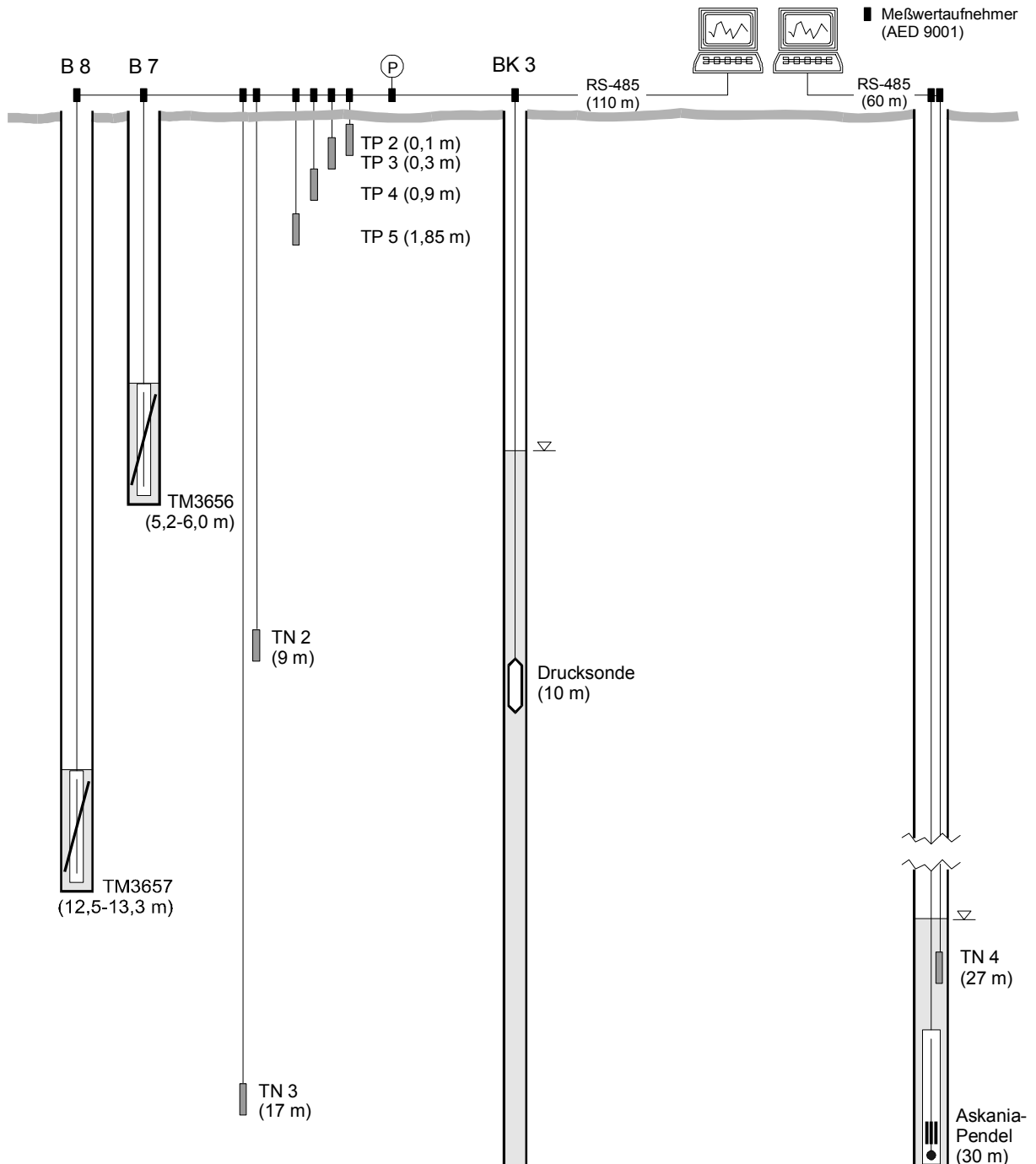


Abb. 15: Meßaufbau zur Erfassung von Neigungen und Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen sowie von Grundwasserhöhe und -temperatur.

Die verwendeten AED-Meßwertaufnehmer lassen sich busfähig vernetzen, so daß in unmittelbarer Nähe des Meßortes das Meßsignal erfaßt, aufbereitet und in digitaler Form über eine RS 485 Datenleitung zu einem Master-PC, der bis 1000 m entfernt sein kann, übertragen wird. Jeder Meßwertaufnehmer hat eine Adresse und liefert auf Anfrage einen Meßwert. Die Sensoren sind gemäß Abb. 15 über zwei Datenlinien jeweils an einen Datenerfassungs-PC angeschlossen sind. Die im Sekunden- bzw. Zweisekudentakt erfaßten Meßwerte werden als Mittelwert über eine Minute abgespeichert.

Mit Hilfe eines mobilen Plattform-Tiltmeters der Fa. Applied Geomechanics (Modell 701-2) wurden gelegentlich auch Neigungsänderungen an der Oberfläche gemessen, z.B. auf den Gravimeterpfeilern, auf dem Seismometerpfeiler oder auf dem Fundament des Radioteleskops. Die Auflösung des Sensor wird mit besser als  $0,1 \mu\text{rad}$  angegeben. Das Ausgangssignal von  $40 \text{ mV}/\mu\text{rad}$  wurde um den Faktor 0,2 reduziert und mit einem 16-bit Datenlogger (Datataker 50) mit einer Auflösung von  $0,1 \text{ mV}$  erfaßt, woraus eine elektronische Auflösung von  $12,5 \text{ nrad}/\text{digit}$  resultiert. Die Meßwerte wurden gemeinsam mit der Temperatur im Sensor im Minutentakt gespeichert.

Darüber hinaus liegen kontinuierliche Datenreihen der Wetterstation Wettzell vor (Wettermast s. Abb. 6). In einem Sampling-Intervall von 15 min. werden Lufttemperatur (Auflösung  $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ), Luftfeuchte ( $0,1 \text{ \% rF}$ ), Luftdruck ( $0,1 \text{ hPa}$ ), Windrichtung ( $0,1 \text{ Grad}$ ) und Windgeschwindigkeit ( $0,1 \text{ m/s}$ ) aufgezeichnet. Ein Niederschlagsmesser (s. Abb. 6) registriert Datum und Uhrzeit je  $0,1 \text{ mm}$  gefallenem Niederschlags.

### 3. Natürliche Temperaturschwankungen

Die Temperatur oberflächennaher Erdschichten wird im wesentlichen von zwei Wärmequellen gesteuert: die Sonne und die Erdwärme. Der Wärmefluß vom Erdinnern zur Oberfläche hin kann als konstant angenommen werden, so daß sich zwar ein vertikaler Temperaturgradient einstellt, in einer gegebenen Tiefe aber keine zeitliche Variation der Temperatur durch geogene Wärme auftritt. Bei einer Störung des Gleichgewichts z.B. durch einen künstlichen Eingriff wird sich nach einiger Zeit wieder ein stationärer Zustand einstellen.

Der Einfluß der Sonne auf die Bodentemperatur ist hingegen tages- und jahreszyklischen Schwankungen unterworfen. Daneben spielt auch das lokale Wettergeschehen eine Rolle, das aber keine Zyklizität aufweist. Bei der Übertragung von Wärme in den Boden muß zwischen verschiedenen Mechanismen unterschieden werden: der direkten Einstrahlung, dem konvektiven Wärmeübergang durch die Luft und dem konvektiven Wärmeübergang durch das Wasser, was beim Einsickern von Regen- oder Schmelzwasser eine wichtige Rolle spielt. Im Boden selbst findet Wärmetransport hauptsächlich durch Wärmeleitung statt, daneben auch je nach Durchlässigkeit durch konvektiven Transport im strömenden Wasser, vor allem im Grundwasser.

#### 3.1. Bodentemperaturen

Temperaturänderungen im Boden gehen in erster Linie von der Erdoberfläche aus und sind in die Tiefe gerichtet. Bei 1-dimensionale Wärmeleitung in homogenen, isotropen Medien kann das Eindringverhalten einer Temperaturwelle als gedämpfte harmonische Funktion betrachtet werden:

$$T(z,t) = A \cdot \exp(-z \cdot \sqrt{\omega} / (\sqrt{2} \cdot a)) \cdot \sin(\omega \cdot t - z \cdot \sqrt{\omega} / (\sqrt{2} \cdot a))$$

$z$  = Tiefe

$t$  = Zeit

$A$  = Amplitude an der Oberfläche

$a$  = thermische Diffusivität,  $a^2 = \kappa / (c \cdot \rho)$

$\kappa$  = Wärmeleitfähigkeit

$c$  = spezifische Wärme

$\rho$  = Dichte

Die Kreisfrequenz  $\omega$  ist  $7,27 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  für die tägliche und  $1,99 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$  für die jährliche Periode. Mit zunehmender Tiefe  $z$  ergibt sich eine exponentielle Abnahme der Amplitude und eine Phasenverschiebung. Die Dämpfung und somit die Eindringtiefe der Temperaturwelle wird durch die Temperaturleitfähigkeit oder thermische Diffusivität  $a$  gesteuert. In geologischen Materialien wird die Temperaturleitfähigkeit vor allem durch die Porosität und den Wassergehalt bestimmt, da die gesteinsbildenden Minerale sich hinsichtlich ihrer spezifischen Wärme und ihrer Dichte und, mit Ausnahme von Quarz, auch hinsichtlich ihrer Wärmeleitfähigkeit nur wenig unterscheiden (Tab. 5). Ein hoher Luftanteil im Boden reduziert die thermische Leitfähigkeit, während ein hoher Wasseranteil die spezifische Wärme erhöht. Beide Faktoren reduzieren die thermische Diffusivität.

Stoff	Porenanteil [vol.%]	Wasseranteil [vol.%]	th.Leitfähigkeit [W/(m·K)]	Dichte [kg/m <sup>3</sup> ]	spez.Wärme [J/(kg·K)]	Diffusivität [10 <sup>-7</sup> m <sup>2</sup> /s]
Quarz	-	-	8	2648	730	41,4
Feldspat	-	-	2	2620	750	10,2
Wasser	-	-	0,62	1000	4190	1,48
Luft,trocken	-	-	0,026	1,29	1000	200
Gneis	1	1	3	2650	780	14,5
Sand,trocken	40	0	0,85	1620	450	11,7
Sand,feucht	30	11	1,5	2000	980	7,65
dicht.Sand,naß	25	25	2,8	2270	1610	7,66
Lehm,feucht	30	15	2,1	2040	1150	8,95
Ton,weich	40	35	1,5	1940	1920	4,03

Tab. 5: Typische thermische Parameter einiger geologischer Materialien.

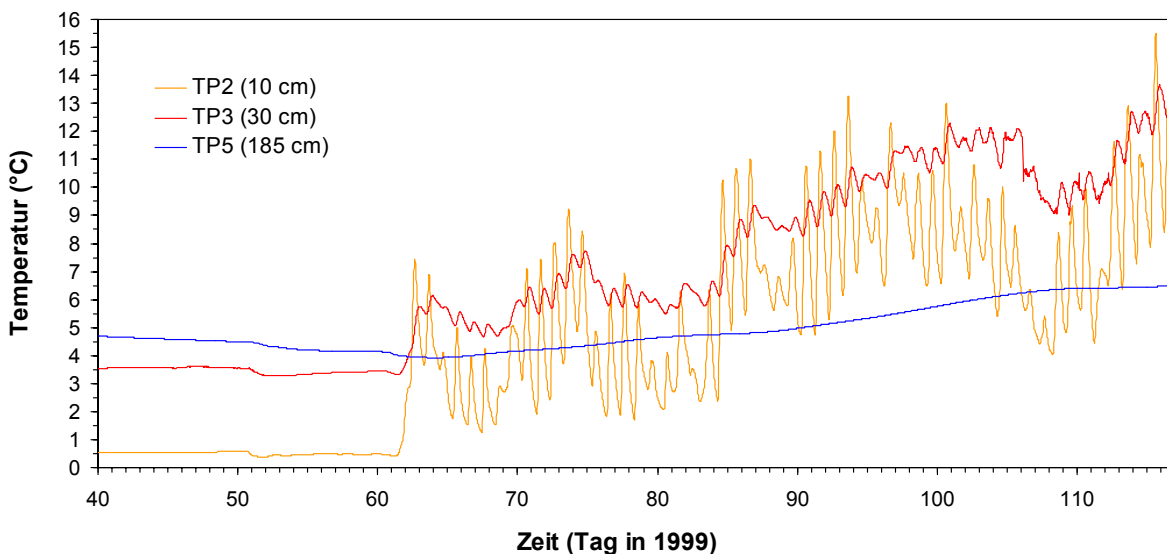


Abb. 16: Gemessene Bodentemperaturen in 10, 30 und 185 cm Tiefe in der Zeit vom 9.2.-26.4.1999. Der plötzliche Beginn der Tagesgänge markiert das Ende der Schneeschmelze, vorher entstehen Temperaturstörungen durch einsickerndes Schmelzwasser.

Abb. 16 zeigt die gemessenen Bodentemperaturen zwischen dem 9.2. und dem 26.4.99 in 10, 30 und 185 cm Tiefe. Der Sensor in 90 cm Tiefe ist defekt. Deutlich ist das Einsetzen der Tagesperioden am Tag 62 zu erkennen, was mit dem Abschmelzen der Schneedecke zusammenhängt. Die kurzzeitigen Temperaturabnahmen an den Tagen 51-52 und 61-62 werden durch einsickerndes, kaltes Schmelzwasser verursacht und sind auch noch in 185 cm Tiefe erkennbar. Dagegen sind die durch Sonneneinstrahlung verursachten Tagesgänge, die sich nur durch Wärmeleitung nach unten ausbreiten, in 185 cm Tiefe nicht mehr nachweisbar. Im Zeitraum Tag 90 bis Tag 94 lassen sich die Tagesgänge in 10 und 30 cm Tiefe gut durch die gedämpfte harmonische Funktion für 1-dimensionale Wärmeleitung (s.o.) mit einer Perioden von 1 Tag approximieren. Durch Variation des einzig freien Parameters  $a$  ergibt sich aus der Dämpfung der Tageswelle eine thermische Diffusivität von  $a = 5 \cdot 10^{-7}$ .

Ab einer Tiefe von ca. 2 m sind kurzperiodische Temperaturschwankungen so stark gedämpft, daß nur noch die Jahreswelle eine Rolle spielt. Die in größeren Tiefen gemessenen Bodentemperaturen können daher mit der gedämpften harmonischen Funktion für 1-dimensionale Wärmeleitung mit einer Periode von 1 Jahr approximiert werden. Dabei bilden die

über mehrere Jahre ermittelten Tagesmittelwerte der Lufttemperatur die Grundlage für die jahreszyklischen Temperaturvariation an der Erdoberfläche (Abb. 17). Aus der Approximation resultiert für eine gegebene Tiefe die thermische Diffusivität  $a$  als integraler Mittelwert (Tab. 6). Die mit der Tiefe zunehmende Diffusivität zeigt, daß kein homogenes Medium vorliegt und der Ansatz einer 1-dimensionalen Wärmeleitung in einem homogenen Medium höchstens für oberflächennahe Schichten gerechtfertigt ist.

T-Sensor:	TP 5	TM 56	TN 2	TM 57	TN 3
Tiefe:	1.85 m	5.6 m	9 m	12.9 m	17 m
best fit für $a^2=$	$5.0 \cdot 10^{-7}$	$7.7 \cdot 10^{-7}$	$7.7 \cdot 10^{-7}$	$9.0 \cdot 10^{-7}$	$10.5 \cdot 10^{-7}$

Tab. 6: Integrale Mittelwerte der thermischen Diffusivität  $a$  als Resultat langfristiger Temperaturmessungen in verschiedenen Tiefen.

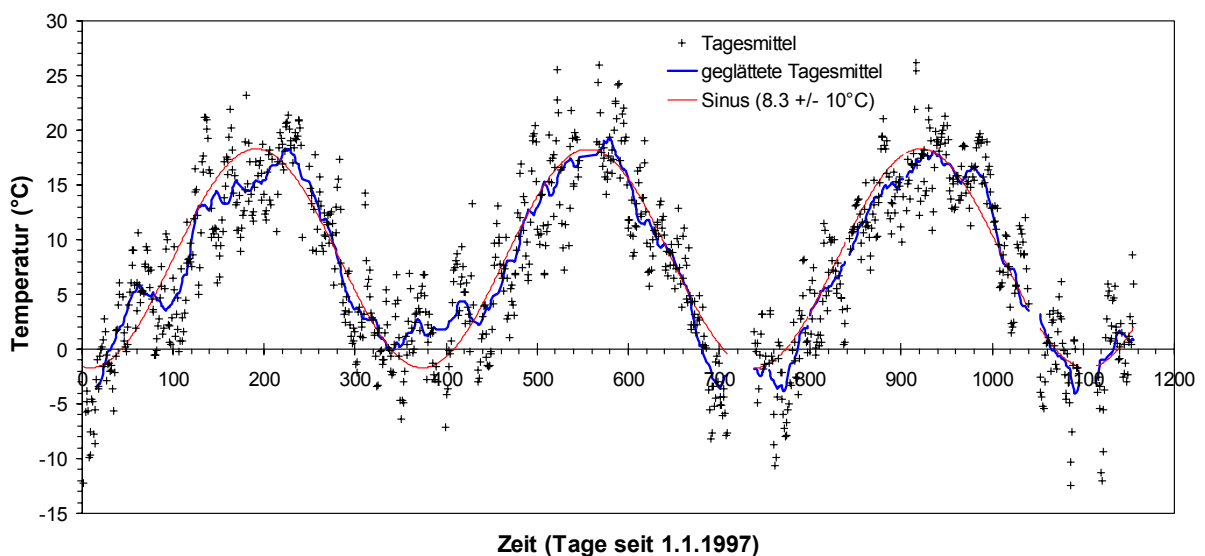


Abb. 17: Tagesmittelwerte, geglättete Tagesmittel (30-Tage) und approximierte Sinusfunktion der Lufttemperaturen der Wetterstation Wetzell im Zeitraum 01/1997-02/2000.

### 3.2. Grundwassertemperaturen

Strömendes Wasser stellt aufgrund der hohen spezifischen Wärme von Wasser einen bedeutenden Wärmetransportmechanismus dar. Durch die kontinuierliche Messung der Grundwassertemperatur erhält man einen Eindruck, wie schnell und in welchem Umfang Wärme im Untergrund durch konvektiven Transport ausgetauscht wird. Die entscheidende Größe ist dabei die Durchlässigkeit der Gesteinsformation. Im geklüfteten Gneis ist davon auszugehen, daß diskrete Zonen hoher Durchlässigkeit (Klüfte, Schieferungsflächen, Ruschelzonen) existieren, in denen auch der Wärmetransport hoch ist. Bei Messung in einem Grundwasserpegel ist es sehr wahrscheinlich, daß mindestens eine Zone hoher Durchlässigkeit angeschnitten ist und so die Temperaturschwankung einer solchen Zone erfaßt wird. Dabei ist die Tiefenzuordnung schwierig, da die Möglichkeit der vertikalen Vermischung von Wässern aus verschiedenen Tiefen besteht.

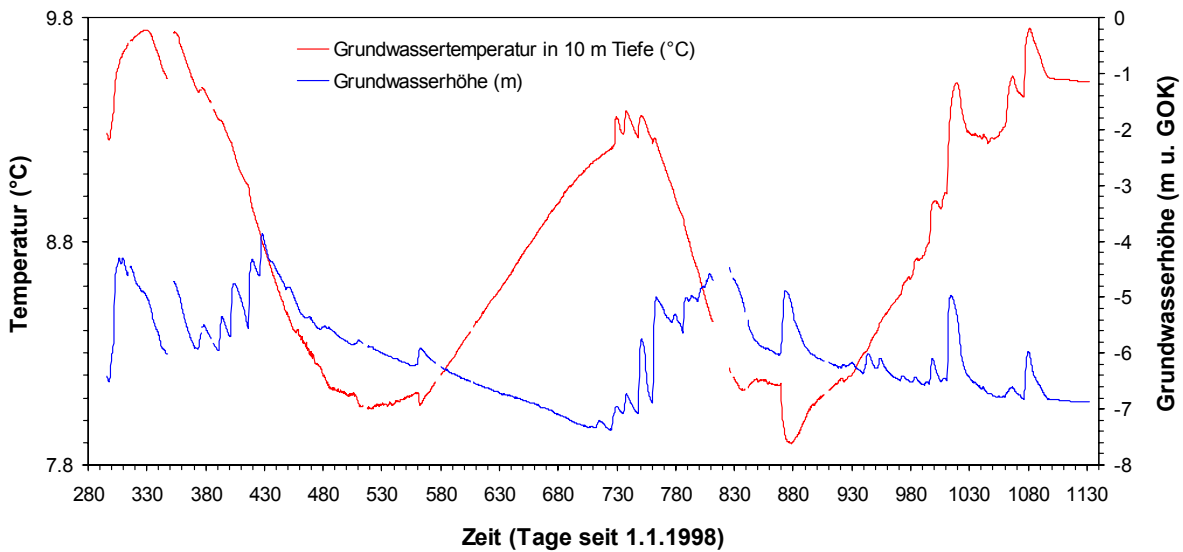


Abb. 18: Registrierung der Grundwasserhöhe und -temperatur am Pegel BK 3 in 10 m Tiefe vom 23.10.1998 bis zum 4.2.2001.

Abb. 18 zeigt die Änderung der Grundwasserhöhe und -temperatur im Pegel BK 3 in einer Tiefe von 10 m. Insgesamt zeigt sich ein deutlicher Jahrgang mit einem Temperaturmaximum im November/Dezember und einem Minimum im Juni. Die Doppelamplitude der jahreszeitlichen Temperaturvariation beträgt ca. 1,7 °C. Ein Ansteigen des Grundwasserspiegels nach Regenfällen/Schneeschnmelzen hat meist eine mehr oder weniger starke Temperaturänderung zur Folge. Dabei findet im Herbst/Winter eine Erhöhung und im Frühjahr/Sommer eine Erniedrigung der Grundwassertemperatur nach einem Grundwasseranstieg statt. Die Vorzeichenumkehr erfolgt in den Monaten März und September. Im Winterhalbjahr nimmt das einsickernde Regen-/Schmelzwasser Wärme aus den oberen Bodenschichten, die noch die Wärmewelle des Sommers enthalten, auf und kommt als wärmeres Sickerwasser im Grundwasser an. Im Sommerhalbjahr ist es umgekehrt. Durch diesen Mechanismus steigt z.B. nach einem starken Regenereignis Ende Oktober 1998 die Grundwassertemperatur innerhalb von 30 Tagen um 0,5 °C, wobei kurzfristig Gradienten von bis zu 0,1 °C/Tag auftreten.

In den Monaten März-April, besonders zwischen dem 3.4. und 18.4.99, zeigt die Temperaturregistrierung eine starke Unruhe. Es sind Temperaturschwankungen von bis zu 0,04 °C mit Perioden zwischen ca. 15 min und 1,5 Tagen. Sie werden als Ausdruck vertikaler Konvektionsströme im Pegelrohr interpretiert. Offenbar kommt es in dieser Zeit durch den Zufluss von kaltem Wasser im oberen Bereich des Pegelrohrs zu einer inversen Temperaturschichtung in der Wassersäule, die durch verstärkte vertikale Konvektion ausgeglichen wird.

Neben der kontinuierlichen Aufzeichnung der Grundwassertemperatur im Pegel BK 3 wurden an allen 4 Grundwasserpegeln im Abstand von ca. 3 Monaten Temperatur-Tiefenprofile gemessen (Abb. 19). Dabei zeigt sich in allen Pegeln eine unterschiedlich starke und jahreszeitlich variierende Temperaturschichtung der Wassersäule. Nahe der Grundwasseroberfläche treten die stärksten Schwankungen auf. Im Pegel BK 1 fallen wegen des großen Flurabstandes die Schwankungen am geringsten aus. Unterhalb von 14 m Tiefe werden im Sommer die höchsten, im Winter die niedrigsten Temperaturen gemessen, d.h. die Phasenverschiebung zur Oberflächentemperatur beträgt 1 Jahr. Die durchschnittliche

Wassertemperatur in diesem Pegel ist geringer als in den übrigen Pegeln, was die Vorstellung eines verschiedenen hydraulischen Systems bestärkt. In den Pegeln BK 2, BK 3 und BK 6 beträgt die Phasenverschiebung zur Oberflächentemperatur 3-6 Monate. Im Herbst/Winter herrschen stabile Temperaturgradienten mit wärmerem Wasser oben und kälterem Wasser unten. Im Frühjahr kehrt sich der Gradient um und führt zur o.g. Instabilität der Wassersäule.

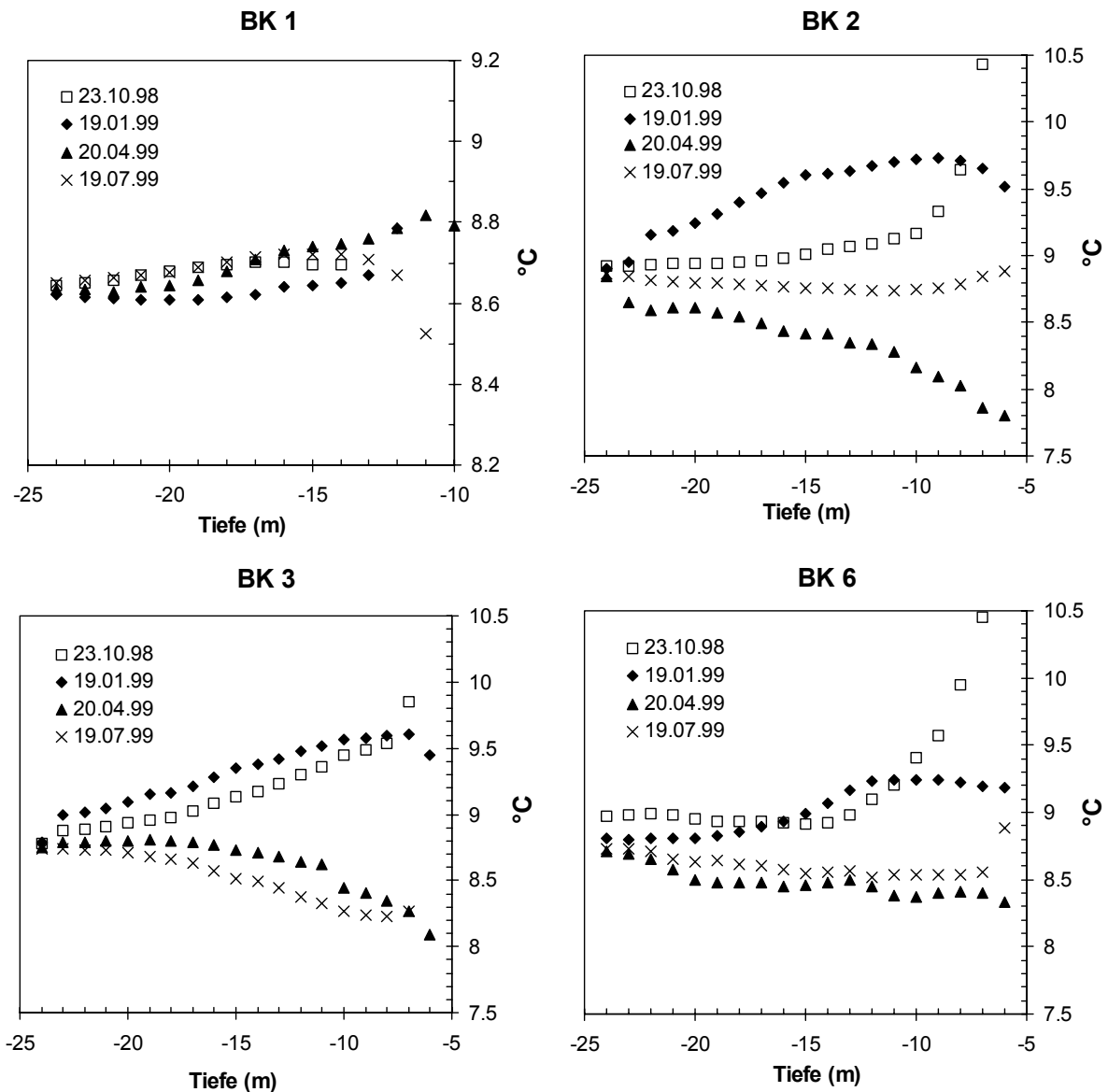


Abb. 19: Tiefenprofile der Grundwassertemperatur in den Pegeln BK 1, BK 2, BK 3 und BK 6

Ein Vergleich der Tiefenprofile der Grundwassertemperatur mit denen der Bodentemperatur (Abb. 21, Ergebnis des angepassten FE-Modells) zeigt, daß beide im wesentlichen die gleiche Tendenz aufweisen. Die Grundwassertemperaturprofile sind allerdings mehr in die Tiefe verschoben, so daß die Temperaturschwankungen des Grundwassers in einer gegebenen Tiefe größer sind als die des Erdreichs. Das Temperaturprofil in BK 1 stimmt am besten mit dem Bodentemperaturprofil überein.

Bei der Durchführung der Temperatur-Logs in den verschiedenen Pegeln fiel auf, daß vor allem im Frühjahr in bestimmten Tiefen die angezeigte Temperatur stark schwankte. Es traten z.B. am Pegel BK 2 in 11-13 m Tiefe Temperaturschwankungen von bis zu 0,2 °C mit

Perioden im Minutenbereich auf. Das Bohrprofil zeigt in dieser Position eine Auflockerungszone. Hier findet offenbar eine stärkere Durchströmung mit Wasser von unterschiedlicher Temperatur statt. Am Pegel BK 6 traten in 10-11 sowie in 15 m Tiefe Temperaturschwankungen von bis zu 0,05 °C auf. In diesen Tiefen fanden Bohrlochaufweitungsversuche statt, die lokal möglicherweise zu einer Auflockerung und einer erhöhten Durchlässigkeit des Gebirges geführt haben.

### 3.3. Thermisches FE-Modell des ungestörten Untergrunds

Um der Inhomogenität des Untergrundes Rechnung zu tragen, wurde die Ausbreitung der thermischen Jahreswelle mit einem einfachen FE-Modell simuliert. Zunächst wurden in Abstimmung mit den Ergebnissen der Erkundungsbohrungen (Kap. 2.2) folgende Homogenbereiche definiert: 0-2 m (sand. Lehm), 2-6 m (Gneiszersatz), 6-12 m (Gneiszersatz unterhalb des Grundwasserspiegels) und 12-30 m (Gneis). Durch die Annahme einer horizontalen Erstreckung der Homogenbereiche genügt ein 1-dimensionales Modell mit der Tiefe  $z$  als freie Dimension. Als Randbedingung wird an der Oberfläche eine sinusförmige Temperaturvariation von  $\pm 10$  °C gemäß Abb. 17 angenommen. Durch Variation der freien Parameter  $\lambda$ ,  $c$  und  $\rho$  wird der berechnete Temperaturverlauf in der entsprechenden Tiefe iterativ dem gemessenen angepaßt, wobei für die oberste Schicht die Parameter aus dem analytischen Modell für den obersten Sensor TP 5 (s.o.) zugrunde gelegt wurden (Tab. 7). Die kurzen Rechenzeiten bei dem 1-dimensionalen Modell sind für den Iterationsprozeß von Vorteil. Im Mehrschichtmodell wirkt sich eine Verringerung der thermischen Leitfähigkeit ( $\lambda$ ) mehr als Phasenverzögerung und eine Erhöhung der spez. Wärme ( $c$ ) mehr als Amplitudendämpfung aus, obwohl die Auswirkung auf die Diffusivität gleich ist.

