

**Hydrogeologische Erkundung
von Maar-Diatrem-Vulkanen
am Beispiel des Geeser Maares (Westeifel)**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Dipl.-Geol. Gerold Hesse
geboren am 16.03.75 in Jena

Gutachter:

1. Prof. Dr. habil. rer. nat. G. Büchel
2. Prof. Dr. habil. rer. nat. M. Sauter

Tag der öffentlichen Verteidigung: 08.07.2002

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
1.1	Problemstellung.....	3
1.2	Arbeitsschritte	3
1.3	Maarvulkanismus	4
1.3.1	Genese von Maar-Diatrem-Vulkanen	4
1.3.2	Weltweite Verbreitung von Maar-Diatrem-Vulkanen	7
1.3.3	Maar-Diatrem-Vulkane als Grundwasserleiter	8
1.4	Arbeitsgebiet	9
1.4.1	Geografischer Überblick.....	9
1.4.2	Geologischer und hydrogeologischer Überblick	10
1.4.3	Tektonik - regionaler Überblick	12
2	Geologie	13
2.1	Vulkanologie.....	13
2.1.1	Hengstweiler Maar.....	13
2.1.2	Geeser Maar.....	14
2.2	Strukturgeologie.....	21
2.2.1	Feldgeologische Bestandsaufnahme	21
2.2.2	Interpretation digitaler Geländemodelle	21
3	Erkundungsbohrungen	24
3.1	Methodik	24
3.1.1	Lithologische Bohrkernaufnahme.....	24
3.1.2	Messung der magnetischen Suszeptibilität	25
3.1.3	Dichtemessung.....	25
3.2	Ablagerungseinheiten.....	26
3.2.1	Bunt verwitterte Vulkaniklastika	26
3.2.2	Verwitterte Vulkaniklastika	28
3.2.3	Lapilli führende Aschetuffe	29
3.2.4	Matrixfreie Vulkaniklastika.....	30
3.2.5	Sandige Lehme / Lehmige Sande und Kiese	32
3.2.6	Feinklastische Sedimente - Pelite	32
3.2.7	Ton-Silt-Sand-Wechselagerung.....	33
3.3	Lithofazieszonen-Gliederung.....	33
4	Geophysikalische Erkundung.....	35
4.1	Geodätische Vermessung	35
4.2	Schweremessung.....	37
4.2.1	Einführung	37
4.2.2	Datenauswertung	38
4.2.3	Fehlerbetrachtung	39
4.2.4	Bougueranomalie des Geeser Maares.....	42
4.3	Gravimetrische Modellierung	43
4.3.1	Einleitung.....	43
4.3.2	Dichteabschätzung	43
4.3.3	Geologische Eingangsparameter.....	44
4.3.4	Arbeitsschritte und Ergebnisse der gravimetrischen Modellierung.....	45
4.4	Geomagnetik	50
4.4.1	Einführung	50
4.4.2	Messgerät.....	53
4.4.3	Messpunkte.....	53
4.4.4	Datenauswertung	54
4.4.5	Fehlerbetrachtung	54

4.4.6	Bewertung der Messergebnisse	55
4.5	Magnetische Modellierung	57
4.5.1	Grundlagen	57
4.5.2	Vorbetrachtung	57
4.5.3	Arbeitsschritte und Ergebnisse	58
4.6	Geologische Interpretation	59
5	Grundwasserhaushalt.....	62
5.1	Oberflächenwasser	62
5.1.1	Hydrogeologische Kartierung	62
5.1.2	Messstellenausbau	63
5.1.3	Methoden der Abflussmessung.....	65
5.1.4	Ergebnisse der Abflussmessungen.....	67
5.2	Grundwasser.....	74
5.3	Wechselwirkung von Grund- und Oberflächenwasser.....	76
5.4	Grundwasserneubildung.....	78
5.4.1	Methoden zur Berechnung der Grundwasserneubildung.....	78
5.4.2	Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet des Geeser Baches	79
5.4.3	Berechnung der Grundwasserneubildung mittels Trockenwetterabfluss-Verfahren	83
5.5	Grundwasserbilanz des Geeser Maares	85
6	Hydrochemie	88
6.1	Probennahme	88
6.2	Analyseverfahren	88
6.3	Analysenergebnisse.....	90
6.4	Bewertung der Messwerte mit statistischen Methoden.....	97
6.4.1	Statistische Maßzahlen für die Stichprobe.....	97
6.4.2	Grundlagen der Korrelationsanalyse	98
6.4.3	Anwendung statistischer Methoden.....	99
6.5	Bewertung der Messergebnisse und Charakterisierung hydrochemischer Prozesse	102
6.5.1	Quellen und kleine Vorfluter im unterdevonischen Grundgebirge (2, 3, 6, 7, 8)	102
6.5.2	Quellen und kleine Vorfluter im mitteldevonischen Grundgebirge (43, 45, 59).....	103
6.5.3	Quellenhorizont des Geeser Maares (10, 11, 12, 13, 14, 15).....	104
6.5.4	Quellen mit erhöhter Salzfracht	105
6.5.5	Geeser Bach – zentrale Vorflut.....	106
7	Umweltisotopie.....	107
7.1	Grundlagen.....	107
7.2	Analytische Bestimmung der Isotopengehalte.....	110
7.2.1	Analytische Bestimmung und Standards stabiler Isotope.....	110
7.2.2	Analytische Bestimmung des radioaktiven Isotops Tritium.....	112
7.3	Probennahme	112
7.4	Messergebnisse und Interpretation.....	113
7.4.1	Stabile Isotope des Wassers – ^2H und ^{18}O	113
7.4.2	Kohlenstoffisotop – $\delta^{13}\text{C}$	117
7.4.3	Tritium	119
8	Zusammenfassung	122
9	Literaturverzeichnis	127
10	Abkürzungen und Symbole	133
11	Anlageverzeichnis	135

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Maar-Diatrem-Vulkane entstehen durch die Interaktion von aufsteigendem Magma mit Grundwasser und sind im kontinentalen Bereich die zweithäufigste Vulkanform. Entstehungsbedingt sind Maar-Diatrem-Vulkane als Grundwasser führende Strukturen einzustufen. Trotz der weltweit häufigen Verbreitung ist in der internationalen Literatur nur eine einzige Trinkwasser-Gewinnungsanlagen in Maar-Diatrem-Vulkanen beschrieben, wobei an dem Blue Lake in Südaustralien lediglich Uferfiltrat an einem Maar-Kratersee gewonnen wird (BARR et al. 2000). In Deutschland werden Maare ausschließlich in der Eifel für die Wassergewinnung genutzt. Die Nutzung begann mit der Trinkwassergewinnung aus Maarseen, so z.B. am Ulmer Maar seit 1927, später auch durch die Gewinnung von Uferfiltrat (WEILER 2000). Die erste Untersuchung eines Trockenmaares unter hydrogeologischer Fragestellung erfolgte 1990 am Maar von Hausten-Morswiesen, nachdem der Wasserversorgungszweckverband Maifeld-Mayen im zentralen Teil der Depression zwei etwa 70 m tiefe Fehlbohrungen abgeteuft hatte. Unter Nutzung geophysikalischer Methoden optimierte BÜCHEL (1991) mit Erfolg die Position einer weiteren Erkundungsbohrung.

Auf Grund weiterer erfolgreicher Erkundungsbohrungen, die z.T. unbeabsichtigt im Bereich einer Maar-Diatrem-Struktur abgeteuft wurden, sind inzwischen weitere Standorte in Trockenmaaren zur Grundwassergewinnung eingerichtet worden, sodass heute in der Westeifel insgesamt an 12 verschiedenen Trockenmaaren Trinkwasser gewonnen wird. Ergänzende Erläuterungen zu den hydrogeologischen Verhältnissen und zu möglichen Erkundungsmethoden in Maar-Diatrem-Vulkanen erfolgten erst in jüngerer Zeit durch WEILER (2000), KÖPPEN et al. (2000) und HESSE & BÜCHEL (2000).

Mit der hier vorgestellten Arbeit werden erstmals Methoden, die zur zielgerichteten hydrogeologischen Erkundung von Maar-Diatrem-Vulkanen führen, umfassend vorgestellt. Die zentralen Fragestellungen befassen sich mit der Strukturaufklärung eines Maar-Diatrem-Vulkanes, dessen Grundwasserbilanz und den hydraulischen Eigenschaften der Kraterfüllung. Der Einfluss der vulkanogenen Gesteine auf die Wasserbeschaffenheit ist hinsichtlich der angestrebten Trinkwassergewinnung ebenso von Bedeutung. Weiterhin ist der Einfluss von mineralisierten tieferen Grundwasser auf das Grundwasserreservoir zu überprüfen.

1.2 Arbeitsschritte

Die Untersuchungen wurden am 5 km östlich von Gerolstein (Westeifel) liegenden Geeser Maar durchgeführt. Die Grundwassererkundung im Geeser Maar erforderte eine Vielzahl unterschiedlicher Untersuchungsmethoden, die zu zwei methodischen Schwerpunkten zusammengefasst werden können. Im ersten Schwerpunkt wurde die geologische Struktur des Maar-Diatrem-Vulkanes erfasst. Dies erfolgte mithilfe der flächenbezogenen geologischen Kartierung und Fernerkundung (Kapitel 2) sowie mit zwei Erkundungsbohrungen (Kapitel 3). Da die geologischen Arbeitsmethoden den Aufbau der

komplexen tief reichenden Maar-Diatrem-Struktur nur unzureichend abbildeten, wurden flächendeckend die integrierenden geophysikalischen Potenzialverfahren der Gravimetrie und Magnetik eingesetzt (Kapitel 4). Auf der Grundlage dieser Messergebnisse und ergänzender petrophysikalischer Bohrkernmessungen wurden numerische Störkörpermodellierungen zur Dichtevariation und Magnetisierung des Untergrundes durchgeführt. Wesentliche Eingangsinformation der Störkörpermodelle wurden aus der Vulkanologie abgeleitet, mit generellen vulkanologischen Modellvorstellungen zur Genese von Maar-Diatrem-Vulkanen sowie speziellen Beobachtungen an geologischen Aufschlüssen im Bereich des Geeser Maares.

Der zweite thematische Schwerpunkt befasst sich mit der Grundwasserneubildung und -beschaffenheit im Geeser Maar. Dazu wurde die Menge des Oberflächenabflusses im gesamten Arbeitsgebiet bestimmt und dessen Wechselwirkung mit dem Grundwasser untersucht. Die Grundwasserneubildung wurde auf der Basis von klimatischen Daten und mittels des Trockenwetterabflusses ermittelt (Kapitel 5). Die Beschaffenheit des Grund- und Oberflächenwassers wurde unter Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität für verschiedene hydrochemische Regime des Arbeitsgebietes beschrieben (Kapitel 6). Um weitere Informationen zur Herkunft des Grundwassers zu gewinnen, erfolgte in Ergänzung zur Hydrochemie die Charakterisierung von Isotopenmuster (Kapitel 7) anhand der stabilen Isotope $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$. Eine Altersbestimmung der Grund- und Oberflächenwässer im Bereich des Geeser Maares wurde mittels dem radioaktiven Isotop Tritium (^3H) durchgeführt.

1.3 Maarvulkanismus

1.3.1 Genese von Maar-Diatrem-Vulkanen

Der Begriff „Maar“ wurde erstmals von STEINIGER (1820) für das so genannte Strohner Maarchen, einem kleinen flachen See im Vulkanfeld der Westeifel, verwendet. Später wurde mit diesem Begriff ein phreatomagmatischer, unterhalb der präeruptiven Erdoberfläche eingeschnittener Vulkankrater beschrieben. Detaillierte geologische Geländestudien zu Maar-Diatrem-Vulkanen wurden u.a. von OLLIER (1967), LORENZ (1973), WERL (1984) NEGENDANK et al. (1985), BÜCHEL (1993) und NEGENDANK & ZOLITSCHKA (1983) durchgeführt.

Maare entstehen, wenn Grundwasser kontinuierlich Zutritt zum aufsteigenden Magma hat und die thermische Energie der Schmelze durch die Interaktion von Magma und Wasser explosionsartig in kinetische Energie umgesetzt wird. Dieser Prozess wird als thermohydraulische Explosion beschrieben. Experimentelle Studien zum Phreatomagmatismus wurden von ZIMANOWSKI & WOHLLETZ (2000) durchgeführt. Während dieses Prozesses werden charakteristische vulkanische Lockergesteine (Pyroklastika) gebildet. Teile des Magmas werden durch Schockwellen der thermohydraulischen Explosionen zu Asche fragmentiert. Das umgebende Nebengestein wird in Explosionsnähe ebenfalls intensiv zerkleinert. Die entstehenden Fragmente weisen unterschiedliche Korngrößen von Asche (< 2 mm), Lapilli (2 - 64 mm) und Blöcken (> 64 mm) auf. Die Maarpyroklastika der Westeifel bestehen durchschnittlich zu 80% aus Nebengesteinsfragmenten (ZIMANOWSKI 1985), wobei die verbleibende juve-

nile Komponente durch kompaktes, dichtes Gefüge gekennzeichnet ist (LORENZ 2000). Durch die Expansion des Wasserdampfes wird das fragmentierte Material aus der Explosionskammer entlang sich weitender Klüfte an die Oberfläche befördert. Es bildet sich eine wasserdampfgesättigte Eruptionswolke, aus der wiederum Wolken mit hoher Dichte zu Boden stürzen und die Pyroklastika mittels turbulenter Suspensionsströme um das Eruptionszentrum herum verteilen (*base surges*). Um den Maarkrater entsteht ein Tuffwall. Die Pyro- und Hydroklasten werden während dieses Prozesses deutlich abgerundet. Im Verlauf der Eruptionen wandert die Explosionskammer in größere Tiefe. Der Massenverlust in der Explosionskammer wird durch gravitatives Absinken der hangenden Nebengesteinsschichten ausgeglichen, in dessen Folge ein trichterförmiger Körper, gefüllt mit fragmentiertem Material bis an die Oberfläche reicht und als Einbruchsstruktur sichtbar wird. Der trichterförmige Körper wird als Diatrem und die Einbruchsstruktur als Maar bezeichnet. Mit fortlaufender Eruptionsdauer vergrößert sich die trichterförmige Einbruchsstruktur. LORENZ (2000) bezeichnet folgerichtig diesen Vulkantyp auf Grund seiner beiden nicht voneinander zu trennenden Hauptbestandteile als Maar-Diatrem-Vulkan. Zur Erkundung der tief reichenden unzugänglichen Diatremstrukturen unterhalb eines Maarkraters wurde auf der Grundlage von Schweremessungen von AUBERT et al. (1971) erstmals die Methode numerischer Störkörpermodelle verwendet. Am Beispiel des Döttinger und Meerfelder Maars (Westefel) wurde diese Methode erstmals für Maar-Diatrem-Vulkane der Eifel genutzt (STACHEL & BÜCHEL 1989).

Die Tiefe eines Maarkraters beträgt unmittelbar nach seiner Entstehung etwa ein Fünftel des Kraterdurchmessers (WOOD 1974) und die des Diatremes zirka dem Kraterdurchmesser des jeweiligen Maars. Diese Richtwerte können sich aber in Abhängigkeit von der präexistenten Topografie und den felsmechanischen Materialeigenschaften des Nebengesteines ändern.

Die posteruptive Entwicklung eines Maar-Diatrem-Vulkanes ist in Abbildung 1-1 (BÜCHEL 1993) dargestellt. Schon während der Eruptionstätigkeit kommt es im Maar zur Bildung von grobklastischen Schuttfächern. Weiterhin können, bedingt durch den sich vergrößernden Maarkrater, Gesteinsschollen gemeinsam mit Teilen des Tuffwalles in den Krater abrutschen (Abbildung 1-1A). Unmittelbar nach der Bildung des Maars setzt sich die syneruptive Phase der Umlagerung fort, in dem Teile instabiler Kraterwände und zuvor abgelagerte, meist lockere Tuffe in den Krater hineinrutschen bzw. eingeschwenkt werden. Während dieses Vorganges unterliegt das Diatrem der Kompaktion und Diagenese, sodass die Absenkung des Kraterbodens über die Eruptionen hinaus anhält und die pyroklastischen Gesteine der Diatremfüllung verfestigt werden (LORENZ 2000). Maarkrater unterschneiden den prä-existenten Grundwasserspiegel, womit sich unmittelbar nach der Maarentstehung ein Kratersee bildet, wie im Fall des Ukinrek-Maars 1977 in Alaska (BÜCHEL & LORENZ 1993). Der Kratersee verkleinert sich stetig durch Sedimentation in seiner Tiefe und seinem Durchmesser. Am Seerand kommen insbesondere durch Rutschungen (*slumping*) gebildete, grobklastische, schlecht sortierte Sedimente zur Ablagerung. Im zentralen Teil des Seekörpers dominieren feinklastische, teilweise laminierte Seesedimente den Sedimentationsprozess (PIRRUNG 1998) (Abbildung 1-1B).

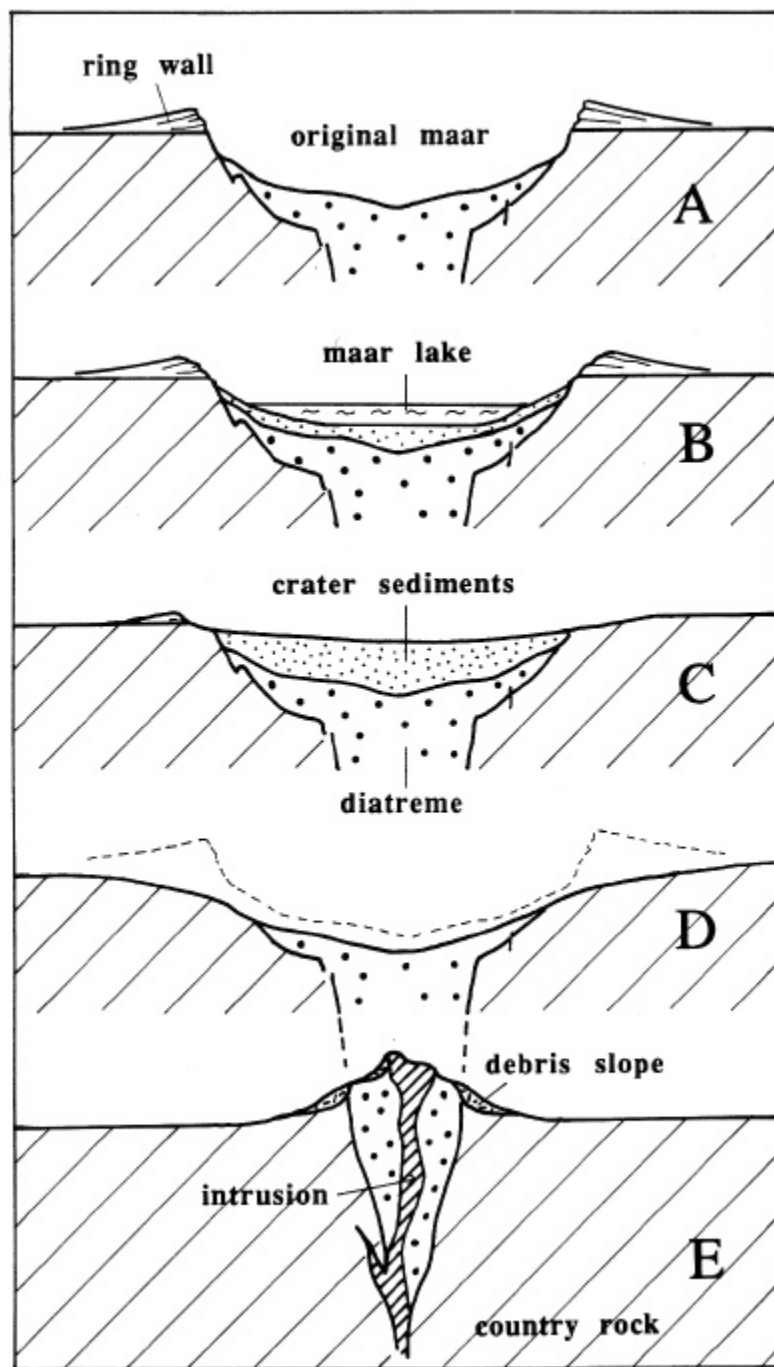


Abb. 1-1: Posteruptionäre Entwicklungsstadien eines Maar-Diatrem-Vulkans (BÜCHEL 1993)

Der flache Maarseeboden weist im Übergangsbereich zum Schuttfuß einen scharfen Knick auf. Bei fortdauernder Sedimentation wird der Kratersee aufgefüllt und es kann in Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen ein Moor entstehen. Das Moor verlandet durch anhaltende Zufuhr von klastischem Material. Der Tuffwall wird bis auf kleine Überreste erodiert (Abbildung 1-1C). Durch anhaltende Erosion werden die Kratersedimente und Teile des Diatremes freigelegt (Abbildung 1-1D). Ist die Diatremfüllung resistenter als das umgebende Nebengestein, wird nach erheblicher flächenhafter Abtragung der umgebenden Gesteine der Tuffschlot als positive Vulkanform in Erscheinung treten (Abbildung 1-1E), wie z.B. im tertiären Vulkangebiet der Schwäbischen Alb (Hegau).

1.3.2 Weltweite Verbreitung von Maar-Diatrem-Vulkanen

Maare sind nach Schlackenkegeln auf den Kontinenten die weltweit zweithäufigste Vulkanform und sind in allen kontinentalen vulkanischen Zonen der Erde vertreten. Die Häufigkeit von Maar-Diatrem-Vulkanen ist vermutlich vom Typ des Vulkanismus abhängig. Bei vereinfachter Betrachtung und Untergliederung des Vulkanismus in Rift- und Subduktionszonen sowie den Vulkanfeldern des kontinentalen Intraplattenvulkanismus treten scheinbar deutliche Häufigkeitsunterschiede hervor.

Maar-Diatrem-Vulkane sind entlang der rezent aktiven Riftzonen vergleichsweise selten vertreten. Trotz permanent hoher vulkanischer Aktivität, z.B. in Island oder entlang des ostafrikanischen Grabensystems, sind wenig Maare bekannt. Eine Ausnahme bildet das Katwe-Kikorongo Vulkanfeld, nördlich des Lake Edward in Uganda. Hier liegen 78 Maarkrater dicht gedrängt nebeneinander (MATTHEW 1953).

Der Vulkanismus entlang von Subduktionszonen wird durch Stratovulkankomplexe dominiert. Die zentralen Eruptionszentren werden durch weitere kleinere Eruptionszentren begleitet, die als Maar-Diatrem-Vulkane ausgebildet sein können. Häufig beschränkt sich die Verteilung auf Maar-Gruppen, dazwischen schalten sich ausgedehnte Abschnitte ohne Maarvulkanismus ein. So konnten z.B. auf Sumatra bisher keine Maare nachgewiesen werden (Mitt. BÜCHEL). Beispiele für Gruppen von Maarvulkanen im Bereich von Subduktionszonen sind die Carran-Los-Venados Vulkangruppe in Chile mit vermutlich acht Maarvulkanen, zuletzt 1907 und 1955 aktiv (MÜLLER & WEYL 1956), der Kirishima-Vulkankomplex auf Kyushu (Japan) mit zwei Maarseen und weiteren Trockenmaaren (TANEDA 1977) oder eine Gruppe von ca. 30 konzentrisch um den Stratovulkan Gunung Lamongan verteilten Maaren auf Java (BÜCHEL 1998). Insbesondere durch die Prospektion von Goldlagerstätten entlang vulkanischer Inselbögen, z.B. in Papua-Neuguinea (DENWER 1997, SILLITOE 1997) oder in der Karibik (WHITE 1994, VENNEMANN et al. 1993) ist eine Vielzahl lagerstättenrelevanter Maar-Diatrem-Vulkane entdeckt und beschrieben worden.

Der kontinentale Intraplattenvulkanismus zeichnet sich durch Vulkanfelder mit einer Vielzahl kleiner Eruptionszentren aus. Die Eruptionszentren sind zu einem großen Teil als Maar-Diatrem-Vulkane ausgebildet. Als Beispiel sei das Michoacan-Guanajuato Vulkanfeld in Mexiko mit 1400 Eruptionszentren und ca. 400 Maarvulkanen genannt (HASENAKA, YOSHIDA & AOKI 1993). Im Vulkanfeld der Westeifel, der sehr gut untersuchten Typuslokalität von Maaren, sind ca. 260 Eruptionszentren und über 70 Maarvulkane nachgewiesen (BÜCHEL et al. 2000). Weitere Vulkanfelder Mitteleuropas worden bezüglich der Maarvulkane weniger intensiv untersucht, wobei Phreatomagmatismus überall nachweisbar ist. Im Bereich des Egergrabens (Eger-Ohre-Rift) und im tertiären Vulkanfeld der Lausitz sind durch intensive Untersuchungsarbeiten, unter anderem durch die Forschungsbohrung Baruth (GABRIEL et al. 2000), die Zahl der bekannten Maarvulkane auf 24 angestiegen (CAJZ et al. 2000). In Westeuropa gehört das Vulkanfeld der Chaîne des Puys, östlich des Zentralmassivs zu den sehr gut untersuchten Vulkanfeldern. Bisher konnten über 30 Maarvulkane allein hier nachgewiesen werden (JIVIGNE et al. 1993).