Schicht	Tiefe [m]	$\lambda$ [W/(m·K)]	$c$ [J/(kg·K)]	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$a^2$ [m <sup>2</sup> /s]
1	0 - 2	2.1	1440	2060	$7.08 \cdot 10^{-7}$
2	2 - 6	2.2	1180	1940	$9.61 \cdot 10^{-7}$
3	6 - 12	2.6	1370	2320	$8.18 \cdot 10^{-7}$
4	> 12	2.5	500	2600	$19.2 \cdot 10^{-7}$

Tab. 7: 1-dimensionales FE-Modell für den ungestörten Untergrund.

Die Anpassung der thermischen Parameter geschah innerhalb gewisser Grenzen, die durch die Bodenbeschaffenheit (Material, Porenanteil, Wassergehalt) gegeben waren. Die Abnahme der spezifischen Wärme von Schicht 1 zu Schicht 2 ist durch den geringeren Wassergehalt von sandigem Gneiszersatz gegenüber Lehm bedingt. Die Zunahme der Dichte und der spez. Wärme in Schicht 3 ist auf das Grundwasser zurückzuführen. In Schicht 4 war es nötig, zum Erreichen der Amplitude von 0,1 °C K in 17 m Tiefe die spezifische Wärme auf 500 J/(kgK) zu reduzieren. Dieser kleine Wert ist nicht mehr realistisch. Hier spielt womöglich konvektiver Wärmetransport durch das strömende Grundwasser eine Rolle, so daß die Bedingung der reinen Wärmeleitung nicht mehr gegeben ist. Abb. 20 zeigt die recht gute Anpassung des Modells an die gemessenen Temperaturverläufe.

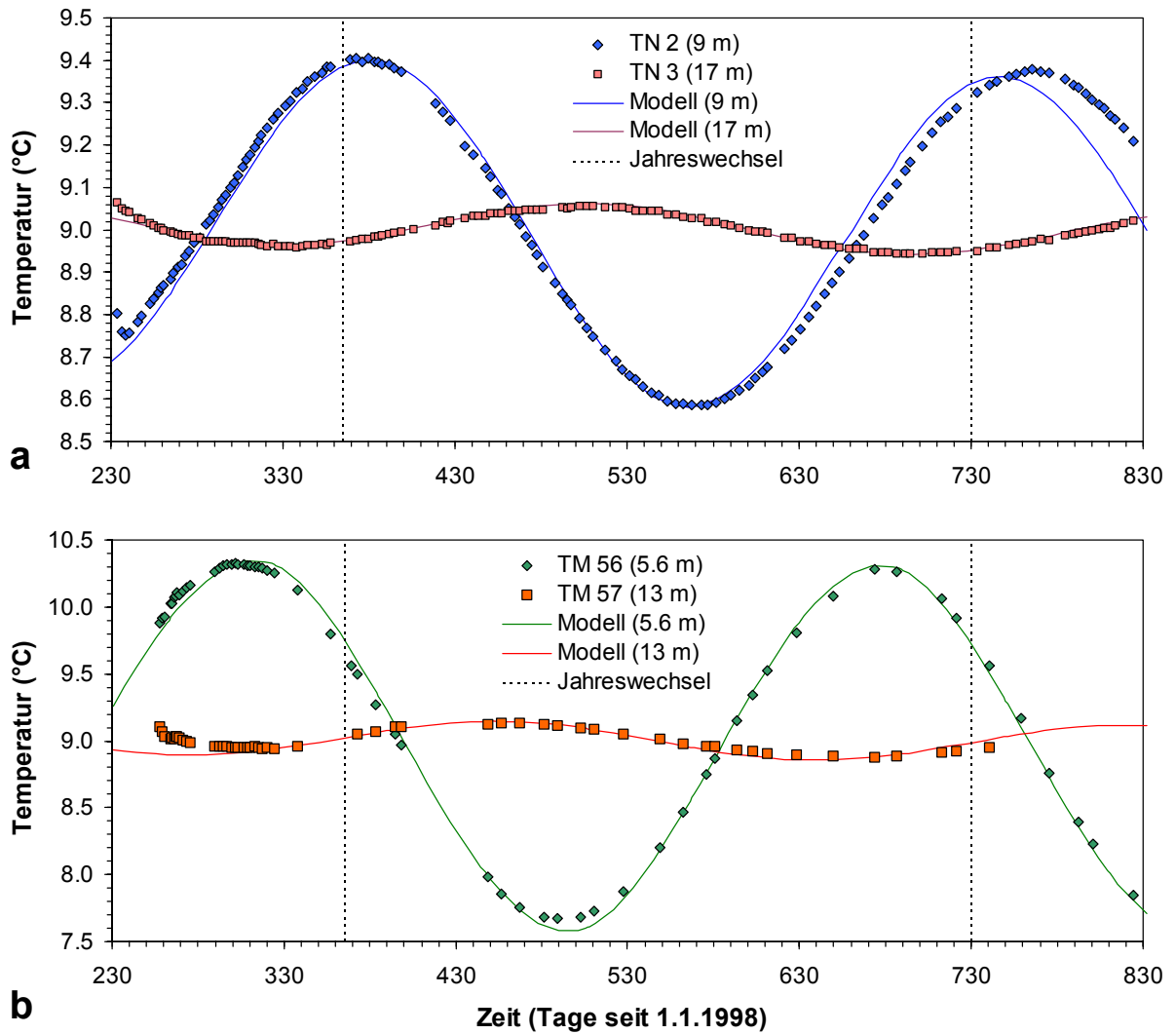


Abb. 20: Gemessene Bodentemperaturen der geeichten Temperatursensoren TN 2 und TN 3 (oben) und der nicht geeichten Temperatursensoren in den Bohrlochneigungsmessern TM 56 und TM 57 (unten) im Zeitraum 08/1998-04/2000. Die durchgezogenen Kurven zeigen die Ergebnisse des angepassten FE-Modells.

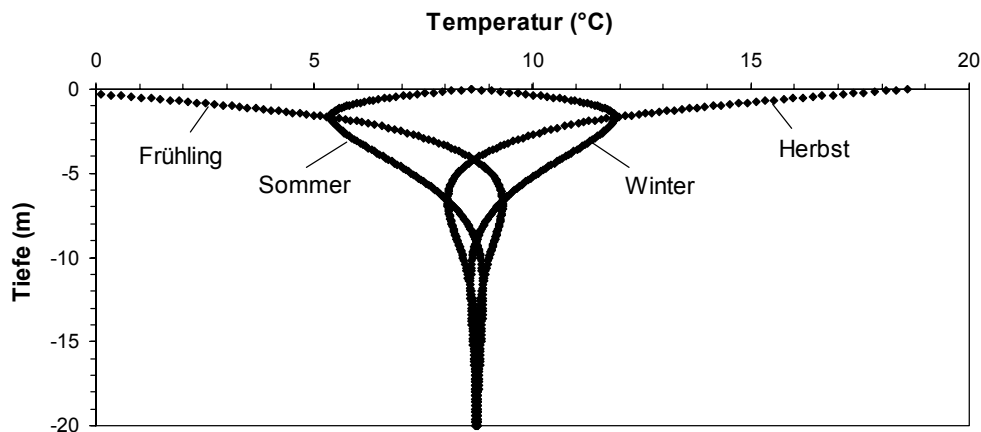


Abb. 21: Tiefenprofile der Bodentemperatur aus dem angepassten FE-Modell.

### 3.4. Thermische FE-Modelle des Ringlaserlabors

#### 3.4.1. Einfluß von Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche

Mit dem Modell Labtherm8 sollen die Auswirkungen der jahreszyklischen Temperaturvariationen an der Erdoberfläche auf die Raumtemperatur des Ringlaserlabors und die Temperatur des Betonmonuments, auf das der Ringlaser gelagert wird, abgeschätzt und die Wirkung baulicher Maßnahmen getestet werden.

Abb. 22 zeigt die Geometrie des Modells Labtherm 8, welches bereits einem fortgeschrittenen Stadium der Planung des Ringlaserlabors entstammt. Aufgrund des hohen Grundwasserstandes mußten frühere Überlegungen, das Labor zum Schutz vor Oberflächeneinflüssen in Tiefen von 10 m oder mehr zu gründen, verworfen werden. Statt dessen soll das Ringlasermonument auf einem ca. 5 m hohen Betonpfeiler ruhen, der in einer Tiefe von ca. 10 m an den Fels angekoppelt ist. Mit Hilfe dieses Modells wurden auch thermische Isolationsmaßnahmen optimiert, um die jährliche Temperaturwelle, die in 5 m Tiefe ca. 3°C beträgt, auf ein Minimum zu reduzieren. Dabei mußte auch der Aspekt der Durchführbarkeit mit Hinblick auf die zur Verfügung stehenden finanziellen Mittel berücksichtigt werden.

Aus Gründen der Rechengeschwindigkeit wurde ein rotationssymmetrisches 2D-Modell gewählt, welches die tatsächliche (quadratische) Geometrie des Ringlaserlabors und des Monuments ausreichend beschreibt. Die Radien in dem Modell wurden so dimensioniert, daß die Flächen der (quadratischen) Konstruktion, die etwa senkrecht zum Temperaturgradienten orientiert sind, gleich groß sind wie die jeweiligen Flächen des rotationssymmetrischen Modells. Das Modell besteht aus ca. 5600 linearen Viereckselementen. Die thermischen Parameter der verschiedenen Materialien sind in Tab. 8 aufgelistet. Als thermische Last wurde zunächst wie beim vorigen Modell eine jahreszyklische Temperaturvariation von  $\pm 10^\circ\text{C}$  auf die Erdoberfläche aufgegeben. Um das Labor ist eine 2 m dicke Schicht für Isolationszwecke vorgesehen. Erste Überlegungen sahen im Außenbereich der Isolationschicht einen Wärmeisolator (z.B. Styrodur) vor, im Innenbereich sollte ein Material mit hoher Wärmekapazität (z.B. wasserreicher Ton) die Wärmewellen abpuffern. Bei der Variation der Styrodurdicke zeigte sich, daß die beste Isolationswirkung bei einer Dicke von 2 m, d.h. ohne Ton, erzielt wird (Abb. 23). Offenbar wird die langsame Temperaturänderung in der Tonschicht unmittelbar an die Laborwände weitergeleitet. Deshalb wurde noch eine zweite, innere Styrodurschicht eingeführt. Diese Anordnung einer zwischen zwei Styrodurschichten eingebetteten Tonschicht führt zu einer deutlichen Reduzierung der Temperaturschwankungen (Abb. 23). Bei Variation der Dicke der Tonschicht ergibt sich ein Optimum bei ca. 80 cm mit zwei Styrodurschichten à 60 cm. Außerdem wird durch diese Anordnung der Temperaturunterschied zwischen Laborwand und Labordecke weitgehend ausgeglichen. Die Aufteilung in zwei oder mehr dünnere Tonschichten ergab wieder höhere Temperaturschwankungen. Offenbar gibt es zu jeder periodischen Temperaturänderung einer bestimmten Periode und Amplitude eine optimale Dicke und Anordnung von Sperr- und Speicherschichten. Diese Anordnung kann auch als „thermisches RC-Glied“ bezeichnet werden, analog der Dämpfung elektronischer Schwingungen durch eine Kombination aus einem Widerstand (Sperrschicht) und einem Kondensator (Speicher). Physikalisch handelt es sich um ein Tiefpaßfilter 2. Ordnung. Gemäß dieser Ergebnisse wird das Untergrundlabor mit zwei 0.5 m dicken Styrodurschichten und einer dazwischen liegenden, 1 m dicken Tonschicht isoliert.

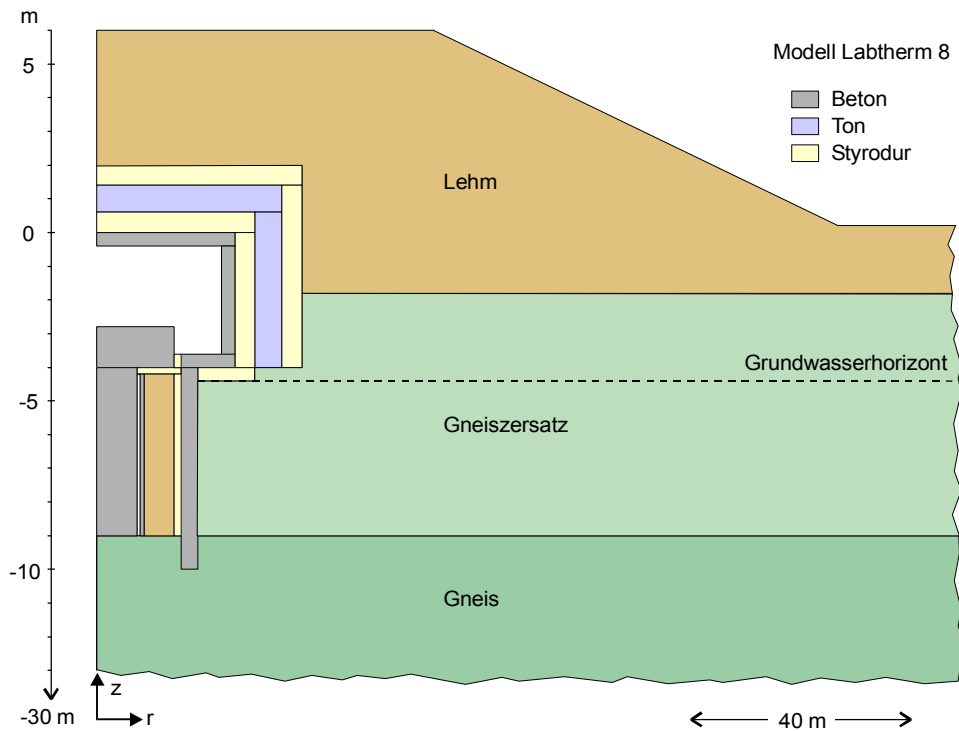


Abb. 22: FE-Modell des Ringlaserlabors (Labtherm 8).

Mat.-Nr.	Material	th. Leitfähigkeit [W/(m·K)]	spez. Wärme [J/(kg·K)]	Dichte [kg/m <sup>3</sup> ]
1	Beton	2,1	800	2400
2	Gneiszersatz	2,2 / 2,6	1180 / 1370	1940 / 2320
3	Ton	1,5	2450	1770
4	Gneis	2,5	500	2600
5	Styrodur	0,035	1500	30
6	Wasser	10	4187	1000
7	Zerodur	1,46	800	2530
8	Luft	0,026	1000	1,286
9	Stahl	46,7	419	7850
10	Lehm	2,1	1440	2060
11	Schaumglas	0,056	840	130
12	Sand	0,54	840	1700

Tab. 8: Thermische Parameter der verwendeten Materialien.

Diese Maßnahmen beeinflussen aber nicht die Temperatur im Monument. Hier spielen Temperaturschwankungen, die von unten und seitlich an den Pfeiler herangeführt werden, also auch Grundwassertemperaturänderungen, die entscheidende Rolle (Kap. 3.4.2). Der Einfluß oberflächlicher Temperaturänderungen auf das Monument kann reduziert werden, indem z.B. die Aufschüttung verbreitert wird. In dem Modell wurde der Radius der Aufschüttung von 18 auf 22 m vergrößert. Daraus resultierte eine Verringerung der jährlichen Amplitude auf 64 % an der Laborwand und auf 60 % an der Oberseite des Monuments.

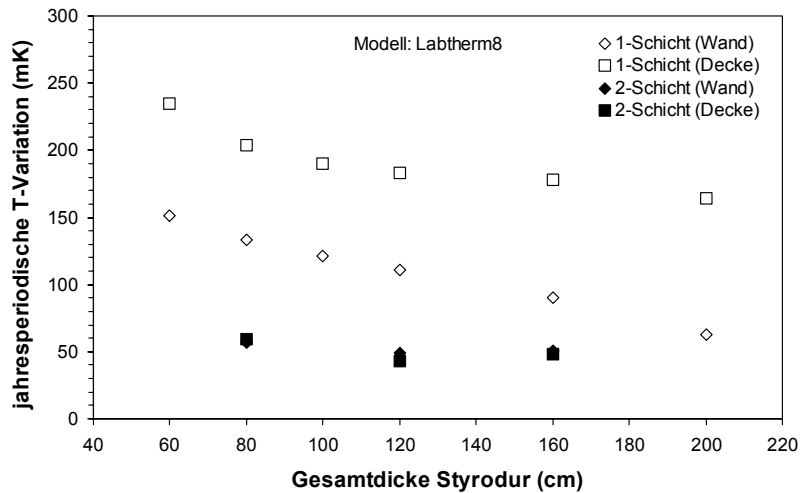


Abb. 23: Auswirkung verschiedener Dicken und Anordnungen (1 oder 2 Schichten) von Styrodur in einer insgesamt 2 m dicken Isolationsschicht auf die jährliche Temperaturschwankung im Ringlaserlabor. Die Differenz zu 2 m besteht aus Ton.

### 3.4.2. Einfluß von Temperaturschwankungen des Grundwassers

Modell Labtherm5 soll die Wirkung von Maßnahmen im Bereich des Gründungspfeilers testen, um den Einfluß von Temperaturschwankungen des Grundwassers zu reduzieren. Hierzu wurde ein 3D-Modell erstellt, welches ein Viertel des Monuments incl. Gründungspfeiler (insgesamt 4 Stück mit einem Durchmesser von 0,8 m) sowie das umgebende Erdreich bis zu einer Entfernung vom Mittelpunkt des Monuments von 5 m und einer Tiefe von 8 m unter dem Laborboden beschreibt. Die Anordnung mit 4 Gründungspfeilern entstammt noch einer früheren Planungsphase. Die thermischen Parameter entsprechen denen des Modells Labtherm8.

Im ersten Fall wurde angenommen, daß die Gründungspfeiler vom Grundwasser umströmt werden und so den Temperaturänderungen des Grundwassers unmittelbar ausgesetzt sind. Eine Temperaturerhöhung des Grundwassers von 1 K wurde simuliert, indem die Temperatur aller Bodenschichten unterhalb von 1 m Tiefe, d.h. 5 m unter der ursprünglichen Erdoberfläche, um 1 K erhöht wurde. Im zweiten Fall wurde ein Schutzring um die Pfeiler eingeführt, der einen Kontakt der Pfeiler mit dem strömenden Grundwasser verhindert. Der Ringraum ist mit dem umgebenden Material (Gneiszersatz) gefüllt. Im dritten Fall ist der Ringraum mit Tonbrei gefüllt, der durch den hohen Wassergehalt eine Pufferfunktion ausübt. Im vierten und fünften Fall wurde die Innenseite des Schutzringes zusätzlich mit einer 0,2 bzw. 0,4 m dicken Styrodurschicht belegt. Abb. 24 zeigt die Wirkung dieser Maßnahmen. Wird der Gründungspfeiler vom Grundwasser umströmt, findet bereits wenige Tage nach einer Erwärmung des Grundwassers eine signifikante Temperaturerhöhung an der Oberseite des Ringlasermonuments statt. Nach 30 Tagen sind 70 % der Grundwassertemperatur erreicht. Der Schutzring führt zu einer erheblichen Verzögerung und Abschwächung, da die Temperaturwelle erst durch Wärmeleitung den Ringraum durchqueren und über den Pfeiler zum Monument gelangen muß. Die Wärmeleitung durch den Ringraum wird durch eine Kombination einer Isolationsschicht (Styrodur) und einer Pufferschicht (Ton) weitgehend reduziert. Eine dickere Isolationsschicht (0,4 m) bringt nur noch einen geringen Vorteil. Abb. 25 zeigt deutlich, daß nach der Isolation des Ringraums die Wärmeleitung überwiegend durch die Gründungspfeiler erfolgt.

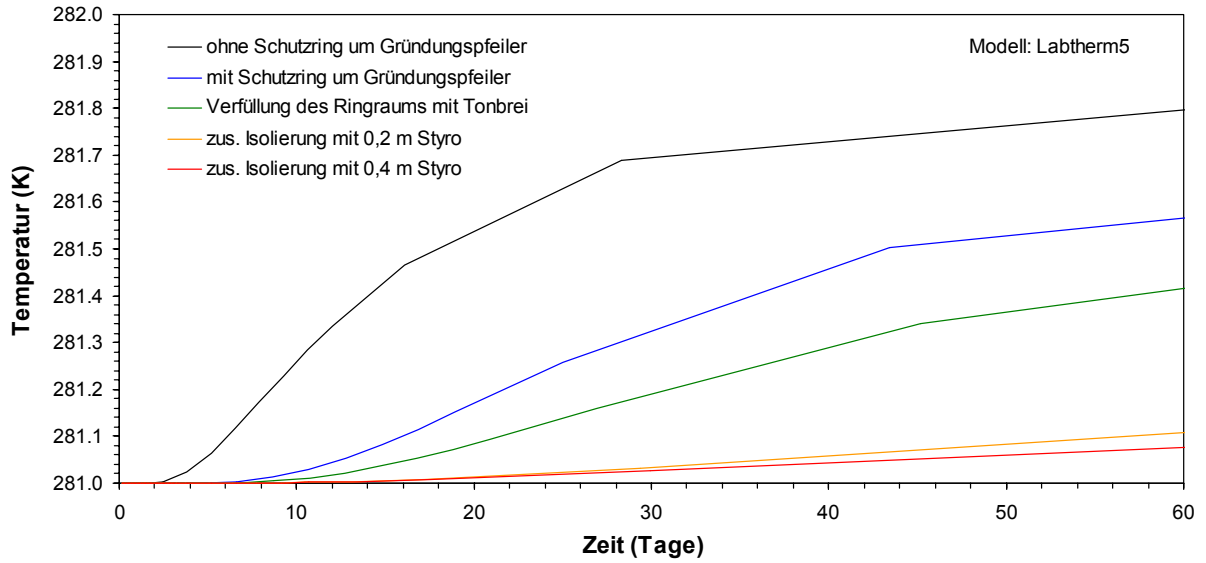


Abb. 24: Temperaturverlauf im Monument nach Erwärmung des Grundwassers um 1 K (Modell Labtherm5).

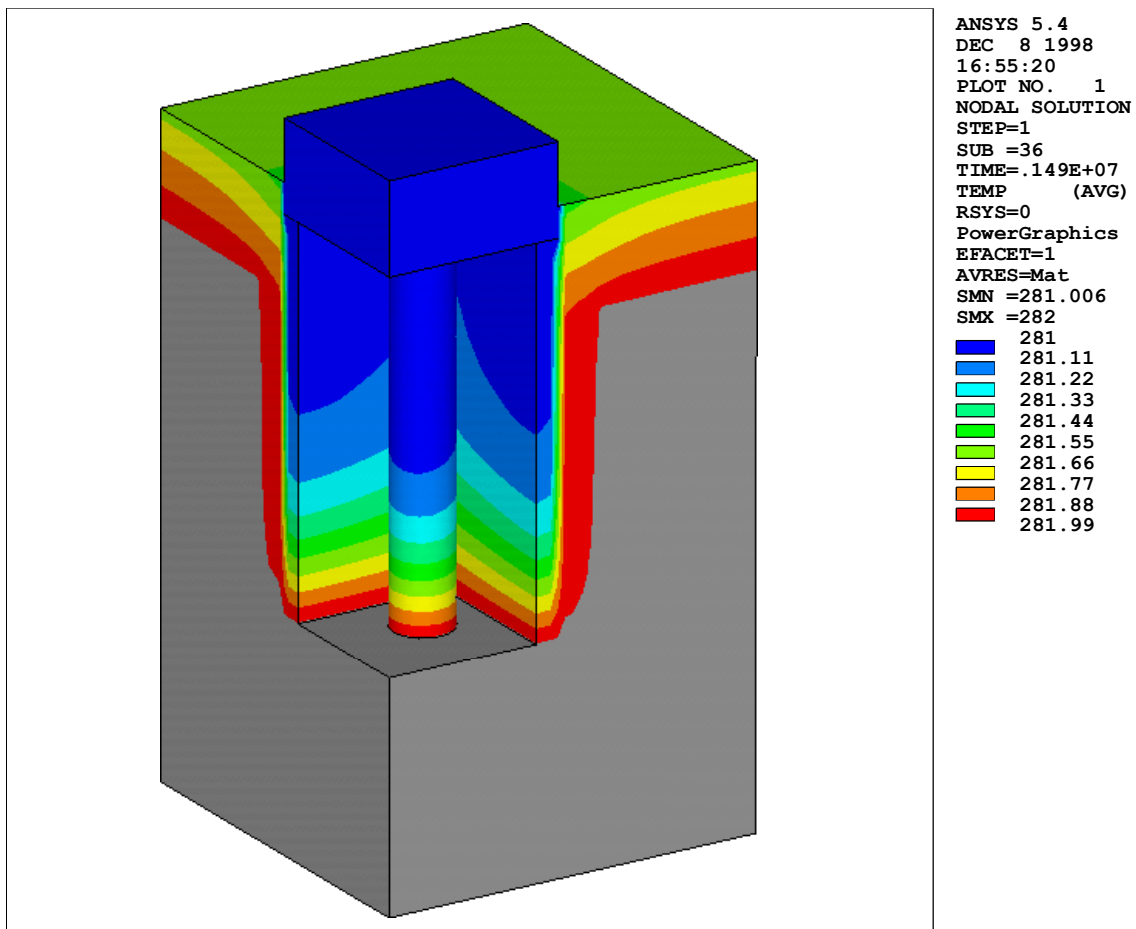


Abb. 25: Thermische Situation im Bereich des Gründungspfeilers 17 Tage nach Erwärmung des Grundwassers um 1K (0,2 m Styrodur und Tonbrei im Ringraum, Tonbrei nicht sichtbar).

Die Auswirkung einer jahresperiodischen Temperaturschwankung des Grundwassers von  $\pm 1$  °C auf das Ringlaserlabor und das Monument gibt das Modell Labtherm8-10 wieder (rotationssymmetrisches 2D-Modell mit 1 Gründungspfeiler, vgl. Abb. 22). Die Isolation des Pfeilers besteht aus einer 20 cm dicken Styrodurschicht und einer Füllung des Ringraums mit Tonbrei. Auf den (nicht isolierten) Laborboden wirkt sich die Temperaturwelle mit nahezu voller Amplitude und nur 2-3 Tagen Verzögerung aus (Tab. 9). Auf halber Höhe der Laborwand zeigt die Amplitude noch 45 %. Selbst im Monument erreicht die Temperaturwelle mit ca. 4 Monaten Verzögerung noch 29 % ihres ursprünglichen Wertes.

Bei dem Modell Labtherm8-16 wurde gleichzeitig an der Erdoberfläche eine Temperaturschwankung von  $\pm 10$  °C und im Grundwasser mit einer Phasenverzögerung von 4 Monaten eine Temperaturschwankung von  $\pm 1$  °C aufgegeben. Phasen und Amplituden entsprechen damit den tatsächlichen Verhältnissen. Am Laborboden werden jetzt 67 % und an der Laborwand nur noch 10 % der Amplitude der Grundwassertemperatur erreicht. Im Monument kommt es zu einer Reduzierung auf 24 %. Die Überlagerung der beiden Temperaturwellen führt durch die Phasenverschiebung zu einer deutlichen Verringerung der resultierenden Amplitude gegenüber einer ausschließlichen Temperaturschwankung des Grundwassers. Der thermale Effekt ausschließlich oberflächlicher Temperaturschwankungen ist aber immer noch um mindestens eine Größenordnung kleiner (Modell Labtherm8-7).

Modell Labtherm	Labordecke		Laborwand		Laborboden		Monument	
	$\Delta T$ [mK]	Phase [Tage]	$\Delta T$ [mK]	Phase [Tage]	$\Delta T$ [mK]	Phase [Tage]	$\Delta T$ [mK]	Phase [Tage]
8-7	43	171	49	221	18	233	20	352
8-10			893	39	1860	2	579	111
8-16	43	171	203	137	1347	123	488	223
8-27	43	171	66	158	711	126	300	243
8-28	43	171	204	137	1347	123	297	235
8-29	43	171	204	137	1347	123	230	235

Tab. 9: Ergebnisse verschiedener Thermalrechnungen mit dem Modell Labtherm8. Jahresperiodische Temperaturschwankungen und Phasenverzögerung. Modelle 8-27 bis 8-29 siehe Kap. 3.4.3.

Die den Modellrechnungen zugrunde liegende Annahme, daß der Schutzring um den Pfeiler und die Gründungssohle vollständig von Grundwasser umströmt werden und so die Temperaturschwankungen des Grundwassers zu 100 % mitmachen, entspricht einem äußerst ungünstigen bis unrealistischen Szenario („worst case“). Es ist vielmehr anzunehmen, daß das überwiegend entlang flächenhafter Zonen strömende Grundwasser nur lokal auf den Schutzring trifft. Nach dem Aushub für den Gründungspfeiler erwies sich schließlich der Grundwasserzufluß in der Gründungssohle als gering, so daß insgesamt mit geringen thermischen Störungen durch das Grundwasser gerechnet wird.

### 3.4.3. Thermische Ankopplung des Monuments

Bei der Betrachtung von Temperaturänderungen, die von unten über das Monument an den Ringlaser herangeführt werden, ist eine zentrale Frage, ob der Ringlaser thermisch an das Monument angekoppelt oder z.B. auf Stützen gelagert werden soll, um den Wärmefluß von unten zu reduzieren. Damit verknüpft ist auch die Frage, ob zur Reduzierung der Wärmeübertragung von der Raumluft auf den Ringlaserblock der Innenraum des Operationstanks, in dem konstanter Luftdruck herrschen muß, evakuiert werden soll. Wärmeübertragung durch Wärmeleitung und Konvektion wäre dann vernachlässigbar, der einzige Wärmeübertragungsmechanismus wäre die Strahlung.

Zur Modellierung dieser verschiedenen Fälle dient das Modell Labtherm 6, welches in großen Teilen identisch ist mit Labtherm 8. In der einen Modellvariante ist der Operationstank an das Monument angekoppelt und der Ringlaserblock ruht auf dem Monument (Abb. 26a). In der anderen Modellvariante ist der Ringlaser vollständig vom Operationstank umschlossen und ruht auf 50 cm hohen Stützen (schwebender Operationstank, Abb. 26b). Für beide Modellvarianten wurde 4 Fälle berechnet. Temperaturerhöhung um 0,1 K an den Oberflächen des Operationstanks und des Monuments (A) und Temperaturerhöhung um 0,5 K für 4 Wochen in Bodenschichten, die unter der Grundwasseroberfläche liegen (B). Beide Lastfälle wurden jeweils für einen evakuierten ( $A_V$ ,  $B_V$ ) und einen mit Luft unter Normaldruck gefüllten Operationstank ( $A_L$ ,  $B_L$ ) gerechnet. Um der freien Konvektion Rechnung zu tragen, wurde der Wärmeleitungskoeffizient von Luft pauschal mit 4 multipliziert.

Eine Erhöhung der Raumtemperatur (A) wirkt sich in einem luftgefüllten Operationstank erwartungsgemäß schnell auf die Temperatur des Ringlaserblocks aus (Abb. 26a). Bei einem thermisch an das Monument angekoppelten Ringlaser verläuft der Anstieg wesentlich langsamer als bei einem schwebenden Operationstank (Abb. 26b), da zusätzlich das Monument erwärmt werden muß. In einem evakuierten Operationstank verläuft der Anstieg allmählicher, nach einige Zeit wird aber eine ähnliche Temperatur erreicht (Abb. 26b). Im Fall einer Erhöhung der Grundwassertemperatur (B) ist es umgekehrt. Im Vakuum steigt die Temperatur des Ringlaserblocks stärker, da die Wärme nicht über den Operationstank an die Raumluft abgegeben werden kann. Änderungen der Grundwassertemperatur wirken sich bei einem thermisch an das Monument angekoppelten Ringlaser wesentlich stärker aus als beim schwebenden Operationstank (Abb. 26a), da der Querschnitt der wärmeleitenden Elemente bei der schwebenden Konstruktion stark reduziert ist. Im Gegensatz dazu ist der Ringlaserblock in einem schwebenden Operationstank sehr empfindlich gegenüber Änderungen der Raumtemperatur.

Der zahlreichen technischen Probleme bei der Realisierung und dem Betrieb eines vakuumfesten Operationstanks (Gewicht der Luftmassen ca. 200 t!), steht ein nur mäßiger thermischer Vorteil gegenüber. Dieser Vorteil wird noch kleiner, wenn zusätzlich Wärmeübertragung durch Strahlung, die einen erheblichen Anteil ausmacht (persönliche Mitteilung Herr Münker/Fa. Zeiss) und in beiden Fällen gleich groß ist, berücksichtigt wird. Von einem evakuierten Operationstank wurde deshalb abgesehen. Eine thermische Ankopplung des Ringlaserblocks an die Raumluft einerseits (schwebender Operationstank) oder an das Monument andererseits (Tank auf Monument) hat beides Vor- und Nachteile. Grundsätzlich ist die Ankopplung an den enormen Wärmespeicher des Monuments (90 Tonnen Beton) vorzuziehen, um steile Temperaturgradienten zu vermeiden, die im Falle des schwebenden Operationstanks auftreten können. Dem Problem von Temperaturschwankungen durch das Grundwasser kann evt. durch andere Maßnahmen begegnet werden.

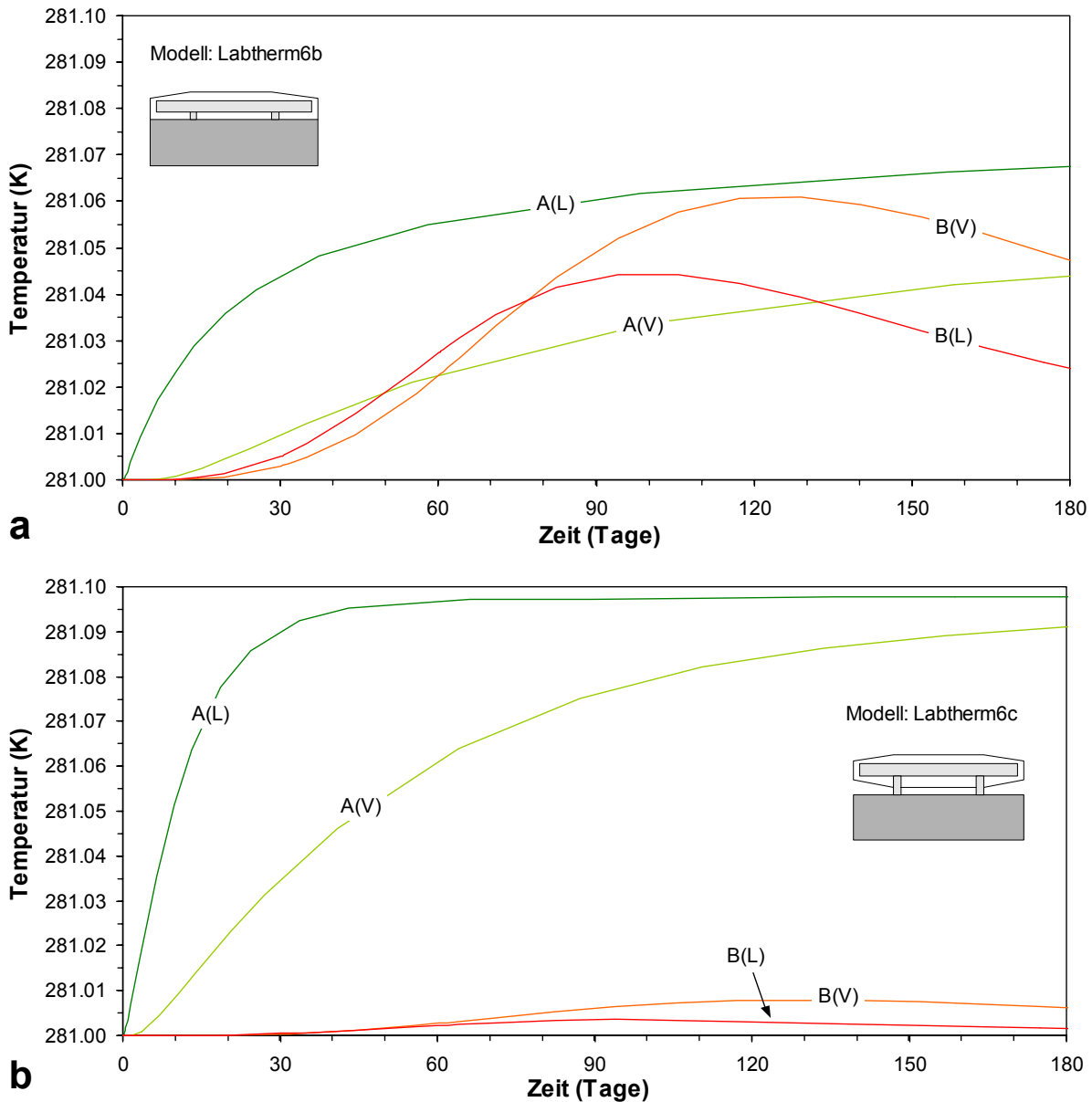


Abb. 26: Temperaturverlauf im Ringlaserblock nach Erhöhung der Raumtemperatur um 0,1 K ( $A_V$ ,  $A_L$ ) oder Erwärmung des Grundwassers um 0,5 K für 4 Wochen ( $B_V$ ,  $B_L$ ).  
(a) Operationstank auf Monument, (b) schwebender Operationstank.

Eine Möglichkeit der Reduzierung des Wärmetransports durch den Betonpfeiler in das Monument ist der Einbau einer Schicht geringer Wärmeleitung. Aus Stabilitätsgründen kommt an dieser Stelle nur ein Material mit einem rein elastischen Materialverhalten, einem hohen Elastizitätsmodul und einer hohen Druckfestigkeit in Frage. Das einzige Material, das diese Forderungen erfüllt und gleichzeitig thermisch isolierend wirkt, ist aufgeschäumtes Glas mit einer Druckfestigkeit von 1,7 MPa. Die Auswirkung einer Schaumglas-Lage zwischen Pfeiler und Monument zeigen die Ergebnisse der Modelle Labtherm8-28 (10 cm dicke Lage) und Labtherm8-29 (20 cm dicke Lage) gegenüber Labtherm8-16 (ohne Schaumglas) (s. Tab. 9). Die jährliche Temperaturschwankung im Monument wird so auf 61 % (10 cm) bzw. 47 % (20 cm) reduziert.

Eine weitere Möglichkeit, den thermischen Einfluß des Grundwassers zu reduzieren, ist eine Abschirmung des Grundwassers im Bereich der Gründungssohle z.B. durch Zementinjek-

tionen. Dadurch wird der Weg des Wärmetransports verlängert. Die Ergebnisse des Modells Labtherm8-27 zeigen die Wirkung einer birnenförmigen Versiegelung des Untergrundes bis 4 m unterhalb der Gründungssohle und gleichzeitig einer 50 cm dicken Styrodurlage unter dem Laborboden (s. Tab. 9). Gegenüber dem Grundmodell Labtherm8-16 wird durch die Abschirmungsmaßnahme die jährliche Temperaturschwankung im Monument auf 61 % reduziert. Die Isolationsmaßnahme unter dem Laborboden bringt eine Reduzierung auf 53 % am Laborboden und auf 33 % an der Laborwand. Mit dieser relativ einfachen Maßnahme, die beim Bau des Labors auch realisiert wurde, kann der thermische Einfluß des Grundwassers auf das Labor stark reduziert werden. Die Injektionsmaßnahme in der Gründungssohle ist demgegenüber sehr aufwendig und führt zu zusätzlichen Spannungen im Gebirge, die durch Relaxationsprozesse über längere Zeit Kriechverformungen hervorrufen könnten. Der gleiche Effekt auf die thermische Stabilität des Monuments wird durch eine 20 cm dicke Schaumglaslage am Top des Pfeilers erreicht, die letztlich auch zur Ausführung kam.

#### 3.4.4. Thermische Wirkung von Isolationsfugen

Die rotationssymmetrischen 2D-Modelle haben den Nachteil, daß der Zugang zum Ringlaserlabor, der eine Wärmebrücke darstellt, nicht berücksichtigt wird. Durch Isolationsfugen soll diese Wärmebrücke unterbrochen werden. An einem einfachen, rotationssymmetrischen 2D-Modell wurde die Wirkung von Isolationsfugen im Durchgang zwischen Vorraum und Labor untersucht (Abb. 27). Es wurden vollständig trennende Fugen auf der Seite des Vorraums (vor der Tonschicht) oder auf der Laborseite (hinter der Tonschicht) unterschiedlicher Breite angenommen, die mit Isolationsmaterial (hier Schaumglas) gefüllt sind. Die Ergebnisse beziehen sich auf den Zustand ohne Fuge und mit einer Styrodur-Brücke zwischen der äußeren und inneren Styrodurlage am Kontakt zum Durchgang.

Das Weglassen der Styrodur-Brücke am Kontakt zum Durchgang bringt schon eine erhebliche Reduzierung der Jahresamplitude, da die Temperaturwelle durch die hohe spezifische Wärme von Ton abgepuffert wird. Eine Fuge vor der Tonschicht bringt einen größeren Effekt als eine Fuge hinter der Tonschicht. Wird zwischen Vorraum und Durchgang sowie zwischen Durchgang und Labor je eine 5 cm breite Fuge eingebaut, so reduziert sich an der eingangseitigen Laborwand die Amplitude der jährlichen Temperaturwelle um ca. 80 % .

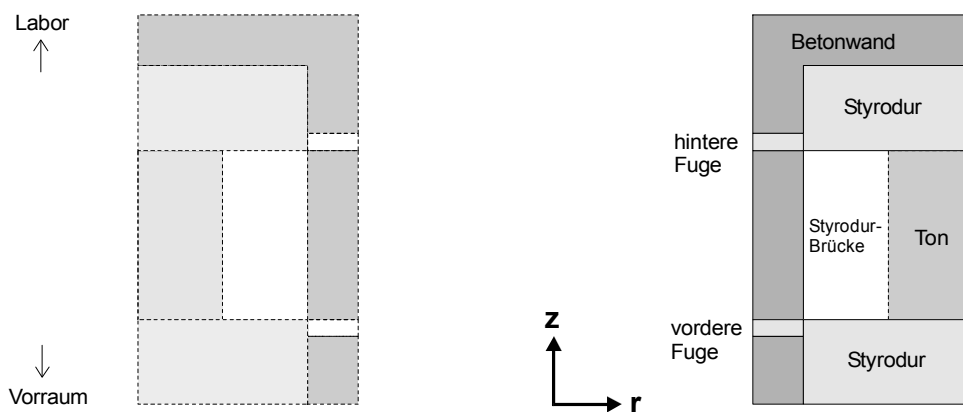


Abb. 27: Modell zur thermischen Wirkung von Isolationsfugen zwischen Labor und Vorraum.

Modell	Randbedingungen	Rel. Amplitude am Laboreingang
Fuge		

1-1	Keine Fuge, Styrodur-Brücke am Kontakt	100 %
1-2	Keine Fuge, keine Styrodur-Brücke am Kontakt	58,0 %
1-3	Wie 2., zus. 5 cm-Fuge vor der Tonschicht	31,6 %
1-4	Wie 2., zus. 10 cm-Fuge vor der Tonschicht	23,7 %
1-5	Wie 2., zus. 20 cm-Fuge vor der Tonschicht	16,6 %
1-6	Wie 2., zus. 10 cm-Fuge hinter der Tonschicht	43,4 %
1-7	Wie 2., zus. je eine 5-cm-Fuge vor und hinter der Tonschicht	19,8 %

*Tab. 10: Verringerung von Temperaturschwankungen durch 1 oder 2 Fugen im Durchgang vom Vorraum zum Labor.*

Die daraus resultierenden Temperaturänderungen im Labor wurden mit einem (realistischeren) 3D-Modell nachvollzogen. Zwischen dem Datenerfassungsraum und dem Durchgang zum Labor befindet sich eine 30 cm dicke Fuge aus Styrodur. Die Temperaturschwankungen an der eingangsseitigen Laborwand werden an die anderen Wände abgeleitet, so daß dort die Verringerung der jährlichen Amplitude durch die Isolationsfuge nur noch ca. 50 % beträgt. Dabei ist auch wichtig, daß die Temperaturschwankungen zwischen der eingangsseitigen und der gegenüberliegenden Laborwand von Faktor 3 auf den Faktor 1,5 reduziert werden, d.h. Temperaturgradienten werden abgebaut. Der Einfluß der Isolationsfuge auf die gesamte Raumtemperatur dürfte ca. 10 % betragen.

Um diesen Ergebnissen Rechnung zu tragen, wurde durch eine 30 cm dicke, lückenlose Isolationsfuge auf der Vorraumseite des Durchgangs der Vorraum thermisch vom Labor abgetrennt.

### **3.4.5. Prognose der zu erwartenden Temperaturschwankungen**

Auf der Grundlage des angepaßten Modells für den ungestörten Untergrund (Kap. 3.3) wurde ein Modell eines Ringlaserlabors erstellt, welches in den Untergrund mit bekannten thermischen Eigenschaften eingebettet ist (Tab. 7). Das Modell Labtherm11 ähnelt im Aufbau dem Modell Labtherm8 (Abb. 22) mit folgenden Änderungen: Die natürlichen Schichtgrenzen verlaufen entsprechend Tab. 7. Die Isolation des Labors besteht aus einer 100 cm dicken Tonschicht zwischen zwei 50 cm dicken Styrodurlagen. Unter dem Laborboden befindet sich eine 20 cm dicke Styrodurlage. Der Gründungspfeiler reicht 8 m tief. Der Ringraum zum äußeren Schutzring ist im unteren Meter mit Beton (Pfeilerfuß), der Rest mit Sand ausgefüllt. An der Innenseite des Schutzringes ist bis zu 2 m Tiefe eine 20 cm dicke Styrodurlage angebracht. Die Aufschüttung hat einen Radius von 12 m und einen Böschungswinkel von 45° (Labtherm11-12). Durch die Nichtberücksichtigung des Zugangs sollte zu der prognostizierten Raumtemperatur 10 % addiert werden.

Dieses Modell entspricht der derzeitigen Planung. Lediglich die Pfeilerhöhe ist auf 5,5 m reduziert worden, wohingegen die Aufschüttung flacher (26°) abgeböschert werden und somit eine größere Fläche überdecken soll. Als thermische Last wurde wieder eine jahresperiodische Temperaturschwankung von  $\pm 10$  °C an der Erdoberfläche angenommen. Die Raumtemperatur wurde nach den entsprechenden Flächenanteilen für die Decke (29 %), die Wände (53 %) und den Boden (18 %) anteilig berechnet (Tab. 11). Es ergibt sich eine jahresperiodische Schwankung der Raumtemperatur von ca. 0,25 °C und der Monumenttemperatur von ca. 0,07 °C. Durch einen flacheren Böschungswinkel der Aufschüttung (26° statt 45°) können diese Werte noch auf ca. 0,17 °C (Raumtemperatur) und ca. 0,04 °C

(Monumenttemperatur) gesenkt werden. Die Phasenverzögerung bezüglich der Oberflächentemperatur beträgt ca. 8 Monate für das Labor und ca. 11 Monate für das Monument (Abb. 28).

Modell	Labordecke		Laborwand		Laborboden		Raumtemp.		Monument	
	$\Delta T$	Phase	$\Delta T$	Phase	$\Delta T$	Phase	$\Delta T$	Phase	$\Delta T$	Phase
Labtherm	[mK]	[Tage]	[mK]	[Tage]	[mK]	[Tage]	[mK]	[Tage]	[mK]	[Tage]
11-12	285	229	248	241	207	247	248	241	72	329
11-13	237	219	170	253	135	272	173	243	41	352

Tab. 11: Ergebnisse von Modellrechnungen der derzeit realistischsten Modelle. Böschungswinkel der Aufschüttung 45° (Labtherm11-12) bzw. 26° (Labtherm11-13).

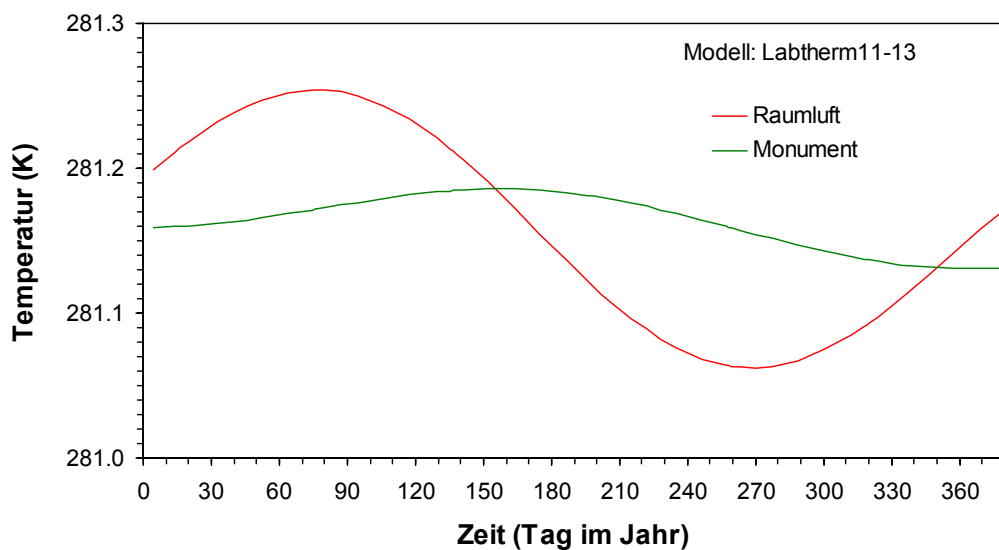


Abb. 28: Prognose des Temperaturverlaufs im Ringlaserlabor / Monument im Verlauf eines Kalenderjahres.

Die Modellrechnungen zeigen, daß unter den gegebenen Umständen (Installationstiefe, Grundwasserverhältnisse, finanzieller Rahmen) eine dauerhafte Temperaturstabilität von 1 mK nicht realisiert werden kann. Selbst bei idealer Abschirmung vor Schwankungen der Raumtemperatur und thermischer Ankopplung an das Monument muß mit jahreszyklischen Schwankungen des Resonatorblocks von mindestens 40 mK gerechnet werden. Falls Änderungen der Grundwassertemperatur großflächig auf den äußeren Schutzring und die Gründungssohle einwirken, können noch erheblich größere Temperaturschwankungen auftreten, was angesichts eines geringen Grundwasserzuflusses in der Baugrubensohle nach jüngsten Beobachtungen aber unwahrscheinlich ist. Da aufgrund der großen Masse von Monument und Pfeiler ein extrem träges System vorliegt, sollten Störungen mit Perioden deutlich kleiner als 1 Jahr die thermische Stabilität des Resonatorblocks kaum beeinträchtigen und die Gradienten sehr klein sein. Eine 40 mK-Jahreswelle weist einen maximalen Gradienten von 0,35 mK/Tag auf. Das bedeutet, daß eine Temperaturstabilität von 1 mK über mehrere Tage erreicht wird.

#### 4. Orientierungsänderungen

Inertiale Rotationssensoren unterliegen dem lokalen Einfluß am Aufstellungsort. Das Sagnac-Signal eines Ringlasers kann durch lokale Bewegungen auf zwei Arten beeinflusst werden:

- I. Bewegungen mit einer Rotationskomponente senkrecht zur Ringlaserebene erzeugen ein primäres Meßsignal proportional zur Rotationsgeschwindigkeit.
- II. Bewegungen, die zu einer Winkeländerung der Ringlaserebene bezüglich der Erdrotationsachse führen, verändern die wirksame Ringlaserfläche und somit die Sagnac-Frequenz.

Bei horizontaler Aufstellung des Ringlasers kann man Bewegungen vom Typ I nur über eine aufwendige Zusatzmetrologie oder über ihren Frequenzgehalt von Erdrotationsschwankungen trennen. Bewegungen vom Typ II können lokal z.B. durch Neigungsmesser erfaßt werden, die allerdings die Winkeländerung gegen die aktuelle Lotrichtung wiedergeben. Die zeitliche Winkeländerung der Lotrichtung gegen die Rotationsachse muß bei einer evtl. Korrektur des Sagnac-Signals berücksichtigt werden.

#### 4.1. Ursachen und Größenordnung von Neigungsänderungen

Seit über 30 Jahren werden in Bohrlöcher installierte Vertikalpendel oder Libelleninklinometer zur Messung von Neigungen der Erdkruste gegen die Lotrichtung eingesetzt. Dabei ging es überwiegend um die Erfassung der Erdzeiten und der aperiodischen Bewegungen der Erdkruste. Ein hoher Rauschpegel, der vor allem meteorologische Ursachen hat, machte eine Installation in größeren Tiefen erforderlich, i.a. > 30 m. In einigen Arbeiten wurde der Einfluß meteorologischer Parameter systematisch untersucht. In Tab. 12 sind verschiedene Ursachen von Neigungsänderungen und deren Größenordnung aufgelistet.

Temperaturabhängige Neigungen durch thermoelastische Spannungen spielen bei geringen Installationstiefen eine große Rolle. Lehmann et al. (1998) ermitteln in Installationstiefen von 2-5 m Tagesgänge von bis zu 10  $\mu$ rad und Jahresgänge von bis zu 60  $\mu$ rad. In einer Tiefe von 15 m treten bei Herbst (1976) jahresperiodische Amplituden von ca. 0,5  $\mu$ rad und in 30 m Tiefe von nur noch ca. 0,12  $\mu$ rad auf. Durch Thermospannungen verursachte Tagesgänge werden in diesen Tiefen nicht mehr nachgewiesen. In einer Tiefe von 60 m kann Weise (1992) keine thermoelastischen Effekte mehr feststellen, die registrierten Jahresgänge sind dort vielmehr auf hydrologische Effekte zurückzuführen.

Neigungen durch Luftdruckvariationen: Mit einem analytischen Auflastmodell berechnen Rabbel & Zschau (1985) Neigungsvariationen von  $\pm 15$  nrad für mittlere und bis zu  $\pm 50$  nrad für extreme atmosphärische Druckschwankungen. Die betrachtete Tiefe spielt dabei keine wesentliche Rolle. Korrelationen von Neigungsmessungen mit dem atmosphärischem Luftdruck liefern die gleichen Ergebnisse. So treten bei Herbst (1976) barometrisch bedingte Neigungen von bis zu 50 nrad auf, und auch Weise (1992) registriert bei starken Luftdruckstörungen bis zu 50 nrad, in einem Fall sogar 100 nrad. Dabei treten Neigungsraten von bis zu 10 nrad/h auf. In Küstennähe ist mit wesentlich stärkeren Luftdruckeinflüssen zu rechnen. Luftdruckänderungen über ausgedehnten Wasseroberflächen werden durch das Wasser weitgehend ausgeglichen, so daß am Meeresboden Luftdruckänderungen kaum wirksam sind (Prinzip des inversen Barometers). An den Küsten entstehen dadurch Auflastverteilungen in Form einer „Heavyside step function“, die Neigungen senkrecht zur Küstenlinie verursachen. Erst in einem Abstand zur Küste von ca. 200 km ist dieser Effekt weitgehend abgeklungen (Rabbel & Zschau 1985).

Einen wesentlichen Einfluß auf Bohrloch-Neigungsmessungen übt das Wasser im Untergrund aus, welches durch verschiedene Mechanismen Deformationen verursacht. Dabei spielt die Auflast des Wassers nach Niederschlägen nur eine untergeordnete Rolle. Während nach Regenfällen die Neigungsmesser eine fast unmittelbare Reaktion zeigen, tritt nach Schneefällen eine vergleichbare Reaktion erst mit der Schneeschmelze auf (Schmitz-Hübsch 1986, Weise 1992).

Ursache	Wirkung	Periode / Dauer	Größenordnung (Tiefe)	Quelle
Erdgezeiten	Deformation des Erdkörpers	12 h, 24 h	≈ 100 nrad	Gezeitenmodelle, eigene Messungen
Ozeanische Gezeiten	Auflast	12 h, 24 h	≈ 1 % der Erdgezeiten	Scherneck (1997)
Luftdruck	Auflast	Stunden - Tage	1-2 nrad/hPa	Herbst (1976) und eigene Messungen
Wind	Drehmoment	Sekunden - Minuten	nachweisbar	Eigene Messungen
Temperatur	thermoelastische Verformung	24 h 1 Jahr	< 10 µrad (2-4 m) < 60 µrad (2-4 m) 40 µrad (5,6 m) 1,2 µrad (15 m) 0,2 µrad (30 m)	Lehmann et al. (1998) Lehmann et al. (1998) Eigene Messungen Herbst (1976) Herbst (1976)
	Transpiration von Bäumen	24 h	< 2 µrad (2-4 m)	Rebscher (1996), Lehmann et al. (1998)
Niederschlag	Thermoelastische Verformung; Änderung des Porendrucks; Änderungen der Grundwasserhöhe	Stunden - Tage	< 6 µrad/Ereignis (5,6 m)	Eigene Messungen
			< 20 nrad/cm (12,9 m)	Eigene Messungen
			< 1 nrad/cm (30 m) ≈ 0,6 nrad/cm (63 m)	Eigene Messungen Weise (1992)
Anthropogene Ursachen	Punktlasten, Drehmomente, dynamische Lasten	Sekunden - Minuten	< 4 µrad (2-4 m)	Lehmann et al. (1998)
Erdbeben	Seismische Wellen	Sekunden	< 100 µrad (Türkei, 17.8.99, mag. 7,8)	Eigene Messungen
Gravitative und tektonische, anelastische Deformation	Drift		< 10 µrad/a (2-4 m) 1,4 µrad/a (15 m) 0,8 µrad/a (30 m) 0,9 µrad/a (30 m)	Fabian et al. (2000) Herbst (1976) Herbst (1976) Eigene Messungen

Tab. 12: Zusammenstellung der Ursachen und Größenordnungen von Neigungsänderungen im mitteleuropäischen Raum.

Bei der Betrachtung der Wirkung von Wasserbewegungen im Untergrund muß zwischen Poren- und Kluftwasserleitern unterschieden werden. In Porenaquifern sind hydrologisch induzierte Neigungssignale in der ungesättigten Zone vor allem auf zeitliche und räumliche Änderungen der Saugspannung zurückzuführen, die der Bodenfeuchte umgekehrt proportional ist. Dementsprechend verursacht das Einsickern von Regen- oder Schmelzwasser ein deutliches Neigungssignal, aber auch der Wasserbedarf der Vegetation verursacht im Sommer Tagesgänge mit Amplituden von bis zu 2 µrad in Tiefen bis zu 5 m (Rebscher 1996, Lehmann et al. 1998). In der gesättigten Zone können veränderte Auftriebskräfte durch Änderung des Grundwasserspiegels, aber auch der Strömungsdruck des fließenden Wassers Neigungen erzeugen. Insgesamt können einzelne Niederschlagsereignisse in

Porenaquiferen in geringer Tiefe Neigungen bis 5  $\mu$ rad verursachen (Lehmann et al. 1998), wobei Neigungsraten bis zu 1  $\mu$ rad/h auftreten.

In Kluftaquiferen werden Neigungen durch räumliche und zeitliche Veränderung des Druckgefälles in wassergefüllten Kluftsystemen verursacht, was durch Eindringen von Regen-/Schmelzwasser oder durch Änderung des Grundwasserspiegels (z.B. auch durch Pumpversuche, vgl. Kümpel et al. 1996) geschieht. Dabei kann ein entstandenes Druckgefälle z.B. durch Kluftaufweitungen plötzlich abgebaut werden, woraus kurzzeitig hohe Neigungsraten resultieren (z.B. 3 nrad in 2 min., Weise 1992). Charakteristisch ist dabei eine Vorzugsrichtung des Neigungssignals senkrecht zur Streichrichtung der Haupttrennflächen.

Als weitere Ursache für hydrologisch induzierte Neigungen werden Scherkräfte diskutiert, die beim ober- oder unterirdischem Abfluß auftreten. Schmitz-Hübsch (1986) macht diesen Effekt für talwärts gerichtete Driften des 30 m Vertikalpendels in Berchtesgaden nach Niederschlagsereignissen oder Schneeschmelzen von ca. 35 nrad/Tag, nach Extremniederschlägen bis 110 nrad/Tag verantwortlich. Das in 30 m Tiefe installierte Askania-Pendel in Wetzell zeigte nach Niederschlagsereignissen Driften von durchschnittlich 13 nrad/Tag, maximal 50 nrad/Tag mit einer Vorzugsrichtung von 206° SW.

## 4.2. Erdgezeiten

Das Gezeiten der festen Erde sind als streng periodisches Signal mit bekannter Anregung ein ideales Testsignal. Da die im Askania-Pendel integrierte Kalibriereinrichtung nicht mehr funktioniert, kann das Erdgezeitenignal zur Kalibrierung dienen, indem Gezeitenregistrierungen aus früherer Zeit (Schmitz-Hübsch 1986) mit den heutigen verglichen werden. Dabei wird vorausgesetzt, daß die Amplitudenfaktoren, d.h. die durch die Deformation der Erde verursachte Verminderung der gemessenen Neigungen gegenüber einer starren Erde, über die Zeit konstant bleiben. Auch bei den AGI-Bohrlochneigungsmessern können mit Hilfe des Erdgezeiten signals die Kalibrierfaktoren und die Ankopplung der Geräte an die Erdkruste überprüft werden. Stärkere Abweichungen bezüglich Amplitude oder Phase können auf Strain-Tilt Kopplung hinweisen. Durch Strain-Tilt Kopplung entstehen Neigungen im Verformungsfeld der Erdgezeiten bei Anwesenheit mechanischer Inhomogenitäten.