Es wird vermutet, dass außerhalb der sehr gut untersuchten Vulkanfelder nur ein Bruchteil der Maar-Diatrem-Vulkane bekannt ist. Durch gezielte Untersuchungen zum Maarvulkanismus in China sind kürzlich für zehn Vulkanfelder insgesamt ca. 190 Maarvulkane ausgewiesen worden (JIAQI et al. 2000). Vermutlich werden auch hier die Zahlen noch deutlich ansteigen. Für die Vulkanfelder Zentralasiens und des Mittleren Ostens sind ähnliche Verhältnisse zu erwarten.

Weiterhin ist der ultrabasische Intraplattenvulkanismus der Kratone zu nennen, mit den so genannten Kimberlit-Pipes. Da die Mehrheit der Kimberlit-Pipes noch vor dem Tertiär gebildet wurde, ist die obere Maarstruktur der Maar-Diatrem-Vulkane nicht mehr erhalten. Die Breccien enthalten ultrabasische Xenolithe des Mantels mit typischen Hochdruckmineralen. Da diese auch abbauwürdige Diamanten enthalten können, gehören die Kimberlit-Pipes zu den am intensivsten untersuchten Diatremstrukturen. Weltweit sind 5000 Kimberlit-Diatreme bekannt (JANSE & SHEAHAN 1995).

1.3.3 Maar-Diatrem-Vulkane als Grundwasserleiter

Die Entstehung eines Maar-Diatrem-Vulkanes setzt Interaktion von Grundwasser mit aufsteigendem Magma voraus, womit die Existenz eines Maar-Diatrem-Vulkanes nur entlang von Grundwasser führenden Strukturen möglich ist. Die paläoklimatischen Verhältnisse sind vermutlich mit den rezenten Bedingungen nicht vergleichbar, aber hydraulisch leitfähige Störungszonen beeinflussen eventuell bis heute das unterirdische Einzugsgebiet eines Maar-Diatrem-Vulkanes. Die abgesenkte morphologische Position des Maarkraters stellt einen hydraulischen Entlastungspunkt dar und wird durch Grund- und Oberflächenwasser angeströmt.

Maar-Diatrem-Vulkane entstehen unterhalb der präeruptiven Landoberfläche. Der Maarkrater unterliegt posteruptiv einer raschen Sedimentation durch grobklastische Vulkaniklastika. Danach werden in Abhängigkeit von Morphologie und Klima unterschiedliche Sedimente abgelagert, wobei allgemein eine marginale permeable Randfazies und eine profundale impermeable Beckenfazies im Maarkrater entsteht. Die syn- und posteruptiven Umlagerungsprozesse im Inneren eines Maarkraters führen insbesondere am Kraterrand zu grobklastischen Ablagerungen (PIRRUNG 1998, FISCHER 1999) die als Grundwasserleiter wirken.

In der Eifel wird an 15 Maar-Diatrem-Vulkanen Grundwasser gefördert. Die Kenntnis von dem entsprechenden Vulkan unterhalb der Trinkwassergewinnungsanlage wurde z.T. aber erst während einer Nacherkundung erbracht. Die Grundwasserförderung an Maar-Diatrem-Vulkanen und vergleichbaren Vulkantypen beträgt insgesamt 6500 m³/d und variiert an den einzelnen Vorkommen zwischen 70 und 1700 m³/d (WEILER 2000).

WEILER (2000) nennt für die Gesteine der zentralen Kraterfüllung eine hydraulische Leitfähigkeit von $k_f = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$ und für die Gesteine im Bereich des Kraterrandes $k_f = 1 \cdot 10^{-4} - 4 \cdot 10^{-4}$. Zur Grundwasserneubildung werden von KÖPPEN et al. (2000) für die Maare von Hausten-Morswiesen, Drees-Döttingen und Booser Maare Werte von 3,5 bis 6 l/(s·km²) genannt, die damit deutlich höher als die der devonischen Umgebung mit 1 bis 2 l/(s·km²) liegen.

1.4 Arbeitsgebiet

1.4.1 Geografischer Überblick

Die Eifel bildet den südwestlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. Sie wird im Südosten vom Hunsrück und im Westen von den Ardennen flankiert und in die Ost-, Hoch- und Westeifel untergliedert. Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Zentrum des quartären Vulkanfeldes der Westeifel, östlich und südlich der Ortschaft Gees bei Gerolstein und umfasst das 6,8 km² große orohydrografische Einzugsgebiet des Geeser Baches. Der Geeser Bach entwässert das Areal nach Nordwesten zur Kyll hin, einem Nebenfluss der Mosel.

Das Arbeitsgebiet zeigt eine ausgeprägte Morphologie und fällt nach Nordwesten in Richtung zur Gerolsteiner Mulde ab. Die Formung der heute vorliegenden Landschaft begann im Tertiär. Nach BREMER (1978) fand die tertiäre Reliefentwicklung der Eifel unter Bedingungen statt, die weitgehend den heutigen Tropen ähnelten. Wechselfeuchtes tropisches Klima und eine reliefarme Landschaft in der West- und Osteifel ließen tief reichende Verwitterungshorizonte entstehen, die an wenigen Stellen relikthaft erhalten geblieben sind. Die ältesten Flächen und Höhenterrassen waren bereits im Frühtertiär ausgebildet. Die Hebung des Rheinischen Schildes begann ebenfalls schon im Tertiär.

Mit der klimatischen Abkühlung im Quartär endete die tief reichende chemische Verwitterung und es setzte eine durch Tiefenerosion geprägte Talentwicklung ein. Die Morphologie der Westeifel war zu Beginn des quartären Vulkanismus bereits stark gegliedert. Das etappenartige Herausheben des Gebietes (PFEFFER 1978), bedingt durch die Vertikalbewegung des Rheinischen Massivs, beträgt bis heute etwa 300 m (MÄLZER et al. 1983) und zwang die Wasserläufe, wie z.B. Kyll oder Geeser Bach, zur Bildung tiefeingeschnittener Kerbtäler. Diese sind vorzugsweise entlang tektonischer Schwächezonen angelegt. Der Vulkanismus verstärkte zusätzlich das topografische Relief mit aufgesetzten Vulkanbauten der Schlackenkegel und tief eingesenkten kesselförmigen Maarkratern.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes treten zwei Trockenmaare auf, das zentral liegende Geeser Maar und das sich unmittelbar südlich anschließende kleinere Hengstweiler Maar. Diese sind 110 m und 90 m in die Mittelgebirgs-Landschaft eingetieft. Die Kraterinnenhänge, vor allem die des Geeser Maares, aber auch die des westlichen Teils des Hengstweiler Maares, sind durch die Ausbildung von Seitentälern morphologisch stark umgestaltet. Nach der Bildung der beiden Maare wurde durch Tiefenerosion das Tal des Geeser Baches deutlich sichtbar eingetieft. Der Betrag der Eintiefung ist ein Indiz für das Entstehungsalter der Maare, das auf ein Alter von über 100.000 a geschätzt wird (Mitt. BÜCHEL), womit die beiden Maare zu den älteren Vulkanen des Westeifeler Vulkanfeldes gehören.

An den Steilhängen der beiden Maare und auf den Hochflächen werden Forstwirtschaft und in den Bereichen der Kraterböden Wiesenwirtschaft betrieben. Im südlichen Kraterinnenbereich des Geeser Maares befindet sich die Tuffgrube Cordel und im Hengstweiler Maar ein Schießübungsplatz der Bundeswehr. Die Straße von Neroth nach Gees führt zentral durch das Geeser Maar und streift randlich das Hengstweiler Maar.

1.4.2 Geologischer und hydrogeologischer Überblick

Der geologische Untergrund im Bereich des Untersuchungsgebietes setzt sich aus drei Haupteinheiten anstehender Gesteine zusammen, mit denen auch wesentliche Unterschiede der hydraulischen Eigenschaften verbunden sind:

- Das paläozoische Grundgebirge mit den gefalteten Gesteinen des Unter- und Mitteldevons,
- das über dem Grundgebirge flach lagernde mesozoische Deckgebirge, vertreten durch den Buntsandstein und
- Vulkanite und Pyroklastika des Quartärs in unterschiedlicher Ausbildung.

Eine geologische Überblickskarte der Vulkanzone der Westeifel ist in Abbildung 1-2 dargestellt.

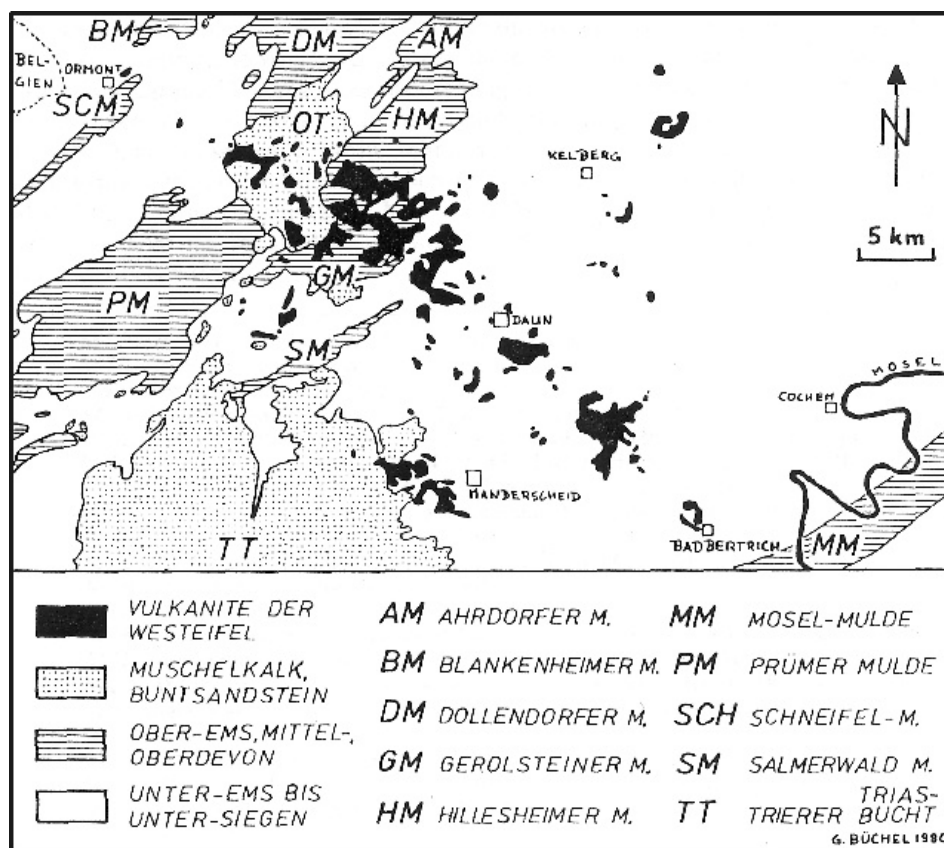


Abb. 1-2: Schematische geologische Übersichtskarte der Vulkanzone der Westeifel und ihrer Umgebung (LORENZ & BÜCHEL 1980)

Das devonische Grundgebirge ist in der gesamten Eifel verbreitet und wird überwiegend von fein- bis mittelkörnigen, klastischen, karbonatarmen, bzw. -freien Gesteinen des Unterdevons und karbonatischen Gesteinen des Mitteldevons aufgebaut. Diese sind im Zuge der variszischen Gebirgsbildung gemeinsam verfaultet worden. Die Faltenachsen streichen in südwestlich-nordöstlicher Richtung. Bereits während der Auffaltung wurde die Achsendepressionszone der Eifeler Nord-Süd-Zone angelegt. Entlang dieser Zone sind Muldenstrukturen, in deren Zentrum karbonatische mitteldevonischen Gesteine ausstreichen, zu der auch die Gerolsteiner Mulde gehört, aufgereiht.

Die Gesteine des Unterdevons sind als gering durchlässige Kluft-Grundwasserleiter mit geringer hydraulischer Speicherkapazität zu beschreiben. Die weite Verbreitung der unterdevonischen Gesteine führt zu lokalen Wasserversorgungsdefiziten. Die Gesteine des Mitteldevons sind Kluft- und Karst-Grundwasserleiter mit ausgezeichneter hydraulischer Leitfähigkeit und geringem Retentionsvermögen. Im Zentrum der Gerolsteiner Mulde wird Mineralwasser industriell gefördert. Es entsteht aus versickernden Niederschlagswasser und erhält auf dem Weg in die Tiefe seinen charakteristischen Gehalt an gelösten Stoffen, insbesondere Hydrogenkarbonat und Kalzium (KÖPPEN 1987). Der nördliche Teil des Arbeitsgebiets grenzt an die Südflanke der Gerolsteiner Mulde, womit der überwiegende Teil des Untersuchungsgebietes und insbesondere die Umrandung des Geeser Maares von unterdevonischen Gesteinen eingenommen wird.

Westlich vom Arbeitsgebiet steht Bundsandstein an, der entlang einer störungsbegrenzten, abgesenkten Scholle erhalten geblieben ist. Sie stellt Reste der mesozoischen Deckschichten innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone dar, die sich nach Südwesten in die Trier-Bitburger Triasmulde fortsetzt. Der Buntsandstein ist ein kombinierter Kluft- und Poren-Grundwasserleiter mit guter hydraulischer Leitfähigkeit und Speicherkapazität. Die Grundwässer des Buntsandsteins weisen eine geringe Mineralisation auf und werden bevorzugt zur Trinkwassergewinnung genutzt.

Abgesehen von der vulkanischen Tätigkeit im Paläozoikum und Mesozoikum trat in der Eifel im Tertiär und insbesondere im Quartär weiterer Vulkanismus auf. Nach LIPPOLT (1983) begann der Vulkanismus des Rheinischen Massivs mit den Eruptionen von Melilith-Nepheliniten an den Wittlich-Bergen (Südeifel) vor 108 Ma. Der tertiäre Hocheifel-Vulkanismus, der mit weltweiter tektonischer Aktivität in Verbindung steht, begann im Oberen Eozän (ca. 45 Ma) und endete vor 18 Ma im Miozän (LIPPOLT 1983). Die Vulkane haben ihre Hauptverbreitung im Raum Adenau-Kelberg. Zu kleineren Eruptionen kam es in der Westeifel. Die tertiären Vulkane sind durch die anhaltende Verwitterung stark erodiert. Oft sind nur noch die resistenteren Kernpartien erhalten (FRECHEN et al. 1959, REBSKE 1980, MERTES 1983, HUCKENHOLZ & BÜCHEL 1988).

Der quartäre Vulkanismus in Mitteleuropa ist im Wesentlichen an die Vulkanfelder der West- und Osteifel gebunden. Diese Vulkanfelder sind nahezu synchron mit der Hauptphase des quartären *Uplifts* der Eifel entstanden (SCHMINCKE et al. 1983). BÜCHEL & MERTES (1982) verbinden das Einsetzen des Vulkanismus mit der stärker werdenden großräumigen Hebung des Rheinischen Schildes. Nach LIPPOLT (1983) wird dieser quartäre Vulkanismus auf ein Alter unter 0,96 Ma eingestuft. Der jüngste bekannte Vulkan ist mit 9400 a das Ulmener Maar. Der Vulkanismus ist vermutlich noch nicht beendet (SCHMINCKE et al. 1983).

Eine erste Einschätzung zur Bedeutung vulkanischer Ablagerungen in der Eifel für Wasserhaushalt und Wasserversorgung wurde von GEIB & WEILER (1968) publiziert. WEILER (1987) erkannte die hervorragenden hydraulischen Eigenschaften der vulkanischen quartären Lockergesteine als Grundwasserspeicher.

1.4.3 Tektonik - regionaler Überblick

Mitteleuropa ist großtektonisch als Intraplattenregion anzusehen, dennoch sind seismische Aktivitäten zu verzeichnen, die durch die anhaltende Orogenese der Alpen erzeugt werden. Die rezenten Erdbebengebiete ordnen sich häufig längs variszischen Lineamenten an. Daraus kann gefolgert werden, dass die Seismizität an Scherzonen gebunden ist, die einerseits der größten rezenten Scherspannung und zum anderen der rheologischen Gliederung des variszischen Gebirgsbaus nachzeichnet (WALTER 1992). Die Region des Rheinischen Schiefergebirges gehört zu einer seismisch aktiven Zone mit Magnituden bis $M_L = 4,7$ (Richter Skala). Aus der Analyse seismischer Herdflächenlösungen wurde für Mitteleuropa und Rheinisches Massiv das rezente Spannungsfeld berechnet. Dabei liegt die Achse der größten horizontalen Hauptnormalspannung (σ_1 oder σ_2) mit 135° in nordwest-südöstlicher Richtung. Das Ergebnis stimmt mit den Werten aus insitu-Spannungsmessungen (*hydraulic fracturing*) überein. Frac-Versuche in deutschen Tiefbohrungen ergaben eine in nordwest-südöstlicher Richtung der maximalen Hauptnormalspannung σ_1 . In der Bohrung Konz bei Monschau (Nordeifel) wurde ein Streichen der größten Hauptnormalspannung σ_1 von $120^\circ \pm 10^\circ$ ermittelt (RUMMEL & BAUMGÄRTNER 1984). In einer weiteren Messung in mitteldevonischen Kalksteinen der Gerolsteiner Mulde bei Pelm wurde für σ_1 eine Richtung von 129° bestimmt (BAUMANN 1981).

Die Hebung der Kruste, die im rheinischen Riftsystem seit dem Unteren Oligozän beobachtet wird, wird nach NEUGEBAUER (1981) mit großer Wahrscheinlichkeit durch einen Manteldiapir verursacht. Unter der Eifel wurde in einer Tiefe zwischen 50 und 200 km mittels teleseismischer Daten ein solcher Diapir nachgewiesen (RITTER 2001). Die obere Grenze des Diapirs ist identisch mit der Liegendgrenze der hier sehr dünnen Lithosphäre. Der Diapir enthält etwa 1% partielle Schmelze, dass durch Geschwindigkeitsverringern seismischer Wellen nachgewiesen wurde. Der aktive *Uplift* des rheinischen Massivs wurde von MÄLZER et al. (1983) quantifiziert und ist im Bereich der Nordeifel und des Venn-Sattels mit 1,6 mm/a am größten.

Für die vulkanische Ausbildung der Eifel waren sowohl variszisch als auch später angelegte Kluft- und Spaltensysteme wichtig, da die Bildung offener Spalten im tiefen Untergrund für den Magmenaufstieg von großer Bedeutung ist (BÜCHEL 1984). Das während der variszischen Orogenese angelegte Trennflächengefüge wird später immer wieder reaktiviert. REILÄNDER (1985) konnte durch das Erfassen von Linearen östlich von Gerolstein Richtungsrosen erstellen, die getrennt nach den einzelnen Gesteinen bewertet wurden. Für die Zeit der Auffaltung der devonischen Gesteine und dem posttriasischen Stressfeld gibt der Autor eine Richtung für σ_1 von 140° an, wobei für den Zeitraum der Bruchbildung in den quartären Vulkaniten eine Richtung für σ_1 von 130° angegeben wird. Diese Werte konnte BÜCHEL (1984) durch Auswerten von Satellitenbildern und Erfassen von 49 Vulkanrichtungen bestätigen.

2 Geologie

Geologische Kartierungsarbeiten im Bereich des Arbeitsgebietes wurden von RAUFF (1911), RAHM (1956) und KRÄMER (1957) durchgeführt. Der Schwerpunkt dieser Kartierungsarbeiten lag in der flächendeckenden Landeskartierung und in der Aufnahme des paläozoischen Grundgebirges. Vulkanite wurden in den Kartenwerken berücksichtigt, sind aber nur lückenhaft oder ungenau erfasst worden. Die auffällige Talmorphologie des Geeser Maares blieb als Maar-Diatrem-Vulkan unerkannt und die verschiedenen kartierbaren Pyroklastikavorkommen wurden im Geeser Maar als „Basalttuff“ zusammengefasst. Die Fortsetzung der detaillierten stratigrafischen Kartierung des paläozoischen Grundgebirges erfolgte unter UTTER (1974), GROTHJAHN (1974) und KRÜGELSTEIN (1977).

Das Geeser Maar konnte erst durch geomagnetische Messverfahren von GREINER und KRÄMER (1972) sicher nachgewiesen werden. Geophysikalische Untersuchungen von BÜCHEL (1984) bestätigen die Ergebnisse von GREINER & KRÄMER (1972). Nachfolgende geologische Kartierungen z.B. von KÖPPEN (1987) oder BÜCHEL (1994) berücksichtigen die geophysikalischen Erkundungsergebnisse. Im Rahmen der hydrogeologischen Erkundung wurde das Arbeitsgebiet unter vulkanologischen und tektonischen Schwerpunkten überarbeitet.

Auf der Grundlage der bestehenden geologischen Kartenwerke wurde eine geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes im Maßstab 1:25.000 zusammengestellt (siehe Anlage 2.1). Neue Erkenntnisse zur Verbreitung der Vulkanite wurden berücksichtigt. Die Darstellung einer detaillierten geologischen Karte des Geeser Maares war erst unter Verwendung geophysikalischer Erkundungsergebnisse (Kapitel 4) und durch Erkundungsbohrungen (Kapitel 3) möglich (siehe Anlage 4.9).

Begleitend zu den Projektarbeiten sind nordwestlich des Arbeitsgebietes die vulkanischen Ablagerungen in der Umgebung der Baarlay und Geishecke von SIEBERT (1999) sowie südöstlich des Arbeitsgebietes zwischen Nerother Kopf und Oberstadtfeld von GÖPEL (1999) neu kartiert worden.

2.1 Vulkanologie

2.1.1 Hengstweiler Maar

Im Umfeld des Hengstweiler Maares wurde die Verbreitung der Vulkanite überprüft. Innerhalb des Hengstweiler Maares bestehen schlechte Aufschlussverhältnisse. Vulkaniklastika des Tuffwalls sind östlich, in Richtung Neroth und westlich, entlang des Oberlaufes des Geeser Baches, aufgeschlossen. Während das östliche Vorkommen in seiner Verbreitung bestätigt werden konnte, sind entlang des Tales, in dem der Geeser Bach entspringt Korrekturen vorzunehmen. Die Vulkaniklastika befinden sich im Bereich des Maarkraters zu beiden Seiten des Tales und am südwestlichen Kraterrand in besonders mächtiger Ausbildung. Talaufwärts in westlicher Richtung sind anstehende Vulkaniklastika nur noch am südlichen Talhang kartierbar, wobei die sie einen morphologischen Rücken bilden. Vermutlich spiegelt die Verbreitung der Vulkaniklastika den ehemaligen Talverlauf wieder, der heute nördlich und deutlich tiefer verläuft. Die Korngrößen sind mit 1 bis 20 mm im Hengstweiler Maar am

größten und nehmen nach Westen ab. Das Eruptionszentrum ist mit hoher Wahrscheinlichkeit das Hengstweiler Maar. Die Zusammensetzung der Vulkaniklastika entspricht aber nicht typischer Maartephra, da die juvenile Komponente sehr blasenreich ausgebildet ist. Juvenile Komponenten sind etwa zu gleichen Teilen wie Nebengesteinskomponenten vertreten. Neben den Maareruptionen, die zur Entstehung des Maarkraters führten, müssen im Bereich des Hengstweiler Maares auch Tuffringeruptionen stattgefunden haben. Tuffringe bilden sich bei der oberflächennahen Interaktion von Magma und Wasser. Da die Vulkaniklastika sehr schlecht sortiert vorliegen, sind diese vermutlich sekundär umgelagert worden.

2.1.2 Geeser Maar

Die Maarstruktur ist bereits deutlich morphologisch überprägt, sodass die Kraterinnenhänge von der ursprünglichen Kontur deutlich abweichen. Im Zentrum des Maarkraters werden Vulkaniklastika und Sedimente der Kraterfüllung großflächig von Solifluktionsschutt der Grundgebirgsumrandung überdeckt, womit die klassische geologische Kartierungsmethode hier zu keinen Ergebnissen führt. Reste des ehemaligen Tuffwalls sind in der Umgebung des Geeser Maares nicht mehr nachweisbar. Den allgemein schlechten Aufschlussbedingungen steht am südlichen Kraterrand ein aktiver Steinbruch mit idealen Aufschlussverhältnissen gegenüber. Dieser und ein weiterer kleiner Aufschluss sollen im Folgenden beschrieben werden.