Askania-Pendel:

Die Erdgezeiten stellen in den Registrierungen des Askania-Pendels das dominierende Signal dar. Nach einer Reduzierung der Minutenwerte auf 30-min Werte wurden lückenlose Abschnitte der Zeitreihen einer harmonischen Analyse unterworfen. Hierzu wurde das Gezeitenanalyseprogramm ETERNA (Version 3.21 von 1995) von H.-G. Wenzel verwendet. Die Ergebnisse der Analysen für die vier Hauptgezeitenwellen O1, K1, M2 und S2 sind in Tab. 13 den Ergebnissen früherer Analysen aus den Jahren 1980-1985 (W 8 bis W 20) gegenübergestellt. Aus dem Abgleich der Mittelwerte der Amplitudenfaktoren ergeben sich folgende neue Kalibrierfaktoren:

4,05 nrad/mV für Kanal x (statt bisher 4,5)  
5,40 nrad/mV für Kanal y (statt bisher 6,5)

Die Analysen stimmen jetzt recht gut überein. In den neueren Analysen sind die halbtägigen Wellen M2 und S2 der EW-Komponente gegenüber den früheren Analysen leicht überhöht und setzen etwas später ein. Die ganztägigen Wellen O1 und K1 der NS-Komponente streuen recht stark und sind, wie auch schon in den früheren Analysen, etwas überhöht.

Amplitudenfaktoren				EW-Komponente								NS-Komponente							
Analyse von	bis	Tage		O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-	O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-
W 8	13.09.80	11.12.80	90	0.63	0.02	0.71	0.01	0.75	0.01	0.66	0.02	0.87	0.04	1.11	0.03	0.64	0.00	0.63	0.01
W 9	20.12.80	07.06.81	170	0.68	0.01	0.74	0.01	0.78	0.00	0.70	0.01	0.87	0.04	1.00	0.03	0.65	0.00	0.64	0.01
W 10	10.06.81	06.08.81	58	0.69	0.01	0.74	0.00	0.78	0.00	0.69	0.01	0.88	0.03	1.06	0.02	0.65	0.00	0.64	0.01
W 11	09.08.81	12.11.81	96	0.68	0.01	0.74	0.01	0.78	0.00	0.70	0.01	0.82	0.05	1.13	0.04	0.64	0.00	0.64	0.01
W 12	17.11.81	06.03.82	110	0.68	0.01	0.74	0.01	0.78	0.00	0.68	0.01	0.83	0.07	1.05	0.04	0.64	0.00	0.62	0.01
W 13	01.10.82	25.12.82	86	0.70	0.01	0.75	0.01	0.79	0.00	0.71	0.01	0.93	0.04	1.08	0.02	0.65	0.00	0.65	0.01
W 14	18.01.83	21.05.83	124	0.68	0.01	0.74	0.01	0.78	0.00	0.70	0.00	0.89	0.06	0.85	0.04	0.63	0.00	0.63	0.01
W 15	02.06.83	18.12.83	200	0.67	0.01	0.72	0.01	0.77	0.01	0.69	0.00	0.87	0.04	1.12	0.03	0.64	0.10	0.64	0.02
W 16	15.01.84	21.11.84	312	0.67	0.01	0.71	0.00	0.77	0.00	0.70	0.00	0.87	0.04	1.04	0.03	0.64	0.00	0.64	0.01
W 18	06.12.84	26.01.85	52	0.68	0.01	0.74	0.01	0.77	0.00	0.69	0.00	0.83	0.04	1.06	0.04	0.65	0.00	0.65	0.01
W 19	02.02.85	17.06.85	136	0.68	0.01	0.73	0.01	0.78	0.00	0.68	0.01	0.86	0.05	0.90	0.03	0.64	0.01	0.64	0.00
W 20	12.08.85	26.10.85	76	0.68	0.01	0.73	0.01	0.76	0.00	0.69	0.01	0.87	0.04	0.85	0.04	0.65	0.01	0.64	0.01
Mittel			1510	0.675		0.729		0.774		0.692		0.867		1.023		0.642		0.638	
ask98	15.06.98	28.10.98	135	0.531	0.035	0.624	0.023	0.687	0.012	0.654	0.025	0.850	0.075	1.047	0.045	0.637	0.005	0.658	0.012
ask99a	05.01.99	17.05.99	132	0.671	0.041	0.705	0.029	0.781	0.005	0.729	0.010	0.947	0.271	0.933	0.191	0.637	0.011	0.637	0.021
ask99b	08.06.99	07.12.99	182	0.668	0.016	0.724	0.010	0.785	0.003	0.734	0.007	0.925	0.171	0.946	0.117	0.634	0.010	0.655	0.023
ask00a	23.12.99	08.04.00	107	0.665	0.050	0.723	0.033	0.789	0.008	0.746	0.017								

Phasen (°)				EW-Komponente								NS-Komponente							
Analyse von	bis	Tage		O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-	O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-
W 8	13.09.80	11.12.80	90	-4.6	2.0	-8.2	1.2	-10.2	0.9	-5.0	2.0	3.1	2.8	-7.9	1.6	-0.3	0.3	0.7	0.5
W 9	20.12.80	07.06.81	170	-5.7	7.0	-8.1	0.5	-9.3	0.2	-7.6	0.5	5.1	3.1	-3.5	2.0	0.6	0.2	1.2	0.5
W 10	10.06.81	06.08.81	58	-4.1	3.3	-7.1	0.3	-10.6	0.2	-9.3	0.6	7.9	1.9	1.1	0.9	-0.9	0.2	-0.9	0.6
W 11	09.08.81	12.11.81	96	-4.0	0.8	-4.8	0.6	-7.4	0.3	-6.5	0.6	8.9	3.3	-3.8	2.1	2.2	0.3	2.8	0.5
W 12	17.11.81	06.03.82	110	-6.5	1.0	-7.0	0.5	-9.5	0.2	-8.4	0.6	1.6	4.7	-7.7	2.1	0.4	0.4	2.1	0.9
W 13	01.10.82	25.12.82	86	-6.3	0.7	-6.5	0.4	-8.5	0.2	-7.0	0.5	7.1	2.2	-5.7	1.3	1.5	0.3	2.9	0.7
W 14	18.01.83	21.05.83	124	-7.3	0.6	-7.7	0.5	-10.0	0.2	-9.6	0.4	1.5	3.6	-4.3	3.3	0.3	0.3	0.1	0.5
W 15	02.06.83	18.12.83	200	-5.6	1.0	-6.0	0.7	-10.0	0.8	-9.3	1.9	7.7	2.4	-1.5	1.4	0.0	0.8	0.7	1.7
W 16	15.01.84	21.11.84	312	-4.4	0.5	-5.4	0.3	-7.1	0.2	-7.0	0.4	7.0	2.6	7.3	1.6	2.5	0.2	3.7	0.5
W 18	06.12.84	26.01.85	52	-6.0	0.6	-5.7	0.3	-8.1	0.2	-7.1	0.4	5.0	3.2	-4.4	3.2	0.3	0.2	1.4	0.5
W 19	02.02.85	17.06.85	136	-4.8	0.6	-6.1	0.6	-7.5	0.3	-7.6	0.3	6.1	4.1	6.1	1.5	0.4	0.2	1.7	0.4
W 20	12.08.85	26.10.85	76	-5.7	0.4	-6.3	0.5	-8.2	0.3	-8.3	0.3	5.5	3.1	-4.0	2.2	0.4	0.3	2.0	0.7
Mittel			1510	-5.34		-6.46		-8.69		-7.75		5.74		-0.80		0.88		1.81	
ask98	15.06.98	28.10.98	135	-7.2	2	-5.6	1.3	-7.1	0.7	-4	1.4	10.3	4.3	4.1	2.6	1.6	0.3	2	0.7
ask99a	05.01.99	17.05.99	132	-3.6	2.4	-6.8	1.6	-7.1	0.3	-4.9	0.6	10.6	15.5	-6.5	11	0.7	0.6	2.1	1.2
ask99b	08.06.99	31.10.99	145	-6.1	0.9	-5.6	0.6	-7.5	0.2	-5.4	0.4	0.2	9.8	4.6	6.7	1.4	0.6	1.6	1.3
ask00a	23.12.99	08.04.00	107	-3.6	2.9	-6.2	1.9	-6.8	0.5	-5.7	1.0								

Tab. 13: Amplitudenfaktoren (oben) und Phasenverschiebungen (unten) aus der Erdgezeitenanalyse von Zeitreihen des Askania-Pendels. Analysen W 8 bis W 20 aus Schmitz-Hübsch (1986).

Bohrlochneigungsmesser Typ AGI 722A:

Bedingt durch geringere Auflösung und die zahlreichen Störsignale in dieser Tiefe ist das Signal/Rausch-Verhältnis des Erdgezeitensignals wesentlich schwächer und die Standardabweichungen der Amplituden und Phasen größer als beim Askania-Pendel. Dennoch kommen die Hauptgezeitenwellen klar zum Ausdruck (Tab. 14). Im Rahmen der Fehlerbreiten sind die Amplitudenfaktoren der halbtägigen Gezeitenwelle M2 mit denen des Askania-Pendels vergleichbar, so daß die Eichfaktoren im wesentlichen stimmen und eine Ankopplung an die Erdkruste gegeben ist. Auffällig ist eine Überhöhung der solaren Gezeitenwelle K1 in der NS-Komponente, während in der EW-Komponente eher zu kleine Amplituden auftreten. Möglicherweise kommt hier ein Temperatureffekt zum Ausdruck.

Amplitudenfaktoren				EW-Komponente								NS-Komponente							
Analyse von	bis	Tage		O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-	O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-

tm56_99a	06.02.99	28.05.99	111	0.18	0.19	0.10	0.14	0.37	0.03	0.39	0.05	3.43	0.67	3.37	0.51	0.66	0.02	0.46	0.05
tm56_99b	30.08.99	07.12.99	99	0.61	0.20	0.51	0.15	0.77	0.03	0.66	0.05	1.46	1.37	2.17	1.03	0.69	0.05	0.70	0.09

Phasen (°)				EW-Komponente								NS-Komponente							
Analyse	von	bis	Tage	O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-	O1	+/-	K1	+/-	M2	+/-	S2	+/-
tm56_99a	06.02.99	28.05.99	111	-161	10.8	92.7	8.1	41.0	1.5	37.2	2.9	-120	38.2	-104	29.1	-77.3	1.4	-53.7	2.7
tm56_99b	30.08.99	07.12.99	99	-18.6	11.7	-3.5	8.7	-8.5	1.5	-3.3	2.9	-4.8	78.5	37.3	59.3	-8.0	2.8	-1.7	5.3

Tab. 14: Amplitudenfaktoren (oben) und Phasenverschiebungen (unten) aus der Erdgezeitenanalyse von Zeitreihen des Bohrlochneigungsmessers TM 3656.

In den Zeitreihen betragen die gemessenen Doppelamplituden der Gezeitenneigungen 30-95 nrad in NS-Richtung und 60-165 nrad in EW-Richtung. Die gemessenen Gezeitenneigungen beinhalten eine Attraktions- und eine Deformationskomponente. Letztere beträgt ca. 1/3 der Attraktionskomponente und geht mit umgekehrten Vorzeichen ein, so daß die durch Deformation bedingten Gezeitenneigungen max. 50 nrad in NS-Richtung und max. 90 nrad in EW-Richtung betragen.

### 4.3. Luftdruckbedingte Neigungen

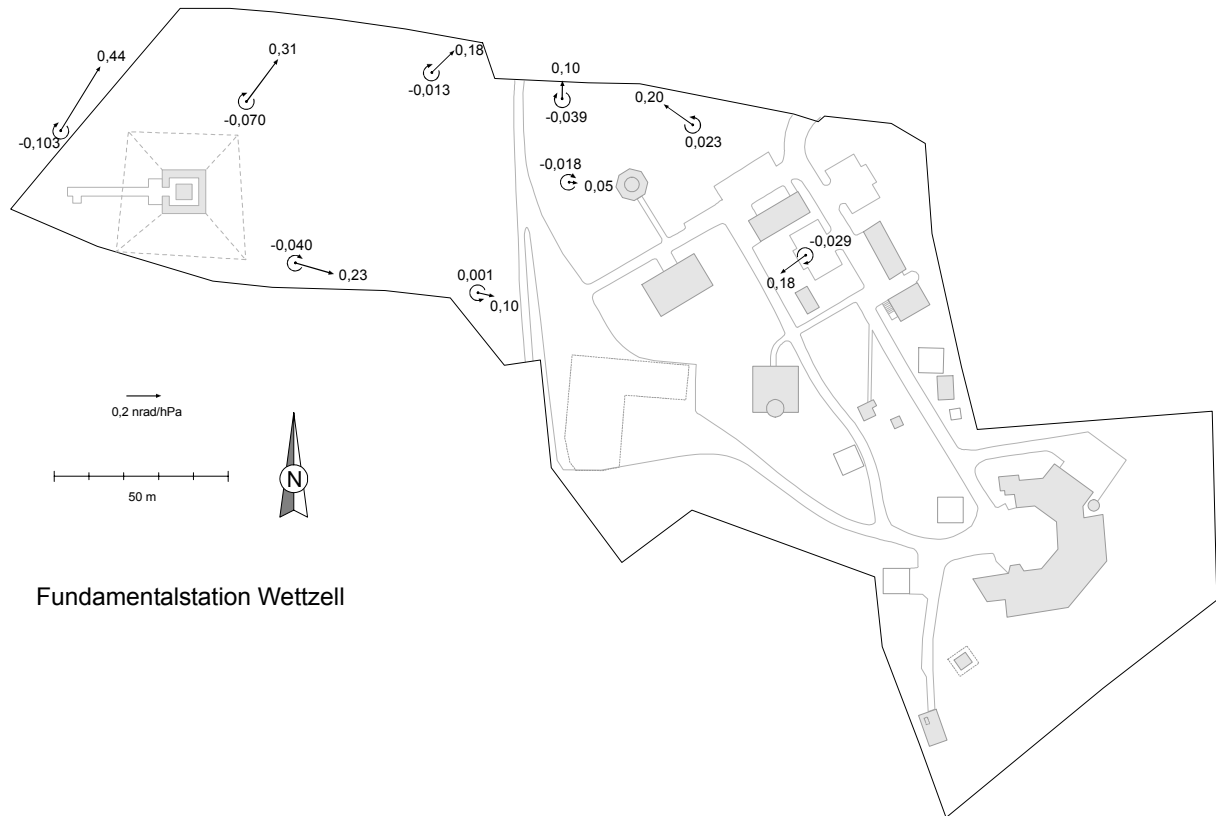
#### 4.3.1. Mechanismen

Der Einfluß von Luftdruckänderungen auf Neigungsmessungen beruht zum einen auf der Deformation der Erdkruste durch die zeitlich sich ändernde Auflast der Luftmassen, zum anderen auf der variierenden Attraktionswirkung der Luftmassen auf die Pendelmasse. In einem analytischen Modell berechnen Rabbel & Zschau (1985) die Wirkung von Luftdruckanomalien unterschiedlicher räumlicher Ausdehnung mit glockenförmiger Druckverteilung. An den Flanken der Luftdruckanomalien treten Neigungen durch elastische Deformation von bis zu 0,5 nrad/hPa für kleinere Druckstörungen ( $r=160$  km) mit steilem Druckgradienten und bis zu 0,3 nrad/hPa für große Druckstörungen ( $r=1000$  km) mit flachem Druckgradienten auf. Die durch Attraktion verursachten Neigungen betragen an den Flanken in beiden Fällen bis zu 0,2 nrad/hPa. Im Zentrum der Druckstörung treten durch diesen Mechanismus keine Neigungen auf. Deshalb kann es nicht wie in der Gravimetrie einen (annähernd) linearen Regressionskoeffizienten zwischen Luftdruck und Neigung geben. Die entscheidende Größe ist der laterale Luftdruckgradient, der meist auch als zeitliche Luftdruckvariation Ausdruck findet.

Eine weiterer Mechanismus, der durch die variierende Auflast der Luftmassen Neigungen erzeugt, ist die Verzerrung des Verschiebungsfeldes durch die Topographie oder durch mechanische Inhomogenitäten des geologischen Untergrundes. Der Einfluß der Topographie wurde mit einem 3-dimensionalen FE-Modell abgeschätzt, welches die Geländeform des Gebietes um die Fundamentalstation Wettzell beschreibt. Die Modellgröße beträgt 5400 m (EW) x 4800 m (NS) und in der Vertikalen bis -2000 m NN. Das Modell besteht aus 55200 Elementen mit einer durchschnittlichen Elementgröße von 70-130 m. Die elastischen Parameter sind  $E = 30$  GPa,  $\nu = 0,25$ . Als Last wurde an der Oberfläche ein Druck von 1 hPa aufgegeben.

An steilen Berghängen und Talflanken kommt es zu Neigungen bis zu  $\pm 2$  nrad/hPa. Durch die geringe Hangneigung ist im Bereich der Fundamentalstation die Verzerrung des Verformungsfeldes gering. Dort treten Neigungen bis max. 0,4 nrad/hPa auf (Abb. 29). Im zentralen Bereich der Station liegen die Werte noch deutlich darunter. Die Ergebnisse sind mit dem

Elastizitätsmodul linear skalierbar, d.h. eine Halbierung des E-Moduls bedeutet einen doppelt so großen Effekt. Die luftdruckbedingten Neigungen, die durch die Topographie verursacht werden, liegen damit im Bereich des geplanten Ringlaserlabors in der gleichen Größenordnung wie solche, die an den Flanken großräumiger Druckstörungen entstehen (s.o.). Im Gegensatz dazu sind durch die Verzerrung des Verschiebungsfeldes verursachten Neigungen in Phase mit dem gemessenen Luftdruck und unabhängig von dem Gradienten.



Fundamentalstation Wettzell

Abb. 29: Durch Topographie bedingte Neigungen und Rotationen um die Vertikale (in Nanoradian) bei Erhöhung des Luftdrucks um 1 hPa (Modell wet\_topo1).

Mit einer lokalen Verzerrung eines Verschiebungsfeldes aufgrund von mechanischen Inhomogenitäten muß im oberflächennahen Bereich immer gerechnet werden. Um eine realistische Größenordnung für die zu erwartenden Effekte zu erhalten, wurde ein Modell entwickelt, in dem sich in der Verwitterungsschicht (bis 12 m Tiefe) ein Block der Größe 1,5 x 1,0 m (B x H) mit den elastischen Parametern eines massiven Gneisblocks befindet, der eine lokale Verzerrung des Verschiebungsfeldes verursacht (Abb. 30). Blöcke bis zu dieser Größe treten tatsächlich in der Verwitterungsschicht auf. Die Lage des Blocks wurde in vertikaler und horizontaler Richtung variiert. Als Belastung wurde an der Oberfläche ein Druck von 1 hPa aufgegeben. Die durch den Störkörper verursachten Neigungen wurden in 5,5-6,0 m, in 12,7-13,4 m und in 29,8-31,5 m Tiefe abgegriffen, entsprechend der Tiefe der eingesetzten Bohrloch-Neigungsmesser.

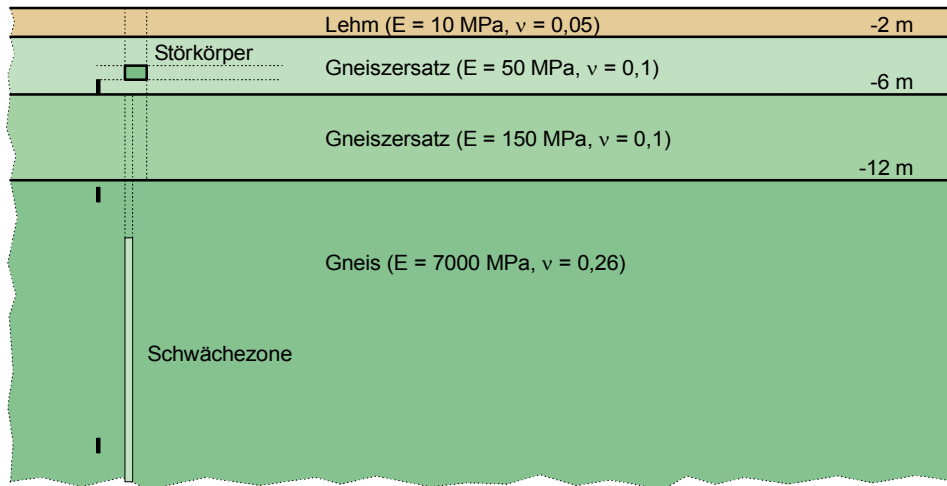


Abb. 30: Ausschnitt eines 2-dimensionalen FE-Modells der Größe  $120 \times 60 \text{ m}$  ( $B \times H$ , ebene Verformung) mit 4 Schichten unterschiedlicher mechanischer Eigenschaften. Ein Störkörper aus Gneis in der Verwitterungsschicht verursacht bei Belastung Neigungen in seiner Umgebung, die in 5,5-6 m, in 12,7-13,4 m und in 29,8-31,5 m Tiefe (schwarze Balken) abgegriffen werden. In einem weiteren Modell wurde der Einfluß einer vertikalen Schwächezone untersucht.

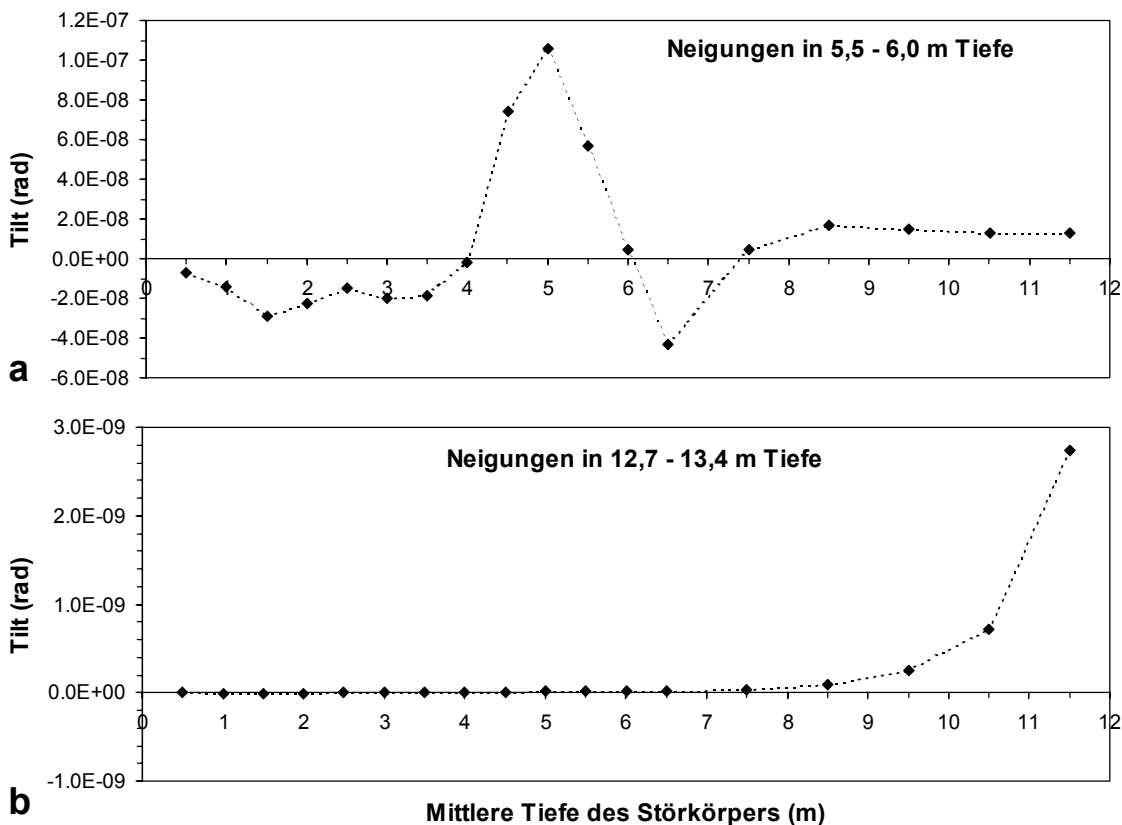


Abb. 31: Luftdruckbedingte Neigungen in 5,5-6 m Tiefe (a) und in 12,7-13,4 m Tiefe (b).  $\Delta p = 1 \text{ hPa}$ , Störkörper in 2-3,5 m Entfernung, Variation der Störkörpertiefe.

Abb. 31 (oben) zeigt die resultierenden Neigungen in 5,5-6,0 m Tiefe bei verschiedenen Störkörpertiefen. Der horizontale Abstand des Störkörpers von der Meßlinie beträgt in allen Fällen 2 m. Die größten Neigungen von bis zu 100 nrad treten unmittelbar oberhalb der

Meßlinie auf. In anderen Tiefen betragen die Neigungen mit wechselndem Vorzeichen ca. 10-40 nrad. Bei geringerem horizontalem Abstand schlägt die Neigungsrichtung um und erreicht bei einem mittleren Abstand von ca. 0,5 m wieder ein Maximum von ca. 100 nrad (Abb. 32). Ab einem mittleren Abstand von ca. 2 m nimmt der Einfluß des Störkörpers ab. In 12,7-13,4 m Tiefe (Abb. 31 unten) ist der Einfluß des Störkörpers weitaus geringer. Die Neigungen nehmen mit der Tiefe des Störkörpers kontinuierlich zu und erreichen an der Grenze zum durchgehenden Fels 3 nrad. In 30 m Tiefe ist der Einfluß des Störkörpers  $< 0,01$  nrad.

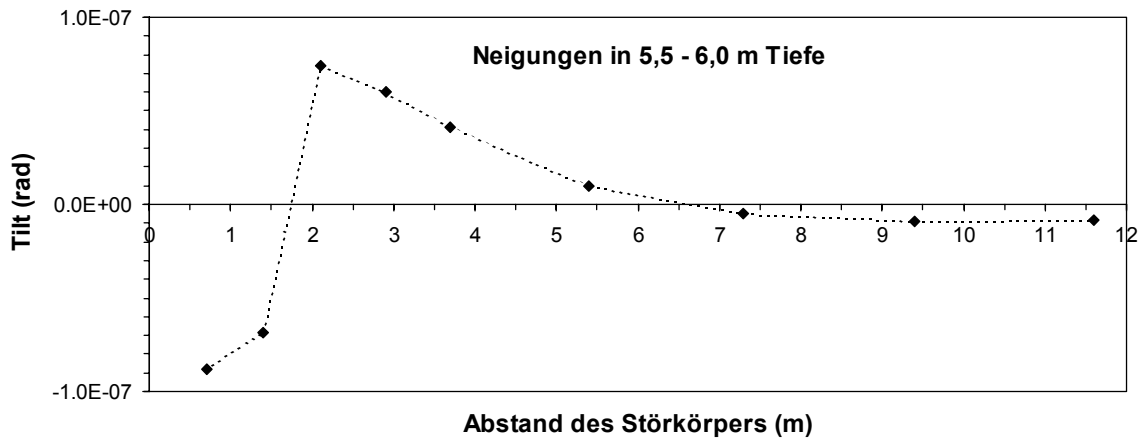


Abb. 31: Luftdruckbedingte Neigungen in 5,5-6 m Tiefe.  $\Delta p = 1$  hPa, Störkörper in 4-5 m Tiefe, Variation des horizontalen Abstands.

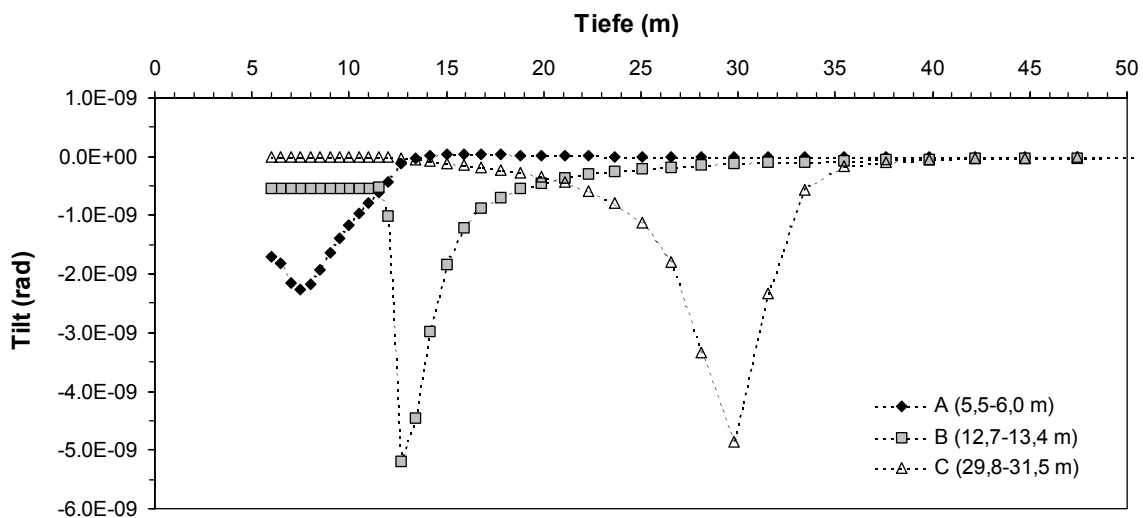


Abb. 33: Luftdruckbedingte Neigungen in der Umgebung einer vertikalen Schwächezone, die von der Basis des Modells (-60 m) bis in verschiedene Tiefen hinaufreicht. Meßstellen in 5,5-6 m, in 12,7-13,4 m und in 29,8-31,5 m Tiefe.

In einem zweiten Modell wurde der Einfluß einer vertikalen Schwächezone auf die Neigungsmessungen untersucht. Die Schwächezone ist 10 cm breit und entspricht dem Material der Schicht 2 ( $E = 50$  MPa,  $\nu = 0,1$ , s. Abb. 30). Das Modell wurde mit einem Oberflächendruck von 1 hPa belastet. Die Neigung wurde wie beim vorigen Modell in 3 verschiedenen Tiefen in einem horizontalen Abstand von 2 m zur Schwächezone abgegriffen. Abb. 33 zeigt die Neigungen in 3 verschiedenen Tiefen bei Variation der vertikalen Erstreckung der Schwächezone. Eine Tiefe von z.B. 12 m bedeutet, daß die Schwächezone von der Basis des Modells

bis in 12 m Tiefe reicht. Die größten Neigungen von bis zu 5 nrad treten dann auf, wenn das obere Ende der Schwächezone sich auf gleicher Höhe mit der Meßlinie befindet. Die Tiefe der Meßlinie spielt dabei keine Rolle. Der in 5,5-6 m Meßtiefe schwächere Effekt ist auf den geringeren Festigkeitskontrast zwischen der Schwächezone und dem umgebenden Material (Schicht 3) zurückzuführen. Ist das Ende der Schwächezone in vertikaler Richtung mehr als 5 m von der Meßlinie entfernt, betragen die Neigungen weniger als 1 nrad.

Die Ergebnisse zeigen, daß mechanische Inhomogenitäten im Untergrund bei Luftdruckänderungen lokal zu Neigungen führen können, die deutlich größer sind als Neigungen durch großräumige laterale Luftdruckgradienten. Durch Verwitterungsrestblöcke innerhalb der Verwitterungsschicht muß dadurch in einer Tiefe von ca. 6 m mit luftdruckbedingten Neigungen von wenigen 10er nrad/hPa gerechnet werden. In einer Tiefe von ca. 13 m beträgt der Einfluß meistens weniger als 1 nrad/hPa. In 30 m Tiefe ist der Einfluß von Verwitterungsrestblöcken vernachlässigbar. Dagegen ist der Einfluß von Schwächezonen in 13 bzw. 30 m Tiefe größer als nahe der Oberfläche, da der Festigkeitskontrast zur Schwächezone im Fels größer ist als in der Verwitterungsschicht. Der Einfluß ist meistens kleiner als 1 nrad/hPa außer in Bereichen, wo die Schwächezone abrupt endet. Dort können luftdruckbedingten Neigungen bis zu 5 nrad/hPa auftreten. Da eine genaue Lokalisierung von Inhomogenitäten im Untergrund i.d.R. nicht möglich ist, können für die dadurch verursachten Effekte nur Erwartungswerte bzw. Obergrenzen angegeben werden, wohingegen Neigungen durch großräumige laterale Luftdruckgradienten durch die Verwendung bekannter Erdmodelle durchaus modellierbar sind.

#### **4.3.2. Beobachtete Luftdruckeffekte**

Askania-Pendel:

Nach der Erdgezeitenanalyse liegt ein gezeitenbefreiter Datensatz vor, der zur Analyse weiterer Effekte dient. Abb. 34 (oben) zeigt die um die Erdgezeiten und einer linearen Drift befreiten Restkurven der EW- und NS-Komponente des Askania-Pendels eines Analysezeitraums in Gegenüberstellung mit dem Luftdruck und dem Grundwasserpegel. Es besteht kein durchgehender Zusammenhang zwischen Neigung und Luftdruck. Die Korrelationskoeffizienten fallen dementsprechend niedrig aus, 0,12 für die EW-Richtung bzw. -0,16 für die NS-Richtung. An einigen Stellen ist ein schwacher Zusammenhang zwischen Luftdruck und EW-Neigung zu erkennen, z.B. an den Tagen 27-28, 86-87, 103-106, 111-112 und 124-130. Der Einfluß beträgt in diesen Fällen maximal 1 nrad/hPa. Die Korrelationskoeffizienten für den Zeitraum zwischen den Tagen 102 und 130 liegen bei -0,79 (EW-Richtung) bzw. -0,77 (NS-Richtung). Es handelt sich dabei um Luftdruckstörungen von max. 2-3 Tagen Dauer, die großen Störungen von bis zu 10 Tagen Dauer finden in den Neigungsregistrierungen keine Entsprechung. Es ist daher anzunehmen, daß der laterale Luftdruckgradient bei den großen Druckstörungen klein ist.

In erster Näherung kann davon ausgegangen werden, daß die zeitlichen Luftdruckvariationen die lateralen Luftdruckgradienten qualitativ wiedergeben. Das bedeutet, daß Luftdruckstörungen von großer Ausdehnung langperiodische und solche von geringer Ausdehnung kurzperiodische Luftdruckvariationen verursachen. Da sehr kleine Luftdruckstörungen aufgrund der geringen Energien keine nennenswerten Deformationen hervorrufen, wurden die Luftdruckdaten mit einer Grenzperiode von 1 Tag zunächst tiefpaßgefiltert und anschließend die Änderungsraten des Luftdrucks in hPa/h berechnet. Diese Datenreihe ist in Abb. 34 (unten) den gezeitenbefreiten Restkurven des Askania-Pendels gegenübergestellt.

Zum besseren Vergleich wurden die langperiodischen Anteile  $> 5$  Tage eliminiert. Die EW-Komponente (obere Reihe) zeigt in einigen Fällen eine positive Korrelation, die NS-Komponente (untere Reihe) in einigen Fällen eine negative Korrelation mit den Änderungs-raten des Luftdrucks. Die betragsmäßig kleinen Korrelationskoeffizienten von  $-0,27$  (EW) und  $0,28$  (NS) zeigen auch hier das Fehlen einer durchgehenden Beziehung zwischen Luftdruckänderung und Neigung an. Das liegt zumindest teilweise an der Abhängigkeit der Neigungskomponenten von der Richtung des Luftdruckgradienten, die bei den zeitlichen Änderungsraten nicht berücksichtigt wird.

Das nach der Eliminierung der Erdgezeiten stärkste Signal läßt sich durch Luftdruckvariationen nicht erklären. Der Einfluß des Luftdrucks ist insgesamt klein und auf bestimmte Ereignisse beschränkt, die vermutlich durch einen großen lateralen Luftdruckgradienten charakterisiert sind. Das zeigt, daß Neigungen durch lokale Verzerrung des Verschiebungsfeldes, die proportional zum lokalen Luftdruck sein sollten, am Meßort des Askania-Pendels kaum eine Rolle spielen.

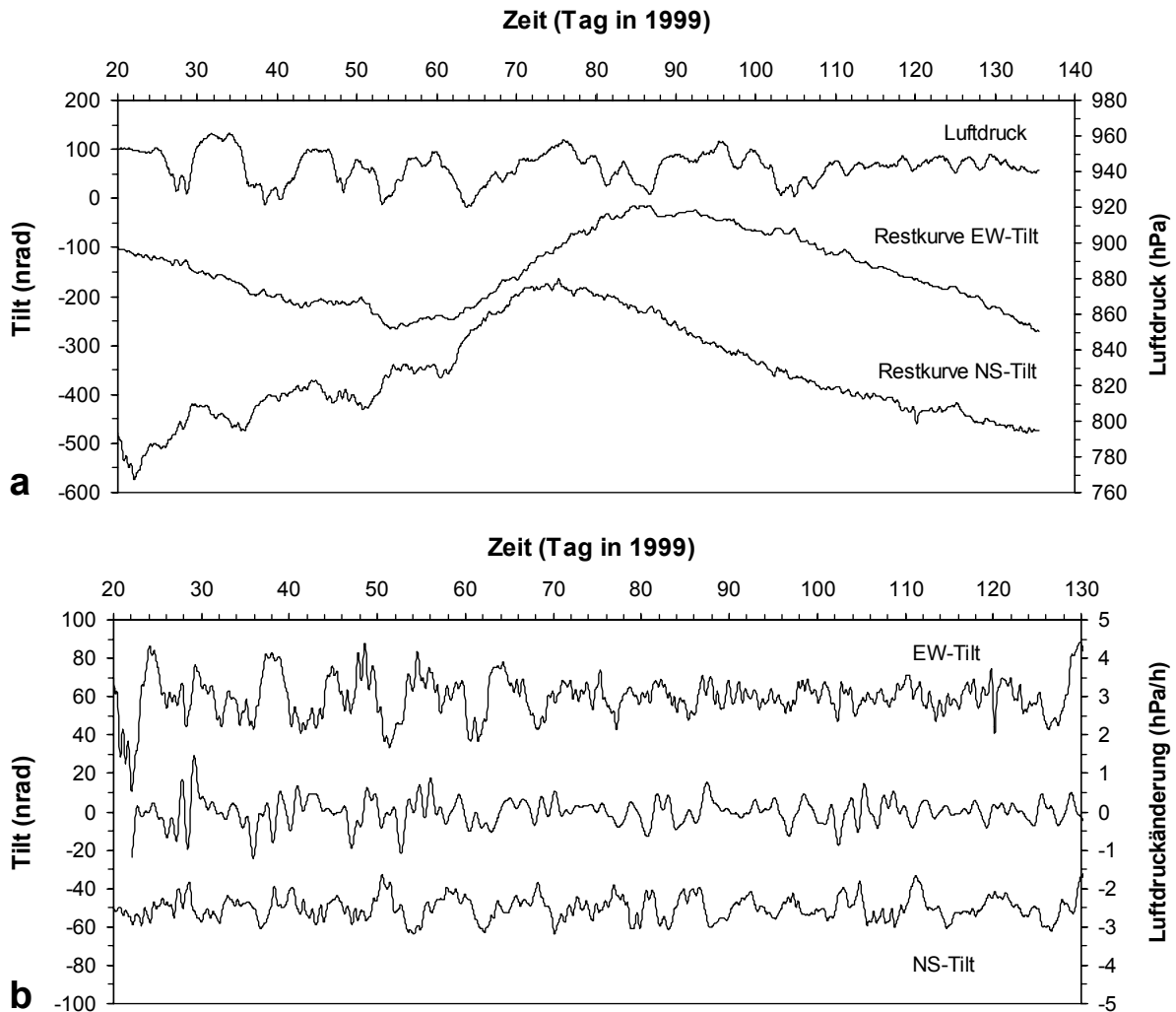


Abb. 34: (a) Gegenüberstellung der Restkurven aus der Gezeitenanalyse einer Zeitreihe des Askania-Pendels mit dem Luftdruck. (b) Änderungsraten des Luftdrucks nach Tiefpaßfilterung (mittlere Reihe) in Gegenüberstellung mit den driftbefreiten Restkurven EW-Tilt (obere Reihe) und NS-Tilt (untere Reihe).

Bohrlochneigungsmesser Typ AGI 722A:

Aufgrund des weitaus geringeren Auflösungsvermögens dieser Geräte und der in geringen Tiefen starken thermoelastischen und hydrologischen Effekte sind luftdruckinduzierte Neigungen nicht identifizierbar.

#### 4.4. Neigungen durch thermoelastische Verformung

##### 4.4.1. Mechanismen

Temperaturänderungen rufen Volumenänderungen bzw. bei behinderter Ausdehnung Änderungen des Spannungszustandes in dem betroffenen Medium hervor. Bei instationären Temperaturfeldern oder mechanisch inhomogenen bzw. anisotropen Materialien können daraus Neigungsänderungen resultieren. Im natürlichen Untergrund kann davon ausgegangen werden, daß der wesentliche Teil der Temperaturänderungen von der Oberfläche her erfolgt und sich senkrecht dazu ausbreitet. Bei horizontaler Oberfläche und homogenem Untergrund resultieren aus einem vertikalen Temperaturgradienten  $dT/dz$  keine Neigungen  $dx/dz$ , da senkrecht zum Temperaturgradienten ( $x$ -Richtung) keine Verschiebungen vorkommen. Aus dem gleichen Grund treten auch in einem horizontal geschichteten Untergrund mit horizontaler Oberfläche keine Neigungen auf. Das bedeutet, daß thermoelastische Neigungen im Untergrund durch

- laterale Inhomogenitäten (der elastischen oder thermischen Parameter)
  - das topographische Relief
- verursacht werden.

Bei behinderter Seitenausdehnung entstehen im Untergrund Horizontalspannungen, deren Größe von der Temperaturdifferenz, dem Elastizitätsmodul und dem thermischen Ausdehnungskoeffizient abhängen:

$$\sigma_{xx} = \Delta T \cdot E \cdot \alpha \quad [\text{Pa}]$$

In ein horizontal geschichtetes, 2-dimensionales FE-Modell (vgl. Abb. 30, ohne Störkörper und Schwächezone) wurden die thermischen Parameter aus dem Modell für den ungestörten Untergrund (vgl. Kap. 3.3) eingeführt. Die thermischen Längenausdehnungskoeffizienten wurden für alle Materialien mit  $1 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$  angenommen. Bei einer jährlichen Schwankung der Temperatur an der Erdoberfläche von  $\pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$  resultieren jährliche Schwankungen der Horizontalspannung gemäß Abb. 35 (schwarze Rauten). Nahe der Oberfläche sind die Horizontalspannungen durch den kleinen E-Modul von Lehm vergleichsweise gering, obwohl hier die größten Temperaturdifferenzen auftreten. Die größten Horizontalspannungen von ca. 20 kPa treten an der obersten Stelle des massiven Felses auf, da hier der E-Modul drastisch zunimmt. In weiterer Tiefe nehmen die Horizontalspannungen zusammen mit den Temperaturschwankungen exponentiell ab. Die Phasen der Horizontalspannungen stimmen in einer gegebenen Tiefe mit denen der Temperaturen überein.

In einem Vergleichsmodell wurde durchgängig bis zur Oberfläche massiver Fels (Gneis) angenommen (Abb. 35, graue Quadrate). An der Oberfläche treten dann Horizontalspannungen von über 1 MPa auf. Das zeigt deutlich, daß durch die Boden- und Verwitterungsschicht gegenüber dem unbedeckten Fels nicht nur die Temperaturschwankungen stärker gedämpft, sondern auch die maximalen jährlichen Schwankungen der Horizontalspannungen erheblich reduziert werden.

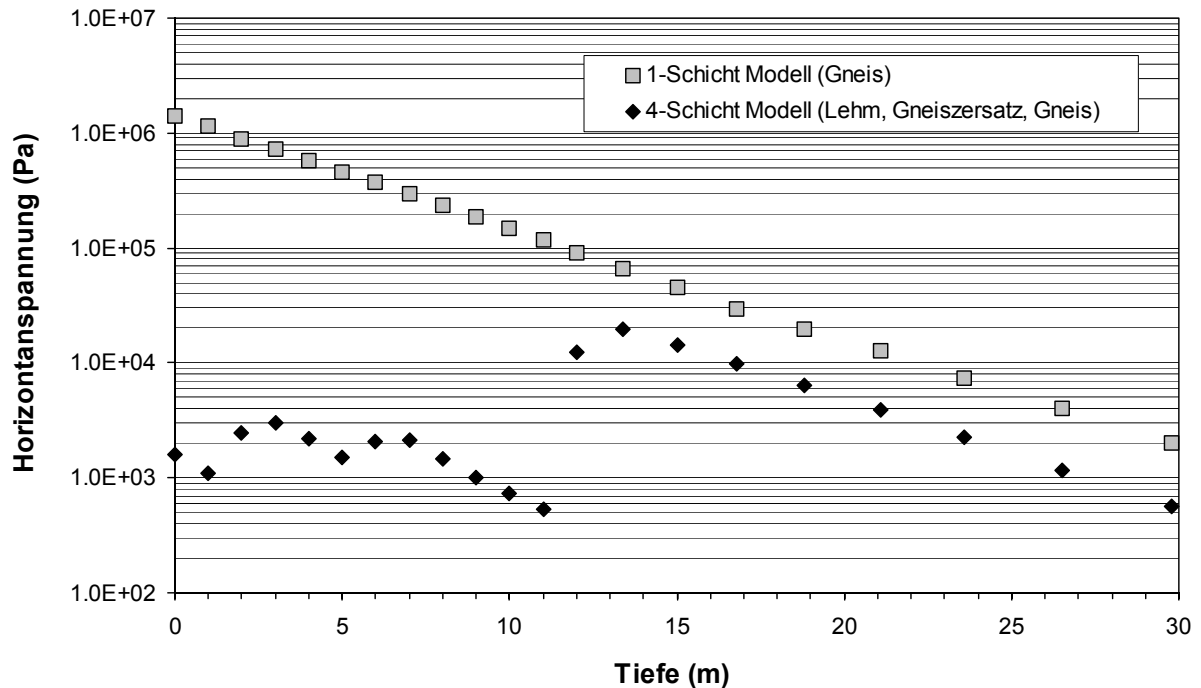


Abb. 35: Jahresperiodische thermoelastische Horizontalspannungen in verschiedenen Tiefen bei einem 1-Schicht Modell und einem 4-Schicht Modell.

Die maximalen thermoelastischen Horizontalspannungen geben einen Anhaltspunkt darüber, in welcher Tiefe potentiell welche Neigungen entstehen können. Erst die i.d.R. unbekannte Größe und Verteilung der mechanischen Kennwerte, d.h. die Festigkeitskontraste, entscheiden über die tatsächlich eintretenden Neigungen. Anhand des Störkörpermodells aus Kap. 4.3.1 (Abb. 30) soll eine Größenordnung der zu erwartenden thermoelastischen Neigungen angegeben werden. Als Belastung dienen die thermoelastischen Spannungen aus dem vorigen Modell.

Abb. 36 (oben) zeigt die Neigungen in 5,5-6,0 m Tiefe bei vertikaler Variation der Lage des Störkörpers. Der horizontale Abstand des Mittelpunkts von der Meßlinie beträgt 2,8 m. Die größten Neigungen von ca. 6  $\mu$ rad treten ca. 2 m oberhalb der Meßlinie auf. Das Minimum ca. 2 m unterhalb der Meßlinie zeigt einen Ausschlag in die entgegengesetzte Richtung, jedoch mit deutlich geringerer Amplitude, was auf die stärker gedämpfte Temperaturwelle in dieser Tiefe zurückzuführen ist. Dazwischen liegt ein Nulldurchgang (keine Neigung). Bei Variation des horizontalen Abstands des Störkörpers zeigt sich bei einer mittleren Entfernung von der Meßlinie von ca. 2 m ein Maximum von ca. 8  $\mu$ rad (Abb. 37a). Mit zunehmender Entfernung nimmt der Einfluß des Störkörpers annähernd exponentiell ab.

In 12,7-13,4 m Tiefe (Abb. 36 unten) ist der Einfluß des Störkörpers zwei Größenordnungen kleiner und beträgt meistens weniger als 20 nrad. Erst in 11-12 m Tiefe, wo der Störkörper dem durchgehenden Fels aufliegt, treten Neigungen von knapp 100 nrad auf.

Der Einfluß der Störkörpergröße ist überwiegend von seiner vertikalen Erstreckung abhängig. Abb. 37b zeigt die Neigungen in einer Tiefe von 5,5-6,0 m bei einer Ausdehnung (B x H) des Störkörpers von 0,6 x 0,5 m, 1,5 x 1,0 m, 2,3 x 1,5 m, 3,1 x 2,0 m und 4,0 x 2,5 m. Der kürzeste horizontale Abstand zur Meßlinie beträgt in allen Fällen 1,4 m, die Unterkante des Störkörpers befindet sich in 4,5 m Tiefe. Die resultierenden Neigungen nehmen annähernd linear mit der Höhe des Störkörpers zu. Da mit Felsblöcken > 1,5-2 m Kantenlänge kaum zu

rechnen ist, sollten in 5,5-6 m Tiefe die jahresperiodischen thermoelastischen Neigungen 10  $\mu$ rad nicht wesentlich übersteigen.

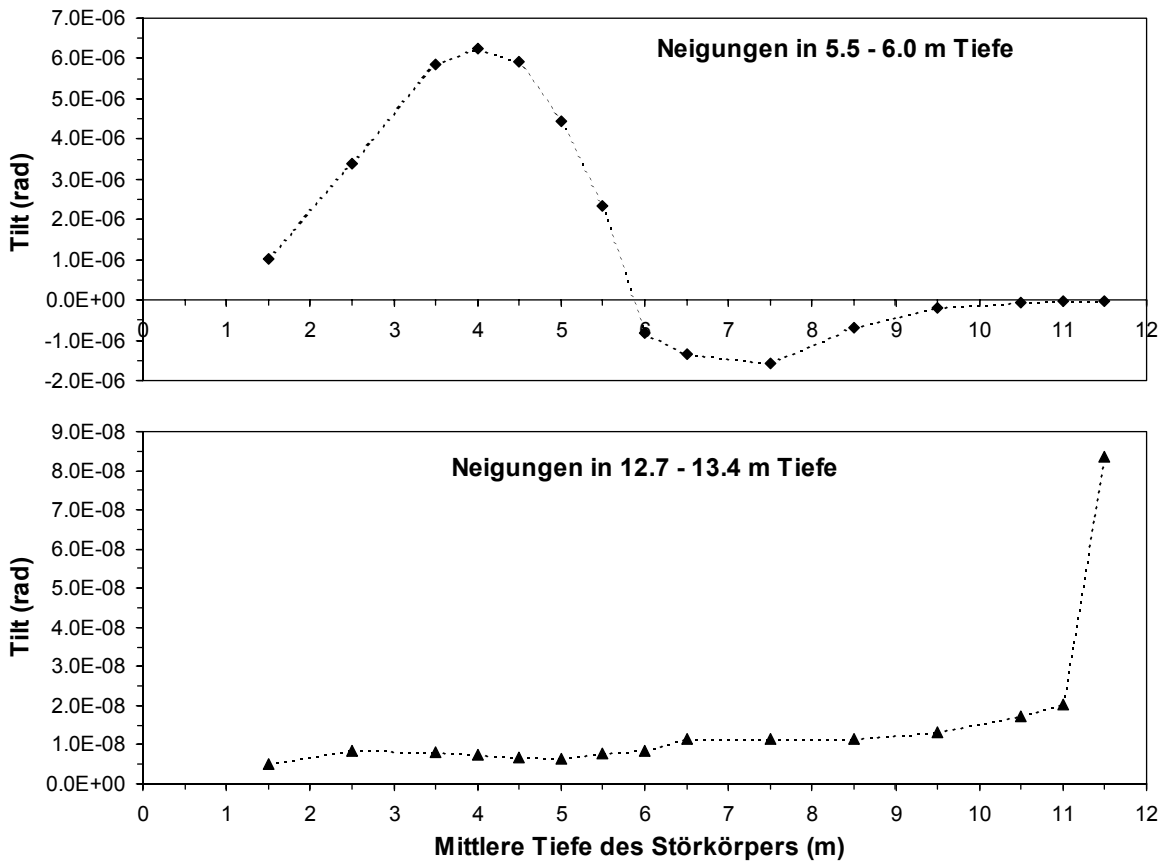


Abb. 36: Neigungen durch jahresperiodische thermoelastische Verformungen in 5,5-6 m Tiefe (oben) und in 12,7-13,4 m Tiefe (unten). Störkörper in 2-3,5 m horizontaler Entfernung, Variation der Störkörpertiefe.

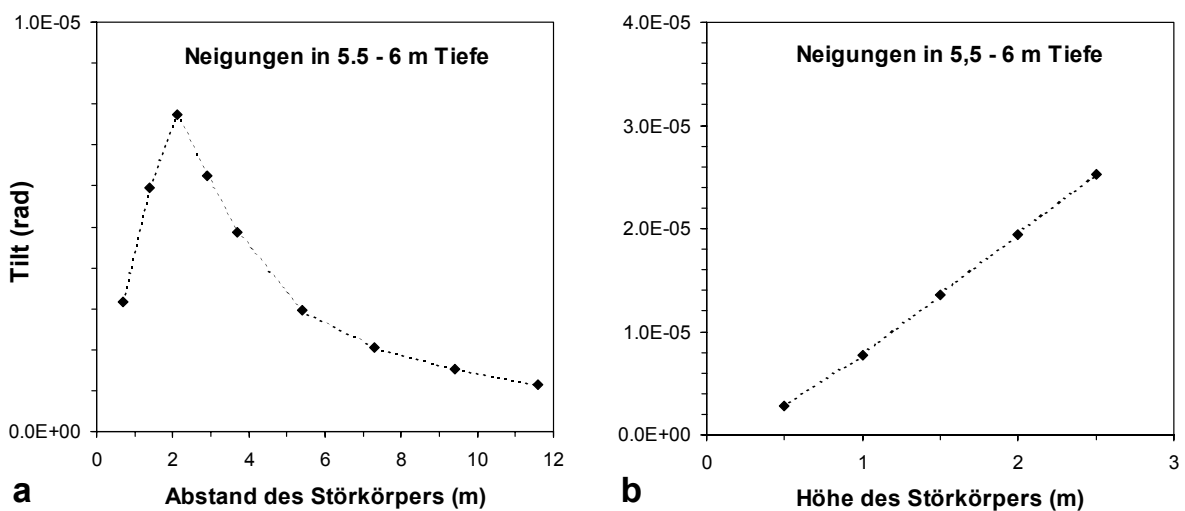


Abb. 37: (a) Thermoelastische Neigungen in 5,5-6 m Tiefe. Störkörper in 3,5-4,5 m Tiefe, Variation des horizontalen Abstands. (b) Thermoelastische Neigungen in 5,5-6 m Tiefe. Störkörper in 1,4 m horizontaler Entfernung und in 4,5 m Tiefe, Variation der Störkörpergröße.

Analog zur Modellierung des Luftdruckeinflusses (Kap. 4.3.1) wurden die thermoelastischen Effekte in der Umgebung einer vertikalen Schwächezone untersucht (Modell s. Abb. 30). Als Belastung dienten wieder die thermoelastischen Spannungen aus dem Horizontalspannungs-Modell (s.o.). Abb. 38 zeigt die jahresperiodischen thermoelastischen Neigungen in 3 verschiedenen Tiefen bei Variation der vertikalen Erstreckung der Schwächezone. Eine Tiefe von z.B. 12 m bedeutet, daß die Schwächezone von der Basis des Modells bis in 12 m Tiefe reicht. In 5,5-6 m Tiefe treten Neigungen von höchstens  $0,2 \mu\text{rad}$  auf. Wenn das obere Ende der Schwächezone sich auf gleicher Höhe mit der Meßlinie befindet, liegen die Werte etwas darüber. Erheblich größere Amplituden von bis zu  $1,4 \mu\text{rad}$  treten in 12,7-13,4 m Tiefe auf, obwohl die Amplitude der Temperaturwelle mit zunehmender Tiefe abnimmt. Hier macht sich die Grenze der Verwitterungsschicht zum festen Fels in 12 m Tiefe bemerkbar. Der große Festigkeitskontrast beider Einheiten bewirkt eine hohen vertikalen Gradienten der Horizontalspannungen (vgl. Abb. 35) bzw. in der Umgebung der Schwächezone einen vertikalen Gradienten der Horizontalverschiebungen, woraus die Neigungen resultieren. Eine zusätzliche Verzerrung des Verschiebungsfeldes erfolgt, wenn das obere Ende der Schwächezone sich auf gleicher Höhe mit der Meßlinie befindet. Endet die Schwächezone mehr als 10 m unterhalb der Meßlinie, ist der Einfluß der Schwächezone kleiner als  $1 \text{ nrad}$ .

In 29,8-31,5 m Tiefe sind die Neigungen ca. eine Größenordnung kleiner (rechte Skala in Abb. 38). Der größte Wert von ca.  $70 \text{ nrad}$  wird erreicht, wenn die Schwächezone knapp unterhalb der Grenze Verwitterungsschicht / fester Fels endet. Auch in dieser Tiefe wirken sich die Neigungen infolge des hohen Festigkeitskontrastes dieser Grenze aus. Ein lokales Maximum tritt auf, wenn das obere Ende der Schwächezone sich auf gleicher Höhe mit der Meßlinie befindet. Endet die Schwächezone mehr als 5 m unterhalb der Meßlinie, treten nur noch Neigungen von weniger als  $1 \text{ nrad}$  auf.

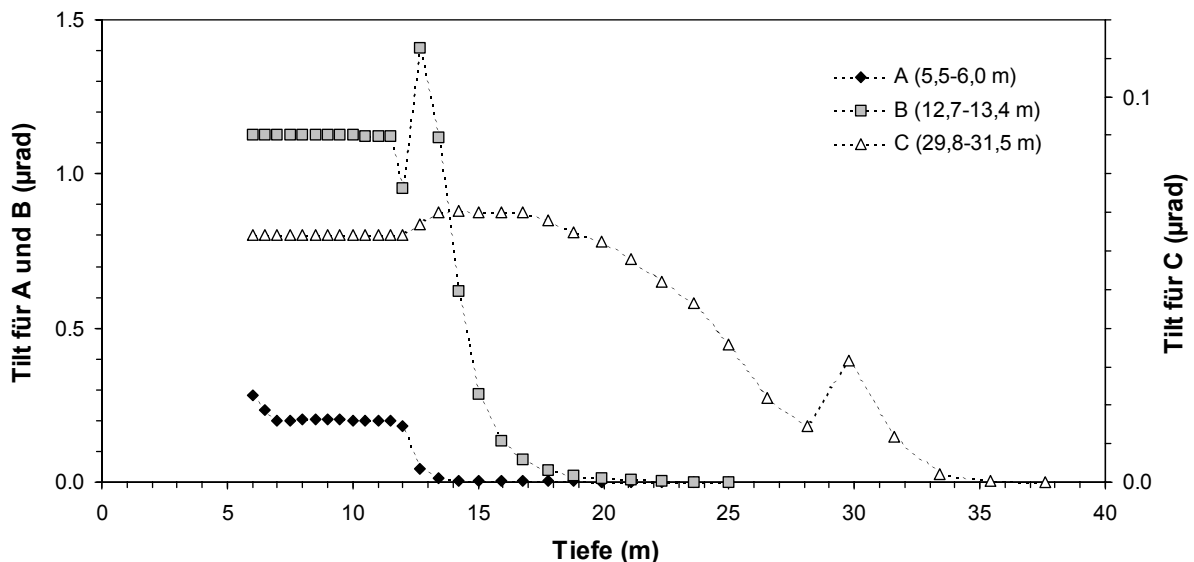


Abb. 38: Neigungen durch jahresperiodische thermoelastische Verformungen in der Umgebung einer vertikalen Schwächezone, die von der Basis des Modells (-60 m) bis in verschiedene Tiefen hinaufreicht. Meßstellen in 5,5-6 m, 12,7-13,4 m und 29,8-31,5 m Tiefe.

Die durch einzelne Felsblöcke in der Verwitterungsschicht verursachten Verzerrungen des Verschiebungsfeldes führen zu jahresperiodischen thermoelastischen Neigungen von einigen bis max.  $10 \mu\text{rad}$  in Tiefen um 6 m und von einigen 10er bis max.  $100 \text{ nrad}$  in Tiefen um 13 m. In 30 m Tiefe ist der Einfluß von Verwitterungsrestblöcken vernachlässigbar. Eine

vertikale Schwächezone im festen Fels verursacht die größten jahresperiodischen thermoelastischen Neigungen an der Obergrenze des festen Felses. In der Umgebung der Schwächezone muß dadurch in 6 m Tiefe mit 200-300 nrad und in 13 m Tiefe sogar mit 1-1,5  $\mu$ rad gerechnet werden. In 30 m Tiefe ist der Einfluß mit max. 70 nrad geringer. Damit ist in 6 m Tiefe der Einfluß von Verwitterungsrestblöcken der dominierende Faktor, während in 13 und 30 m Tiefe der Einfluß steiler Schwächezonen Hauptursache thermoelastischer Neigungen im Untergrund sein dürfte.

#### 4.4.2. Beobachtete thermoelastische Effekte

Plattform-Tiltmeter Typ AGI 701-2:

An der Erdoberfläche wurden auf dem Gravimeterpfeiler mit dem Plattform-Tiltmeter Neigungsänderungen von z.T. über 10  $\mu$ rad innerhalb weniger Tage gemessen. Die Gegenüberstellung der Neigungen mit der Temperatur deutet auf thermoelastische Effekte hin (Abb. 39). Dabei ist die Korrelation mit dem externen Sensor, der die Temperatur auf der Pfeileroberfläche mißt, besser, als die Korrelation mit dem internen Sensor, der die Temperatur innerhalb des thermisch isolierten Gerätes mißt (Tab. 15).