Lavasandgrube Cordel

Der aktive Steinbruch am südöstlichen Kraterrand ist der bedeutendste Aufschluss im Arbeitsgebiet. In diesem sind Schlacken in primärer Lagerung und umgelagerte nebengesteinsreiche Vulkaniklastika sowie epiklastische Sedimente aufgeschlossen. Die Firma CORDEL & SOHN gewinnt hier die schlackigen Lapillituffe, die vermischt mit weiteren Substraten zu einem hochwertigen Material, z.B. für den Sportplatzbau, verarbeitet werden. 1993 betragen die Reserven 550 000 m³. Diese sind im Jahr 2001 zum überwiegenden Teil aufgebraucht. Der Begriff Lavasandgrube ist im geologischen Sinn nicht korrekt, wird aber als juristisch verbindlicher Name für diesen Steinbruch üblicherweise verwendet.

Der Abbau grenzt im Süden und im Westen an den steilen Innenkraterhang des Geeser Maares. Dieser wurde vollständig freigelegt und zeichnet die steile Einfallen der Kraterwände des Geeser Maares nach. In diesem Grubenabschnitt erfolgte durch Auftragen von Bodensubstrat bereits die Rekultivierung. Im Osten grenzt der Steinbruch an die, von Süden nach Norden das Geeser Maar durchquerende, Kreisstraße. Im Norden und Nordwesten findet der aktive Abbau statt, der durch einen ca. 300 m langen und bis zu 8 m hohen Abbauwand erkennbar ist. Die Panoramaaufnahme in Abbildung 2-1 zeigt den nördlichen Abbaubereich. Sie wurde vom südlich gelegenen Kraterrand aufgenommen. Die Abbauwand erschließt zwei lithologisch verschiedene Einheiten. Eine Untere, in Abbildung 2-1 blau eingefärbte Einheit wird in der Grube als Nutzgestein abgebaut. Die darüber lagernde Einheit, in Abbildung 2-1 gelb eingefärbt, wird als Abraum innerhalb der Grube umgelagert.

Die untere Einheit besteht aus schwach verfestigten, mit einzelnen Bomben und Agglomeraten durchsetzten, blasig bis schaumig ausgebildeten basaltische Lapilli. Die Pyroklastika liegen in primärer Lagerung vor und zeigen makroskopisch eine undeutliche Schichtung. Das Gefüge der blasenreichen basaltischen Schlackenfragmente ist hyalin bis kryptokristallin ausgebildet. Pyroxeneinsprenglinge sind bis 5 mm Größe sehr häufig vertreten. Vereinzelt erreichen idiomorph ausgebildete Pyroxenkrystalle eine Länge bis 3 cm. Neben den basaltischen Komponenten treten mit ca. 10 Vol. % Xenolithe auf. Die Xenolithe bestehen überwiegend aus flaschengrünen, sehr gut gerundeten, grobkristallinen Olivinknollen, die durch glatte, braun gefärbte Oberflächen gekennzeichnet sind. Untergeordnet bestehen die Xenolithe aus Biotit führenden Gneis oder feinkörnigen Quarzit. Andere Xenolithe zeigen Alterationssäume mit Glaskrusten oder eine schaumig veränderte Textur. Vermutlich haben die alterierten Xenolithe ihren Ursprung in oberflächennahen Gesteinen. Die Korngrößen der Lapilli und Bomben zeigen eine sehr schlechte Sortierung, wobei der Anteil der Bomben nach Osten hin zunimmt und auf die Lage des Förderzentrums in östlicher Richtung verweist. Die Schichtung ist im westlichen Abschnitt, in dem Bereich wo die Schlacken auf den Kraterinnenhang aufliegen, hangparallel und mit einem Einfallswinkel von ca. 36° sehr steil ausgebildet. Im weiteren Verlauf zum Zentrum des Maarkraters wird das Einfallen der Schichten flacher. Im zentralen Abschnitt der aufgeschlossenen Abbauwand fallen die Schichten mit ca. 14° nach Nordnordwest ein um im östlichen Grubenbereich in horizontale Lagerung überzugehen. Das Gestein wurde durch Lavafontänen-tätigkeit gebildet und ist einem Schlackenkegel zuzuordnen, der vermutlich unmittelbar im Anschluss an die Maareruptionen entstand. Die Lavasandgrube hat den Schlackenkegel an dessen westlicher Flanke aufgeschlossen. Seine Ausdehnung konnte mit geophysikalischen Verfahren vollständig erfasst werden (siehe Kapitel 4) und erstreckt sich über den gesamten südlichen, zentralen und westlichen Teil der Kraterfüllung.

Die den Schlackenkegel überlagernde lithologische Einheit besteht aus vulkani- und epiklastischen Sedimenten der Kraterfüllung (in Abbildung 2-1 gelb hervorgehoben). Diese können weiterhin in einen östlichen Bereich, dessen Schichten den Schlackenkegel übergangslos überlagern, und in einen westlichen Bereich, der durch eine steil nach Norden einfallende Abscherungsfläche von den liegenden Schichten diskordant getrennt ist, unterschieden werden. Der dazugehörige Abschnitt der Störungsfläche ist in Abbildung 2-1 rot hervorgehoben. Die fazielle Ausbildung dieser Schichten steht im engen Zusammenhang mit deren Lagerungsverhältnissen. Am östlichen Abbaurand der Lavasandgrube folgen die vulkani- und epiklastischen Sedimente, wie bereits die schlackigen Pyroklastika des Schlackenkegels, der steil angelegten Kraterkontur des Maares. Die Schichten fallen hangparallel mit einem Winkel von über 30° zum Zentrum des Maares hin ein. Abbildung 2-2 zeigt ein Detailfoto aus diesem Abschnitt, mit schlackigen Pyroklastika im unteren und Vulkaniklastika im oberen Bildausschnitt. Die Vulkaniklastika zeigen hier zusätzlich hangabwärts gerichtete auflappende Schichtflächen. Vermutlich sind diese, nur lokal beobachtbaren Lagerungsverhältnisse durch gravitatives Rutschen der Vulkaniklastika am steilen Kraterinnenhang entstanden. Der steile Einfallswinkel der Schichtflächen von 30° bis 40° verweist auf Sedimentationsbedingungen ohne die Beteiligung von Wasser.



Abb. 2-1: Panorama der nördlichen Abbauwand in der Lavasandgrube Cordel, aufgenommen vom Kraterinnenhang des Geeser Maeres.

Signaturen:

- blau – schlackige Pyroklastika
- gelb – vulkani- und epiklastische Sedimente
- rot – Diskordanz (Abscherungsfläche)
- weiß – weitere Detailaufnahmen

- 1 siehe Abbildung 2-2
- 2 siehe Abbildung 2-3
- 3 siehe Abbildung 2-4
- 4 siehe Abbildung 2-5



Abb. 2-2: Am Innenkraterhang des Geeser Maares (Lavasandgrube Cordel) ist die Schichtgrenze zwischen schlackigen Pyroklastika (unten) und Vulkaniklastika (oben) sehr steil und hangparallel ausgebildet.

Abbildung 2-3 zeigt den Grenzbereich zwischen schlackigen Pyroklastika und Sedimenten im zentralen Bereich der Lavasandgrube. Im unteren Teil sind die Pyroklastika im oberen Teil die vulkaniklastischen und epiklastischen Sedimente zu sehen. Beide Einheiten fallen in Blickrichtung mit 14° nach Nordnordwest ein. Die Sedimente sind in diesem Abschnitt vielfältig zusammengesetzt. Unmittelbar über dem Schlackenkörper folgen in variierender Mächtigkeit von 10 bis 40 cm gut sortierte und geschichtete schlackige Vulkaniklastika. Unmittelbar darüber setzt eine Wechsellagerung lithologisch unterschiedlicher Gesteine ein, deren Schichtmächtigkeiten stark schwanken und deutlich reliefausgleichend wirken, wobei verschiedene Faziesbereiche nahtlos ineinander übergehen können. Ein Schichttyp besteht aus tonig bis feinsandigen Sedimenten, deren Ausbildung von rotbraun gefärbten, 0,5 m mächtigen Bänken bis zu grauweißen, millimeterdünnen Straten reicht. Ein weiterer Schichttyp besteht aus mächtigen Schichtpaketen schlecht sortierter umgelagerter Vulkaniklastika.

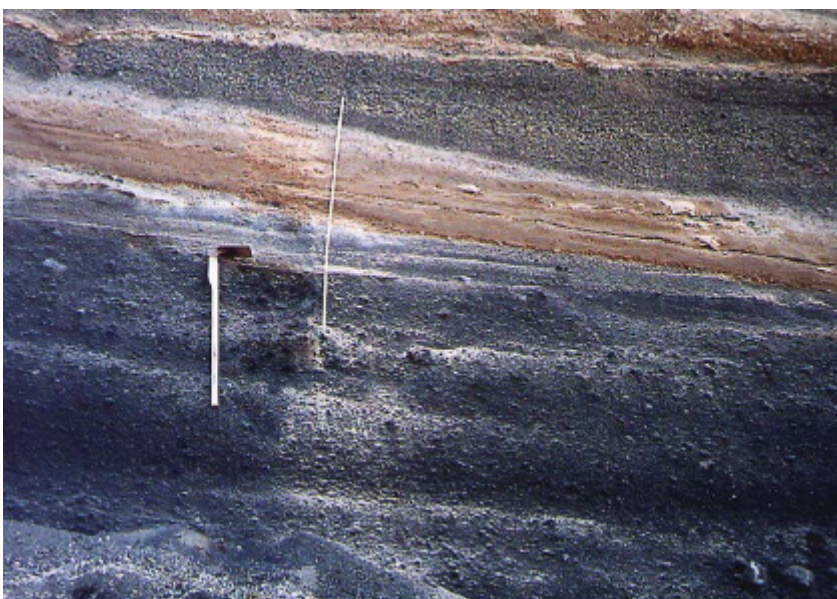


Abb. 2-3: Im zentralen Abschnitt des aktiven Abbaus der Lavasandgrube Cordel ist die Schichtgrenze zwischen schlackigen Pyroklastika (unten) und vulkani- und epiklastischen Sedimenten (oben) konkordant ausgebildet.

Die grobkörnigen Komponenten bestehen aus kompakten Basaltfragmenten, gerundeten Nebengesteinsfragmenten und Lapilli blasiger Schlacken, in variierenden Anteilen. Die jeweilige Zusammensetzung schwankt, wobei abschnittsweise, besonders in den unteren Teilen der Wechsellagerung überwiegend blasenreiche Lapilli auftreten. Die Ausgangsmaterialien dieser Sedimente wurden durch die Erosion des Schlackenkegels (schlackige Lapilli) und des Tuffwalls (kompakte Lapilli der Maartephra) gebildet. Bei den Sedimenten der Wechsellagerung handelt es sich um Rutschkörper (*debris flows*), die unter Wasserbedeckung zur Ablagerung kamen. Die zahlreichen feinklastischen Schichten sind als distale Trübestromablagerung zu interpretieren. Der hohe feinklastische Anteil hat seinen Ursprung vermutlich in der heute überwiegend erodierten tertiären Verwitterungsdecke der Kraterumrandung.

Im östlichen Abschnitt der Abbauwand (Abbildung 2-1 rechts) werden die Umlagerungsgesteine im Hangenden von den liegenden schlackigen Pyroklastika durch eine steil mit einem Winkel von 33° nach Nordnordwest einfallende Abscherungsfläche diskordant getrennt. Abbildung 2-4 zeigt diese steil nach Nordnordwest einfallende Diskordanz. Die vulkaniklastischen Sedimente bestehen hier aus undeutlich geschichteten, schlecht sortierten, mehrere Meter mächtig ausgebildeten grobkörnigen Vulkaniklastika. Einzelne bis zu einem Meter mächtige linsenförmige Einschaltungen bestehen aus grauweißen feinkörnigen und zum Teil stark verfestigten Vulkaniklastika. Die Komponenten der Vulkaniklastika bestehen etwa zu gleichen Teilen aus kompakten juvenilen Lapilli und Nebengesteinsfragmenten. Der geringe Blasengehalt der überwiegend dichten juvenilen Lapilli deutet darauf hin, dass es sich hierbei ebenfalls um umgelagerte Maartephra des heute vollständig erodierten Tuffwalls handelt. Einzelne ungerundete Nebengesteinsblöcke stammen vermutlich von der Grundgebirgs-Kraterumrandung. Die Sedimentation der Rutschmassen muss sehr schnell erfolgt sein, da Entwässerungsstrukturen im vulkaniklastischen Sediment auf eine rasch steigende Auflast verweisen. Nach der raschen Sedimentation wurden einzelne Partien im Sediment durch Zementation verfestigt. Durch Entwässerung und Setzung unterlagen die Sedimente fortschreitender Verformung, bei denen die



Abb. 2-4: Im östlichen Abschnitt der Lavasandgrube Cordel wird die Schichtgrenze zwischen den schlackigen Pyroklastika (unten) und vulkaniklastischen Sedimenten (oben) durch eine steil nach Nordnordwest einfallende Abscherungsfläche geprägt.

zementierten Schichtabschnitte spröde zerbrachen und in die umgebenden Schichten plastisch eindrangen. Diese Gesteine sind mit den Bohrkernaufschlüssen der Bohrung B1 vergleichbar, wobei in den Bohrkernen ein höherer Feinkörnanteil zu verzeichnen ist und die Abfolge generell deutlich gegliedert vorliegt (siehe Kapitel 3).

Das Geeser Maar weist entsprechend des Erosionszustandes der Kraterumrandung ein Alter von über 100.000 a auf (Mitt. BÜCHEL). Fossilfunde einzelner Koniferenzweige und Blattreste in der Bohrung B1 bei 45 m sind die einzigsten botanischen Überlieferungen, die zu mindestens zeitweilig auf eine dünne Vegetationsdecke schließen lassen. Die rasche Sedimentation, erkennbar an den Entwässerungsstrukturen und der fehlenden Feinschichtung sowie das fehlen C_{org} -reicher Sedimente lassen die Vermutung zu, dass die Sedimentation überwiegend unter periglazialen Bedingungen erfolgte. Die Erosion der Tuffwall-Lockergesteine auf der Hochfläche um das Geeser Maar ist durch periglaziale Solifluktsprozesse vermutlich stark beschleunigt worden.

Die vulkaniklastischen Sedimente der hangenden Schichten liegen diskordant auf einer mit 33° nach Nordnordwest einfallenden Diskordanz auf. Die hangenden Schichten zeigen in einem ca. 1 m mächtigen Bereich ein ähnliches Einfallen wie die Diskordanz um rasch flacher einfallend in horizontale Lagerung überzugehen. Die Diskordanz muss als Abscherungsfläche interpretiert werden, die den gesamten Schlackenkegel in einen südlichen und nördlichen Teil trennt, wobei der nördliche Teil zum Zentrum des Maarkraters hin abgesunken sein muss. Abbildung 2-5 zeigt die Abscherungsfläche in einer Makroaufnahme. Diese wird hier von einer 5 bis 20 mm mächtigen Tonlage mit interner Feinschichtung überlagert, bevor massig ausgebildete grobklastische umgelagerte Vulkaniklastika einsetzen. Die fein geschichteten Tonlagen sind Stillwassersedimente des Kratersees und deuten darauf hin, dass die Abscherungsfläche an dieser Stelle unterhalb des Wasserspiegels für unbestimmte Zeit frei lag.



Abb. 2-5: Makroaufnahme der Diskordanz zwischen schlackigen Pyroklastika (unten) sowie vulkani- und epiklastischen Sedimenten (oben) im östlichen Abbaufeld der Lavasandgrube Cordel

Maartuff-Aufschluss nordwestlicher Kraterrand H 5564295 R 2551860

Am nordwestlichen Innenkraterhang des Geeser Maares sind entlang eines hangparallelen Waldweges schwach verfestigte Tuffe aufgeschlossen. Es handelt sich um Asche- und Lapillituffe mit einem Nebengesteinsanteil von ca. 80 %. Die wenigen juvenilen Komponenten sind kompakt ausgebildet. Die Tuffe sind als Eruptionsprodukte eines Maares zu klassifizieren und stellen ein Erosionsrest der ursprünglich flächendeckend um das Geeser Maar verbreiteten Maartephra dar und vermutlich umgelagert. Insbesondere der tonige, rotbraune Matrixanteil scheint nicht der ursprünglichen Zusammensetzung der Tuffe zu entsprechen und ist als epiklastische Komponente einzustufen. Die Tuffe sind hangparallel gelagert und zeigen im Aufschluss folgende Abfolge (von oben nach unten):

- 0 - 0,95 m Asche-Lapilli-Tuff

Die Tuffe sind dunkelgrau und gradiert geschichtet. Klasten bis 3 cm treten nur selten auf. Die Komponenten bestehen zu 80 % aus abgerundeten bis gerundeten Siltsteinklasten und zu 20 % aus juvenilen, blasenfreien Lapilli. Die rotbraune Matrix in den komponentengestützten Tuffen ist tonig ausgebildet und macht einen Anteil von 20 - 40 % aus.

- 0,95 - 1,05 m Aschetuff

Die Tuffe sind dunkelgrau und zeigen eine inverse Gradierung. Einzelne Klasten sind bis 3 cm groß. Die groben Aschen bestehen zu 80 % aus abgerundeten bis gerundeten Siltsteinfragmenten und zu 20 % aus juvenilen kompakten Komponenten. Einzelne Biotite sind ebenfalls vertreten.

- 1,05 - 1,42 m Asche-Lapilli-Tuff

Die matrixfreien Tuffe sind grauschwarz und zeigen eine inverse Gradierung. Die Korngrößen schwanken zwischen 0,5 und 5 mm. Die Komponenten bestehen zu 80 % aus abgerundete bis gerundete Siltsteinklasten und zu 20 % aus kompakten Basalten (Foidit?).

- 1,42 - 1,55 m Aschetuff

Der tonig ausgebildete rotbraune Tuff zeigt eine schwach gradierte Schichtung.

- 1,55 - 1,80 m Asche-Lapilli-Tuff

Die Tuffe sind dunkelgrau und gradiert geschichtet. Einzelne devonische Siltsteinklasten sind maximal 6 cm groß. Der tonige Matrixanteil beträgt ca. 40 %, wobei einzelne Linsen matrixfrei sind. Die Komponenten bestehen zu 60 % aus abgerundeten bis schlecht gerundeten Siltsteinklasten, zu 20 % aus blasigen basaltischen Lapilli und zu 20 % aus kompakten blasenfreien Basaltlapilli. Die Tuffe führen vereinzelt Biotite bis 1 cm Länge.

Die Basis der Abfolge ist nicht aufgeschlossen, wird aber nur wenige Meter unterhalb erwartet. Die Tuffe dieser Abfolge sind mit den vulkaniklastischen Sedimenten nicht unmittelbar vergleichbar. Abgesehen von der tonigen epiklastischen Komponente ist die vulkaniklastische Komponente hier deutlich gleichkörniger verteilt und als primäre oder durch Umlagerung nur gering veränderte Vulkaniklastika einzustufen.

2.2 Strukturgeologie

2.2.1 Feldgeologische Bestandsaufnahme

Durch den Wegebau und infolge ehemaliger kleiner Steinbrüche sind rund um das Geeser Maar in den unterdevonischen Gesteinen gute Aufschlüsse entstanden, in den die wichtigsten Kluftrichtungen aufgenommen wurden. An neun verschiedenen Aufschlüssen konnten ausreichend viele Messwerte gewonnen werden um Kluftrosen darzustellen. Die Klüfte sind überwiegend eng ständig, zeigen einen maximalen Kluftausstrich von 1 m und sind frei von Belägen. Um das Kluftmuster des Grundgebirges zu charakterisieren, wurden alle 328 Messwerte in einer Kluftrose zusammengefasst (Abbildung 2-6). Die Richtung in den Kluftrosen stellt das Streichen der Klüfte dar und sind in Klassen mit einer Spannweite von je 10° untergliedert. Die Kluftrosen und das Schichteinfallen sind in der zusammenfassenden Darstellung der Erkundungsergebnisse in Anlage 4.9 dargestellt.

Klüfte treten entlang einer Vielzahl von Richtungen auf, wobei keine markante Hauptrichtungen hervortreten. Die Ausbildung der Kluftrichtungen wird vermutlich durch bereits vorhandene Schwächezonen gesteuert. Dies wird an den Ostnordost-West-südwest streichenden Klüften deutlich, in deren Richtung Schichtflächen und Faltenachsen des Grundgebirges verlaufen. Klüfte der Richtung West-nordwest-Ostsüdost sind dementsprechend als Querklüftung zum Schichtstreichen einzustufen.

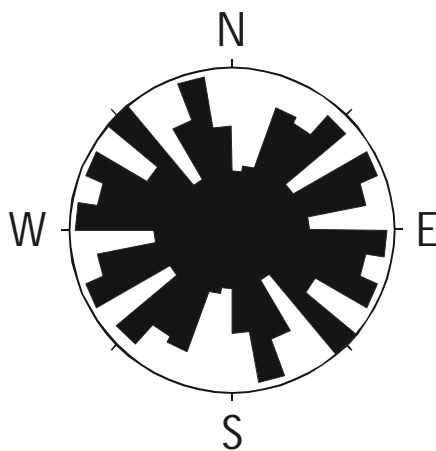


Abb. 2-6: Kluftrose von 328 Kluftflächen im paläozoischen Grundgebirge in der Umrandung des Geeser Maares

2.2.2 Interpretation digitaler Geländemodelle

Der feldgeologischen Aufnahme, die zu punktuellen Informationen führt, steht mit der Analyse digitaler Geländemodelle eine sehr aussagekräftige, flächenbezogene Arbeitsmethode gegenüber. Ähnlich wie bei der Luftbildinterpretation werden lineare Strukturen ausgewertet und klassifiziert. Im Gegensatz zur Luftbildinterpretation werden diese nicht durch Farbunterschiede sichtbar, sondern durch die im digitalen Geländemodell abgebildeten morphologischen Höhenunterschiede. Das digitale Geländemodell wird als schattiertes Relief dargestellt, sodass im Schattenwurf morphologische Details sichtbar werden. Die Klassifizierung der Bildlineare unterscheidet zwischen anthropogenen Strukturen (z.B. Bahndämme), Schichtausbissen und Störungszonen.

Voraussetzung ist ein digitales Geländemodell hoher Auflösung, dessen Rasterdaten durch Luftbildmessung berechnet wurden und somit morphologische Details sehr natürlich abbilden. Digitale Geländemodelle können auch aus dem bestehenden topografischen Kartenwerk abgeleitet werden. Solche Rasterdaten sind für die strukturgeologische Interpretation unbrauchbar, da der Informationsgehalt von der geglätteten topografischen Karte abgeleitet ist.

Die im digitalen Geländemodell sichtbaren tektonischen Lineare sind vermutlich morphologisch wirksame Strukturen und somit sehr jungen Alters. Das sichtbare Strukturinventar spiegelt deshalb wahrscheinlich das rezente Spannungsfeld wieder. Alte, nicht aktive Störungen bleiben unsichtbar.

Abbildung 2-7 (siehe auch Anlage 2.2) zeigt eine Linearanalyse des digitalen Geländemodells, dass über das Arbeitsgebiet hinaus die Fläche zwischen Gerolstein, im westlichen Ausschnitt und Daun, im östlichen Ausschnitt, abdeckt. Tektonische Störungen sind mit schwarzen Linien und Schichtausbisse des Grundgebirges mit grauen Linien dargestellt. Die Schichtausbisse des Grundgebirges streichen Nordost-Südwest. Die tektonisch aktiven Störungszonen sind in zwei spitzwinklig zueinander stehenden Hauptrichtungen angeordnet. Eine Richtung verläuft mit 140° bis 150° Nordnordwest-Südsüdost, die zweite Hauptrichtung mit 100° bis 110° Westnordwest-Ostsüdost. Die aktiven Störungen entlang der beiden Hauptrichtungen sind als konjugiertes Scherflächenpaare des rezenten Spannungsfeldes zu interpretieren und schließen die größte Hauptnormalspannung σ_1 als Winkelhalbierende ein. Anhand der Linearanalyse wird für σ_1 eine Richtung von 120° bis 130° ermittelt. Damit wird auch die Messung von BAUMANN (1981) bestätigt, der für σ_1 eine Richtung von 129° bestimmte.