Meßperiode	Pfeiler	Korrelationskoeffizienten			
		Kanal x - $T_{int}$	Kanal y - $T_{int}$	Kanal x - $T_{ext}$	Kanal y - $T_{ext}$
29.1. – 4.3.99	A	0,64	-0,77	0,85	-0,93
1.4. – 3.5.99	A	-0,80	0,87	-0,87	0,94
22.7. – 25.8.99	B	0,59	-0,88	0,67	-0,91

Tab. 15: Korrelationskoeffizienten der beiden Neigungsmesserkanäle (x weist nach E, y nach N) mit der internen bzw. externen Temperatur. Pfeiler A: Pfeiler für Absolutschweremessung, Pfeiler B: Pfeiler des supraleitenden Gravimeters.

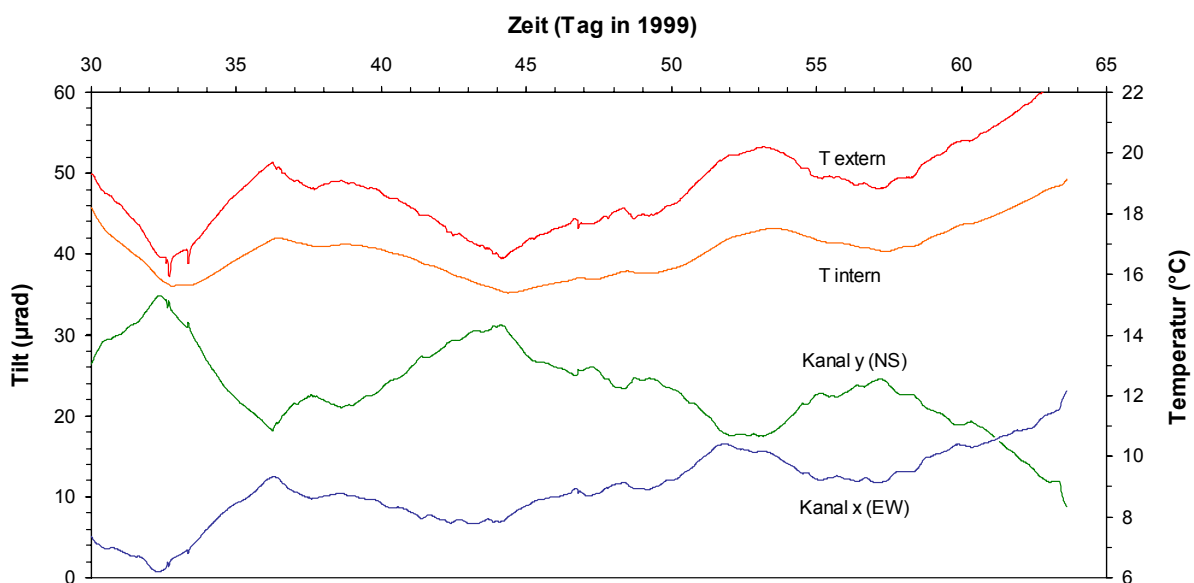


Abb. 39: Registrierung des Plattform-Tiltmeters auf dem Gravimeterpfeiler A vom 29.1.-4.3.99, Temperaturmessung im Sensor ( $T_{intern}$ ) und am Pfeiler ( $T_{extern}$ ).

An verschiedenen Stellen des Gravimeterpfeilers A weisen die mit der Temperatur korrelierenden Neigungen in verschiedene Richtungen (Abb. 40b). Diese Tatsache sowie die

bessere Korrelation mit der externen Temperatur (Tab. 15) deutet darauf hin, daß dieser Effekt keine Temperaturabhängigkeit des Sensors darstellt, sondern vielmehr auf thermoelastische Verformungen des Unterlagers zurückzuführen ist. Zur qualitativen und quantitativen Abschätzung der thermoelastischen Verformung des Gravimeterpfeilers wurde ein einfaches, 3-dimensionales FE-Modell des Gravimeterpfeilers der Größe  $2 \times 1 \times 0,5 \text{ m}$  ( $L \times B \times H$ ) erstellt. Die thermischen Parameter entsprechen denen von Granit:

Wärmeleitfähigkeit:	$\lambda = 3,0$	$\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$
Spezifische Wärme:	$c = 760\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$	
Dichte:	$\rho = 2710$	$\text{kg}/\text{m}^3$
therm. Ausdehnungskoeffizient:	$\alpha = 8 \cdot 10^{-6}$	$\text{K}^{-1}$
Wärmeübertragungskoeffizient:	$h = 10$	$\text{W}/(\text{m}^2\cdot\text{K})$

Simuliert wurde eine Erhöhung der Raumtemperatur von 1 K. Die Wärmeübertragung auf den Granitpfeiler erfolgt konvektiv und wird durch den Wärmeübertragungskoeffizient bestimmt. Da nur ein Teil des Pfeilers den Schwankungen der Lufttemperatur ausgesetzt ist, fand eine Wärmeübertragung nur an der Pfeileroberfläche und an den obersten 10 cm der Seitenflächen statt. Abb. 40a zeigt die Vertikalverschiebung an der Pfeileroberfläche entlang dreier Profilschnitte (vgl. Abb. 40b) infolge thermoelastischer Verformung 6 h nach der Temperaturerhöhung. Man erkennt eine breite, zentrale Aufwölbung des Pfeiler von ca.  $0,7 \mu\text{m}$  mit einem dezentralen Maximum entlang der Mittellinie (A). Zu den Rändern und insbesondere zu den Ecken hin (C) nehmen die Vertikalverschiebungen stark ab, so daß hier Neigungen von bis zu  $4 \mu\text{rad}$  auftreten, die vom Pfeiler weg gerichtet sind. Richtung und Größenordnung stimmen mit den gemessenen Neigungen überein, so daß thermoelastische Verformungen des Gravimeterpfeilers für die stark temperaturkorrelierten Neigungssignale verantwortlich gemacht werden.

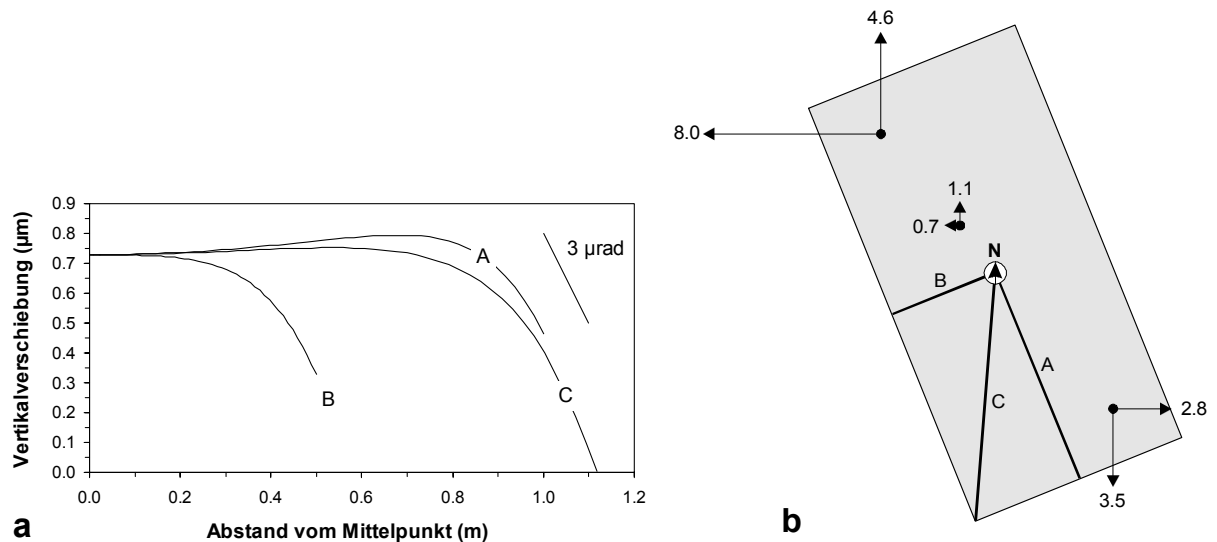


Abb. 40: (a) Vertikalverschiebungen auf dem modellierten Gravimeterpfeiler entlang der drei Profile A, B und C 6 Stunden nach Erhöhung der Lufttemperatur um  $1^\circ\text{C}$ ; (b) gemessene temperaturkorrelierte Neigungen in  $\mu\text{rad}/^\circ\text{C}$ .

## Bohrlochneigungsmesser Typ AGI 722A:

Die Neigungsmessungen in 5,6 m Tiefe sind von einer starken Jahreswelle geprägt (Abb. 41). Die Maxima und Minima stimmen etwa mit denen der in dieser Tiefe gemessenen Temperatur überein. Die FE-Modelle haben gezeigt, daß Temperaturschwankungen und thermoelastische Horizontalspannungen in einer gegebenen Tiefe phasengleich verlaufen. Deshalb wird die Jahreswelle auf thermoelastische Verformungen des Untergundes zurückgeführt, obgleich auch eine Temperaturabhängigkeit des Sensors selbst nicht ausgeschlossen werden kann. Bisher gibt es jedoch keine Hinweise auf eine derart starke Temperaturabhängigkeit von Neigungsmessern dieses Typs.

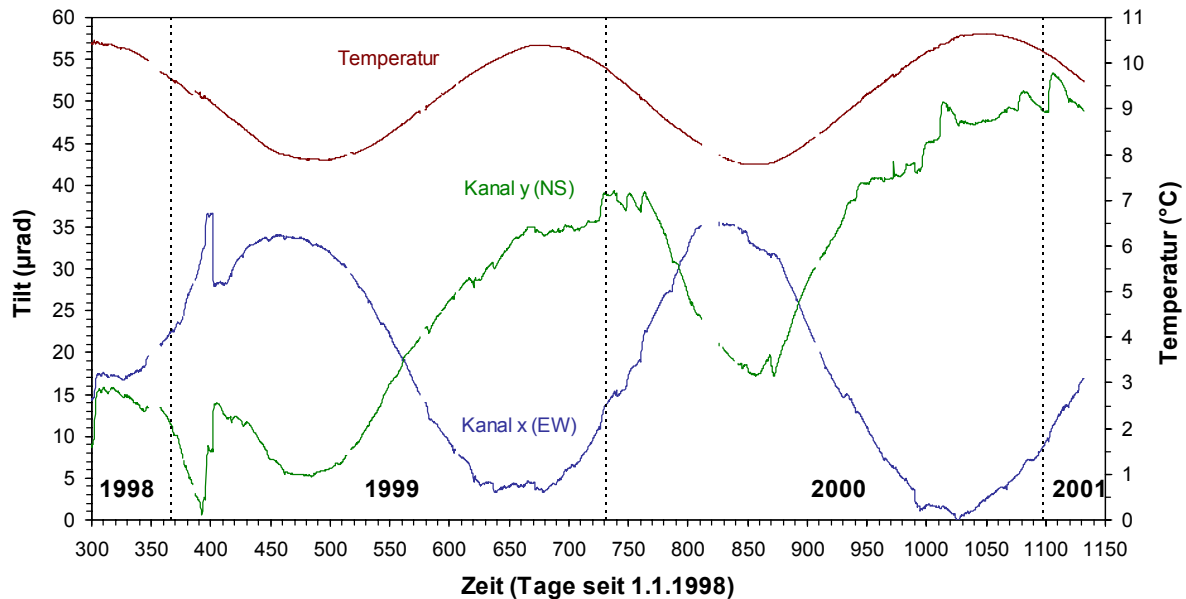


Abb. 41: Zeitreihe des Bohrloch-Neigungsmessers TM 3656 (5,6 m Tiefe) vom 22.10.1998 bis zum 4.2.2001.

Die x-y Darstellung der beiden Neigungsmesserkanäle (= Spur des oberen Endes des Neigungsmessers) zeigt im Winter/Frühling mit abnehmenden Bodentemperaturen eine Bewegung nach SE und im Sommer/Herbst mit zunehmenden Bodentemperaturen eine Bewegung nach NW (Abb. 42a). Die Richtungsumkehr erfolgt im Mai bzw. November. Die Doppelamplitude der Jahreswelle beträgt 40  $\mu\text{rad}$  in NW-SE Richtung. Dieser Wert ist vier mal größer als nach dem FE-Modell maximal zu erwarten gewesen wäre. Überlagert wird diese jährliche Drift durch Sprünge und vorübergehende Ereignisse quer zu dieser Richtung, die überwiegend auf hydrologische Ursachen zurückzuführen sind (Kap. 4.5).

In 12,9 m Tiefe ist der Jahreswelle offenbar eine erhebliche Drift nach SE bis SSE überlagert (Abb. 42b). Das könnte auf Ausgleichsbewegungen der Sandfüllung um den Neigungsmesser zurückzuführen sein, der nicht zentrisch, sondern im NW-Sektor der Verrohrung plaziert ist (vgl. Abb. 14). Etwa 7 Monate nach der Installation ist die Drift weitgehend abgeklungen. Nach der Driftphase verbleibt der Neigungsmesser in einem Bereich von  $\pm 2 \mu\text{rad}$ . Ein erheblicher Teil der Neigungsvariationen in dieser Tiefe ist auf hydrologische Ursachen (Kap. 4.5) und Auflasteffekte infolge der Bauarbeiten zurückzuführen, so daß die Jahreswelle mit höchstens 1-2  $\mu\text{rad}$  angenommen wird. Die jahresperiodischen thermoelastischen Neigungen würden damit in der gleichen Größenordnung liegen wie das Ergebnis der Modellierung.

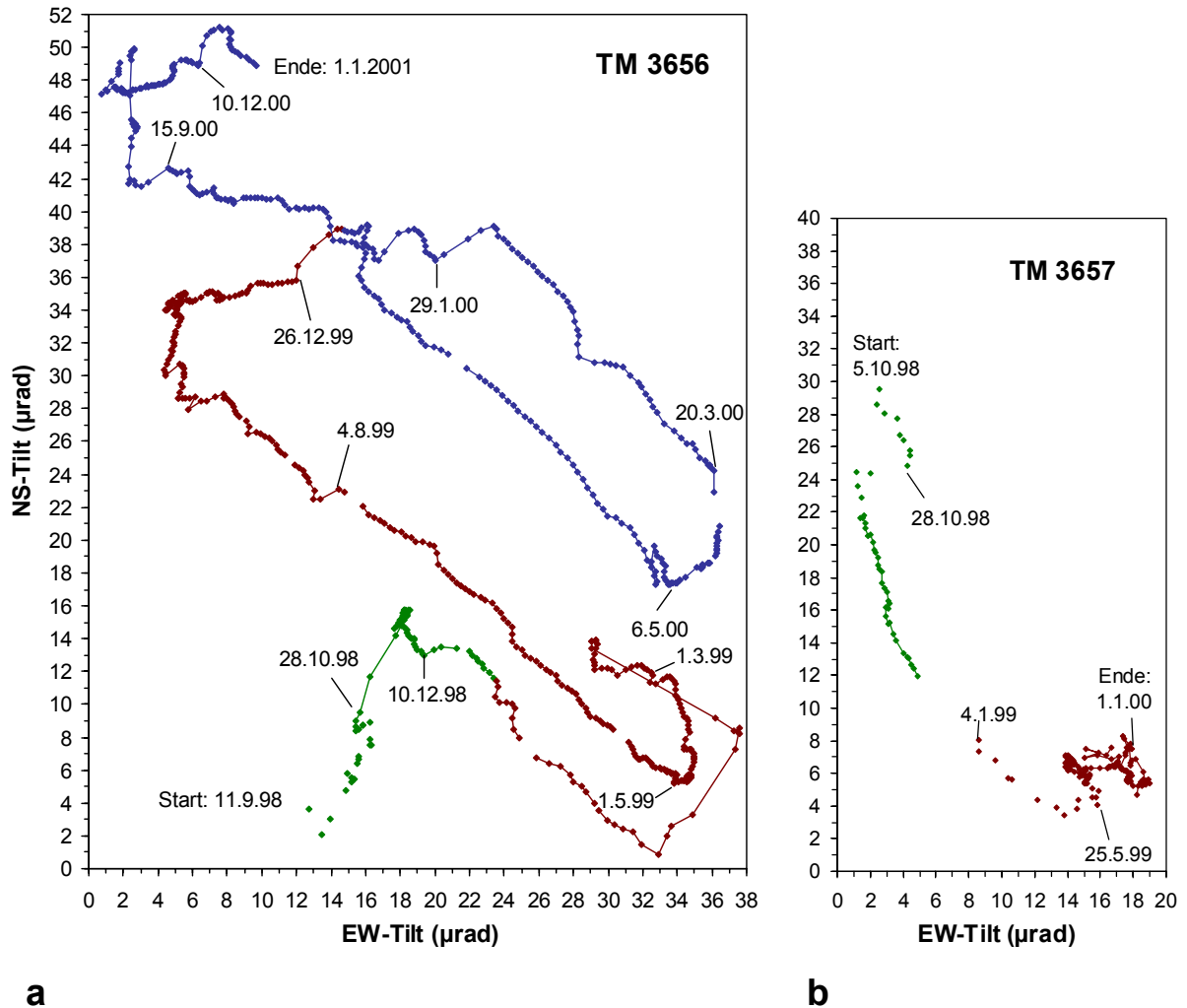


Abb. 42: Spur des oberen Endes der Bohrloch-Neigungsmesser TM 3656 in 5,6 m Tiefe (a) und TM 3657 in 12,9 m Tiefe (b). Dargestellt sind kontinuierliche Tagesmittelwerte (durch Linien verbunden) und einzelne Handmessungen. Grün: Jahr 1998, Rot: Jahr 1999, Blau: Jahr 2000.

Askania-Pendel:

Die von dem Erdzeitsignal befreite Registrierkurve des Askania-Pendels ist vor allem durch eine nach NW gerichtete Drift und durch hydrologische Einflüsse geprägt (Abb. 43). Nach Abklingen des starken hydrologischen Ereignisses im Frühjahr 1999 (Schneesmelze + Regen) ist zwischen 05/1999 und 01/2000 auch ein Teil eines Jahresgangs erkennbar. Der Ausschlag erfolgt senkrecht zur Driftrichtung mit ca.  $0,2 \mu\text{rad}$  und ist damit etwa um den Faktor 3 größer als nach dem FE-Modell maximal zu erwarten gewesen wäre. Die in 27 m Tiefe gemessene jährliche Temperaturvariation von  $2,5 \text{ mK}$  läßt sich dagegen modellmäßig bei einem realistischen Wert für die thermische Diffusivität von  $9 \cdot 10^{-7} \text{ (m}^2/\text{s)}$  in bezug auf Phase und Amplitude gut approximieren (Abb. 44).

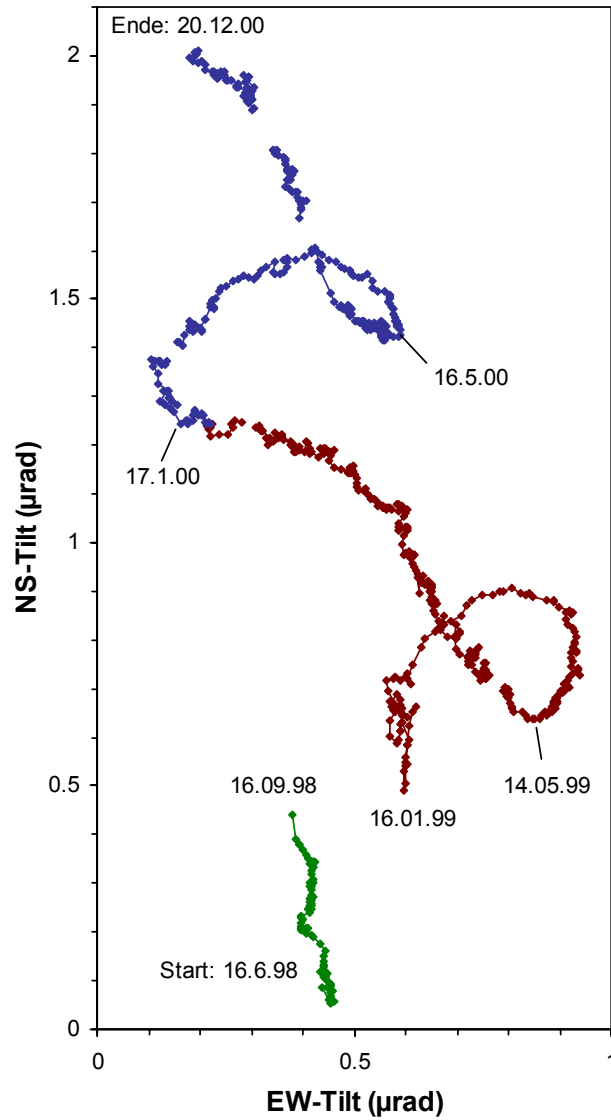


Abb. 43: Spur des oberen Endes des Askania-Pendels in 30 m Tiefe seit dem 16.6.1998. Kontinuierliche Tagesmittelwerte. Grün: Jahr 1998, Rot: Jahr 1999, Blau: Jahr 2000.

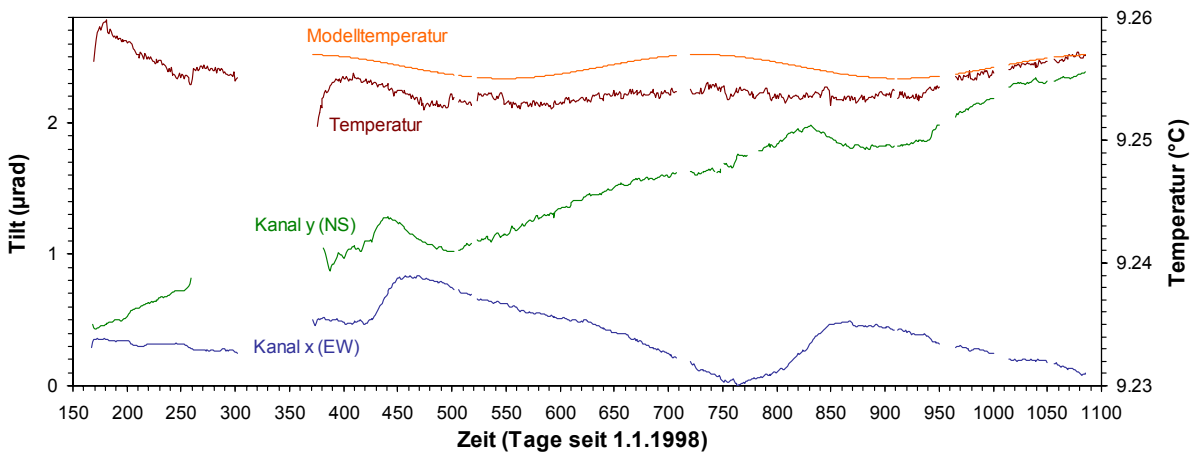


Abb. 44: Temperatur am Askania-Pendel mit Modelltemperatur (oben) und von dem Erdgezeitensignal befreite Registrierkurven in EW- und NS-Richtung (unten).

#### 4.4.3. Diskussion des thermoelastischen Einflusses auf Neigungsmessungen

Im Untergrund nehmen thermoelastische Verformungen entsprechend der jährlichen Temperaturschwankungen annähernd exponentiell mit der Tiefe ab. Dies wird auch in einer Zusammenstellung der in verschiedenen Tiefen gemessenen jahresperiodischen Neigungsänderungen deutlich (Abb. 45). Bei der Messung mit Plattform-Tiltmetern auf Oberflächen kommt es zu thermoelastischen Verzerrungen vor allem der Oberflächen selber, die zu erheblichen Neigungen führen. Selbst auf solide gegründeten, massiven Meßpfeilern können dadurch am Pfeilerrand Neigungen von bis zu  $10 \mu\text{rad}/^\circ\text{C}$  auftreten. Im Untergrund spielen ab ca. 2 m Tiefe nur noch jahreszeitliche Temperaturschwankungen eine Rolle. Bei einer horizontalen Erdoberfläche sind Inhomogenitäten im Untergrund erforderlich, um aus dem horizontal geschichteten Temperaturfeld Verschiebungsdifferenzen und somit Neigungen zu erzeugen. In der Verwitterungszone sind das vor allem Verwitterungsrestblöcke aus massivem Fels, die für einen hohen Festigkeitskontrast sorgen. Die in ca. 6 m Tiefe gemessene Jahreswelle von  $40 \mu\text{rad}$  liegt aber deutlich über dem Wert aus dem FE-Modell von max.  $10 \mu\text{rad}$ . Offenbar sind die Festigkeitskontraste bzw. Größe und Zahl der Restblöcke in der Verwitterungszone noch höher als angenommen. Bei einer jährlichen Temperaturwelle von  $2,6 \text{ }^\circ\text{C}$  in dieser Tiefe ergibt sich ein thermoelastischer Neigungswert von  $15,4 \mu\text{rad}/^\circ\text{C}$ . Oberflächennahe Neigungsmessungen in quartären Deckschichten der Niederrheinischen Bucht ergeben jahresperiodische Neigungs-/Temperaturvariationen von  $19 \mu\text{rad} / 2,3 \text{ }^\circ\text{C}$  in 4,2 m Tiefe und  $41 \mu\text{rad} / 7 \text{ }^\circ\text{C}$  bzw.  $53 \mu\text{rad} / 8 \text{ }^\circ\text{C}$  in 2 m Tiefe (Fabian et al. 2000). Daraus resultieren thermoelastische Neigungswerte von  $6\text{-}8 \mu\text{rad}/^\circ\text{C}$ . Der in Wetzell etwa doppelt so hohe Wert ist wieder ein Hinweis auf größere laterale Festigkeitskontraste in der Verwitterungsschicht.

Im Bereich des nicht oder kaum verwitterten Felses sind Schwächezonen, die stärker verwittert sind und geringere Festigkeit aufweisen, Hauptursache für eine Verzerrung des Verschiebungsfeldes, insbesondere im Endbereich einer solchen Zone. Im Übergangsbereich zwischen Verwitterungszone und unverwittertem Fels ist der Einfluß von Schwächezonen besonders hoch, da gerade hier ein hoher Festigkeitskontrast herrscht und zahlreiche Verwitterungstaschen in den Fels hineinragen. Im Fels können auch parallele Verschiebungen an Trennflächen (Klüfte, Schicht- und Schieferungsflächen) stattfinden, die zu einer lokalen Verzerrung des Verschiebungsfeldes führen. Die Summe dieser Effekte führt zu thermoelastischen Verformungen, die in 30 m Tiefe zu größeren Neigungen führen als das Modell angibt, welches nur eine Schwächezone in vertikaler Orientierung berücksichtigt. Hier werden die Grenzen der Modellierung deutlich, die ohne genaue Kenntnis der Strukturen nur qualitative Zusammenhänge und Größenordnungen wiedergeben kann.

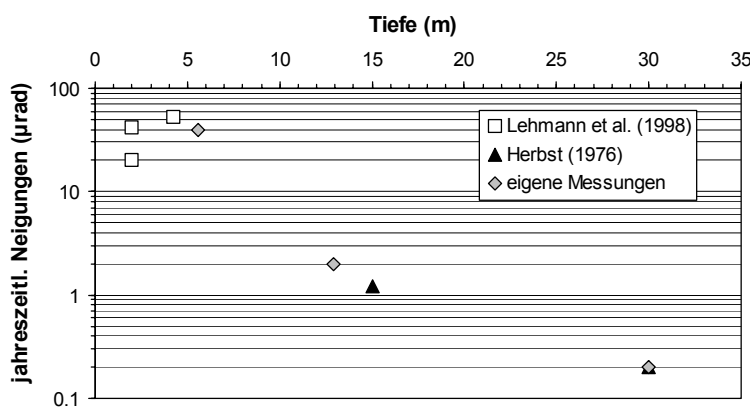


Abb. 45: Zusammenstellung von in verschiedenen Tiefen gemessenen jahresperiodischen Neigungsänderungen.

## 4.5. Hydrologisch induzierte Neigungen

### 4.5.1. Mechanismen

Neigungssignale, die nach Regenfällen oder Schneeschmelzen auftreten oder mit Änderungen des Grundwasserspiegels einhergehen, können verschiedene Ursachen haben:

- 1) Temperaturänderung durch eindringendes Regen-/Schmelzwasser
- 2) Änderung der Druckverhältnisse; in der ungesättigten Zone: Saugspannung, in der gesättigten Zone: hydrostatischer Druck
- 3) Änderung der effektiven Spannungen durch Auftrieb
- 4) Druckdifferenzen durch strömendes Wasser
- 5) Änderung der mechanischen Eigenschaften des Bodens
- 6) Quellung/Schrumpfung von Tonmineralen

Zu 1)

Einsickerndes Regen/Schmelzwasser kann aufgrund der hohen Wärmekapazität von Wasser sehr effektiv Wärme in den Untergrund transferieren. Änderungen der Bodentemperatur nach solchen Ereignissen können bis zu einer Tiefe von ca. 2 m nachgewiesen werden (s. Abb. 17). Ab einer Tiefe von 5,6 m sind solche Effekte nicht mehr erkennbar (s. Abb. 20). Dagegen wird die Grundwassertemperatur auch in größeren Tiefen von Regenereignissen beeinflusst (s. Abb. 18). Die unterschiedlichen Vorzeichen der Temperaturänderungen nach Regenfällen im Sommer- und Winterhalbjahr zeigen, daß das Wasser auf dem Weg zum Grundwasserkörper Wärme an den Boden abgibt bzw. diesem entzieht. Da im Meßgebiet aufgrund der lehmigen Deckschicht das Wasser vermutlich überwiegend seitlich zuströmt (vgl. Diskussion in Kap. 2.3.1), werden durch einsickerndes Wasser verursachte Änderungen der Bodentemperatur nur in den grundwasserführenden Zonen und nahe der Erdoberfläche erwartet.

Zu 2)

In der ungesättigten Bodenzone von Porenaquiferen herrscht innerhalb der Poren ein Unterdruck (Saugspannung), der auf Kapillarkräfte an den Kornkontakten zurückzuführen ist und mit abnehmender Korngröße zunimmt. Die Saugspannung ist der Bodenfeuchte umgekehrt proportional. In der gesättigten Bodenzone steigt der hydrostatische Druck bei steigendem Grundwasserspiegel. Beide Fälle stellen Porendruckstörungen dar, die nach der Poroelastizitätstheorie zu Deformationen des Korngerüsts führen. In Kluftaquiferen kommt es bei gleichförmiger Änderung des hydrostatischen Drucks in den Klüften zu einer Änderung der Auftriebskräfte (Punkt 3). Bei ungleichförmiger Druckverteilung zwischen den Klüften kann es zu Bewegungen von Kluftkörpern kommen.