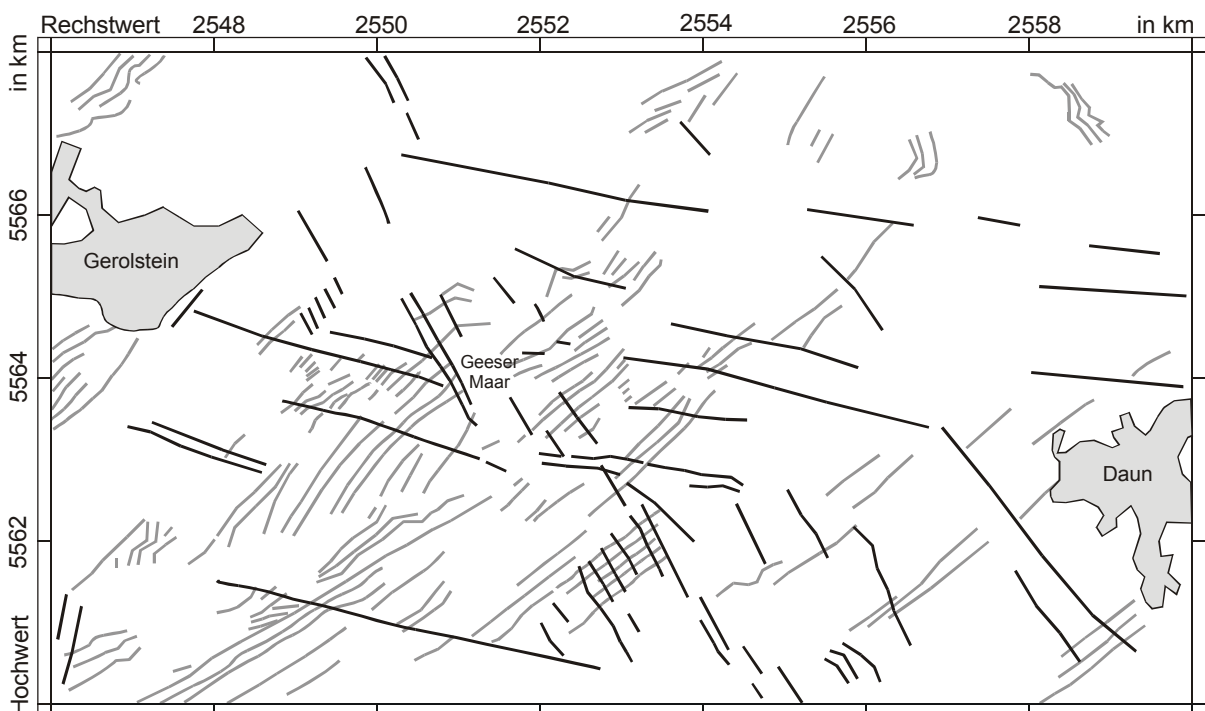


Abb. 2-7: Ergebnis der Linearanalyse eines digitalen Geländemodells (siehe auch Anlage 2.2) – der Bildausschnitt reicht von Gerolstein (nordwestlicher Rand) bis nach Daun (südöstlicher Rand)
Graue Lineare: Schichtausbisse, schwarze Lineare: tektonisch aktive Störungen.

Mit diesen Informationen kann das vorhandene Kluftmuster einer erweiterten Interpretation unterzogen werden. In Abbildung 2-8 sind die Hauptrichtungen der aktiven Störungszone und die Hauptnormalspannung σ_1 (Interpretation des digitalen Geländemodells) in die Kluftrose der struktureologischen Feldaufnahme eingetragen. Anhand der Abbildung 2-8 ist deutlich zu erkennen, dass die rezent aktiven Strukturelemente entlang bestehender Kluftrichtungen angelegt sind. Die Kluftrichtung 130° bis 140° entspricht der Richtung von Trennbrüchen des rezent aktiven Spannungsfeldes, da im digitalen Geländemodell diese Richtung nicht sichtbar ist, sind die Klüfte dieser Richtung vermutlich nicht als Trennbrüche reaktiviert worden. Unter der Annahme das die Scherbrüche keine permeable Zonen darstellen, sind somit im Grundgebirge keine hydraulisch wirksamen Vorzugsrichtungen zu erwarten.

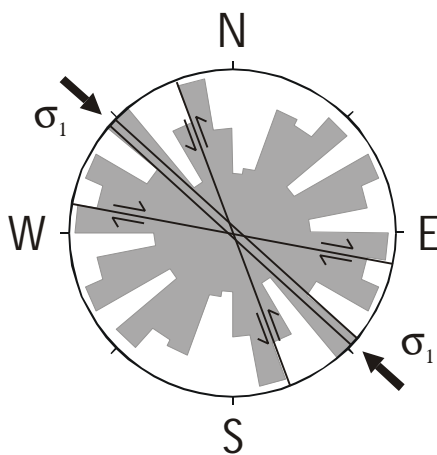


Abb. 2-8: Interpretation des Kluftmusters in der Umrandung des Geeser Maars auf Grundlage der Linearanalyse von digitalen Geländemodellen (siehe Abbildung 2-7), mit der für die größten Hauptnormalspannung σ_1 eine Richtung von 120° bis 130° ermittelt werden konnte.

3 Erkundungsbohrungen

Mit zwei Erkundungsbohrungen wurde das Ziel der geologischen Erkundung der Kraterfüllung des Geeser Maares fortgeführt. Neben den geologischen Informationen sind die ermittelten petrophysikalischen Kennwerte der Bohrkerne für die Interpretation geophysikalischer Messwerte (Kapitel 4) sowie die Grundwasseraufschlüsse zur Bewertung der Grundwasserhydraulik (Kapitel 5) von maßgeblicher Bedeutung. Die Bohrungen wurden im Auftrag der Verbandsgemeinde Gerolstein von der Erkelenzer Bohrgesellschaft mbH vom 29.08.00 bis 26.09.00 abgeteuft. Die Position der Bohransatzpunkte wurde nach den vorläufigen Ergebnissen der Geomagnetik ausgewählt (siehe Kapitel 4), da erst hiermit eine sichere Abgrenzung der Kraterfüllung gegenüber der Grundgebirgsumrandung möglich war. Die Bohrung B1 liegt im westlichen zentralen Teil der Kraterfüllung, ca. 80 m nördlich der Lavasandgrube CORDEL und 102 m westlich der Landstraße Gees-Neroth und die Bohrung B2 am nördlichen Krater- rand, ca. 20 m westlich des Geeser Baches. Die Bohrungen wurden als Grundwassermessstellen ausgebaut und hydrochemische und hydroisotopische Wasserproben entnommen.

Tab. 3-1: Koordinaten und Höhen der Bohransatzpunkte

	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN	Endteufe in m
Gees B1	2551205	5564005	471,4	45,5
Gees B2	2551101	5564347	448,1	20,0

3.1 Methodik

Die Bohrarbeiten wurden mit einem 150 mm Schlagrohr im Schlagbohrverfahren ohne Spülung ausgeführt. Zur Bohrlochstabilisierung wurden nach dem Teleskopprinzip Vollrohre mit den Durchmessern von 219 mm und 267 mm im Rotationsbohrverfahren eingebracht. Die Kerne wurden im Schlagrohr mit Kernfangring gehoben und mit Pressluft aus dem Schlagrohr herausgetrieben. In den Bereichen des Profils, in denen lockere oder schwach bindige Gesteine auftraten, zerfielen die Kerne vollständig. Während und nach den Bohrarbeiten wurden Grundwasserzutritte und Grundwasser-Spiegelstände aufgenommen. Begleitend zu den Bohrarbeiten wurden ausgewählte Punkte des angrenzenden Gewässernetzes, insbesondere alle Messstellen am Quellhorizont des Geeser Maares, geodätisch vermessen.

3.1.1 Lithologische Bohrkernaufnahme

Die lithologische Bohrkernaufnahme beschreibt makroskopisch bestimmbare Eigenschaften der Hauptkorngröße, Schichtung, Konsistenz sowie Größe und Häufigkeit verschiedener Klasten. Weiterhin wurden Teile des Kernmaterials unter dem Binokular mit maximal 30-facher Vergrößerung durchmustert. Auf Grund dieser und weiterer lithologischer Kriterien werden Ablagerungseinheiten definiert. Diese werden im Kapitel 3.2 beschrieben. Eine Vielzahl von Schichten wird zu Lithoeinheiten und übergeordnet zu Lithofazieszonen zusammengefasst. In diesen übergeordneten Klassen wer-

den Schichten auf Grund ihrer gemeinsamen Bildungsprozesse zusammengefasst. Die Zuordnung zu den Lithofazieszonen erfolgt in Kapitel 3.3. Die lithologische Bohrkernaufnahme ist für die Bohrung B1 in der Anlage 3.1 und für die Bohrung B2 in der Anlage 3.2 in Profilen dargestellt.

3.1.2 Messung der magnetischen Suszeptibilität

Die Suszeptibilität χ als Materialparameter beschreibt die induzierte Magnetisierung. Auf die Bedeutung der Suszeptibilität wird im Kapitel 4.4 hingewiesen. Die Messung der Suszeptibilität erfolgte mit dem *Magnetic Susceptibility System* MS2 der Firma BARTINGTON. Als Sondentyp wurde der für Bohrkernmessungen unübliche MS2-F Sensor verwendet. Dieser ist für Punktmessungen auf Oberflächen vorgesehen. Das zu vermessende Kernmaterial ist zu großen Teilen in ein lockeres Substrat zerfallen, sodass die Kerne nicht mit dem üblicherweise verwendeten *Core-Logging-Sensor* MS2-C vermessen werden konnten. Das Messvolumen erfasst nach BARTINGTON ein Volumen, das durch ein minimales Rückkopplungsvermögen von 10 % definiert ist und ein Raum von ca. 5 mm um den Sensor einnimmt, womit eine Maß für die maximale Eindringtiefe definiert ist. Mit diesem Sensor wird eine volumenspezifische Suszeptibilität gemessen. Die Messfrequenz des MS2-Sensors beträgt 580 Hz. Als Messpunkt Abstand wurden 10 cm und als Messdauer 0,9 s gewählt. Die Messunsicherheit beträgt bei der gewählten Messdauer $e = \pm 12,6 \cdot 10^{-6}$ (SI).

Wegen der oft schlechten Kernbeschaffenheit war das vom Sensor erfasste Materialvolumen nicht immer vollständig materialerfüllt, sodass die Suszeptibilitätsdaten nur qualitativ beschrieben und interpretiert werden. Die Suszeptibilität ist ein einheitsloser Faktor, deren Zahlenwerte häufig im cgs-System dargestellt sind. Durch Multiplizieren mit dem Faktor 4π entsprechen die cgs-basierten Messwerte der SI-Einheit. Die Messabweichung des Messgerätes MS2 mit der Sonde MS2-F ist im Vergleich zu den möglichen methodischen Fehlern vernachlässigbar.

Die Anlagen 3.1 und 3.2 zeigen neben den Bohrprofilen eine grafische Darstellung der ermittelten Suszeptibilitätswerte. In Anlage 3.3 sind die Messwerte in tabellarisch dokumentiert.

3.1.3 Dichtemessung

Die Gesteinsdichten wurden aus dem Gewicht und dem Volumen einer Probe berechnet. Dazu wurden auf einer elektronischen Waage ein zur Hälfte mit Wasser gefüllter Messbecher kalibriert und austariert. Die Waage zeigt nach Eintauchen der Probe nur das zusätzlich eingebrachte Gewicht der Probe an. Das Volumen der Probe wurde aus der Volumendifferenz vor und nach dem Eintauchen ermittelt. Der Skalenwert des Messbechers beträgt 50 ml. Da zwischen den einzelnen Skalenteilen ebenfalls Werte schätzbar sind, wurde die Messabweichung ΔV des Messbechers auf $\Delta V = \pm 15$ ml abgeschätzt. Einzelne Proben bildeten durch Wasseraufnahme Luftbläschen und verfälschten das Messvolumen im Messbecher. Da aber überwiegend wassergesättigte Handstücke oder bergfeuchtes bindiges Kernmaterial verwendet worden sind, konnte dieser Einfluss vernachlässigt werden. Das aufgenommene Was-

servolumen betrug an den wenigen Proben maximal 5 %. Die Dichte ρ der Probe berechnet sich wie folgt:

$$r = \frac{m}{V}$$

ρ	Dichte der Probe in g/cm^3
m	Probenmasse in g
V	Wasserverdrängung einer Probe in ml

Messabweichung Waage (laut Hersteller) $e_m = \pm 1$ g

Messbereich Waage $m_{\max} = 5000$ g

Messabweichung Messbecher $e_V = \pm 15$ ml

Messbereich Messbecher $V_{\min} = 500$ ml, $V_{\max} = 2500$ ml

Die Messabweichung der Dichtemessung ist abhängig von der Probengröße und wurde für jede Messung entsprechend der eingehenden Größen berechnet. Sie schwankt zwischen $e_\rho = \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$ und $e_\rho = \pm 0,09 \text{ g/cm}^3$. Die durchschnittliche Messabweichung aller $n = 63$ Dichtemessungen beträgt $e_\rho = \pm 0,04 \text{ g/cm}^3$.

Die Messergebnisse sind in Anlage 3.4 aufgelistet. Zusätzlich erfolgte eine grafische Darstellung der Messergebnisse neben der lithologischen Kernaufnahme in den Anlagen 3.1 und 3.2.

3.2 Ablagerungseinheiten

Die in den Bohrungen aufgeschlossenen Schichten gehören vollständig der Kraterfüllung des Geeser Maares an. Bohrung B1 erschließt die Beckenfazies, Bohrung B2 die Kraterfazies. Es handelt sich um vulkani- und epiklastische Gesteine, mit überwiegend groben und schlecht sortiertem Korngrößenanteilen. Die im Folgenden beschriebenen Ablagerungseinheiten entsprechen der lithologischen Untergliederung in den Bohrprofilen der Anlage 3.1 und 3.2.

3.2.1 Bunt verwitterte Vulkaniklastika

Das Korngrößenspektrum dieses Gesteins ist von der tonigen Matrix bis zu grobkiesigen Komponenten weit gespannt und zeichnet sich durch eine nicht gradierte, sehr schlechte Sortierung aus. Komponenten der Kiesfraktion dominieren, wobei ein großer Teil der groben Komponenten sandig zerfällt oder nur als helle, tonig deformierbare Komponenten vorliegt. Die Färbung ist dementsprechend unregelmäßig, fleckig und mit einer dunkelrot bis braun gefärbten Matrix versehen. Die Farbe einzelner Komponenten variiert von beige über gelb, grün, rot bis schwarz. In dem Gestein sind Klaster größer 4 cm sehr häufig und bestehen überwiegend aus schwach kantengerundeten, frischen bis stark verwitterten unterdevonischen Lithoklasten. In der Korngröße von 0,4 bis 4 cm bestehen die Komponenten überwiegend aus verwitterten, gut gerundeten Siltsteinen sowie unverwitterten Pyroxen- und Biotitkristallen. Vereinzelt treten Intraklasten bis 1 cm Größe auf, ebenso Einzelne bis zu 1 cm große „basaltische“ Fragmente (Foidit?). Die feinkörnige Matrix besteht aus Silt. In Abbildung 3-1 ist aus dem oberen Bereich der Bohrung B1 ein Ausschnitt dargestellt.

Unter dem Stereomikroskop wurden die Korngrößenfraktionen von 1 bis 4 mm betrachtet. Es dominieren kantengerundete, hellgraue bis dunkelgraurote Nebengesteinsklaster des Unterdevons, gefolgt

von mittelgrauen, gut gerundeten, kompakten, mit Pyroxenen durchsetzten „basaltischen“ Fragmenten. Weiterhin sind palagonitische Fragmente und schwarze Pyroxenkristalle häufig. Die Pyroxenkristalle sind überwiegend idiomorph ausgebildet und zeigen spiegelglänzende Kristallflächen. Untergeordnet sind granitoide Krustenxenolithe und helle, unterschiedlich gefärbte, durchsichtige Olivinkristalle vertreten. Die „basaltischen“ Fragmente sind relative hell gefärbt und blasenfrei ausgebildet und gemeinsam mit den Olivinen Pyroxenen und Krustenxenolithe als Pyroklasten des Geeser Maares einzuordnen. Auffällig ist das gleichzeitige Auftreten von stark verwitterten Komponenten (siehe Kornfraktion > 4 mm) neben frischen Olivinkristallen. Da der Olivin wesentlich verwitterungsanfälliger als der unterdevonische Siltstein ist, müssen die stark verwitterten schluffig-sandigen Komponenten und der überwiegende Teil der feinen, vermutlich durch Verwitterung entstandenen Matrix, bereits vor den Maareruptionen in diesem Zustand vorgelegen haben. Das Gestein setzt sich aus einer jungen vulkanogenen Komponente mit umgelagerten Pyroklasten des Geeser Maares und aus einer älteren verwitterten Komponente, vermutlich die der ehemaligen tertiären Verwitterungsdecke, zusammen.



Abb. 3-1:
Die Ablagerungseinheit der bunt verwitterten Vulkaniklastika führt neben Maar-Pyroklasten viele stark verwitterte Komponenten. Vor der Maareruption gehörten die vielen verwitterten Komponenten vermutlich der tertiären Verwitterungsdecke an.

3.2.2 Verwitterte Vulkaniklastika

Die verwitterten Vulkaniklastika sind mit der zuvor beschriebenen Ablagerungseinheit der bunt verwitterten Vulkaniklastika vergleichbar, d.h. neben unverwitterten Pyroklasten treten stark verwitterte schluffig-sandige Komponenten auf. Im Gegensatz dazu sind hier aber keine Klasten >1 cm enthalten und die Färbung ist dunkelgraubraun und nicht mehr von farbigen Flecken durchzogen. Die Übergänge zwischen den beiden genannten Einheiten sind fließend. Die Mehrzahl der Komponenten besteht aus schwach kantengerundeten, unverwitterten und deutlich gerundeten, verwitterten unterdevonischen Siltsteinen. Im Weiteren sind Pyroxenkristalle und verbackene Fragmente (Palagonite ?) häufig vertreten. Abbildung 3-2 zeigt die verwitterten Vulkaniklastika.

Unter dem Stereomikroskop wurden die Korngrößen von 1 bis 4 mm auf ihre Zusammensetzung hin untersucht. Die Fraktion von 2 bis 4 mm wird durch unterdevonische Lithoklasten dominiert. In der Fraktion von 1 bis 2 mm treten die unterdevonischen Lithoklasten gegenüber kompakten, gerundeten, mit Pyroxenen durchsetzten, grauen, „basaltischen“ Vulkaniten zurück. Stark blasige bis schaumige,



Abb. 3-2:
Die Ablagerungseinheit der verwitterten Vulkaniklastika entstand durch die Umlagerung des Tuffwalls in der Umrandung des Geeser Maars. Vermutlich war dieser Tuffwall palagonitisiert (verbackene Komponenten).

gelbbraune, „basaltische“, grobe Aschen treten hinzu. Erkennbar sind untergeordnet Krustenxenolithe und helle durchsichtige Olivinkristalle.

Unter dem Stereomikroskop zeigen die häufig auftretenden verbackenen Komponenten dicke Zementkrusten. Der Zement besteht aus radialstrahligen, weiß durchscheinenden Kristallen, vermutlich Zeolith und verkittet verschiedene kleinere Komponenten. Die Zeolithe sind auch als monomineralische Komponenten vertreten. Die Bildung von Zeolithen würde zu einer diagenetischen Verfestigung des Gesteines führen (Palagonitisierung). Da in den Bohrungen diese Einheit überwiegend als steifes und leicht zerfallendes, aber nicht verfestigtes Gestein angetroffen wurde, muss die Bildung der Zeolithe vor der Umlagerung der Vulkaniklastika erfolgt sein. Einzelne Zentimeter bis Dezimeter mächtige Schichten innerhalb dieser Einheit sind sprödhart verfestigt. In diesen Abschnitten waren die Zwickel zwischen den Körnern matrixfrei, sodass in den freien Porenräumen wiederum Zeolithe entstehen konnten. Die sprödharten Festgesteine enthalten trotz der Zeolithbildung einen hohen verbleibenden Porenanteil, sodass diese in der Bohrung B1 Wasserzutritte verursachten.

3.2.3 Lapilli führende Aschetuffe

Das Korngrößenspektrum dieses Gesteins ist im Wesentlichen auf die Aschefraktion beschränkt und innerhalb dieser Bandbreite mäßig sortiert und schwach gradiert. Die Hauptkorngröße variiert schichtweise. Die Färbung der Aschetuffe ist überwiegend graubraun. Grobkörnigere Komponenten der Lapillifraktion sind selten und bestehen aus verbackenen, juvenilen Komponenten. Bei diesen groben Fragmenten handelt es sich vermutlich um syneruptiv umgelagerte Palagonite. Abbildung 3-3 zeigt dieses Gestein. Verwitterte Komponenten konnten hier nicht beobachtet werden.

Die Korngrößenfraktion bis 2 mm setzt sich aus kompakten, blasenfreien, grauen, Pyroxen führenden, „basaltischen“ Komponenten sowie verbackenen Fragmenten zusammen. Untergeordnet sind gut gerundete Siltsteine und schwachblasige bis blasenreiche „basaltische“ Komponenten beigemischt. Die verbackenen Fragmente (Palagonit ?) bestehen etwa zur Hälfte aus Nebengesteinsfragmenten und zur Hälfte aus juvenilen Aschen. Krustenxenolithe und Olivine sind nur in den verbackenen Fragmenten zu finden. Die Zusammensetzung der verbackenen Fragmenten (Palagonit ?) in den unverwitterten Aschetuffen, ist mit denen in den verwitterten Pyroklastika identisch und ebenfalls als umgelagertes Tuffwallmaterial des Geeser Maares anzusehen. Im Gegensatz zu den verwitterten Pyroklastika sind die Palagonitfragmente nur untergeordnet dem unverwitterten Aschetuff beigemennt. Der Lapilli führende Aschetuffe befindet sich in der Bohrung B1 im obersten Abschnitt, noch über den bunt verwitterten Pyroklastika. Dies verstärkt die Vermutung, dass hier nicht sedimentäre Umlagerungsprozesse beteiligt sind, wie bei allen weiteren Einheiten im Liegenden der Bohrung B1, sondern, dass das Gestein direkt durch eruptive Tätigkeit gebildet wurde. Der nächst gelegene Eruptionspunkt ist das 1 km südöstlich gelegene Hengstweiler Maar. Vermutlich reichte der Tuffwall des Geeser Maares bis zum Eruptionsbereich des Hengstweiler Maares und wurde bei seiner Eruption in die frisch gebildete Maartephra eingearbeitet.



Abb. 3-3:
Die Ablagerungseinheit der Lapilli führenden Aschetuffe entstand vermutlich aus dem Aschefall eines in unmittelbarer Nachbarschaft liegenden Maarvulkanes, vermutlich dem Hengstweiler Maar.

3.2.4 Matrixfreie Vulkaniklastika

Die Hauptkorngröße liegt in grobsandiger bis feinkiesiger Fraktion vor und ist sehr locker gelagert. Auf gröbere oder feinere Korngrößenfraktionen entfallen nur geringe Anteile. Das matrixfreie Gestein weist ein hohes Porenvolumen auf, womit eine hohe hydraulische Leitfähigkeit verbunden ist. Die gut sortierten, nicht gradierten Klasten werden auf Grund der sehr guten Kornrundung und -zusammensetzung als Tephra des Geeser Maares interpretiert. Abbildung 3-4 zeigt diese matrixfreien Vulkaniklastika in einem Ausschnitt.

Unter dem Stereomikroskop besteht die Korngrößenfraktion von 1 bis 4 mm zu gleichen Teilen aus unterdevonischen Siltsteinen und „basaltischen“ Partikeln (Foidit?). Die Devonklasten sind deutlich kantengerundet und teilweise mit oberflächlichen Rissen überzogen. Die Färbung variiert zwischen hellgrau bis dunkelgraurot, wobei rötliche Farbtöne überwiegen. Die juvenilen Komponenten setzen sich, wie bereits schon mehrfach beschrieben, aus grauen, kompakten, gut gerundeten, mit Pyroxenen

durchsetzten „Basalten“ zusammen. Daneben sind aber auch hellgraue bis weiß gefärbte, blasig schlierige, mit Pyroxenen durchsetzte Fragmente häufig. Die Blasen sind mit einer gelben, seltener schwarzen Glasur überzogen. Untergeordnet sind ockerfarbene blasige oder feinporig-schaumig ausgebildete Komponenten zu erkennen. Weiterhin sind viele idiomorph ausgebildete, spiegelglänzende Pyroxenkristalle sowie wenige Olivinkristalle und Krustenxenolithe vertreten. Im Gegensatz zu den bisher beschriebene Einheiten wird die Zusammensetzung durch Pyroklasten des Geeser Maares dominiert. Epiklastische Anteile treten nur untergeordnet auf. Die auffälligen Glaskrusten der Vulkanite und die Rissmuster auf den Nebengesteinsfragmenten verweisen auf die Abschreckung durch Wasser (Hydroklasten). Vereinzelt Lagen in der Bohrung B1 bestehen aus scharfkantigen, kiesigen Devonfragmenten. Diese sind nicht in Zusammenhang mit der Maartephra zu bringen, sondern als beigemengte epiklastische Sedimente einzuordnen.



Abb. 3-4:
Ablagerungseinheit der matrix-
freien Vulkaniklastika – eine
nebengesteinsreiche Lapilli-
Tephra

3.2.5 Sandige Lehme / Lehmige Sande und Kiese

In den Bohrkernen treten untergeordnet Lehme sowie Sande und Kiese mit hohem Lehmanteil auf. Eine eindeutige Unterscheidung als vulkaniklastisches oder epiklastisches Sediment ist nicht möglich und umschreiben all jene Gesteine, die von der Zusammensetzung den bunt verwitterten Pyroklastika ähnlich sind, aber eine bessere Sortierung als diese aufweisen. Im Gegensatz zu den bunt verwitterten Pyroklastika die als subaquatische Schuttstrom abgelagert worden, sind hier Schlamm- und Suspensionsströme für den Transport verantwortlich.

3.2.6 Feinklastische Sedimente - Pelite

Bis 1 m mächtige, schichtungslose und kompakte Bänke setzen sich aus feinklastischen Sedimenten (Peliten) zusammen. Größere Komponenten sind nicht enthalten. Die Korngröße ist siltig, untergeordnet tonig oder feinsandig. Die Färbung korreliert mit der Korngröße. In den siltigen Partien überwiegt eine beige bis graubraune Färbung, während die gering mächtigen tonigen Abschnitte hellrote



Abb. 3-5:
Ablagerungseinheit der Ton-
Silt-Sand-Wechselagerung

Farbtöne aufweisen. Diese pelitischen, kompakten Schichtpakete sind vermutlich durch einzelne wenige Sedimentationsereignisse (Schlammströme) entstanden, deren Ausgangsmaterial vermutlich überwiegend von dem verwitterten Material der ehemaligen tertiären Hochfläche stammt.

3.2.7 Ton-Silt-Sand-Wechselagerung

Die in den Profilen beobachteten Wechselagerungen bestehen aus zentimeter- bis dezimetermächtigen, gradierten Schichten. Innerhalb einer gradierten Lage dominiert siltiges Material, während die sandige Basis häufig gering mächtiger ausgebildet ist. Eine millimeterdünne Tonschicht bildet den oberen Abschluss einer gradierten Lage. Abbildung 3-5 zeigt eine solche Abfolge.

In einzelnen pelitischen Schichtpaketen tritt eine planare Feinschichtung hervor, wobei die undeutlich sichtbaren Straten etwas mächtiger als 1 mm sind. Die Zusammensetzung und Färbung entspricht den bisher beschriebenen Ablagerungseinheiten der Pelite, sandigen Lehmen und verwitterten Vulkaniklastika, wobei die gradierte Schichtung ein Hinweis auf Suspensions-Transport ist.

3.3 Lithofazieszonen-Gliederung

Die vulkaniklastische und sedimentäre Abfolgen eines Maarvulkanes wurden von PIRRUNG (1998) in verschiedene Lithofazieszonen untergliedert. Entsprechend der verwendeten Gliederung (Tabelle 3-2) wurden während der Bohrarbeiten überwiegend Gesteine der Lithofazieszone C erschlossen. Die Ablagerungseinheiten der Aschetuffe sowie der Schlacken in der Lavasandgrube Cordel gehören nicht zu den Lithofazieszonen des Geeser Maares, sondern sind durch ergänzende äußere Prozesse in die Gesteinsabfolge des Geeser Maares eingeschaltet.

Die Lithozone D konnte im Geeser Maar bisher nicht nachgewiesen werden. Zwischen den Lithozonen B und C ist der durch die geophysikalischen Untersuchungen (siehe Kapitel 4) nachgewiesene Schlackenkegel einzuordnen. Die in den Bohrungen erschlossenen Ablagerungseinheiten gehören mit Ausnahme der Lapilli führenden Aschetuffe zur Fazieszone C und sind durch Schutt-, Schlamm- und Trübestrome entstanden. Die variierenden Transportprozesse unterschiedlicher Ausgangsgesteine führten zur Differenzierung der beschriebenen Ablagerungseinheiten. Anhand der beiden Bohrungen, einerseits am Kraterrand und andererseits im Zentrum des Geeser Maares, ist die korngößenabhängige Ausbildung einer proximalen Randfazies und einer distalen Beckenfazies entsprechend den Modellvorstellungen (PIRRUNG 1998, WEILER 2000) nachvollziehbar.

Das Ausgangsmaterial wurde durch Erosion am Kraterrandbereich mobilisiert. Die Gesteinsabfolge des Kraterrandes ist im Liegenden durch das unterdevonische Grundgebirge, einer darauf folgenden tertiären Verwitterungsdecke und im Hangenden durch eine bereits verfestigten Tuffwall des Geeser Maares charakterisiert. Die vulkanischen Ablagerungen des Tuffwalls um das Geeser Maar sind heute vollständig erodiert. Im Bereich der Lokation Effersloch, nordwestlich des Geeser Maares, sind 5 m mächtige Erosionsreste der tertiären Verwitterungsdecke erhalten geblieben.

Tab. 3-2: Lithofazieszonen der pyroklastischen und sedimentären Gesteine von Maarvulkanen (PIRRUNG 1998)

Lithozone	Lithologie	Prozesse	Suszeptibilität
E	Mudden und Torfe (z.T. mit Fallablagerungen)	Verlandungsphase des Maarsees	niedrig
D	Laminite und Turbidite	Stillwasserablagerungen mit zum Hangenden abnehmender Ereignissedimentation	mittel
C	Trümmerströme und Turbidite	subaerische und subaquatische posteruptive Umlagerungsgesteine	hoch
B	Breccien aus juvenilen Lapilli und Nebengesteinslapilli und -blöcken	syneruptive Diatrembreccien, enthalten Material der eingebrochenen Landoberfläche	mittel
A	Breccien aus Nebengesteinslapilli und -blöcken	syneruptive Diatrembreccien	niedrig

Die Gesteinsabfolge der Bohrung B1 zeigt im unteren Abschnitt überwiegend verwitterte Vulkaniklastika, im oberen Abschnitt dagegen bunt verwitterte Vulkaniklastika. Diese Abfolge spiegelt den Erosionsverlauf am Kraterrand wieder. Zunächst wurde überwiegend der Tuffwall abgetragen, dessen umgelagerte Erosionsrückstände die verwitterten Vulkaniklastika prägen. Im weiteren zeitlichen Verlauf drang die Erosion zu tiefer liegenden Schichten vor, womit die tertiäre Verwitterungsdecke zunehmend von der Erosion erfasst wurde. Infolge dessen steigt in den oberen, jüngeren Abschnitten der Bohrung B1 der Anteil der verwitterten und zersetzten Komponenten an. Die Ablagerungseinheit der bunt verwitterten Vulkaniklastika wird durch dieses verwitterte Material geprägt.

Die grobklastischen Ablagerungseinheiten enthalten in unterschiedlichen Anteilen Material des heute erodierten Tuffwalls. Die „basaltischen“ juvenilen Komponenten sind generell durch sehr viele Pyroxeneinsprenglinge geprägt, einige Biotitkristalle sind ebenfalls enthalten. Die Maartephra enthält viele Krusten- und Mantelxenolithe. Olivine und granitoide Metamorphite sind mit schätzungsweise 10 Vol% an der Zusammensetzung der Maartephra beteiligt. Diese Komponenten sind durch die Umlagerung der Maartephra sichtbar nicht verändert worden. Die schlackigen Pyroklastika der Lava-sandgrube CORDEL zeigen ebenfalls im selben Umfang Xenolithe und pyroxenreiche Vulkanite, sodass das Magma der Maareruptionen und der Schlackenkegeleruption vermutlich gleichen Ursprunges sind und die eruptive Tätigkeit nahtlos ineinander überging.

Die Ablagerungseinheit des Lapilli führenden Aschetuffes ist möglicherweise direkt aus dem Aschefall eines in unmittelbarer Nachbarschaft liegenden Maarvulkanen entstanden. Wiederum sind auch hier verbackene Komponenten anzutreffen. Der für die Tephra des Geeser Maares typische hohe Anteil an Xenolithen ist in dem Aschetuff ausschließlich in den palagonitischen Fragmenten zu finden. Vermutlich fand die Eruption, die diesen Aschetuff förderte, im Bereich des palagonitisierten Tuffwalls des Geeser Maares statt und somit in unmittelbarer Nähe. Die sandige Korngröße des Aschetuffes spricht ebenfalls für eine nahe gelegenes Eruptionszentrum. Diese Voraussetzungen werden nur durch das Hengstweiler Maar erfüllt.

4 Geophysikalische Erkundung

Die Erkundung und effiziente Nutzbarmachung der Grundwasserressourcen im Geeser Maar erfordern detaillierte Kenntnisse vom geologischen Aufbau der Vulkanstruktur. Es ist bekannt, dass Maarvulkane tief reichende geologische Strukturen bilden. Durch klassische geologische Untersuchungsmethoden, wie z.B. Kartierung (Kapitel 2) oder Bohrungen (Kapitel 3), konnte das Geeser Maar nur unzureichend charakterisiert werden. Deshalb wurden zusätzlich flächendeckende, integrierende geophysikalische Verfahren eingesetzt.

Methoden der Gravimetrie sowie der Magnetik kamen zum Einsatz. Begleitend zur Gravimetrie wurden die Messpunkte mit geodätischen Messgeräten und Auswertemethoden bestimmt, womit die Lage- und Höhenkoordinaten der Messpunkte mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden konnten.

Die Messwerte wurden zu flächendeckenden Karten der Schwereanomalie (Bouguer) und Magnetfeldanomalie (Totalintensität) zusammengefasst. Eine Interpretation der Messwerte erfolgte mit numerischen 2,5D-Störkörpermodellierungen. Das initiale Störkörpermodell basierte auf geologischen Modellvorstellungen sowie den so weit vorhandenen Informationen der geologischen Geländeaufnahme (Kapitel 2) und petrophysikalischen Bohrkernmessungen (Kapitel 3).

4.1 Geodätische Vermessung

Im Arbeitsgebiet wurden im Talgrund und an den Hängen des Geeser Maares 151 Messpunkte mit nummerierten Holzpflocken eingerichtet und geodätisch vermessen (siehe Anlage 4.1 und 4.2). Die Anbindung der Messpunkte an das geodätische Messnetz des LANDESVERMESSUNGSAMTES RHEINLAND-PFALZ erfolgte über zwei trigonometrische Punkte im Norden und Süden des Untersuchungsgebietes. Die Daten zu den trigonometrischen Basispunkten stellte das LANDESVERMESSUNGSAMT RHEINLAND-PFALZ zur Verfügung.

Zur räumlichen Lagebestimmung eines Messpunktes ist es notwendig, diesen in Beziehung zu zwei bekannten trigonometrischen Punkten zu setzen. Da nicht alle Messpunkte im Arbeitsgebiet gleichzeitig von zwei trigonometrischen Punkten einsehbar waren, wurden so genannte „kontrollierte Punkte“ geschaffen. Sie bilden eine Kette von Messpunkten, deren Lage durch Hin- und Rückmessung und unter Einbeziehung der bekannten trigonometrischen Basispunkte zueinander bestimmt sind. Die Koordinaten dieser Messpunkte sind unter Nutzung der Ausgleichsrechnung zur Fehlerminimierung berechnet worden (Programmsystem SURVEY, SMILDE 1995). Neben den „kontrollierten Punkten“, die wie trigonometrische Punkte genutzt werden können, besteht die Mehrzahl der Messpunkte aus so genannten „unkontrollierten Punkten“, deren Lage mit Einzelmessungen bestimmt wurden. An den unkontrollierten Punkten besteht keine Möglichkeit mittels Ausgleichsrechnung die Lageabweichung zu minimieren.

Als Messgerät wurde die Totalstation GTS-6 der Firma TOPCON verwendet. Das Gerät misst während einer Messung Winkel und Länge gleichzeitig. Folgende Geräteparameter sind zu nennen:

- Messabweichung Länge $e_l = 3 \text{ mm} + 2 \cdot 10^{-6} \cdot l$
- Messabweichung Winkel $e_\varphi = 6 \text{ mgon}$
l Messstrecke in mm

Die Messstrecke zwischen Messgerät und Reflektor ist eine Funktion der Wellenlaufzeit eines optischen Infrarotlasers. Die Laufzeit wird aus der Phasenverschiebung zwischen dem gesendeten und empfangenen Laserstrahl berechnet, wobei die Reichweite der Streckenmessung von der Qualität des Reflektors und den Wetterbedingungen abhängt. Der Reflektor besteht aus einem kippinvarianten Tripelprisma und erzielt bei normalem Dunst (Sichtweite ca. 20 km) und bei Sonnenlicht mit normalem Hitzeflimmern eine Reichweite von 2,7 km. Bei leichtem Dunst (Sichtweite ca. 40 km) steigt die Reichweite auf 3,1 km. Der Gerätefehler ist im Verhältnis zu anderen Messunsicherheiten, wie z.B. der Lageabweichung der Basispunkte, vernachlässigbar.

Die Lage- und Höhenkoordinaten aller kontrollierten Punkte wurden mit dem von SMILDE (1995) entwickelten Programm SURVEY jeweils mit Ausgleichsrechnungen bestimmt. Grundlage dieser Ausgleichsrechnungen sind im vorliegenden Fall die trigonometrischen Punkte TP Fuchskopf 5806/169 und TP Geißhecke 5706/15 sowie die Passpunkte Sendemast Strauchberg und Bergfried Kasselburg. Nach der Ausgleichsrechnung der kontrollierten Punkte sind die unkontrollierten Punkte berechnet worden. Anlage 4.1 enthält die Koordinaten aller Messpunkte.

Die Streuung der Messwerte für die Höhenlagebestimmung wurde für jeden einzelnen Punkt als Standardabweichung angegeben. Die Standardabweichung der unkontrollierten Punkte bezieht sich auf geschätzte Werte. Die Standardabweichung s_L für die Planimetrie (Lage) schwankt zwischen $s_L = \pm 73$ bis ± 250 mm. Die Standardabweichung s_H des Nivellement (Höhe) beträgt für den größten Teil der Punkte $s_H = \pm 27$ bis ± 39 mm. Einige Punkte weisen aber eine deutlich größere Abweichung auf. Die größte Standardabweichung wurde für den Punkt 143 mit $s_H = \pm 223$ mm ermittelt. Systematische Fehler wie die Aufstellhöhe des Reflektors werden durch die Ausgleichsrechnung mit erfasst und können die vereinzelt Ausreißer der Standardabweichung s_H des Nivellement (Höhe) erklären.

Die Lage- und Höhenabweichung der trigonometrischen Punkte (Angaben vom LANDESVERMESSUNGSAMT RHEINLAND-PFALZ) sind für jeden Punkt unterschiedlich. Die verwendeten trigonometrischen Basispunkte besitzen eine Standardabweichung von $s_{TP} = \leq \pm 10$ mm (keine Angaben zur Höhenabweichung an TP Fuchskopf 5806/169) und blieben bei der Berechnung der Lageabweichung aller Messpunkte unberücksichtigt.

4.2 Schweremessung

4.2.1 Einführung

Die Gravimetrie dient der Erkundung von Schwerefeldvariationen der Erde. Da lokale Dichtevariationen der oberflächennahen Gesteine unmittelbar eine Anomalie des Gravitationsfeldes erzeugen, ist die Methode zur Lokalisierung von Dichteunterschieden im Untergrund geeignet. Die Gravimetrie ist wie die Magnetik eine Potenzialmessmethode, wobei das Gravitationsfeld im Gegensatz zum Magnetfeld unipolar ist. Massen ziehen sich bekanntlich gegenseitig an und deren Anziehungskraft wird durch das Newtonsche Gesetz wie folgt beschrieben:

$$\vec{F} = \mathbf{g} \cdot \left(\frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \right) \cdot \frac{\vec{r}}{|\vec{r}|}$$

F	Gravitationskraft in m/s^2
m	Masse in kg
r	Abstand der beiden Massen in m
$\frac{\vec{r}}{ \vec{r} }$	Einheitsvektor
\mathbf{g}	Gravitationskonstante ($6,672 \cdot 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$)

Die Gravitationsbeschleunigung der Erdbeschleunigung kann vereinfacht durch folgende Gleichung ausgedrückt werden:

$$g = \left(\mathbf{g} \cdot \frac{m_E}{r_E^2} \right) \cdot \frac{\vec{r}}{|\vec{r}|}$$

g	Erdbeschleunigung in m/s^2
m_E	Masse der Erde in kg
r_E	Radius der Erde in m

Die Erdbeschleunigung der Erde beträgt an der Oberfläche näherungsweise, wie festgelegt, $g = 9,81 \text{ m/s}^2$. In der Geophysik wird die dem SI-System fremde Einheit $\text{Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ zu Ehren von Galilei Galileo verwendet. Entsprechend dieser Einheit beträgt die Erdbeschleunigung $g = 981 \text{ Gal}$. Die mit gravimetrischen Messverfahren erkundeten Anomalien sind fünf bis acht Größenordnungen geringer als das Schwerefeld der Erde. Auf Grund dessen werden gravimetrische Anomalien durch die Einheit mGal beschrieben. Die exakte mathematische Beschreibung des dreidimensionalen Schwerepotenzials wird in TELFORT et al. (1990) dargestellt. Das Schwerepotenzial der Erde ist an ihrer Oberfläche variabel und wird durch folgende Faktoren beeinflusst:

- geografische Breite
- topografische Höhe
- Morphologie des umgebenden Geländes
- Gezeiten
- Dichtevariationen des Untergrundes

Das Ziel der Gravimetrie ist die Erkundung von Anomalien, welche durch Dichtevariationen des Untergrundes verursacht werden. Dabei werden die größten Variationen durch den topografischen Effekt verursacht. Für jeden Messpunkt muss der Einfluss der geografischen Breite, topografischen Höhe, Terrainwirkung der Landschaft sowie der Gezeiten berechnet werden. Durch Reduktion dieser Einflussfaktoren kann auf die Dichtevariation des Untergrundes geschlossen werden.

Die Messungen wurden vom 26.2.00 bis 29.02.00 mit dem SODIN-Gravimeter, Typ Geodetic WS 410-T (Ser. Nr. 254-GT, Eichfaktor 1.0176) des Institutes für Geowissenschaften der Universität Mainz durchgeführt.

Das Messprinzip des Gravimeters entspricht dem einer hoch empfindlichen Federwaage. Die Änderung der Gewichtskraft führt zu einer linear proportionalen Längenänderung der Feder, dessen Lageveränderung durch optische oder mechanische Prinzipien verstärkt wird. Dadurch ergeben sich hohe Empfindlichkeiten gegenüber Temperaturschwankungen und Erschütterungen. Temperaturschwankungen werden durch eine interne Heizung mit einer konstanten Temperatur oberhalb der Umgebungstemperatur kompensiert. Erschütterungen müssen durch sorgfältiges Arbeiten vermieden werden.

4.2.2 Datenauswertung

Die Messungen wurden als Differenzmessungen zu einem Basispunkt durchgeführt. Hier wurde der zentrale Messpunkt 99 am ehemaligen Parkplatz Geeser Maar gewählt. Durch den Rückbau des Parkplatzes ist dieser heute nicht mehr verfügbar, wobei eine Anbindung der Messergebnisse über die im Kapitel 4.1 genannten Topografischen Punkte möglich ist. Die Messungen an den Topografischen Punkten wurden mehrfach wiederholt um eine möglichst genaue Anbindung zu dem verwendeten Basispunkt zu erzielen. Die gravimetrischen Messungen erfolgten in drei Messperioden an drei aneinander folgenden Tagen, dabei wurden die zeitliche Schwereänderung und die Instrumentendrift durch Wiederholungsmessungen am Basispunkt in Intervallen von eins bis zwei Stunden erfasst.

Im ersten Auswerteschritt wurde die Gangkorrektur durchgeführt, wobei die Variationen am Basispunktes abgezogen wurden. Die durch Gezeiten verursachte Variation der Schwere wurden mit der Gangkorrektur erfasst und sind deutlich geringer als die räumliche Variation der Bouguer-Anomalie. Die topografische Reduktion der Messwerte wurde auf die Höhe des Basispunktes 99 bezogen. Im Einzelnen wurden für jeden Messpunkt folgende Reduktionen durchgeführt (BEBLO 1997):

Breitenreduktion

Zunahme der Normalschwere in nördliche Richtung bezogen auf den Basispunkt:

$$\Delta g_{\text{Breite}} = k_{\text{Breite}} \cdot \Delta H_{\text{Breite}}$$

Δg_{Breite}	Breitenreduktion bzgl. Basispunkt
k_{Breite}	Korrekturfaktor der Breiten $k_{\text{Breite}} = -0,797 \text{ mGal/km}$
ΔH_{Breite}	Hochwert-Abstand zum Basispunkt in km

Höhenreduktion

Abnahme der Normalschwere mit steigender Höhe:

$$\Delta g_{\text{Höhe}} = k_{\text{Höhe}} \cdot \Delta H$$

$\Delta g_{\text{Höhe}}$	Höhenreduktion bzgl. Basispunkt
$k_{\text{Höhe}}$	Korrekturfaktor der Höhe $k_{\text{Höhe}} = -0,3086 \text{ mGal/m}$ (für die geogr. Breite $50^{\circ}13'$)
ΔH	Höhendifferenz zwischen Messpunkt und Basispunkt

Freiluftreduktion

Abnahme der Normalschwere mit steigender Höhe:

$$\Delta g_{FL} = k_{Höhe} \cdot \Delta H_F$$

Δg_{FL}	Freiluftreduktion zwischen Messpunkt und Messgerät
$k_{Höhe}$	Korrekturfaktor der Freilufthöhe $k_{Höhe} = -0,3086 \text{ mGal/m}$ (für die geogr. Breite $50^\circ 13'$)
ΔH_F	Höhendifferenz zwischen dem Messgerät und dem Messpunkt (Aufstellhöhe)

Bouguer-Plattenreduktion

Differenz der Höhe zwischen Messpunkt und Basispunkt unter Berücksichtigung einer geschätzten Dichte der Bouguer-Platte von $2,67 \text{ g/cm}^3$.

$$\Delta g_{BP} = k_{BP} \cdot \Delta H$$

Δg_{BP}	Bouguer- Plattenreduktion bzgl. Basispunkt
k_{BP}	Korrekturfaktor der Bouguer-Platte $k_{BP} = 0,1119 \text{ mGal/m}$

Terrainreduktion

Für die Terrainreduktion Δg_{Ter} wird der laterale Einfluss der angrenzenden Topografie auf das Schwerfeld berechnet. Die Berechnung wurde vom Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz für jeden Messpunkt auf der Basis des digitalen Höhenmodells (20 m - Raster) in einem Umkreis von 5 km um jeden Messpunkt mit dem Programm TERRAIN (CZERWEK 1996) berechnet.

Zusammenfassend erfolgte die Berechnung der Bouguer-Anomalie durch folgende Formel:

$$\Delta g_{BA} = \Delta g - \Delta g_{Breite} - \Delta g_{Höhe} - \Delta g_{FL} - \Delta g_{BP} - \Delta g_{Ter}$$

Δg_{BA}	Bouguer-Anomalie
Δg	gangreduzierte Differenz zwischen Mess- und Basispunkt

Die Zwischenergebnisse der Reduktionen sind in Anlage 4.3 dokumentiert.

Schließlich wurde eine lokale Anomalie ermittelt, in dem die Regionale Anomalie, die durch Messpunkte in größerer Entfernung von dem Störkörper bestimmt ist, abgezogen wurde. Mit diesen Daten und dem Programm SURFER 6 (GOLDEN SOFTWARE Inc.) wurde unter Verwendung der „Kriging-Methode“ ein Isolinienplot erstellt. Die in der Anlage 4.4 enthaltene Karte wurden unter Verwendung der Isolinienplots aus dem Programm SURFER 6 und eingescannten Luftbildkarten (LVA RHEINLAND-PFALZ 1983, 1988) zusammengestellt.

4.2.3 Fehlerbetrachtung

Der Gesamtfehler des Messverfahrens setzt sich aus einer Reihe zufälliger und systematischer Messabweichungen zusammen. Zunächst werden die möglichen Fehlerquellen erläutert und abgeschätzt.

Geräte- und Ablesefehler $e\Delta g_{\text{Gerät}}$

Am Messgerät werden die Dezimalstellen der Ergebniszahl durch analoge Displays angezeigt. Der kleinste dargestellte Skalenwert beträgt nach Kalibrierung mit dem Eichfaktor von 0,10176 $\Delta g_{\text{Gerät}} = \pm 10,2 \mu\text{Gal}$. Der Geräte- und Ablesefehler entspricht einem Skalenwert, der somit $\Delta g_{\text{Gerät}} = \pm 10,2 \mu\text{Gal}$ beträgt.