Zu 3)

Im Grenzbereich zwischen gesättigter und ungesättigter Zone kommt es bei einer Grundwasserspiegeländerung zu einer Veränderung der effektiven Spannungen im Untergrund. Sinkt beispielsweise der Grundwasserspiegel, verringern sich die Auftriebskräfte der Körner, die vorher von Wasser bedeckt waren. Dadurch werden die wirksamen (effektiven) Spannungen in den darunter liegenden Bereichen erhöht, woraus Verschiebungen resultieren können. In Kluftaquiferen könnten durch diesen Mechanismus Verschiebungen an Klüften stattfinden.

Zu 4)

Strömendes Wasser übt auf Hindernisse einen Strömungsdruck auf. Durch laterale Unterschiede in der Fließgeschwindigkeit entstehen Scherspannungen. Umgekehrt entsteht bei einer Reduzierung des Fließquerschnitts (z.B. Verringerung der Kluftweite in einem Kluftaquifer) nach dem Bernoulli-Prinzip ein lokaler Unterdruck. Für eine laminare Strömung eines inkompressiblen Mediums mit geringer Viskosität gilt, daß entlang einer Stromlinie der statische Druck plus dem Strömungsdruck konstant ist:

$$p_{st} + \rho v^2/2 = \text{const}$$

Für eine angenommene Fließgeschwindigkeit in engen Klüften von max. 1 cm/s ergibt sich bei einer Halbierung des Fließquerschnitts (d.h. Verdoppelung der Fließgeschwindigkeit) eine Differenz des statischen Drucks vor und hinter der Verengung von nur 0,15 Pa. Da größere Fließgeschwindigkeiten im Grundwasser nicht realistisch sind, sollte dieser Mechanismus keinen nennenswerten Neigungseffekt liefern.

Zu 5)

Vor allem in feinkörnigen und tonigen Böden wird durch eine Erhöhung des Wassergehalts die Scherfestigkeit und der Elastizitätsmodul herabgesetzt. Dadurch kann es bei vorgegebenen Spannungen (z.B. Gravitationskraft) zu Verschiebungen kommen. Unterstützt wird dieser Effekt durch die Zunahme der Gewichtskraft durch das Wasser. Besonders in Gebieten mit starker Topographie können dadurch hohe Neigungsbeträge resultieren (Hangkriechen, Hangrutschungen).

Zu 6)

Die durch die Bodenfeuchte gesteuerte Quellung oder Schrumpfung von Tonmineralen verursacht analog zum thermoelastischen Effekt Spannungen, die Verschiebungen und Neigungen hervorrufen können. Dieser Mechanismus kommt nur in Schichten und Böden zum tragen, die reich an Tonmineralen sind.

#### **4.5.2. Beobachtete hydrologische Effekte**

Bohrlochneigungsmesser Typ AGI 722A:

Die Reaktion der Bohlochneigungsmesser auf in den Boden eindringendes Wasser variiert in Richtung, Betrag und zeitlichem Verlauf. Hydrologische Ereignisse durch Regen oder Schneeschmelzen verursachen vom Spätsommer bis in den Winter Ausschläge des in 5,2-6 m Tiefe installierten Neigungsmessers nach N bis NE (Ereignisse vom 28.10.98, 10.12.98, 14.7.99, 26.12.99, 17.1.00, 29.1.00), während im späten Winter und im Frühjahr die hydrologisch bedingten Ausschläge nach S bis SW weisen (Ereignisse vom 20.2.99, 1.3.99, 20.5.99) (s. Abb. 42a). Die Intensität der Ausschläge ist im Herbst-Winter am größten mit Maximalwerten von 6-7  $\mu\text{rad}$  nach dem Ereignis vom 28.10.98 und 3-4  $\mu\text{rad}$  nach dem Ereignis vom 26.12.99 innerhalb von 1-2 Tagen. In der Gegenüberstellung des Zeitverlaufs ausgewählter Neigungssignale mit den Niederschlags- und Grundwasserhöhen (Abb. 46) zeigt sich, daß die Neigungsänderungen gleichzeitig oder leicht zeitverzögert mit Grundwasserstandsänderungen erfolgen (a, c, d), während in einem Fall das Neigungssignal unmittelbar nach dem Niederschlagsereignis, aber deutlich vor der Reaktion des Grundwasserspiegels auftritt (b). Die Zeitspanne zwischen dem Einsetzen des Niederschlags und der Reaktion des Neigungsmessers ist ebenfalls uneinheitlich. Sie liegt in den Abb. 46a, b und c zwischen 0 und 8 Stunden, während in Abb. 46d 24 Stunden bis zur Reaktion des Neigungsmessers vergehen, die hier wieder gleichzeitig mit dem Grundwasseranstieg erfolgt.

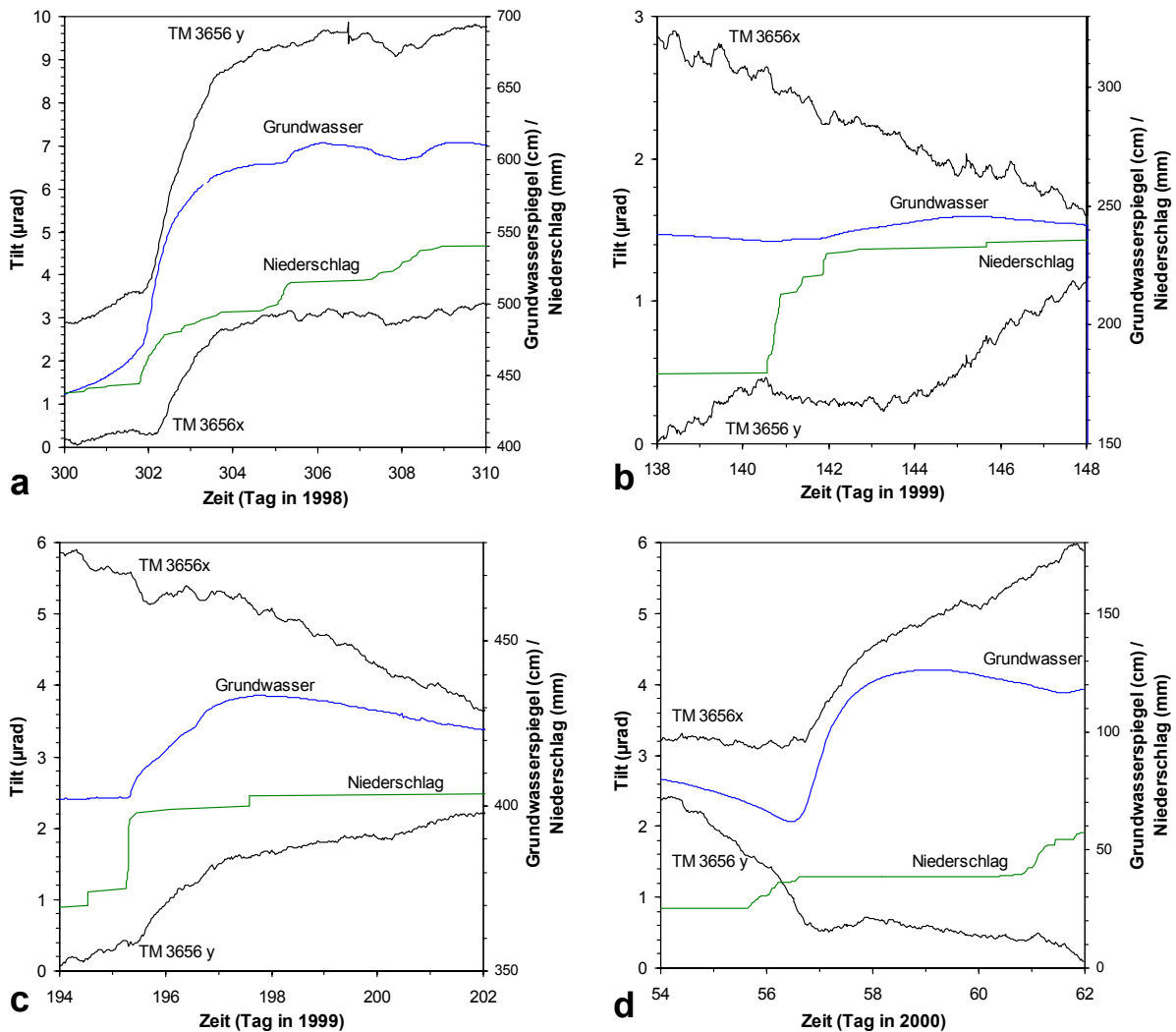


Abb. 46: Vier verschiedene hydrologische Neigungssignale in Gegenüberstellung mit den jeweiligen Niederschlags- und Grundwasserhöhen (Pegel BK 3, nur Änderungen, keine absoluten Grundwasserhöhen).

Eine einfache Korrelation des Neigungssignals besteht also weder mit der Niederschlags- höhe noch mit der Grundwasserstandsänderung. Eine wichtige Rolle scheint dabei dem in die ungesättigte Bodenzone einsickernden Wasser zuzukommen. Einsickernde Menge und Sicker- geschwindigkeit werden wesentlich von der aktuellen Bodenfeuchte gesteuert, die wiederum von den vergangenen Niederschlägen und der Verdunstungsrate abhängig ist. Im Sommerhalbjahr erfolgt durch höhere Temperaturen und den Wasserverbrauch der Vegetation nach Niederschlägen eine weitaus geringere Durchfeuchtung tieferer Bodenschichten als im Winterhalbjahr. Dementsprechend ist das hydrologische Neigungssignal nach vergleichbaren Niederschlägen im Sommer geringer als im Winter. Eine Durchfeuchtung tieferer Bodenschichten erfolgt i.d.R. dann, wenn auch der Grundwasserspiegel deutlich ansteigt, was vor allem im Winterhalbjahr nach Niederschlägen und Schneeschmelzen der Fall ist (vgl. Abb. 11). Vor allem der erste Starkregen nach einer Trockenperiode verursacht ein starkes Neigungssignal, da der trockene Boden eine starke Feuchteänderung erfährt (Ereignisse vom 28.10.98, 14.7.99 und 26.12.99 in Abb. 42).

Das Gerät TM 3657 in 12,9 m Tiefe zeigt im allgemeinen eine schwächere Reaktion auf hydrologische Ereignisse als das Gerät TM 3656 in 5,6 m Tiefe. Nur bei starken Schwankungen des Grundwasserspiegels im Winterhalbjahr zeigt das TM 3657 stärkere hydrologische Neigungssignale als das TM 3656 und eine einigermaßen gute Übereinstimmung mit der Grundwasserhöhe (Abb. 47). Für die Ereignisse an den Tagen 36, 51 und 61/1999 ergeben sich Neigungsbeträge von 10-20 nrad je cm Grundwasseranstieg. Die Reaktion auf hydrologische Ereignisse erfolgt allerdings etwas früher als der Grundwasseranstieg, was evt. auf die Distanz zwischen beiden Meßstellen von ca. 30 m zurückzuführen ist. Bei einer Installationstiefe von 12,5-13,3 m befindet sich das Gerät das ganze Jahr über vollständig unterhalb der Grundwasseroberfläche, während das TM 3656 mit 5,2-6,0 m Tiefe sich im Grenzbereich zwischen gesättigter und ungesättigter Zone befindet.

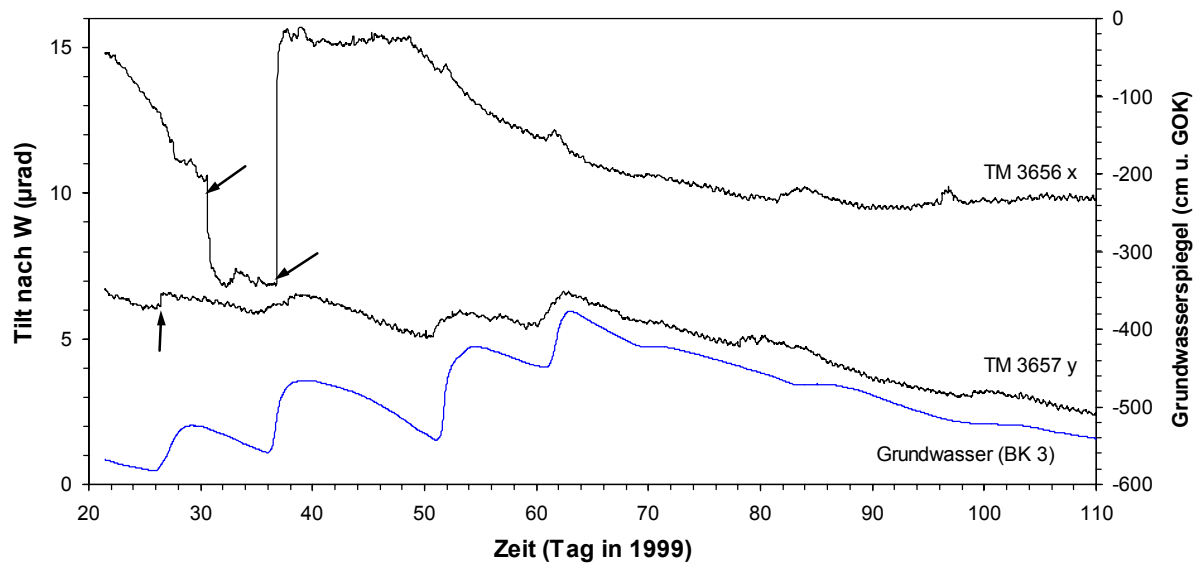


Abb. 47: Registrierungen der beiden AGI-Bohrlochneigungsmesser (TM 3656: -x, TM 3657: y) und Grundwasserregistrierung am Pegel BK 3 vom 21.1.-18.4.99.

Askania-Pendel:

Die hydrologisch induzierten Neigungssignale des Askania-Pendels sind um mindestens eine Größenordnung schwächer als die der in geringerer Tiefe installierten Bohrloch-Neigungsmesser. Erst in der gezeitenbefreiten Restkurve wird ein Signal erkennbar, welches teilweise mit der Grundwasserregistrierung am Pegel BK 3 korreliert (Abb. 48). Für die hydrologischen Ereignisse der Tage 36 und 51/1999 ergibt sich ein Neigungssignal von ca. 0,75 nrad je cm Grundwasseranstieg. Durch die Entfernung der Grundwassermeßstelle von ca. 110 m ist eine gute Korrelation auch nicht zu erwarten, zumal die Grundwasserdynamik in Kluftaquiferen lateral stark schwanken kann. Eine teilweise Korrelation besteht auch mit dem Grundwasserpegel BK 1, der zwar ca. 220 m weit entfernt ist, aber ein tieferes Grundwasserstockwerk zwischen 10 und 12 m unter der Erdoberfläche repräsentiert (Abb. 48). Nach der Schneeschmelze mit gleichzeitigen Niederschlägen Ende Februar 1999 werden auch tiefere Aquifere von Sickerwasser erreicht, worauf das Askania-Pendel mit einem schleifenförmigen Auswandern von ca. 300 nrad nach NE bis E reagiert (Abb. 43). Erst etwa 2,5 Monate nach dem hydrologischen Ereignis ist die Schleife beendet. 1 Jahr später verursacht ein ähnliches hydrologisches Ereignis erneut ein Auswandern des Askania-Pendels nach NE.

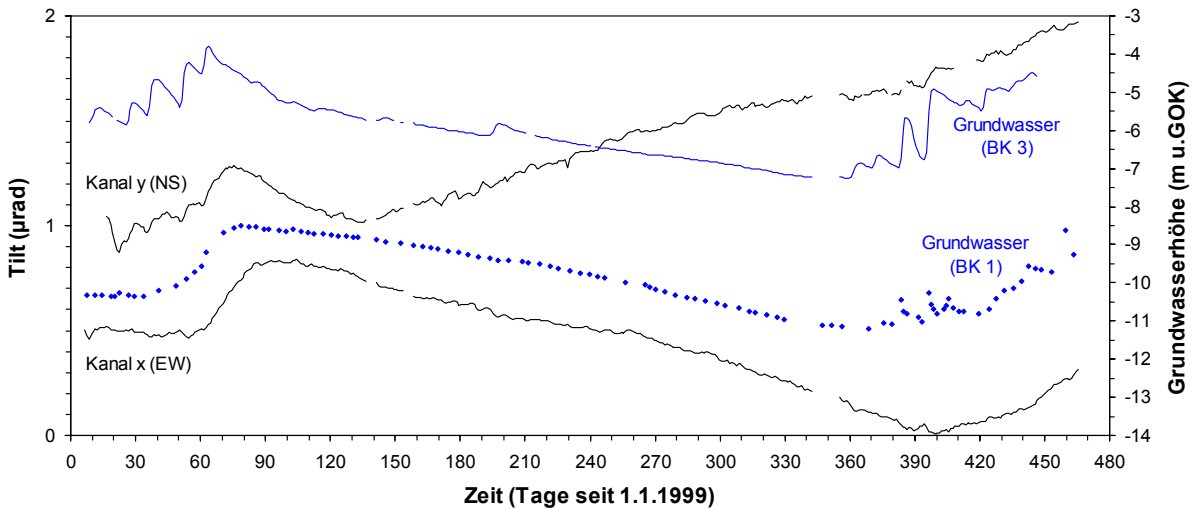


Abb. 48: Vom Erdgezeitensignal befreite Restkurve des Askania-Pendels in Gegenüberstellung mit den Grundwasserpegeln BK 3 (110 m entfernt) und BK 1 (220 m entfernt).

#### 4.5.3. Diskussion der hydrologischen Neigungssignale

Es ist schwierig, aus den Zeitreihen der Neigungsmesser auf den Mechanismus hydrologisch induzierter Neigungen zu schließen. Die Tatsache, daß in ca. 6 m Tiefe die Reaktion der Neigungsmesser auf hydrologische Ereignisse auch vor oder nach der Änderung des Grundwasserspiegels erfolgt, deutet darauf hin, daß in dieser Tiefe die durch Druckänderungen im Grundwasserkörper oder durch Änderungen der Auftriebskräfte hervorgerufenen Spannungsänderungen nicht oder nicht allein für hydrologische Neigungssignale verantwortlich sind. Vielmehr ist anzunehmen, daß das einsickernde Wasser auf dem Weg zum Grundwasser Spannungsänderungen in der ungesättigten Bodenzone verursacht, die zu Neigungssignalen führen. Es muß dabei offen bleiben, in welchem Maße Saugspannungen durch Änderungen der Bodenfeuchte oder Thermospannungen durch Temperaturänderungen infolge einsickernden Wassers an den Neigungssignalen beteiligt sind. Die jahreszeitlich variierende Richtung hydrologischer Neigungssignale deutet darauf hin, daß Temperaturänderungen durch Sickerwasser, die mit jahreszeitlich wechselndem Vorzeichen erfolgen, eine wichtige Rolle spielen.

In ca. 13 m Tiefe sind es offenbar Änderungen des hydrostatischen Drucks, die einen wesentlichen Teil des Neigungssignals ausmachen. Es fehlt aber auch hier eine durchgehende Beziehung zwischen Grundwasserhöhe und Neigung. Die starke Inhomogenität im geklüfteten und z.T. verwitterten Gneis läßt eine lineare Beziehung auch nicht erwarten. Es muß vielmehr auch mit ruckartigen Verschiebungen gerechnet werden, wenn an potentiellen Bewegungsflächen die Reibungskräfte überwunden werden (Pfeile in Abb. 47). Änderungen des hydrostatischen Drucks sind auch in 30 m Tiefe noch wirksam, so daß auch das Askania-Pendel hydrologisch induzierte Neigungen zeigt, die in dieser Tiefe nach den Erdgezeiten die stärksten Signale darstellen. Das Zurückkehren des Pendels nach hydrologischen Ausschlägen und das Fehlen von Sprüngen deutet darauf hin, daß die zu überwindenden Reibungskräfte an potentiellen Bewegungsflächen zu groß sind, um ruckartige Verschiebungen auszulösen. Unabhängig von der Tiefe stellen hydrologisch induzierte Neigungen die am schwierigsten beherrschbare Komponente von Untergrund-

verformungen dar, da hydrologische Neigungen kaum modellierbar sind und dabei die größten Neigungsraten auftreten.

#### 4.6. Neigungen durch lokale Auflasten

Für eine Punktlast  $P$ , die vertikal auf einen elastisch-isotropen Halbraum wirkt (Abb. 49), gelten die Formeln von Boussinesq (1885). Die Verschiebungen in radiale Richtung  $u_r$  bzw. in vertikale Richtung  $u_z$  in einer Tiefe  $z$  und einem Abstand  $r$  lauten danach:

$$u_r = 1/(4\pi G) \cdot (rz/R^3 - r(1-2\nu)/R(z+R))$$

$$u_z = 1/(4\pi G) \cdot (2(1-\nu)/R + z^2/R^3)$$

$R$	$R^2 = z^2 + r^2$
$G$	Schermodul ( $G = E / 2(1+\nu)$ )
$E$	Elastizitätsmodul
$\nu$	Poissonzahl

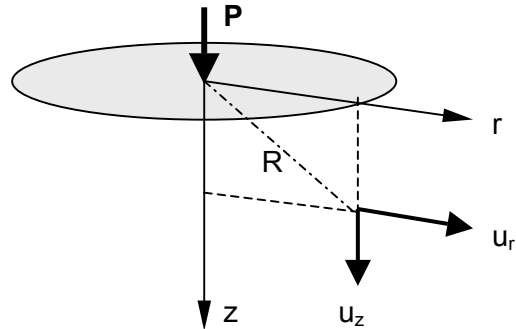


Abb. 49: Vertikale Punktlast  $P$  auf elastisch-isotropem Halbraum.

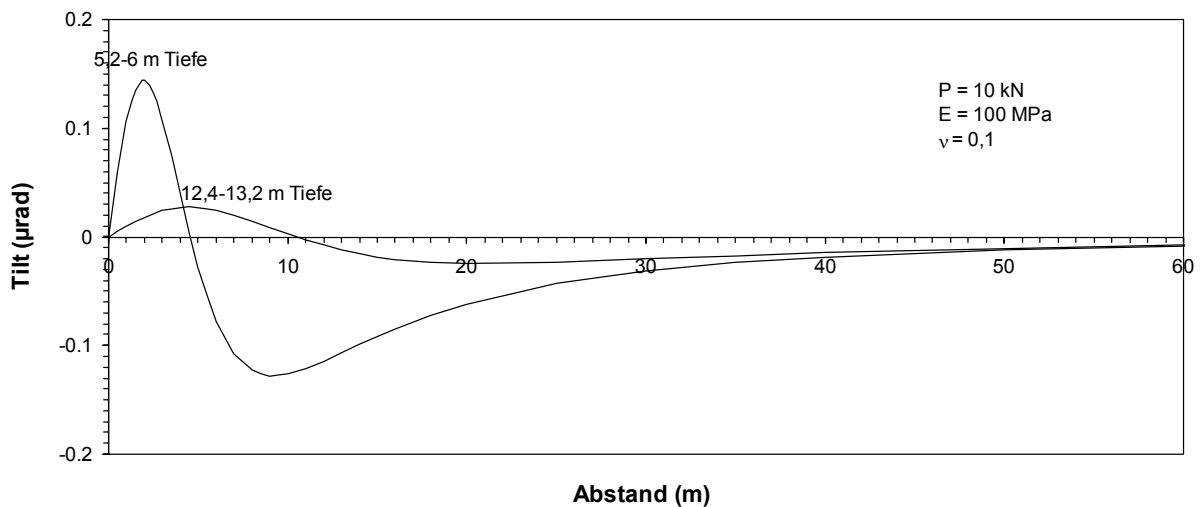


Abb. 50: Neigungen in der Installationstiefe der Bohrloch-Neigungsmesser bei einer Punktlast von 10 kN auf einem elastisch-isotropen Halbraum.

Die Neigung zwischen zwei Punkten mit vertikaler Verbindungslinie entspricht der Differenz der radialen Verschiebungen  $u_r$  in den entsprechenden Tiefen. In Abb. 50 sind die vertikalen Neigungen in zwei verschiedenen Tiefen bei einer punktförmigen Last von 10 kN (ca. 1 t) in Abhängigkeit von der Entfernung dargestellt. Die elastischen Parameter entsprechen den Werten, die auch bei den FE-Modellen für die Verwitterungsschicht angenommen wurden. Die Tiefen entsprechen den Installationstiefen der Bohrlochneigungsmesser. In einer Tiefe von 5,2-6 m treten in der Umgebung der Punktlast Neigungen von bis zu 150 nrad auf, die zur Last hin zeigen. Ab einer horizontalen Entfernung von 4,5 m weisen die Neigungen in die

entgegengesetzte Richtung. In 12,4-13,2 m Tiefe erfolgt der Vorzeichenwechsel erst in einer Entfernung von 10 m. In 60 m Entfernung treten in beiden Tiefen Neigungen von ca. 10 nrad auf. Die Ergebnisse können mit der Belastung oder dem Kehrwert des Elastizitätsmoduls linear skaliert werden. Die Form der Kurve ist stark von der Poissonzahl abhängig.

Im Zuge des Erdaushubs für das Untergrundlabor ist eine 5-6 m hohe Aufschüttung in unmittelbarer Nähe zu den beiden Bohrloch-Neigungsmessern entstanden. Während der Herstellung der Aufschüttung (28.-29.10. und 2.-3.11.99) zeigte das Gerät TM 3657 in 12,4-13,2 m Tiefe ein deutliches Auswandern um insgesamt ca. 2,2  $\mu\text{rad}$  nach E und damit von der Aufschüttung weg (Abb. 51 und 42b). Man sieht deutlich die Unterbrechung der Bewegung während der arbeitsfreien Tage vom 30.10.-1.11.99. Damit ist die Bewegung klar auf die Aufschüttung zurückzuführen. Das Modell der vertikalen Punktlast kann hierbei nicht verwendet werden, da die Last von mehreren hundert Tonnen auf mehr als 100  $\text{m}^2$  verteilt ist. Man kann aber festhalten, daß Richtung (von der Last weg) und Größenordnung ( $\approx 10$  nrad/t) des Punktlastmodells mit den Beobachtungen übereinstimmt.

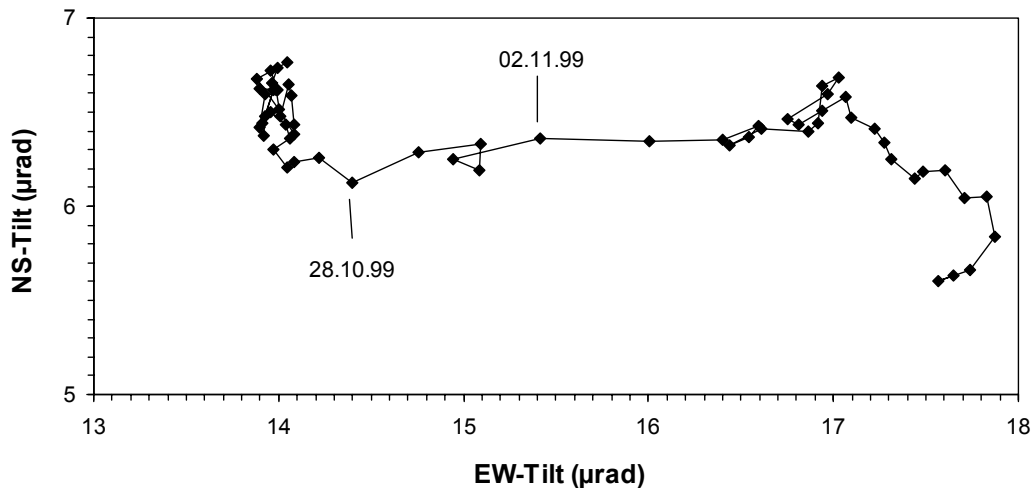


Abb. 51: Spur der Oberkante des Neigungsmessers TM 3657 zwischen dem 1.10. und 30.11.99. Eine Bewegung nach Osten infolge der Erdaufschüttung ist deutlich erkennbar.

## 5. Schlußfolgerungen für die Aufstellung und den Betrieb des Ringlasers

Aus den Erfordernissen für die Lagerung und die Betriebsbedingungen des Ringlasers wurden verschiedene Konzepte eines Untergrundlaboratoriums entworfen. Die Optimierung des Konzepts und die endgültige Gestaltung des Labors und des Gründungspfeilers wurde dabei wesentlich von den Ergebnissen dieser Arbeit gesteuert. Eine unabhängige Kontrolle einiger Ergebnisse erfolgte durch parallel durchgeführte Modellrechnungen seitens des Auftragnehmers (Fa. Zeiss). Ein Schnitt durch das derzeit in Bau befindliche Untergrundlabor ist in Abb. 52 dargestellt.

### 5.1. Gründung

Der Großring soll horizontal auf einer plangeschliffenen Granitscheibe gelagert werden, die in ein massives Betonmonument (5 x 5 x 1,5 m) eingegossen ist. Aus Gründen der thermischen und mechanischen Stabilität soll die Gründung des Monuments in möglichst großer Tiefe auf festem Fels erfolgen. Nach den Ergebnissen der Untergrunderkundung ist im vorgesehenen Bereich mit festem Fels in einer Tiefe von ca. 10 m zu rechnen. Das Grundwasser steht mit 2-5 m unter Gelände recht nahe an der Oberfläche. Von der Gründung des Labors in einer größeren Tiefe als 5 m wurde abgesehen, da die damit einhergehenden Risiken zu groß waren. Eine dauerhafte massive Grundwasserabsenkung hätte Setzungen der umliegenden Bebauung zur Folge haben können, was auf einer Fundamentalstation unbedingt vermieden werden muß. Außerdem bestünde die Gefahr einer Flutung bei Ausfall der Drainage. Wird das Gebäude im Grundwasser errichtet, treten Probleme mit Auftriebskräften und potentielle Dichtungsprobleme auf. Das Ringlasermonument ruht deshalb in einer Tiefe von ca. 4 m unterhalb der ehemaligen Geländeoberfläche auf einem massiven Betonpfeiler mit einem Durchmesser von 2,7 m und einer Höhe von 5,5 m, der in ca. 10 m Tiefe auf festem Fels gegründet ist. Damit ist für den Ringlaser einerseits eine Aufstellung oberhalb des Grundwasserspiegels und andererseits eine feste Ankopplung an die Erdkruste gewährleistet. Das Drainage-Niveau befindet sich etwa auf Höhe des tiefsten gemessenen Grundwasserstandes des Pegels BK 6, damit der Grundwasserspiegel möglichst konstant gehalten wird. Die Drainage erfolgt gravitativ (ohne Pumpen) hin zum Bohrloch BK 1, in dem das Grundwasser ca. 10 m tiefer steht. Die erforderliche Wasseraufnahmefähigkeit wurde durch Einleitversuche (Kap. 2.3.2) nachgewiesen.

Der gesamte Bereich des Pfeilers ist von einem Ring aus Bohrpfehlern umgeben, der die Baugrube während der Bauarbeiten sichert und als steifes Konstruktionselement für eine zusätzliche Abschirmung des Pfeilers vor Bodenbewegungen sorgt. Bei der Bohrpfehlertechnik werden Pfehle aus Ort beton im Untergrund erstellt und ein Ringschluß geschaffen, bevor mit dem Aushub begonnen wird. Damit werden zusätzliche Gebirgsauflockerungen, die die Wasserdurchlässigkeit erhöhen, und Störungen des Spannungszustandes im Fels, die langfristige Erholungsbewegungen verursachen können, weitgehend vermieden.