Höhenfehler $e\Delta g_{\text{Höhe}} + e\Delta g_{\text{BP}}$

Die Höhe der Messpunkte geht in die Höhen- und Bouguer-Plattenreduktion ein. Die maximale Standardabweichung der Höhenmessung beträgt $s_H = \pm 223 \text{ mm}$. Der Reduktionsfaktor der Höhen- und Bouguer-Plattenreduktion zusammen beträgt $k_H + k_{\text{BP}} = -0,1896 \text{ mGal/m}$, womit ein maximaler Fehler von $e\Delta g_{\text{Höhe}} + e\Delta g_{\text{BP}} = (k_H + k_{\text{BP}}) \cdot s_H = \pm 42,3 \mu\text{Gal}$ entsteht.

Breitenfehler der Vermessung $e\Delta g_{\text{Breite}}$

Die Breitenreduktion wird mit einem Faktor von $k_{\text{Breite}} = -0,797 \text{ mGal/km}$ berechnet. Die Standardabweichung der Lage beträgt maximal $s_L = \pm 250 \text{ mm}$, womit die Breitenreduktion einen Fehler von $e\Delta g_{\text{Breite}} = k_{\text{Breite}} \cdot s_L = \pm 0,2 \mu\text{Gal}$ verursacht.

Aufstellhöhen-Fehler $e\Delta g_{\text{FL}}$

Das Messgerät wird auf einem Metalltisch über dem Messpunkt aufgestellt. Die Freilufthöhe zwischen dem Messgerät und dem Vermessungspunkt wird durch eine Freiluftkorrektur von $k_H = -0,3086 \text{ mGal/m}$ berechnet. Die Höhe wird mit einem Gliedermaßstab mit einer Messabweichung von $s_F = \pm 10 \text{ mm}$ (Grasnarbe) bestimmt. Der Messfehler der durch die Aufstellhöhe verursacht wird, beträgt $e\Delta g_F = k_H \cdot s_F = \pm 3,1 \mu\text{Gal}$.

Fehler durch Gezeiten- und Gangreduktion $e\Delta g_{\text{Gang}}$

Der am Basispunkt aufgezeichnete Gerätegang wird durch den Einfluss der Gezeiten dominiert. Die Gezeiten erzeugen eine Variation der Schwere von $\Delta g_{99} = \pm 0,25 \text{ mGal}$. Durch die Gangreduktion wird dieser Einfluss korrigiert. Die Korrektur erfolgt durch lineare Extrapolation, wobei die periodische Funktion der Gezeiten durch diese lineare Korrektur nur unvollständig erfasst werden kann. Der verbleibende Restfehler wird mit $e\Delta g_{\text{Gang}} = \pm 50 \mu\text{Gal}$ abgeschätzt.

Fehler durch die Nahfeld-Terrainreduktion $e\Delta g_{\text{Ter}}$

Die Terrainreduktion berechnet im vorliegenden Fall mit einem digitalen Geländemodell den Einfluss der Landschaftsmorphologie auf das Schwerfeld bis zu einem Radius von 5 km um den Messpunkt. Die Terrainwirkung der Landschaft außerhalb eines 5 km Radius wirkt mit zunehmender Entfernung

auf alle Messpunkte mit dem annähernd gleichen Betrag, sodass keine Differenzen zwischen den Messpunkten im Untersuchungsgebiet entstehen. Die Terrainwirkung des Fernfeldes ist somit vernachlässigbar. Die Auflösung des digitalen Geländemodells beträgt 20 m, sodass jedoch kleinere Strukturen im unmittelbaren Umkreis des Messpunktes mit einer Terrainreduktion nicht erfasst werden können. Für den größten Teil der Messpunkte ist die Terrainwirkung des Nahfeldes annähernd null, da die umgebende Morphologie ausgeglichen und eben ist. Für die Messpunkte innerhalb der Lavasandgrube Cordel und an der Straßenböschung im Zentrum des Geeser Maares ist die Nahfeld-Terrainwirkung jedoch nicht zu vernachlässigen. Zur Abschätzung des maximalen Fehlers wird an einem Beispiel die Wirkung des Nahfeldes für einen solchen Geländepunkt berechnet. Die Berechnung des Terrain-Nahfeldes wurde mit dem Programm (Clausthaler Reduktionssystem zur topografischen Reduktion) von HAASE (1993) durchgeführt (siehe Abbildung 4-1).

Das Programm von HAASE (1993) bildet zylindrische Körper, deren Position durch die Lage der Stützpunkte gekennzeichnet ist. Weiterhin werden die Attraktionskräfte aller Zylinder auf den Messpunkt berechnet. Das Ergebnis ist abhängig von der Dichte des Untergrundes. Für eine Dichte von $\rho_L = 2,0 \text{ g/cm}^3$ wird der Einfluss des Terrain-Nahfeldes so auf $e\Delta g_{\text{Ter}} = 65 \text{ } \mu\text{Gal}$ berechnet, bei $\rho_L = 2,5 \text{ g/cm}^3$ beträgt $e\Delta g_{\text{Ter}} = 80 \text{ } \mu\text{Gal}$. Die Kraterfüllung des Geeser Maares wurde im September 2000 durch zwei Kernbohrungen erschlossen. Insgesamt wurden 65,6 Kernmeter gewonnen. 72 Dichtemessungen an diesen Bohrkernen ergeben eine Dichte von $\rho \leq 2,0 \text{ g/cm}^3$. Die maximale Wirkung des Terrain-Nahfeldes auf die Messpunkte im Bereich des Kraters beträgt somit $e\Delta g_{\text{Ter}} \leq 65 \text{ } \mu\text{Gal}$.

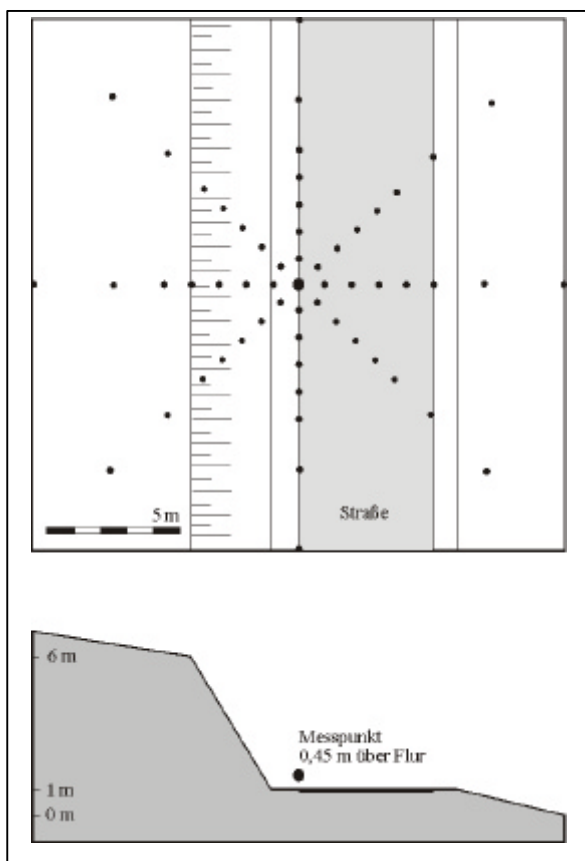


Abb. 4-1:
Schematisierte Geländemorphologie zur Berechnung des maximalen Fehlers der Nahfeld-Terrainwirkung. Messpunkt 97 an der Straße Gees-Neroth diente als Beispiel. Der Messpunkt wird durch den großen Punkt symbolisiert, die kleinen Punkte beschreiben die zur Berechnung verwendeten Stützpunkte.

Die Fehlerbetrachtung zeigt deutlich die Hauptfehlerquellen. Dies sind die Höhenangabe eines Messpunktes sowie die Gezeitenwirkung auf das Schwerfeld. An steilen Geländestufen und Böschungen ist die Nahfeld-Terrainwirkung die größte Fehlerquelle. Die Geräte- und Ablesefehler können vernachlässigt werden. Die abgeschätzten zufälligen Messabweichungen e werden entsprechend des Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetzes quadratisch addiert.

Aus der Reduktionsgleichung der Bouguer-Anomalie

$$\Delta g_{BA} = \Delta g - \Delta g_{Breite} - \Delta g_{Höhe} - \Delta g_{FL} - \Delta g_{BP} - \Delta g_{Ter}$$

und dem Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetz

$$e_{\Delta g_{BA}} = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{d\Delta g_{BA}}{d\Delta g_i} \right)^2} \cdot e_i^2$$

folgt die Gleichung zur Berechnung der gesamten zufälligen Messabweichung

$$e\Delta g_{BA} = \pm \sqrt{e\Delta g_{Gerät}^2 + e\Delta g_{Gang}^2 + e\Delta g_{Breite}^2 + e\Delta g_{Höhe}^2 + e\Delta g_{FL}^2 + e\Delta g_{BP}^2 + e\Delta g_{Ter}^2}$$

Hinweis: $e\Delta g = e\Delta g_{Gerät} + e\Delta g_{Gang}$

Für den überwiegenden Teil der Messpunkte kann die Nahfeld-Terrainwirkung unberücksichtigt bleiben, womit die Messabweichung $e\Delta g_{BA} = \pm 0,066$ mGal beträgt. An den Messpunkten in der Grube Cordel und an der Straßenböschung wird der maximale Einfluss des Terrain-Nahfeldes mit berücksichtigt. Die größte zu erwartende Messabweichung beträgt an diesen Punkten entsprechend der dargestellten Gleichung und der abgeschätzten Einzelfehler $e\Delta g_{BA} = \pm 0,093$ mGal.

Die Fehlerbetrachtung zeigt, dass bei der angewandten Methodik die maximal zu erwartende Messabweichung $e\Delta g_{BA} \leq \pm 0,1$ mGal beträgt. Da der Fehlerabschätzung maximal mögliche Abweichungen zu Grunde liegen, ist die Messabweichung für der Mehrzahl der Punkte mit $e\Delta g_{BA} = \pm 0,05$ mGal realistisch abgeschätzt.

4.2.4 Bougueranomalie des Geeser Maares

Die Vulkanstruktur des Geeser Maares wird durch eine markante Bouguer-Anomalie von $\Delta g_{BA} = -3,2$ mGal gekennzeichnet, das durch die Dichtedifferenz der vulkanogenen und limnischen Gesteine der Kraterfüllung und dem tief reichenden Diatrem gegenüber dem devonischen Grundgebirge verursacht wird. Die Karte der Bouguer-Anomalie (Anlage 4.4) zeigt, dass der Talkessel des Geeser Maares vollständig von einer allseitig geschlossenen, negativen, ca. 700 m x 950 m großen Anomalie eingenommen wird. Die Form der Bouguer-Anomalie ist symmetrisch, Nord-Süd gestreckt und mit der topografischen Form des Kesseltals vergleichbar, wobei das Minimum vom Zentrum des Kesseltals ausgehend, zur westlichen Hälfte des Talkessels hin verschoben ist. Auch der westliche

Talhang wird von einer weiter nach Westen reichenden Bouguer-Anomalie gekennzeichnet. In der Umrandung des Geeser Maares ist die Bouguer-Anomalie ausgeglichen und zeigt keinen regionalen Trend. Die Schweregradienten sind im Zentrum des Kesseltales flach ausgebildet, um im Bereich des Kraterrandes steil auf das Schwereniveau der Maarumrandung anzusteigen. Eine detaillierte Betrachtung der Messergebnisse wird im folgenden Kapitel geboten.

4.3 Gravimetrische Modellierung

4.3.1 Einleitung

Mit den erzielten Messergebnissen wurden numerische gravimetrische Modellierungen durchgeführt. Das Ziel dieser Modellierungen ist, die geologische Struktur des Vulkangebäudes insbesondere der überdeckten unzugänglichen Bereiche aufzuklären. Wie bei allen geowissenschaftlichen numerischen Modellen sollen diese der Natur möglichst nahe kommen, sind aber bezüglich der Freiheitsgrade unterbestimmt. Ein beobachteter Zustand des natürlichen Systems kann im Modell durch unendlich viele Lösungsansätze repräsentiert sein. Je mehr Parameter eines natürlichen Systems bekannt sind, desto geringer ist die verbleibende Anzahl der Freiheitsgrade und möglichen Lösungen. Bei der am Geeser Maar angewandten gravimetrischen Modellierung wurden geschätzte und gemessene Gesteinsdichten und begründete geologischen Annahmen zu architektonischen Elementen eines Maar-Diatrem-Vulkanes festgelegt.

Die Modellierung wurde mit dem Programm MAGIX XL V3.06 von INTERPEX LTD. durchgeführt. Das Programm berechnet entlang von zweidimensionalen Schnitten das gravimetrische oder magnetische Potenzial, welches von verschiedenen dreidimensionalen Modellkörpern mit beliebig frei veränderbaren Parametern ausgeht. Die Gestalt der dreidimensionalen Störkörper ist auf prismatische Formen beschränkt. Die Streckungsrichtung mehrerer Störkörper muss identisch sein. Dagegen ist ein Störkörper, bei beliebig gestaltbarem Prismenquerschnitt, im Bezug zur Schnittebene frei positionierbar. Die anhand der definierten Störkörper numerisch berechnete Bouguer-Anomalie wird der gemessenen Bouguer-Anomalie gegenüber gestellt und verglichen. Durch Iteration einzelner Parameter ist es möglich eine optimierte Anpassung zwischen numerischen und gemessenen Potenzialen zu erreichen. Abschließend wurden die Störkörper des Modells geologischen Einheiten zugeordnet.

4.3.2 Dichteabschätzung

Die unterschiedlichen Gesteinsdichten und der daraus resultierende Dichtekontrast ist für die gravimetrische Modellierung ein wichtiger Parameter. Die für das Modell notwendige Hintergrunddichte leitet sich von den um das Geeser Maar flächenhaft verbreiteten klastischen Sedimenten des Unterdevons ab. Die Dichte der Minerale, aus denen sich diese Gesteine zusammensetzen, beträgt für Quarz $\rho_Q = 2.67 \text{ g/cm}^3$, Feldspäte $\rho_F = 2,5 \text{ bis } 2,7 \text{ g/cm}^3$ und Schichtsilikate $\rho_T = 2,6 \text{ bis } 3,1 \text{ g/cm}^3$ (RÖSLER 1979). Das Gestein ist ein Gemenge der genannten Minerale. Oberflächennah treten Kluft- und Poren-

hohlräume mit schätzungsweise 5 Vol% hinzu. Die resultierende Lagerungsdichte der unterdevonischen Gesteine wird somit auf $\rho = 2,5 \text{ g/cm}^3$ geschätzt. Dichtemessungen an Bohrkernen mit Gesteinen des Unterdevons der nur 20 km entfernten Forschungsbohrung Eckfeld (PIRRUNG 1997) bestätigen diese Schätzung.

Nach den Untersuchungen von STACHEL & BÜCHEL (1989) an einem quartären Trockenmaar in der Hocheifel sind Gesteinsdichten für die Kraterfüllung von $\rho = 1,9$ bis $2,2 \text{ g/cm}^3$ und für das Diatrem von $\rho = 2,1$ bis $2,3 \text{ g/cm}^3$ charakteristisch. Im Geeser Maar wurden zum Zweck der Grundwassererkundung zwei Bohrungen niedergebracht (siehe Kapitel 3). Die Bohrung B1 befindet sich im zentralen Bereich der Maarstruktur und die Bohrung B2 wurde nahe des Kraterrandes abgeteuft. An den Kernen wurden Dichtemessungen durchgeführt (siehe Kapitel 3.2.4). Der Bohrkern der Bohrung B1 (Probenanzahl $n = 48$) weist eine durchschnittliche Lagerungsdichte von $\rho = 1,91 \text{ g/cm}^3$ und der Bohrkern der Bohrung B2 (Probenanzahl $n = 27$) von $\rho = 2,02 \text{ g/cm}^3$ auf. Die durchschnittliche Messabweichung der Dichtemessung beträgt $\epsilon_p = \pm 0,04 \text{ g/cm}^3$. Damit werden die allgemeinen Erfahrungen von STACHEL & BÜCHEL (1989) bestätigt und für die Kraterfüllung des Geeser Maares präzisiert.

4.3.3 Geologische Eingangsparameter

Die Entstehung eines Maarvulkanes ist an physikalische Prozesse gebunden, die bei allen Maaren identisch oder vergleichbar sein sollten. Demzufolge sollten auch Eigenschaften wie Form und Aufbau vergleichbar sein. Die Übertragung von bekannten architektonischen Grundelementen eines Maarvulkanes auf das Modell schränkt die Vielzahl der möglichen Modellkonfigurationen ein.

Die Architektur eines Maarvulkanes wird durch das syneruptive Element des Diatremes und das posteruptive Element der Kraterfüllung bestimmt. Die Gesteine der Kraterfüllung weisen eine geringere Dichte als die Breccien des Diatremes auf und können dadurch mit gravimetrischen Methoden von diesen unterschieden werden. Der Krater entsteht durch das zyklische Einbrechen des Grundgebirges über einer eruptiven Explosionskammer im Wurzelbereich der Maarstruktur. Der Krater ist somit eine Einbruchsstruktur dessen Absenkungsbetrag generell mit der Größe des Maares korreliert. Die Tiefe eines Maarkraters beträgt unmittelbar nach seiner Entstehung etwa ein Fünftel des Kraterdurchmessers (WOOD 1974). Der Kraterrand des Geeser Maar ist durch Erosion aber deutlich vergrößert und der ehemalige Kraterboden von mächtigen sedimentären Umlagerungseinheiten der Kraterfüllung überdeckt. Es ist notwendig die ursprüngliche Kraterkontur zu rekonstruieren, womit auch die Mächtigkeit der Kraterfüllung abschätzbar ist.

Die Rekonstruktion der ursprünglichen Kraterkontur beginnt mit der Lokalisierung der Schichtgrenze zwischen Grundgebirge und Kraterfüllung. Da die Gravimetrie nicht geeignet ist die Ausbisslinie der Kraterfüllung sicher zu erkunden, wurde diese durch die Magnetfeldanomalie bestimmt. Die Ausbisslinie der Kraterfüllung zeigt ebenfalls wie die Bougueranomalie eine Nordnordwest-Südsüdost gestreckte Kontur, allerdings mit einer geringeren Ausdehnung von ca. 500 m x 750 m.

In der Lavasandgrube Cordel wurden Gesteine der Kraterfüllung bis zum Kraterrand abgebaut, wodurch dieser großflächig frei liegt. Das Einfallen der Kraterwand wurde hier mit einem Einfallen von ca. $\alpha = 35^\circ$ bestimmt. Die Kraterwände sind mit diesem Einfallswinkel bis zur ehemaligen Paläolandoberfläche rekonstruiert worden, die durch die Hochfläche in der Umrandung des Geeser Maares gekennzeichnet ist. Die posteruptive Abmessung des Geeser Maares beträgt entsprechend dieser Annahmen ca. 900 m x 1150 m. Die ursprüngliche Kraterkontur ist demzufolge durch einen 180 bis 230 m tiefen Krater gekennzeichnet.

Wenn man nun von dem Höhenniveau der Hochfläche in der Umrandung des Geeser Maares (Paläolandoberfläche) bei ca. 570 m NN den Betrag der ursprünglichen Kratertiefe von ca. 200 m abzieht ist das Niveau des ursprünglichen Kraterbodens bei ca. 370 m NN zu erwarten. Die aktuelle Kratermorphologie zeigt ein Höhenniveau an der zentralen Bohrung Gees B1 471,6 m NN, womit die Kraterfüllung des Geeser Maares ca. 100 m mächtig sein sollte.

An alten, tief erodierten Diatremstrukturen ist die Architektur der unteren Stockwerke eines Maar-Diatrem-Vulkanes zugänglich. Das trichterförmige Diatrem zeigt steil einfallende Wände mit einer Neigung von ca. $\alpha = 60^\circ$ bis 70° (LORENZ 2000). Die Tiefe des Diatremes entspricht etwa dem Durchmesser des ursprünglichen Kraters, der mit weiterer zunehmender Tiefe als vulkanischer Gang ausgebildet ist. Hiernach ist das Geeser Maar ausgehend von der präeruptiven Landoberfläche ca. 0,9 bis 1,1 km tief.

4.3.4 Arbeitsschritte und Ergebnisse der gravimetrischen Modellierung

Die Modellierung wurde entlang eines Nord-Süd und eines Südwest-Nordost-Profiles durchgeführt. Die Lage der Profilschnitte ist in den Karten der Anlagen 4.2, 4.4 und 4.6 dargestellt und Verlaufen durch jeweils symmetrisch durch das Zentrum der Bouguer-Anomalie. Die Modellierung erfolgte in aufeinander aufbauenden Arbeitsschritten. Im ersten Arbeitsschritt wurden aus dreidimensionalen Grid-Dateien die Geländetopografie sowie die Messergebnisse der gravimetrischen Bouguer-Anomalie entlang der vorgesehenen Schnitte in die Datenbasis des Programmes MAGIX XL (INTERPEX LTD.) übernommen.

Im zweiten Arbeitsschritt erfolgt entsprechend der geologischen Vorbetrachtungen zur Tiefe des Diatremtrichters und zum Kraterdurchmesser die Übertragung eines Diatremkörpers in das Modell. Die Abbildungen 4-2 bis 4-4 zeigen das Modell im oberen Teil im Südwest-Nordost-Schnitt und im unteren Teil im Nord-Süd-Schnittes. In den Abbildungen ist jeweils die Geländemorphologie zusammen mit den eingesetzten Modell-Störkörpern zu sehen. Die berechnete Bouguer-Anomalie des Modells (schwarze Linie) sowie das Potenzial der gemessenen Bouguer-Anomalie (Kästchen-Kette) sind jeweils über den Geländeschnitten dargestellt. Abbildung 4-2 zeigt das Störkörpermodell des Diatremes. Der Störkörper des Diatremes wurde in mehrere Segmente zerlegt. Die einzelnen Segmente sind in ihrer lotrechten Erstreckung zur Schnittebene so dimensioniert, dass näherungsweise die Trichterform auch in der dritten Dimension dargestellt ist. Im Ergebnis dieses Arbeitsschrittes ist eine

Bouguer- Anomalie des modellierten Diatremes zu sehen, etwa halb so groß wie die tatsächlich gemessene Bouguer-Anomalie.

Im dritten Arbeitsschritt wurde eine Kraterfüllung mit einer Dichte von $\rho = 1,9 \text{ g/cm}^3$, entsprechend der in den Vorbetrachtungen gemachten Annahmen, vom 370 m NN Niveau ausgehend bis zur Geländeoberfläche in das Modell eingefügt. In der Abbildung 4-3 ist dieser Arbeitsschritt für jeweils beide

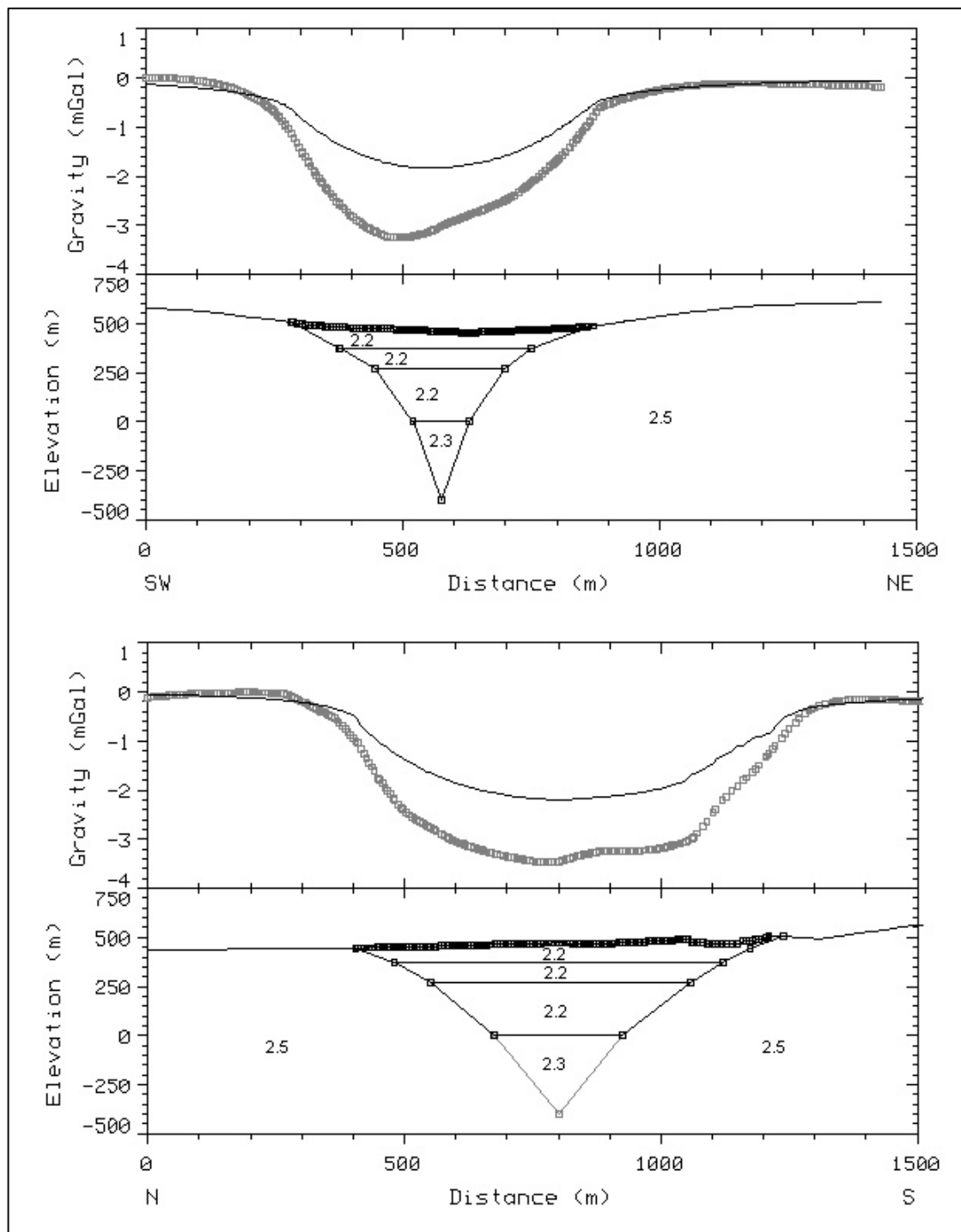


Abb. 4-2: Gravimetrisches Störkörpermodell des Geeser Maares mit Diatrem ($\rho = 2,2 \text{ g/cm}^3$ und $\rho = 2,3 \text{ g/cm}^3$)

Profile dargestellt. Für den Fall, dass die Modellvorstellungen zutreffen, sollte eine verbesserte Anpassung an die gemessene Bouguer-Anomalie möglich sein. Die berechnete Bouguer-Anomalie ist entsprechend der Maargröße aber noch zu gering. Die verbleibende Abweichung von der modellierten Bouguer-Anomalie zeigt eine deutlich sichtbare Ost-West-Asymmetrie. Das Modell kann für die östliche Flanke der Anomalie im Südwest-Nordost-Schnitt ideal angepasst werden. In der westlichen Hälfte wird die Anpassung jedoch nicht erreicht. Für die östliche Hälfte des Geeser Maares genügen die beiden bisher verwendeten theoretisch hergeleiteten Modellstörkörper zum Anpassen an die Messwerte, womit für die östliche Hälfte des Geeser Maares eine normale, auch anderen Maaren ähnliche Architektur, vermutet werden kann.

Im vierten Arbeitsschritt wurde versucht eine verbesserte Anpassung im Bereich der westlichen Kraterfüllung zu erreichen. Am südwestlichen Kraterrand ist in der Lavasandgrube CORDEL ein Schlackenkegel aufgeschlossen. Es wird angenommen, dass dieser für die nach dem dritten Arbeitsschritt verbliebene Schweredifferenz verantwortlich ist. Für die Konfiguration des Schlacken-Störkörpers gibt es trotz zahlreicher Einschränkungen noch eine Vielzahl von möglichen Lösungsansätzen. Die Lagerungsdichte der Schlacken ist nicht sicher ermittelbar und wird mit $\rho = 1.8 \text{ g/cm}^3$ geschätzt. Eine noch geringere Dichte ist auf Grund der foidischen Zusammensetzung nicht zu erwarten. Dieser Störkörper wurde im Modell in seiner Lage solange verändert, bis eine optimale Anpassung an die gemessene Bouguer-Anomalie erreicht war. Bei allen versuchten Lösungsansätzen, auch mit geringeren Gesteinsdichten, bestand die Notwendigkeit den Kraterboden der Westhälfte tiefer als erwartet abzusenken, um somit zusätzlichen Raum für den Störkörper zu schaffen. Besonders hilfreich war hierbei das Profil der Bohrung Gees B1 (im Südwest-Nordost-Schnitt bei 550 m), die bis 426 m NN (Bohransatzpunkt 471 m NN) ausschließlich Sedimente ohne Schlacken erschließt und eine weitere Absenkung des Schlackenkörpers in die Tiefe begründet. Abbildung 4-4 zeigt den favorisierten Lösungsansatz, der eine ideale Anpassung an das gemessene Schwerfeld zeigt und durch geologische Modellvorstellung zur Maarentwicklung plausibel erklärt werden kann. Demnach ist folgende Entwicklung des Geeser Maares denkbar:

Das Geeser Maar wurde zunächst als „normal“ entwickeltes Maar gebildet. Der ursprüngliche Kraterboden ist von der Paläolandoberfläche ausgehend von ca. 570 m NN auf 370 m NN abgesunken. Die 200 m tiefe Depression nimmt eine Fläche von ca. 900 m x 1150 m ein. Im Weiteren kamen die phreatomagmatischen Eruptionen aus Mangel an nachströmenden Grundwassers zum Erliegen. Der Magmenandrang blieb zunächst aber unverändert. Magma drang bis zur Oberfläche des ursprünglichen Kraterbodens auf und bildete in der Süd-Westhälfte des Kraters einen maximal 200 m hohen Schlackenkegel. Mit nachlassendem Magmendruck erlosch die Aktivität des Schlackenkegels. In dem bis zu einem Kilometer tiefen Diatremkörper verdichtete sich das Gestein. Auf Grund der Verdichtung und Kompaktion entstanden Setzungsbrüche, die vermutlich entlang älterer syneruptiver Abschiebungen reaktiviert wurden. Der westliche Teil des Kraterbodens brach entlang von Verwerfungslinien um ca. 100 m ein. Der größte Teil des frisch gebildeten Schlackenkegels wurde ebenfalls von dieser

Setzung erfasst und um 100 m abgesenkt. Die heute in der Tuffgrube CORDEL aufgeschlossenen Schlacken befinden sich in dem nicht posteruptiv abgesenkten Bereich des Kraterbodens. Bemerkenswert ist eine aufgeschlossene große Störungsfläche, an dem der Schlackenkegel nach Norden scharf abgeschnitten ist. An Stelle der Schlacken sind jenseits der Störungsfläche Sedimente mit umgelagerten Pyroklastika zu sehen, die der jüngeren sedimentären Kraterfüllung zuzuordnen sind.

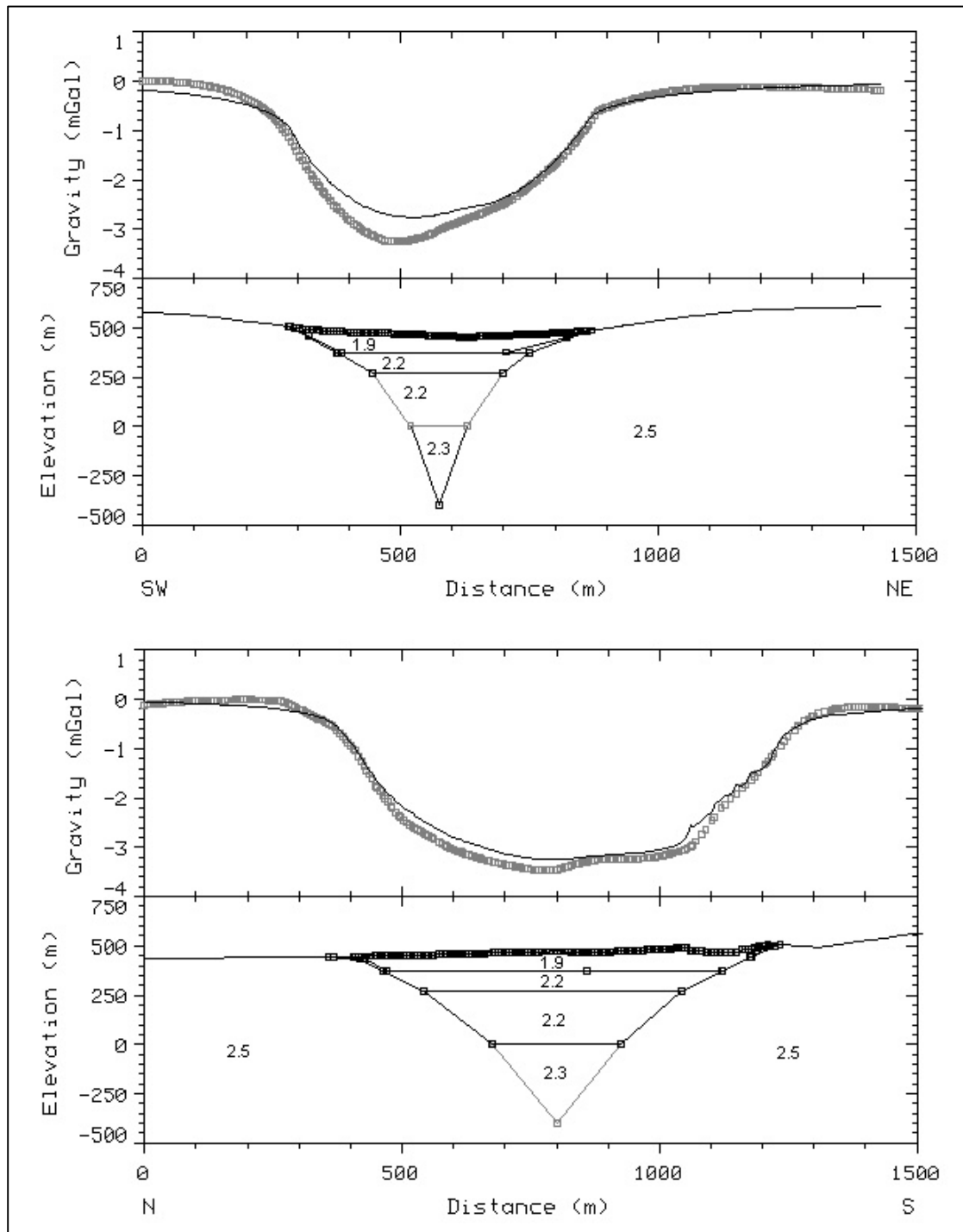


Abb. 4-3: Gravimetrisches Störkörpermodell des Geeser Maars mit Diatrem ($\rho = 2.2 \text{ g/cm}^3$ und $\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$) und Kraterfüllung ($\rho = 1.9 \text{ g/cm}^3$)

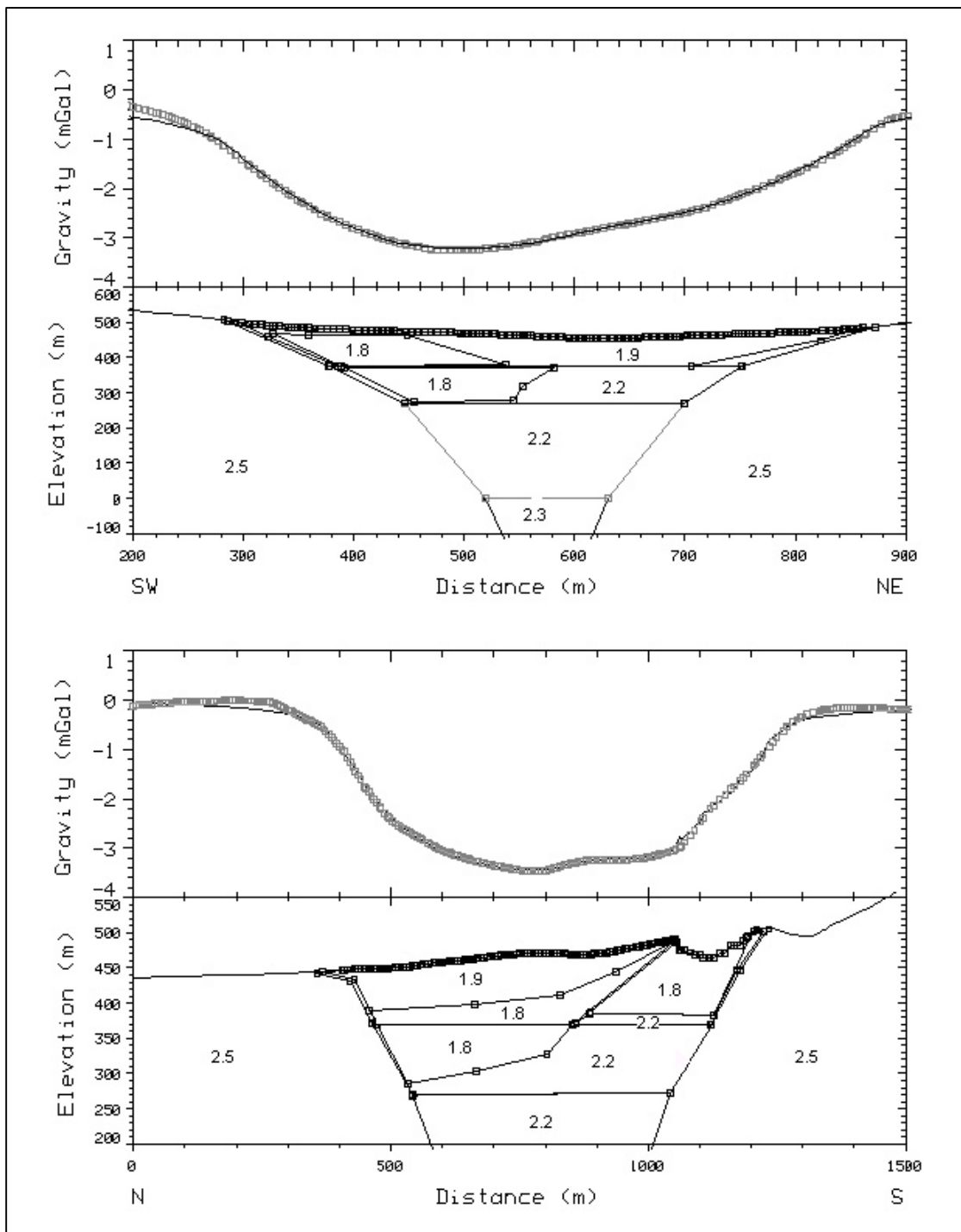


Abb. 4-4: Gravimetrisches Störkörpermodell des Geeser Maares mit Diatrem ($\rho = 2.2 \text{ g/cm}^3$), Kraterfüllung ($\rho = 1.9 \text{ g/cm}^3$) und Schlackenkörper ($\rho = 1.8 \text{ g/cm}^3$)

4.4 Geomagnetik

4.4.1 Einführung

Das Magnetfeld lässt sich wie das Schwerfeld an jedem Ort als Vektor (Richtung und Stärke) darstellen. Das Erdmagnetfeld ist im Gegensatz zum gravitativen Feld bipolar. Durch Überlagerung magnetischer Felder aus unterschiedlichen Quellen kann die magnetische Feldstärke \vec{B} je nach Orientierung der Felder verstärkt oder auch abgeschwächt werden. Das Magnetfeld der Erde ist dadurch im Vergleich zu dem Gravitationsfeld der Erde komplexer, unregelmäßiger und bildet kleinräumigere Variationen.

Ein Magnetfeld mit der magnetischen Flussdichte \vec{B} wird durch die Magnetfeld verursachenden Größen der Magnetisierung \vec{J} und magnetischen Erregung \vec{H} generiert (BERCKHEMER 1990):

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{J})$$

\vec{B}	magnetische Flussdichte in Tesla T = V·s/m ²
\vec{H}	magnetische Erregung in A/m
\vec{J}	Magnetisierung in A/m
μ_0	magnetische Permeabilität des Vakuums
	$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ V·s/Am

Die magnetische Erregung \vec{H} entsteht durch bewegte elektrische Ladungen. Das Biot-Savart'sche Gesetz beschreibt diesen Vorgang wie folgt (TELFORT et al. 1990) :

$$\vec{H} = (I \cdot l) \times \frac{\vec{r}}{4\pi r^2}$$

\vec{H}	magnetische Erregung in A/m
I	elektrischer Strom in A
l	Länge des stromdurchflossenen Leiters in m
r	Abstand in m
$\frac{\vec{r}}{ \vec{r} }$	Einheitsvektor

In einem Leiter der Länge l fließt ein Strom I, dieser erzeugt an einem Punkt P mit dem Abstand r und dem Richtungsvektor \vec{r} die magnetische Erregung \vec{H} . Wenn dieser stromdurchflossene Leiter einen Kreis nachformt, so ist der Mittelpunkt dieses Kreises die Quelle eines magnetischen Dipols p mit dem magnetischen Dipolmoment \vec{M} (BERCKHEMER 1990):

$$\vec{M} = p \cdot \vec{I}$$

\vec{M}	magnetischer Dipolmoment in A·m ²
p	magnetischer Dipol
\vec{I}	elektrischer Strom in A

Die Orbitalbewegungen von Elektronen in einem Atom wirken wie elektrischer Strom in einem geschlossenen elektrischen Leiter und erzeugen ein magnetisches Dipolmoment. Ein weiterer Ursprung von magnetischen Dipolmomenten ist die Eigenrotation von Ladungsträgern in einem Atom, die als Spin bezeichnet wird. Aus der Summe aller magnetischen Dipolmomente im Inneren eines Atoms oder Moleküls resultiert die volumen- und stoffspezifische Magnetisierung \vec{J} . Die Magnetisierung \vec{J} steht in Wechselwirkung mit der magnetischen Erregung \vec{H} , sodass ein Teil der Magnetisierung \vec{J} auf magnetischer Induktion \vec{J}_{ind} beruht. Der andere Teil wird durch remanente Magnetisierung \vec{J}_{rem} verursacht. Die Magnetisierung ist im Material durch magnetische Vorbehandlung bereits vorhanden.

Durch die magnetische Vorbehandlung werden atominterne magnetische Dipolmomente \vec{M} durch ein äußeres Magnetfeld gleichsinnig dauerhaft ausgerichtet. Magnetische Remanenz \vec{J}_{rem} ist material- und temperaturabhängig (BERCKHEMER 1990).

$$\vec{J} = \vec{J}_{ind} + \vec{J}_{rem} = \mathbf{c} \cdot \vec{H} + \vec{J}_{rem}$$

\vec{J}	Magnetisierung in A/m
\vec{J}_{ind}	induzierte Magnetisierung in A/m
\vec{J}_{rem}	remanente Magnetisierung in A/m
\mathbf{c}	magnetische Suszeptibilität, einheitslos
\vec{H}	Magnetische Erregung in A/m

Mit den Bedingungen das \vec{J} proportional \vec{H} ist und beide Größen in die gleiche Richtung wirken, gilt vereinfacht (BERCKHEMER 1990):

$$\vec{B} = \mathbf{m}_0 (\vec{H} + \vec{J}) = \mathbf{m} \cdot \vec{H}$$

\vec{B}	magnetische Flussdichte $T = V \cdot s/m^2$
μ_0	magnetische Permeabilität des Vakuums $\mathbf{m}_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Vs/Am}$
μ	spezifische magnetische Permeabilität $\chi = \mu - 1$

Die detaillierte physikalische Erläuterung des magnetostatischen Potentials eines Dipolfelds sowie das Magnetfeld-Potenzial eines dreidimensional magnetisierten Körpers ist in TELFORT et al. (1990) dargestellt.

Das Magnetfeld der Erde setzt sich aus drei verschiedenen Teilen zusammen:

1. Der Hauptanteil des Erdmagnetfeldes wird durch Strömungsprozesse im äußeren flüssigen Eisenkern des Planeten generiert. 80% des Hauptfeldes kann durch einen Dipol im Erdmittelpunkt beschrieben werden, dessen Achse nahe der Rotationsachse der Erde liegt. Die Magnetfeldlinien besitzen an den magnetischen Polen eine Inklination von $I = 90^\circ$ und sind entlang des magnetischen Äquators mit einer Inklination von $I = 0^\circ$ miteinander verbunden. Der magnetische Äquator weicht maximal 15° (geografische Breite) vom geografischen Äquator ab. An den Polen beträgt die magnetische Totalintensität der Feldstärke ca. $B_{p+} = 60.000 \text{ nT}$ und $B_{p-} = 70.000 \text{ nT}$. Die geringste magnetische Feldstärke tritt nahe des magnetischen Äquators mit $B_T = 25.000 \text{ nT}$ auf (BERCKHEMER 1990). Im Arbeitsgebiet beträgt die Totalintensität etwa $B_T = 48.000 \text{ nT}$. Die horizontale Zunahme der magnetischen Flussdichte \vec{B} des Hauptfeldes in Richtung der Pole beträgt wenige nT/km. Die vertikale Abnahme der Totalintensität mit zunehmender Höhe beträgt ca. 4 nT/km (BERCKHEMER 1990). Diese Veränderungen des Hauptfeldes sind für lokale Messungen vernachlässigbar. Die säkulare Veränderung des Hauptfeldes ist im Rahmen geologischer Erkundungen des Untergrundes ebenfalls vernachlässigbar.
2. Ein weiterer Feldanteil wird durch elektrische Ströme der Ionosphäre verursacht. Es treten Schwankungen auf, die durch veränderte Sonnen- und Korpuskularstrahlung der Sonne verursacht werden. Der Tag-Nacht-Wechsel verursacht Schwankungen von ca. 30 nT . Der Mond beeinflusst die Sonneneinstrahlung ebenfalls und verursacht Schwankungen von ca. 2 nT . Am deutlichsten

wirken sich magnetische Stürme aus, welche mit der Sonnenfleckenaktivität verbunden sind. Während eines magnetischen Sturms, der einige Tage andauern kann, schwankt die magnetische Flussdichte bis $\Delta B_T = 1.000 \text{ nT}$ (TELFORT et al. 1990). Im Arbeitsgebiet wird am Basispunkt während der viertägigen Messkampagne eine zeitliche Veränderung von $\Delta B_{T \text{ Zeit}} = 57 \text{ nT}$ registriert.

3. Lokale Änderungen des Magnetfeldes der Erde resultieren aus der unterschiedlichen Magnetisierung \vec{J} oberflächennaher Gesteine. Diese Magnetfeldänderungen des Hauptfeldes sind räumlich und zeitlich fixiert. Die Schwankungen können bei mächtigen Erzlagerstätten Anomalien bis $\Delta B_T = 100.000 \text{ nT}$ erreichen. Im Arbeitsgebiet beträgt $\Delta B_{T \text{ Raum}} = 2.371 \text{ nT}$.

Die hier angewandte magnetische Vermessung erfasst die Totalintensität des Magnetfeldes B_T und ist darauf ausgerichtet, klein räumliche lokale Schwankungen des Magnetfeldes zu erfassen. Auf Grund der unterschiedlichen spezifischen Gesteins-Magnetisierbarkeit können die räumlichen Varianzen mit dem Vorkommen verschiedener Gesteine im Untergrund korreliert werden. Die Magnetisierung \vec{J} der Gesteine im Untergrund ist für die geologischen Interpretation sehr aussagekräftig.

Die induzierte Magnetisierung \vec{J}_{ind} ist abhängig von der Suszeptibilität c der gesteinsbildenden Minerale. Dia- und paramagnetische Stoffe sind nicht oder nur schwach magnetisierbar. Diamagnetische Minerale ($\chi \leq 0$) setzen sich aus Atomen oder Molekülen mit vollbesetzten Elektronenhüllen zusammen, wie z.B. Grafit, Quarz, Kalzit oder Steinsalz. Paramagnetische Stoffe sind durch asymmetrisch besetzte Elektronenschalen und Suszeptibilitäten von $\chi > 0$ charakterisiert. Stark magnetisierbare Minerale ($\chi \gg 0$) enthalten Atome oder Moleküle deren Elektronenspin von einem äußeren Magnetfeld verändert werden kann. Bei Metalllegierungen, in denen die Metalle Eisen, Kobalt oder Nickel enthalten sind, tritt der so genannte Ferromagnetismus auf. Die Elektronenspins richten sich entlang eines äußeren Magnetfeldes aus. Dabei bilden sich in den Kristallen Domänen aus, die durch eine gleichsinnige Orientierung der Elektronenspins ausgezeichnet sind. Der Antiferromagnetismus ist durch entgegengesetzt ausgerichtete Elektronen-Spin-Domänen charakterisiert, sodass kein resultierendes Dipolmoment erzeugt wird. Die Ausrichtung erfolgt ebenfalls durch ein äußeres Magnetfeld. Das einzige bedeutende antiferromagnetische Mineral ist der Hämatit. Bei ferrimagnetischen Mineralen wirken ebenfalls entgegengesetzte Elektronen-Spin-Domäne, es verbleibt aber ein resultierendes Dipolmoment. Alle bedeutenden magnetischen Minerale sind ferrimagnetisch.