### 5.2. Minimierung von Orientierungsänderungen

Orientierungsänderungen durch lokale Neigungen sind vor allem auf hydrologische und thermoelastische Verformungen des Untergrunds zurückzuführen. Diese natürlichen

Neigungsänderungen lassen sich nicht verhindern, können aber durch konstruktive Maßnahmen reduziert werden. Die Neigungsmessungen und -modellierungen haben gezeigt, daß thermoelastische Neigungen und Neigungen durch lokale Oberflächenlasten mit der Tiefe stark abnehmen. Zur Minimierung von Pfeilerneigungen erfolgt deshalb eine Ankopplung an den Fels in möglichst großer Tiefe. Die Ankopplungstiefe von ca. 10 m unter der ehemaligen Erdoberfläche ist vor dem Hintergrund der geologischen Erfordernisse und der finanziellen Machbarkeit zu sehen. Der Pfeiler und das Monument sind von dem umgebenden Erdreich bzw. dem eigentlichen Laborgebäude mechanisch vollständig entkoppelt. Das wird erreicht, indem größere Betonringe (3 m Durchmesser) um den Pfeiler errichtet werden, so daß dazwischen ein mindestens 10 cm breiter Luftspalt verbleibt. Das Monument hat keinen Kontakt zum Labor.

Die hydrologischen Neigungen sind unterhalb des Grundwasserspiegels gemäß den Neigungsmessungen vor allem auf Druckänderungen in den wassergefüllten Poren/Klüften bei Änderungen der Grundwasserhöhe zurückzuführen. Dieser Effekt wird reduziert, indem das Grundwasserniveau durch die Drainage weitgehend konstant gehalten wird. Zur permanenten Überwachung der Grundwasserdruckhöhe wird in einem Pegelrohr in der Umgebung des Gründungspfeilers eine Drucksonde installiert. Schließlich wird auch durch die große Masse von Pfeiler und Monument (zusammen ca. 170 t) lokalen Bodenbewegungen entgegengewirkt.

Orientierungsänderungen durch globale (Erdgezeiten, Polgezeit) oder regionale Neigungen (Ozean- und Luftdruckauflasten) können nicht durch konstruktive Maßnahmen vermindert werden, sondern müssen wie auch die verbleibenden lokalen Orientierungsänderungen z.B. durch hochauflösende Neigungsmessungen erfaßt und die Datenreihen zur Korrektur des Sagnac-Signals verwendet werden (s. Kap. 6). Gezeitenneigungen durch Strain/Tilt-Kopplung, die bei ungünstiger Geometrie die Größe der primären Gezeitenneigungen übersteigen können, werden durch den durchweg symmetrischen Aufbau und die Ausrichtung von Labor und Monument parallel zu den Hauptachsen des Gezeitenstrains (N-S und E-W) vermieden.

### **5.3. Thermische Isolation**

Die Bodentemperaturmessungen in verschiedenen Tiefen haben gezeigt, daß die tagesperiodischen Temperaturvariationen bereits ab 2 m Tiefe keine Rolle mehr spielen. Die Doppelamplituden der jahreszeitlichen Temperaturvariationen betragen 2,7 °C in 5,6 m Tiefe, 0,81 °C in 9 m Tiefe und 0,11 °C in 17 m Tiefe. Das bedeutet, daß wegen der geringen Gründungstiefe des Labors durch Isolationsmaßnahmen die thermische Jahreswelle um 1-2 Größenordnungen gedämpft werden muß. Das wird erreicht, indem das gesamte Labor lückenlos mit einer Isolationsschicht umgeben wird. Die Art und Anordnung der Isolationsmaterialien sind das Ergebnis von Optimierungsstudien mit Hilfe thermischer FE-Modelle, deren Randbedingungen auf den Bodentemperaturmessungen beruhen (Kap. 3.4). Danach hat sich bei einer vorgegeben Dicke der Isolationsschicht von 2 m eine Umhüllung der 0,4 m dicken Betonwände mit einer 0,5 m dicken, inneren Styrodurschicht, einer 1 m dicken, wasserreichen Tonschicht und einer 0,5 m dicken, äußeren Styrodurschicht zur Dämpfung der jährlichen Temperaturwelle als optimal erwiesen. Die wechselnde Anordnung von zwei Wärmeisolatoren und zwei Wärmespeichern entspricht einem thermischen Tiefpaß zweiter Ordnung. Der Laborboden ist je nach Belastung mit einer 20 cm dicken Schicht aus Styrodur oder Schaumglas isoliert. Um keine Wärmebrücke zur Oberfläche zu schaffen, erfolgt der Zugang zum Labor unterirdisch von der Seite durch eine Schleuse. Der Durchgang zum Labor wird mit einer 30 cm dicken Isolationsschicht versehen, um die Wärmebrücke zwischen

Labor und Vorraum thermisch zu durchtrennen. Eine äußere, vorraumseitige Fuge hat sich nach den Modellrechnungen gegenüber einer inneren, laborseitigen Fuge als wirksamer herausgestellt. Abschließend wird das Labor mit einer Aufschüttung versehen, so daß die Isolationsschicht wenigstens 4 m mit Erdreich überdeckt wird. Die Breite der Aufschüttung beträgt an der Basis 40 m. Auf diese Art wird ein Mindestabstand des Pfeilerfußes von der Erdoberfläche gewährleistet, damit die Wärmewellen auf dem Weg zum Pfeiler auf ein unkritisches Maß gedämpft werden. Eine Tagwasserdichtung in der Aufschüttung soll verhindern, daß durch Sickerwasser größere Wärmemengen nach unten transferiert werden.

Neben Temperaturänderungen, die sich von der Erdoberfläche ausbreiten, können Temperaturänderungen auch vom Grundwasser ausgehen. Messungen der Grundwassertemperatur im Pegel BK 3 ergaben jährliche Schwankungen von bis zu 1,7 °C, wobei nach starken Niederschlägen sich die Temperatur innerhalb weniger Tage um bis zu 0,2 °C ändern kann. Diesen Temperaturschwankungen ist schwieriger zu begegnen, da das Monument gut an den Untergrund angekoppelt sein muß. Eine wichtige Funktion übt dabei der Bohrfahrling aus, der eine direkte Anströmung von Grundwasser an den Pfeiler verhindert. Wärme kann dann nur noch durch Wärmeleitung seitlich an den Pfeiler gelangen. Im Ringraum zwischen Bohrfahrling und Pfeiler dienen eine 20 cm dicke Styrodurlage und wassergesättigter Mineralbeton mit seiner hohen Wärmekapazität als Dämpfungsglied für Temperaturschwankungen. Temperaturschwankungen, die über die Gründungssohle wirken, müssen erst die gesamte Pfeilerlänge zurücklegen und werden am Pfeilerkopf durch eine 25 cm dicke Schaumglaslage zusätzlich abgeschwächt. Bei den entsprechenden Modellrechnungen (Kap. 3.4.2) wurde angenommen, daß der Bohrfahrling und die Gründungssohle die Schwankungen der Grundwassertemperatur mitmachen, was nur bei extrem hohen Durchlässigkeiten möglich wäre. Daraus resultierte eine jährliche Temperaturschwankung des Monuments von ca. 0,3 °C. Während der Bauarbeiten hat sich aber gezeigt, daß der Wasseraustritt in der Gründungssohle gering ist (ca. 0,2 l/s auf 20 m<sup>2</sup> Grundfläche bei 5 m Grundwasserabsenkung). Das ist auch auf die gebirgsschonenden Aushubverfahren zurückzuführen, wodurch eine zusätzliche Auflockerung des Gebirges und somit eine Erhöhung der Wasserdurchlässigkeit vermieden wurde. Da außerdem in Kluftaquiferen Temperaturschwankungen nicht flächenhaft, sondern nur entlang diskreter Zonen erfolgen können, wird insgesamt nur mit einem schwachen Temperatureinfluß durch das Grundwasser gerechnet.

Der Großring ist thermisch an die große Masse des Betonmonuments angekoppelt, wodurch kurzperiodische Temperaturänderungen, die z.B. bei Luftdruckänderungen auftreten, abgepuffert werden. Während des Betriebs ist der Ring von einem Operationstank aus Stahl umgeben, der druckdicht mit dem Monument verbunden ist. Wärmeübertragung durch Strahlung von den Laborwänden auf den Operationstank bzw. vom Operationstank auf den Ringlaser soll weitgehend reduziert werden, indem der Operationstank innen und außen sowie die Innenseiten des Labors mit einer aluminiumbeschichteten Folie abgedeckt werden.

Insgesamt wird durch die aufgeführten Maßnahmen und bei einem vernachlässigbaren Einfluß des Grundwassers eine Dämpfung der thermischen Jahreswelle auf ca. 0,17 °C (Raumtemperatur) und ca. 0,04 °C (Monumenttemperatur) erreicht. Die Jahreswelle der Monumenttemperatur weist einen maximalen Gradienten von 0,35 mK/Tag auf, so daß eine Temperaturstabilität von 1 mK über mehrere Tage erreicht wird.

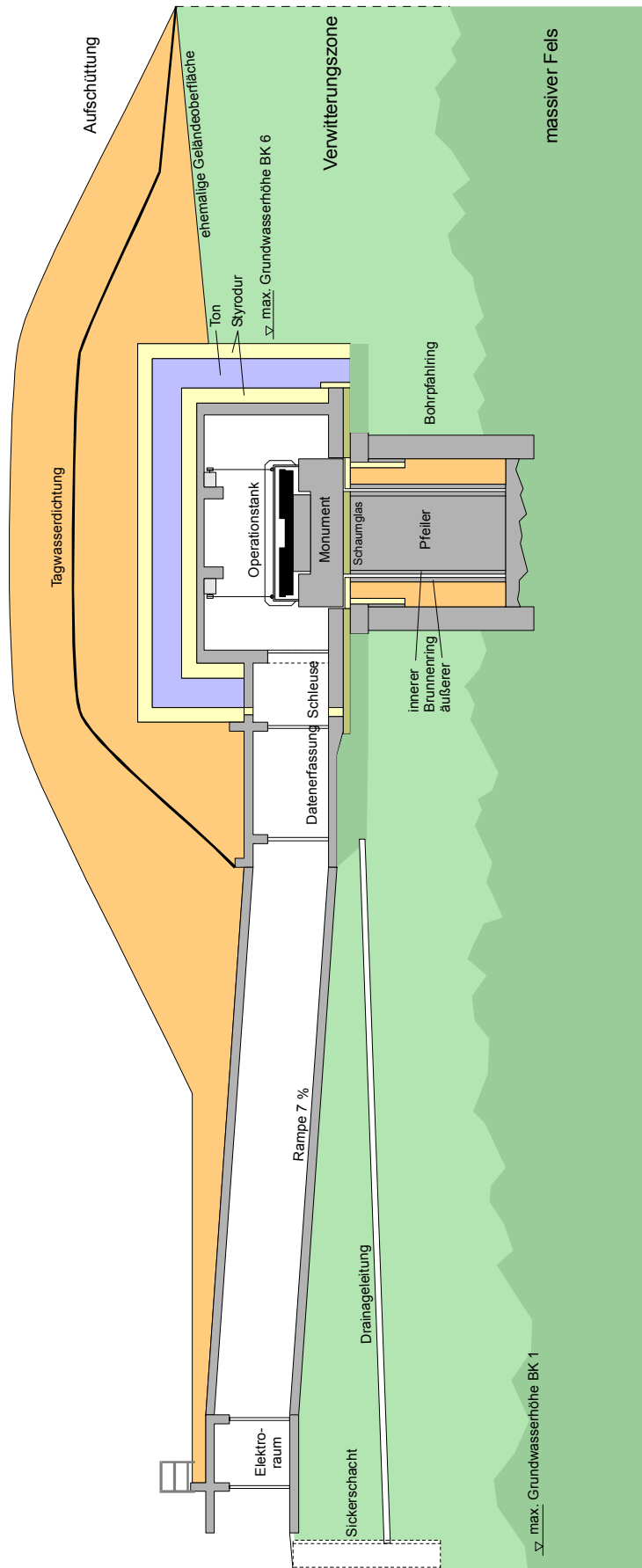
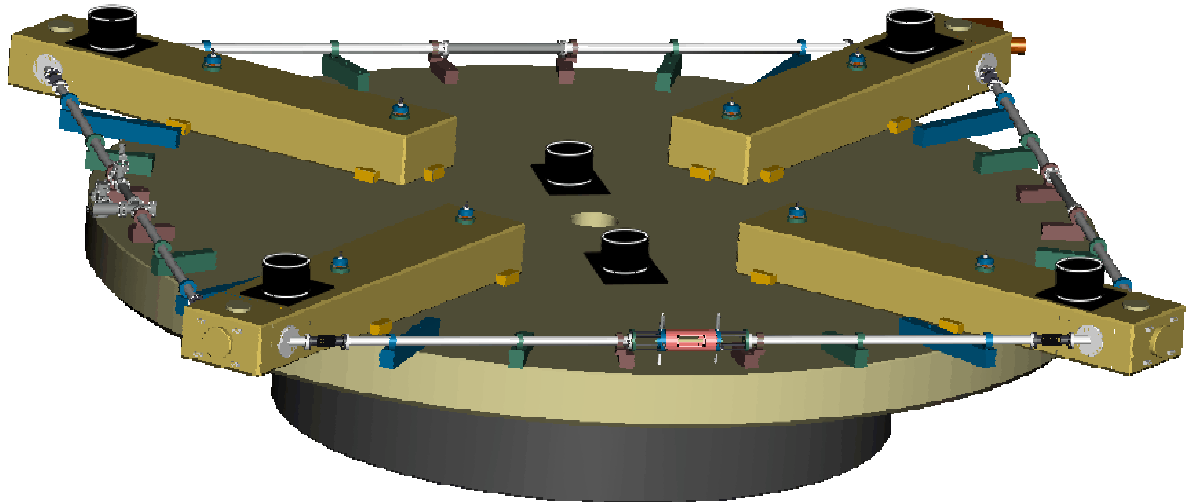


Abb. 52: Schnitt durch das Untergrundlabor für den Großring G.

## 6. Orientierungsmodell

Zur Überwachung der Orientierung der Ringlaserebene werden hochauflösende Neigungsmesser eingesetzt. Bei einem horizontal aufgestellten Ringlaser kann durch wenigstens zwei orthogonal zueinander registrierende Neigungsmesser die Orientierungsänderung der (vertikalen) Ringlasernormalen erfaßt werden. Für eine Änderung der Sagnac-Frequenz sind allerdings nur Winkeländerungen in Nord-Süd Richtung relevant. Gemäß der geometrischen Beziehung in Abb. 4 bewirkt eine Winkeländerung eines in mittleren Breiten horizontal aufgestellten Ringlasers bezüglich der Erdrotationsachse von ca. 1 nrad eine relative Änderung der Sagnac-Frequenz von  $10^{-9}$ . Da die angestrebte Auflösung des Großrings  $10^{-9}$  der Erdrotation beträgt, müssen die Orientierungsänderungen mit einer Auflösung von besser als 1 nrad erfaßt werden. Die hierfür im Auftrag der Forschungseinrichtung Satellitengeodäsie neuentwickelten Neigungsmesser sind bereits erfolgreich erprobt worden und erfüllen die gestellten Anforderungen. Diese Neigungsmesser stellen auf eine Grundplatte montierte Vertikalpendel dar mit einer Pendellänge von ca. 6 cm und kapazitivem Abgriff mit Feedback. Sie sollen entsprechend Abb. 53 an den vier Enden und im Zentrum des Ringlaserblocks aufgestellt werden, um zum einen Neigungsänderungen des gesamten Ringlaserblocks, zum anderen relative Neigungen der Resonatorbalken zueinander erfassen und unterscheiden zu können.



*Abb. 53: Geplante Anordnung von sechs Einkomponenten-Tiltmetern auf der Basisscheibe und den vier Balken des Großringes.*

Ein Nachteil bei der Überwachung der Orientierung eines Ringlasers durch Neigungsmesser sind die unterschiedlichen Bezugssysteme der beiden Verfahren. Während das Sagnac-Signal durch die zeitliche Winkeländerung der Ringlaserebene bezüglich der Erdrotationsachse verändert wird, geben die Neigungsmesser die zeitliche Winkeländerung der Ringlaserebene gegen die Lotrichtung an. Zur Korrektur des Sagnac-Signals durch Neigungsmessungen muß deshalb die zeitliche Winkeländerung der Lotrichtung gegen die Erdrotationsachse berücksichtigt werden. Die komplexen Beziehungen zwischen dem Neigungssignal und dem Sagnac-Signal sowie dessen Ursachen sind in Abb. 54 illustriert. Auf der linken Seite sind die Störgrößen, auf der rechten die Zielgrößen dargestellt. Die primäre Zielgröße ist die Änderung der Erdrotationsgeschwindigkeit  $\Delta\Omega$ . Die sekundäre Zielgröße ist die Lage der

Erdrotationsachse, deren Änderung eine Änderung der effektiven Ringlasersfläche  $A$  und über das Skalarprodukt  $A \cdot \Omega$  eine Änderung des Sagnac-Signals bewirkt. Auf die gleiche Weise wirken sich auch z.B. durch Deformationen verursachte Orientierungsänderungen der Ringlaserebene bezüglich der Erdrotationsachse aus, die aber gleichzeitig ein Neigungssignal hervorrufen. Verändern diese Deformationen bzw. deren Ursachen auch die Orientierung des lokalen Schwerevektors in einer meßbaren Größenordnung, muß das Neigungssignal zunächst um diese Änderungen korrigiert werden, bevor es zur Korrektur des Sagnac-Signals verwendet werden kann. Das Verfahren zur Korrektur des Sagnac-Signals soll sich an dem Schema in Abb. 54 orientieren. Hierfür ist die Kenntnis erforderlich, wie stark die verschiedenen Komponenten die Richtung des Schwerevektors verändern.

Aus den Registrierungen und Modellierungen von Neigungsänderungen im Untergrund geht hervor, daß die stärksten Effekte von hydrologisch induzierten und thermoelastischen Verformungen erwartet werden. Die dadurch verursachten Orientierungsänderungen des Ringlasers werden durch Neigungsmessungen unverfälscht wiedergegeben, da diese Effekte keinen Einfluß auf die Lotrichtung ausüben. Beobachtungen mit hochauflösenden Gravimetern haben allerdings gezeigt, daß auch hydrologische Ereignisse einen meßbaren Einfluß auf das lokale Schwerfeld ausüben, z.B. das Abpumpen von Grundwasser (Harnisch et al. 1999). Für solche Einflüsse, die auch die Lotrichtung verändern, sind in Abhängigkeit von der angestrebten Auflösung entsprechende Korrekturmodelle anzubringen. Bislang werden folgende Einflüsse als relevant angesehen:

Angestrebte Auflösung	Genauigkeit der Neigungsmessungen	notwendige Korrekturmaßnahmen
$10^{-6} \Omega_E$	1 $\mu$ rad	Korrektur der Orientierungsänderungen durch Neigungsmessungen
$10^{-7} \Omega_E$	100 nrad	Korrektur des Neigungssignals bezüglich der Gezeitenkräfte
$10^{-8} \Omega_E$	10 nrad	Korrektur des Neigungssignals bezüglich Attraktion von Luft- und Wassermassen (Atmosphäre, Ozean, Grundwasser)
$10^{-9} \Omega_E$	1 nrad	?

Dementsprechend sind bei einer angestrebten Auflösung von  $10^{-9} \Omega_E$  Korrekturmodelle für folgende Einflüsse zu entwickeln:

- Gezeiten
- Massenverlagerungen in der Atmosphäre
- Massenverlagerungen in der Hydrosphäre

Die mit einem Vertikalpendel auf der Erde gemessene Schwerewirkung von Sonne und Mond kann in eine Attraktionskomponente (= horizontale Komponente der Gezeitenbeschleunigung) und eine Deformationskomponente aufgeteilt werden. Die durch die Deformation der Erde bedingten Neigungen betragen ca. 30 % des Attraktionsanteils und wirken in entgegengesetzte Richtung, so daß die Amplitudenfaktoren der gemessenen Gezeitenneigungen ca. 0,7 betragen (s.a. Tab 13). Die Attraktionskomponente läßt sich aus den Gezeitenpotentialen sehr genau berechnen und als Zeitreihe von den gemessenen Gezeitenneigungen subtrahieren. Man erhält die Deformationskomponente zur Korrektur des orientierungsbedingten Gezeitenanteils des Sagnac-Signals.

Massenverlagerungen in der Atmosphäre und Hydrosphäre verursachen neben einer regionalen Deformation durch Auflast zusätzlich eine Änderung der Lotrichtung durch Attraktion. Nach einem Modell von Rabbel & Zschau (1985) liegen bei großen atmosphärischen Massenverlagerungen Attraktions- und Deformationsanteil in der gleichen Größenordnung. Für die Berechnung der Attraktionswirkung wurde eine Standard-Atmosphäre einer Höhe von 8,4 km und einer homogenen Verteilung der Luftdichte zugrunde gelegt. Die Druckverteilung an der Erdoberfläche betrug in Abhängigkeit von der Entfernung zum Zentrum der Druckstörung r:

$$p(r) = p_{\max} \cdot \exp(-r^2/r_0^2) \quad (r_0: \text{Radius der Druckstörung})$$

Für die Korrektur tatsächlicher Attraktionseffekte ist die Kenntnis der momentanen Druckverteilung erforderlich. Hierfür kann ein sofortiger Zugriff auf Luftdruckregistrierungen an permanenten GPS-Stationen erfolgen, die das BKG in Deutschland und Europa betreibt. Aus den räumlichen und zeitlichen Änderungen der Luftdruckverteilung soll schließlich mit Hilfe eines Attraktionsmodells ein Attraktionsvektor ermittelt werden, welcher die momentane Wirkung großer Luftmassen auf die Neigungsregistrierung beschreibt. Ein solches Modell muß im einzelnen noch erstellt bzw. getestet werden.

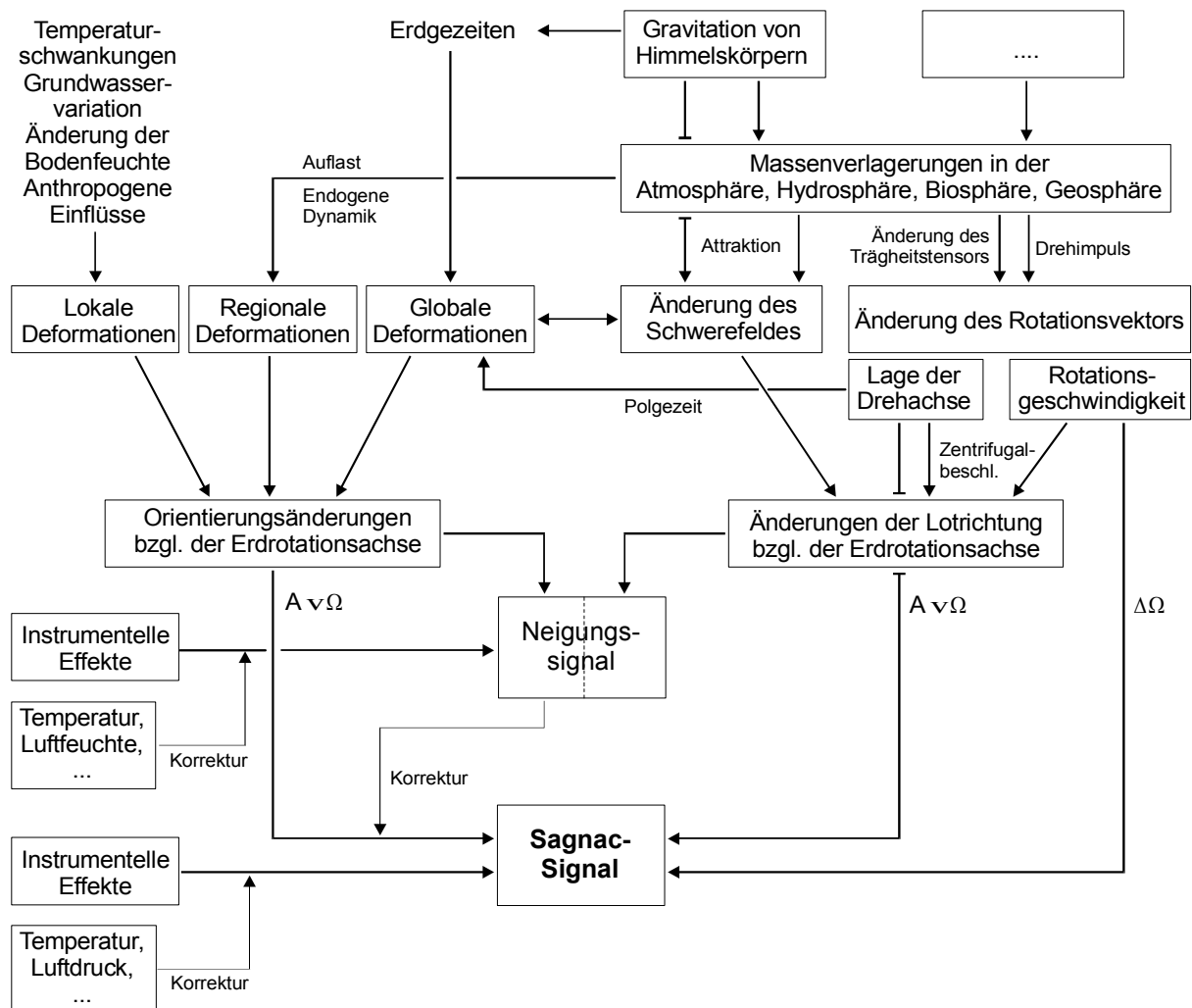


Abb. 54: Störgrößen (linke Seite) und Zielgrößen (rechte Seite) im Sagnac-Signal eines Ringlasers

## Literaturhinweise

- Boussinesq, J. (1885): Application des potentiels à l'étude de l'équilibre et du mouvement des solides élastiques. - Ed. Gauthier-Villard, Paris.
- Cooper, H.H. & Jacob, C.E. (1946): A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. - Trans. Am. Geoph. Union, 27: 526-534.
- Fabian, M., Lehmann, K., Kümpel, H.-J. & Mentés, G. (2000): Stabilität geodätischer Meßpunkte – Erkenntnisse aus Neigungsmessungen in der Niederrheinischen Bucht. – Poster, 60. Jahrestagung der DGG, 28.2.-3.3.2000, München.
- Flach, D. & Rosenbach, O. (1971): Der Askania-Bohrloch-Neigungsmesser (Gezeitenpendel) nach A. Graf auf der Teststation Zellerfeld-Mühlhöhe. – B.I.M., 60: 2934-2943.
- Harnisch, M., Harnisch, G. & Klügel, T. (1999): Hydrologische Einflüsse auf Schweremessungen in Wettzell. – Vortrag 32. Herbsttagung AK Geodäsie/Geophysik, 28.11.-1.12.1999, Bucha/Saalfeld.
- Harwardt, H., Klügel, T. & Simon, D. (1998): Validierungsverfahren für Prognoserechnungen zur Standsicherheit der Grubengebäude von Endlagern chemisch-toxischer Abfälle durch Verwendung eines Arrays von hochauflösenden Strainmetern. - Schlußbericht BMBF-Projekt 02C1135, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie; Potsdam.
- Herbst, K. (1976): Interpretation von Neigungsmessungen im Periodenbereich oberhalb der Gezeiten. - Dissertation, TU Clausthal, 109 S.
- Hölting, B. (1984): Hydrogeologie. - 370 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- Kümpel, H.-J., Mentés, G., Lehmann, K. & Varga, P. (1996): Ground tilt induced by pumping - preliminary results from the Nagycenk test site, Hungary. - Acta Geod. Geophys. Hung., 31: 67-78.
- Lehmann, K., Mentés, G., Kümpel, H.-J. & Varga, P. (1998): Approaching local ground dynamics by measurements of ground tilt. - Proceedings "Symposium on Geodesy for Geotechnical and Structural Engineering", Int. Association of Geodesy, Special Comm. 4, Eisenstadt, April 1998.
- Lüthke, J. (1998): Geologisch-geotechnischer Bericht zu den Ergebnissen der Erkundung des Untergrundes am Standort des geplanten Ringlasers auf dem Gelände der Fundamentalstation Wettzell, Krs. Cham. - unveröff. Bericht, Jena Geos Ingenieurbüro.
- Mentés, G., Lehmann, K., Varga, P. & Kümpel, H.-J. (1996): Some calibration of the Applied Geomechanics Inc. borehole tiltmeter model 722. – Acta Geod. Geoph. Hung., 31: 79-89.
- Rabbel, W. & Zschau, J. (1985): Static deformations and gravity changes at the earth's surface due to atmospheric loading. - J. Geophys., 56: 81-99.
- Rebscher, D. (1996): Nachweis von in-situ Bodendeformationen gravitativem und vegetativem Ursprungs mittels Neigungsmessungen in Bonn-Ippendorf. - Dissertation, Univ. Bonn.
- Robertson, E.C. (1988): Thermal properties of rocks. U.S. Geological Survey, open-file report 88-441, 106 p.; Boulder.
- Rowe, C.H., Schreiber, U., Cooper, S.J., King, B.T., Poulton, M. & Stedman, G.E. (1999): Design and operation of a very large ring laser gyroscope. - Applied Optics, vol. 38, no. 12: 2516-2523.
- Schmitz-Hübsch, H. (1979): Erdgezeitenbeobachtungen mit Vertikalpendeln von 1970 bis 1977 im Bayerischen Alpenvorland durch die Abteilung I des Deutschen Geodätischen Forschungsinstituts. - DGK, Reihe B, 241; München.
- Schmitz-Hübsch, H. (1986): Erdgezeitenbeobachtungen des Deutschen Geodätischen Forschungsinstituts, Abt. I, im Zeitraum 1979-1985 auf den Stationen Berchtesgaden und Wettzell. - DGK, Reihe B, 280; München.
- Schreiber, U. (2000): Ringlasertechnologie für geowissenschaftliche Anwendungen. – Mitt. Bundesamt f. Kartographie u. Geodäsie, Band 8, 97 S., Frankfurt.

- Schreiber, U., Rowe, C.H., Wright, D.N., Cooper, S.J. & Stedman, G.E. (1998): Precision stabilization of the optical frequency in a large ring laser gyroscope. - Applied Optics, vol. 37, no. 36: 8371 - 8381.
- Stedman, G.E. (1997): Ring laser tests of fundamental physics and geophysics - Reports on progress in physics, vol. 60, no. 6: 615 - 688.
- Weise, A. (1992): Neigungsmessungen in der Geodynamik - Ergebnisse von der 3-Komponenten-Station Metsähovi. - Dissertation, TU Clausthal, 180 S.