Die remanente Magnetisierung \vec{J}_{rem} ist eine residuale Magnetisierung deren Intensität von Prozessen der Vergangenheit abhängig ist. Zu diesen Prozessen zählt neben Sedimentation, chemischer Ausfällung und lang andauerndem Einwirken von äußeren Feldern vor allem die Kristallisation aus einer Schmelze. Bei der Abkühlung werden unterhalb der Curie-Temperatur die am äußeren Magnetfeld ausgerichteten Elektronenspins konserviert. Es verbleibt eine dauerhafte Magnetisierung, die das Erdmagnetfeld im Moment der Gesteinsbildung nachzeichnet.

4.4.2 Messgerät

Zur großflächigen geomagnetischen Kartierung wurde das Protonen-Präzessions-Magnetometer vom Typ G-856G der Firma GEOMETRICS eingesetzt. Während der Messung wird die Totalintensität B_T des Erdmagnetfeldes in 2,40 m Höhe über dem Gelände bestimmt. Die Messung erfolgt als Differenzmessung zu dem Basispunkt mit ein- bis zweistündigen Wiederholungsmessungen. Die Wiederholungsmessung ist für eine Gangkorrektur notwendig, um die zeitliche von der räumlichen Variation des Magnetfeldes zu trennen.

Das Messprinzip nutzt das natürliche magnetische Moment \vec{M}_p von Wasserstoffprotonenkernen, welches durch den Eigendrehimpuls des Protonkernes (Kernspin) erzeugt wird. Das äußere Magnetfeld \vec{B} zwingt das rotierende Proton zu einer Präzessionsbewegung, dessen Frequenz streng proportional zur Totalintensität B_T des Magnetfeldes ist. Die Protonenpräzessionsfrequenz ist elektronisch messbar. Die Messsonde enthält als Protonenträger ein Gefäß mit Methanol, das von einer eisenfreien Spule umgeben ist. Die im Erdmagnetfeld frei beweglichen präzedierenden Protonen induzieren in der Spule jedoch nur dann eine messbare Spannung, wenn ihre magnetischen Momente zuvor parallel zueinander ausgerichtet worden sind (Polarisation). Zu diesem Zweck wird kurzzeitig ein starker Polarisationsstrom an der Spule angelegt, um unmittelbar darauf die Messung durchzuführen (BERCKHEMER 1990).

Die Frequenzmessung mit dem Protonen-Präzessions-Magnetometer ermöglicht Messungen mit einer Messabweichung von $e_{BT} = \pm 0,1$ nT. Ein Messzyklus dauert ca. 5 s. Die räumliche Orientierung der Sonde übt auf die Messung keinen Einfluss aus. Das Messgerät ist unempfindlich gegenüber Temperaturschwankungen und äußeren mechanischen Kräften. Bei einer Inhomogenität des Magnetfeldes (z.B. entlang von Stromleitungen) gibt das Messgerät ein Warnsignal aus.

4.4.3 Messpunkte

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über den Talboden und die Hänge des Geeser Maares und deckt sich mit der gravimetrisch untersuchten Fläche. Auf dieser Fläche wurden 1090 Punkte geomagnetisch vermessen. Die Messpunkte sind entlang von Profilen angeordnet. Auf diesen Profilen beträgt der Messpunktabstand 10 bis 20 m. Die Profile sind entsprechend der topografischen Gegebenheiten ca. 50 bis 100 m voneinander entfernt und wurden so gewählt, dass störende Objekte, insbesondere die Stromleitung und die Straße entlang des Geeser Bachs sowie die Gebäude in der Tuffgrube CORDEL, umgangen werden konnten. Die Lage der Profile wurde durch markante Geländepunkte oder durch Messpunkte der Gravimetrie bestimmt. Die Koordinaten der markanten Geländepunkte wurden aus der topografischen Luftbildkarte (Maßstab 1:5.000, LVA RHEINLAND-PFALZ 1983, 1988) digitalisiert. Von den Messpunkten der Gravimetrie sind die genauen Koordinaten bekannt. Aus den ermittelten Anfangs- und Endkoordinaten jedes einzelnen Profils wurden alle weiteren Koordinaten von Messpunkten entlang eines Profil interpoliert. Die Standardabweichung an den Gravimetrie-Messpunkten beträgt $s_L = \pm 250$ mm, während die durch Digitalisierung bestimmten Punkte mit einer abgeschätzten

Unsicherheit von ca. $\Delta s_{\text{Digi}} = \pm 5$ m behaftet sind. Die Lageabweichung der interpolierten Punkte entlang eines Profils wurde durch Schätzen ermittelt. Die Abstände der Messpunkte entlang eines Profils wurde durch das individuelle Schrittmaß bestimmt, das von der Hangneigung beeinflusst ist. So ist der Punktabstand bei den bergauf gerichtete Profilen geringer, als der Punktabstand von bergab ermittelten Abständen. Die Lageabweichung der Punkte entlang eines Profils wird auf maximal $\Delta s_{\text{Profil}} = \pm 10$ m geschätzt.

Als Basispunkt dient der für die gravimetrischen Vermessung verwendete temporäre Basispunkt 99 (siehe Kapitel 2.2), direkt am ehemaligen Parkplatz Geeser Maar. Der Basispunkt wurde während der Geländearbeiten alle zwei Stunden vermessen, in der Mittagszeit stündlich. Die Koordinaten der Messpunkte sind in Anlage 4.5 aufgelistet. Die Lage der Messpunkte ist in Anlage 4.6 dargestellt.

4.4.4 Datenauswertung

Die im Arbeitsgebiet gewonnenen Messdaten der magnetischen Totalintensität B_T variieren von $B_T = 47\,330$ bis $49\,700$ nT. Für die Darstellung der Magnetfeld-Anomalie, welche durch unterschiedliche Magnetisierung der oberflächennahen Gesteine charakterisiert ist, sind zwei Auswerteschritte der Datenbearbeitung notwendig. Zuerst werden die zeitlichen Variationen reduziert. Wiederholungsmessungen am Basispunkt zeigen tageszeitliche Schwankungen von $\Delta B_T = \pm 57$ nT. Mittels Gangkorrektur wird die zeitliche Variation reduziert, sodass eine gangkorrigierte räumliche Variation des Magnetfeldes von $\Delta B_T = \pm 2\,371$ nT verbleibt.

Im zweiten Auswerteschritt wird der Anteil des magnetischen Hauptfeldes von der gangkorrigierten Variation des Magnetfeldes abgezogen. Das ungestörte Regionalfeld wird anhand von Messpunkten in der weiteren Umrandung des Geeser Maares mit $B_T = 48\,080$ nT bestimmt. Die Messwerte sind auf diesen Wert normiert, sodass in Bereichen des Arbeitsgebietes, in denen großflächig keine magnetisierbaren Gesteine auftreten, die resultierende Anomalie den Wert null annimmt. Zu den schwach und nicht magnetisierbaren Gesteinen gehören die klastischen Gesteine des Unterdevons. Das Geeser Maar wird nun von einer deutlichen Anomalie nachgezeichnet, die zwischen $\Delta B_T = -741$ bis 1631 nT variiert. Diese Daten werden zusammen mit dem Programm SURFER 6 unter Verwendung der „Kriging-Methode“ zur Erstellung von Isolinienplots verwendet. In der Anlage 4.6 sind die Ergebnisse unter Verwendung von eingescannten Luftbildkarten (LVA RHEINLAND-PFALZ 1983, 1988) dargestellt.

4.4.5 Fehlerbetrachtung

Zwei Arten von Fehlerquellen sind zu unterscheiden, die des Messverfahrens und die des Einflusses der Messgrößen durch die zeitliche und räumliche Auflösung des Messnetzes. Die auftretende Messabweichung des Messverfahrens ist vernachlässigbar. Die Messung ist von den Einflussgrößen Luftdruck, Temperatur oder topografische Lage unabhängig. Es verbleibt der Gerätefehler von $e_{B_T \text{ Gerät}} = \pm 0,1$ nT als Einflussgröße auf das Messergebnis.

Die Gangkorrektur der Daten beruht auf Basispunktmessungen in unregelmäßigen Abständen von ein bis zwei Stunden. Die Korrektur erfolgt durch lineare Extrapolation. Die komplexe Funktion der zeitlichen Varianz des Magnetfeldes wird durch diese lineare Korrektur nur unvollständig erfasst. Der verbleibende Restfehler wird mit $eB_{T\text{ Gang}} = \pm 5 \text{ nT}$ abgeschätzt.

Die Magnetfeldanomalie ist durch sehr kleinräumige Variationen gekennzeichnet. Das gewählte Raster mit 1090 Messpunkten besitzt nicht die ausreichende Dichte, um die gesamte Magnetfeldanomalie kontinuierlich abzubilden. Neben den auftretenden Verwaschungseffekten durch zu geringe Messpunktanzahl entstehen auch Darstellungsfehler durch die Abweichung zwischen tatsächlicher und abgeschätzter Messpunktlage. Wie bereits die Lageabweichung der Messpunkte nur abgeschätzt werden konnte, so ist auch der daraus abgeleitete Darstellungsfehler nur unzureichend ermittelbar. Aus der abgeschätzten Lageabweichung der Messpunkte Δs_{profil} folgt ein Darstellungsfehler der Isoanomalien in identischer Größe.

4.4.6 Bewertung der Messergebnisse

Die magnetische Anomalie des Geeser Maares erzeugt durch verschiedene magnetisierte Körper der Kraterfüllung Schwankungen der Totalintensität von $\Delta B_T = -741$ bis 1631 nT . Der negative Betrag von ΔB_T wird ebenfalls durch stark magnetisierte Gesteine verursacht und tritt als nördliche Randanomalie des verursachenden Störkörpers auf.

Die Anomalie zeigt deutlich den Verlauf des Kraterrandes, der durch eine sprunghafte Veränderung der Gradienten charakterisiert ist. Der nördliche Kraterrand wird durch kleine konzentrische, stark negative Anomalien gekennzeichnet, die zu dem nördlich angrenzenden Randminimum gehören. Die Kraterränder im Süden und Westen zeigen keine negativen Randanomalien. Der Kraterrand hat insgesamt weniger die erwartete Kreisform, als vielmehr die eines $550 \text{ m} \times 750 \text{ m}$ messenden Polygons in rechteckiger Grundform. Die auf eine Ebene projizierte Fläche des oberirdischen Anschnittes der Kraterfüllung ist entsprechend der Indikationen der magnetischen Anomalie $0,42 \text{ km}^2$ groß.

Der gesamte zentrale, südliche und westliche Teil der Kraterfüllung ist durch erhöhte Werte der Totalintensität von $\Delta B_T > 400 \text{ nT}$ gekennzeichnet. Die Maxima von $\Delta B_T = 1430 \text{ nT}$ und 1631 nT befinden sich im Zentrum des südlichen Kraterabschnittes, nordöstlich der Lavasandgrube CORDEL. Auf Grund guter Aufschlussverhältnisse in der Lavasandgrube CORDEL, vom südwestlichen Kraterrand bis zum südlichen Zentrum, sind die genannten Bereiche der magnetischen Anomalie interpretierbar. In der Lavasandgrube wird ein Schlackenkegel abgebaut, der im Inneren des Maarkraters durch eruptiv austretendes basaltisches Magma abgelagert wurde. Die Bildung des Schlackenkegels erfolgte nach den Eruptionen des Maarvulkanes und ist somit ein Teil der Kraterfüllung. Schlacken können auf Grund ihrer primären Lagerungsverhältnisse neben der induzierten Magnetisierung einen hohen remanenten Magnetisierungsanteil aufweisen. Die flächenhaft erhöhten Werte von $\Delta B_T = 500$ bis 1200 nT sind diesem Schlackenkegel (schlackige Asche-Lapilli-Tuffe) zuzuordnen, welcher sich über das aktuelle Abbaugelände der Tuffgrube Cordel hinaus in den westlichen, zentralen und südöstlichen Teil

der Kraterfüllung erstreckt. Das Maximum der Anomalie, charakterisiert durch Werte $\Delta B_T > 1200$ nT, wird im nordöstlichen Randbereich der Tuffgrube zum Teil aufgeschlossen. Hier sind ebenfalls schlackige Lapillituffe anzutreffen. Diese sind aber grobkörniger und mit einem höheren Anteil von Bomben durchsetzt. Das Maximum der Anomalie ist deshalb als Förderzentrum des Schlackenkegels zu interpretieren.

Der zentrale nördliche bis nordöstliche Abschnitt des Geeser Maares, der durch gemessene Totalintensitäten von $\Delta B_T = 0$ bis 300 nT charakterisiert ist, entzieht sich einer sicheren Interpretation. Es werden Kratersedimente mit geringen juvenilen Anteilen vermutet. Die Aufschlüsse der Bohrung B2, nahe des nördlichen Kraterrandes sowie die geologischen Aufschlüsse am nordwestlichen Kraterinnenhang, deuten auf eine Füllung mit Maartephra hin. Die vorhandenen Aufschlüsse sind aber nur für die so genannte Randfazies repräsentativ. Die dazugehörige Beckenfazies muss entsprechend vergleichenden Beobachtungen (PIRRUNG 1998, FISCHER 1999) als feinklastisch bis organogen-limnisch umschrieben werden, zu dessen typischen Sedimenttypen der Schwarzpelit zählt.

Der südöstliche Bereich der Kraterfüllung, zwischen dem südöstlichen Kraterrand und den beiden Maxima der Anomalie, fallen durch den höchsten ΔB_T -Gradienten der Magnetfeldanomalie auf. Südöstlich der Maxima ($\Delta B_T = 1430$ nT und 1631 nT) fällt die Totalintensität des Magnetfeldes innerhalb einer Distanz von 20 m auf eine Totalintensität von $\Delta B_T = 500$ nT ab. Im weiteren Verlauf sinkt die Totalintensität der Magnetfeldanomalie auf der Distanz von ca. 120 m bis zum Kraterrand auf $\Delta B_T = 0$ nT ab. In diesem Bereich der Anomalie werden vergleichbare geologische Verhältnisse wie im nördlichen Teil der Kraterfüllung erwartet.

Die durch die Kraterfüllung verursachte Magnetfeldanomalie wird durch Subanomalien im Bereich des Talhangs begleitet. In diesen Abschnitten ist die sonst sehr gut begrenzte Magnetfeldanomalie unscharf und mit Subanomalien außerhalb der Kraterfüllung verbunden. Am nordwestlichen Kraterrand wird eine solche Subanomalie durch geschichtete, hangparallel einfallende Maartephra des ehemaligen Innenkraters verursacht. In weiteren Aufschlüssen im Bereich der genannten Subanomalie sind feinklastische Gesteine, die als Aschetuffe interpretiert werden, aufgeschlossen. Anhand der geomagnetischen Subanomalie sind diese Vorkommen lateral und hangaufwärts sicher einzugrenzen. Die gemessene Totalintensität ΔB_T dieser Subanomalie schwankt zwischen $\Delta B_T = 0$ und 200 nT. An einer weiteren Subanomalie am westlichen Talhang schwanken die Totalintensitäten zwischen $\Delta B_T = 200$ und 600 nT. In diesem Bereich werden unter epiklastischen Solifluktionsschutt schlackige Vulkaniklastika vermutet.

In den Bereichen der Subanomalien ist die Erosion des Innenkraters und der Kraterfüllung noch nicht bis zu den liegenden Schichten des Unterdevons fortgeschritten. Diese Hangbereiche sind auch durch auffällig konvexe Hangformen gekennzeichnet.

4.5 Magnetische Modellierung

4.5.1 Grundlagen

Die magnetische Modellierung wurde wie bereits bei der gravimetrischen Modellierung mit dem DOS-Programm MAGIX XL V. 3.06 von INTERPEX LTD. durchgeführt. Für die Gestaltung der Störkörper gelten dieselben Einschränkungen wie bei der gravimetrischen Modellierung. Bei der Modellierung müssen auf Grund des bipolaren Charakters des Magnetfeldes weitere zusätzliche Parameter beachtet werden. Das sind die Intensität und Richtung des Regionalfeldes sowie die Orientierung der remanenten Magnetisierung in den Störkörpern. Der gesteinspezifische Parameter der Magnetisierung wird in dem Programm MAGIX XL als Suszeptibilität χ beschrieben, womit der Effekt der magnetischen Induktion erfasst ist. Die Suszeptibilität χ ist an den Gesteinen durch ein induktionsmagnetisches Messverfahren direkt bestimmbar. Weiterhin wird in dem Programm MAGIX XL der remanente Anteil der Magnetisierung als Königsbergfaktor k charakterisiert. Der Königsbergfaktor k ist der Quotient zwischen induzierter Magnetisierung und remanenter Magnetisierung und wurde aus der Literatur übernommen und modifiziert.

$$\vec{J}_{rem} = k \cdot \vec{J}_{ind}$$

\vec{J}_{ind}	induzierte Magnetisierung in A/m
\vec{J}_{rem}	remanente Magnetisierung in A/m
k	Königsbergfaktor

Die Gestalt einer durch Störkörper gebildeten Magnetfeldanomalie wird auf Grund der bipolaren Quelleigenschaften stärker von der Form und der Ausrichtung des Störkörpers als von dessen Volumen beeinflusst. Mit einem beliebig verformbaren Störkörper ist eine gemessene Magnetfeldanomalie durch ein numerisches Modell leicht reproduzierbar. Leider widersprechen die einfachen Lösungsansätze den geologischen Grundlagen.

4.5.2 Vorbetrachtung

Die magnetische Modellierung weist im Vergleich zur gravimetrischen Modellierung auf Grund der Bipolarität des Magnetfeldes eine höhere Anzahl von Freiheitsgraden auf. In einer Vorbetrachtung wird die Parametervielfalt eingeschränkt. Im Folgenden werden gemessene und abgeschätzte Parameter erläutert. Das im Modell verwendete Regionalfeld entspricht dem Magnetfeld der Erde, das mit einer Totalintensität von 48 080 nT bestimmt wurde. Die Richtung des regionalen Magnetfeldes wird anhand von Literaturangaben (BEBLO 1997, BENDER 1985) für die Deklination auf $D = -3^\circ$ und die Inklination auf $I = 66^\circ$ angegeben. Die Richtung der remanenten Magnetisierung in den Störkörpern wird dem Regionalfeld gleichgesetzt. Auf Grund eines geschätzten maximalen Alters des Geeser Maars von 100.000 a und älter, ist der Einfluss einer Erdmagnetfeld-Umkehrung auf die Gesteinsremanenz unwahrscheinlich. Die Intensität der Gesteinsmagnetisierung setzt sich aus den materialspezifischen Parametern der Suszeptibilität χ und dem Königsbergfaktor k zusammen.

Die Suszeptibilität der Kraterfüllung und die der unterdevonischen Gesteine werden durch ein induktionsmagnetisches Messverfahren ermittelt. An den Kernen der Bohrung B 1 und B 2, die im Bereich der Kraterfüllung niedergebracht wurden, sind insgesamt $n = 656$ Suszeptibilitätsmessungen durchgeführt worden. Der Mittelwert beträgt $\bar{\chi} = 401$ (in cgs-Einheit $\cdot 10^{-6}$) mit einer Standardabweichung von $s \bar{\chi} = \pm 186$ (in cgs-Einheit $\cdot 10^{-6}$). Die Suszeptibilität der unterdevonischen Gesteine beträgt $\bar{\chi} < 10$ (in cgs-Einheit $\cdot 10^{-6}$). Die Suszeptibilität wird mit einem volumenspezifischen Oberflächensensor vermessen. Auf Grund der schlechten Kernqualität, z.T. zerfallen, und dem verwendeten Oberflächensensor ist der damit verbundene methodische Fehler die größte Messwertunsicherheit. Die Messwerte können dadurch nur als Näherungswerte angesehen werden. Eine detaillierte Bewertung dieser Messergebnisse erfolgte im Kapitel 3.

Die Suszeptibilität der Diatremgesteine wurde der Literatur entnommen (PIRRUNG 1997) und ist mit $\chi = 50$ bis 150 (in cgs-Einheit $\cdot 10^{-6}$) nur unwesentlich verschieden zu den unterdevonischen Gesteinen, da die Materialzusammensetzung überwiegend durch fragmentiertes Gestein des unterdevonischen Grundgebirges besteht. Die Suszeptibilität der Schlacken bleibt frei veränderlich und wurde während der Modellierung durch Iteration angepasst.

Der Königsbergfaktor k wird entsprechend den Angaben von SCHÖN (1983) verwendet. Sedimente können einen Königsbergfaktor von $k = 0$ bis 1 annehmen. In diesem Zusammenhang werden kalt abgelagerte oder umgelagerte Vulkaniklastika, zu den der überwiegende Teil des Diatremes zählt, den Sedimenten zugeordnet. Bei Basalten kann der Königsbergfaktor bis $k_{max} = 25$ betragen (SCHÖN 1983). Bei den im Geeser Maar auftretenden Schlacken in primärer Lagerung (Schlackenkegel Lavasandgrube), die den Basalten geochemisch ähnlich sind, ist der Königsbergfaktor k auf Grund geringer Gesteinsdichte und damit verbundenen Texturunterschieden vermutlich nicht größer als $k_{max} = 10$ anzunehmen.

Aus den großen gesteinsphysikalischen Kontrasten zwischen den epiklastischen Sedimenten und den umgelagerten Vulkaniklastika der Kraterfüllung gegenüber den Gesteinen des Schlackenkegels folgt, dass die Magnetfeldanomalie des Geeser Maares nahezu ausschließlich durch die Form des Schlackenkörpers bestimmt wird. Der Schlackenkegel konnte in der gravimetrischen Modellierung als Störkörper bereits grob umrissen werden.

4.5.3 Arbeitsschritte und Ergebnisse

Bei der magnetischen Modellierung handelt es sich um die Fortsetzung der gravimetrischen Modellierung (Absatz 4.3). Es wurden die Geländetopografie und die Störkörper aus der gravimetrischen Modellierung übernommen. Entlang der gravimetrisch modellierten Schnitte wurde die Magnetfeldanomalie der Totalintensität ΔB_T in die Datenbasis von MAGIX XL eingefügt. Die petrophysikalischen Gesteinsparameter wurden entsprechend der Vorbetrachtung auf die Störkörper übertragen. In Abbildung 4-5 sind die jeweils verwendete Parameter für die Störkörper einsehbar, wobei die erste Zahl die

Suszeptibilität χ und der zweite Wert den Königsbergfaktor κ angibt (χ/κ). Bei vorangegangenen magnetischen Modellierungen zeigte sich bereits die Notwendigkeit den Schlackenkörper in unterschiedlich stark magnetisierte Bereiche zu trennen. Diese Vorerfahrungen wurden im fünften Arbeitsschritt mit eingebracht. Abbildung 4-5 zeigt das Ergebnis des fünften Arbeitsschrittes. Es ist bereits eine gute Anpassung zu erkennen. In vorangegangenen Versuchen, bei denen unterschiedlichste denkbare Störkörperkonfigurationen „probiert“ wurden, konnte keine so gute Anpassung erzielt werden. Die Verwendung der gravimetrischen Modellierungsergebnisse ist somit ein hilfreicher Schritt, um ein zufrieden stellendes realistisches Ergebnis der magnetischen Modellierung zu erzielen.

Im sechsten und abschließenden Arbeitsschritt wurde für eine ideale Anpassung der modellierten Werte die Form sowie die Magnetisierung des Schlackenstörkörpers variiert (siehe Abbildung 4-6). Die Veränderungen des Schlackenkegels erzwangen eine deutlichere Teilung in einem hoch magnetisierten Basisbereich und einem geringer magnetisierten oberen Hauptteil. Der untere initiale Bereich des Schlackenkegels setzt sich vermutlich überwiegend aus Schweißschlacken zusammen, womit eine deutliche Erhöhung der Magnetisierung verbunden ist.

Mit der magnetischen Modellierung wird das Ergebnis der gravimetrischen Modellierung bestätigt und das Störkörpermodell verfeinert. Die in der magnetischen Modellierung vorgenommenen Veränderungen am Störkörpermodell beeinflussen das Ergebnis der gravimetrischen Modellierung nur marginal.

4.6 Geologische Interpretation

Die Ergebnisse der gravimetrischen und magnetischen Störkörpermodellierungen wurden geologisch interpretiert und jeweils als Nord-Süd und Südwest-Nordost-Schnitt durch die Kraterfüllung des Geeser Maares dargestellt. In den geologischen Schnitten der Anlage 4.7 und 4.8 wurden die vorhandenen Informationen zur Geologie (Kapitel 2 und 3) berücksichtigt. Der Schlackenkegel ist als gestörter Körper dargestellt, der durch die diagenetische Kompaktion des Diatremes um ca. 100 m gegenüber dem nicht abgesenkten Bereich vertikal versetzt wurde.

Die Erkundungsergebnisse der geologischen Feldaufnahme, der Linearanalyse digitaler Geländemodelle (Kapitel 2), der Erkundungsbohrungen (Kapitel 3) und der geophysikalischen Erkundungsergebnisse werden in der Geologischen Karte des Geeser Maares in Anlage 4.9 zusammenfassend detailliert dargestellt.

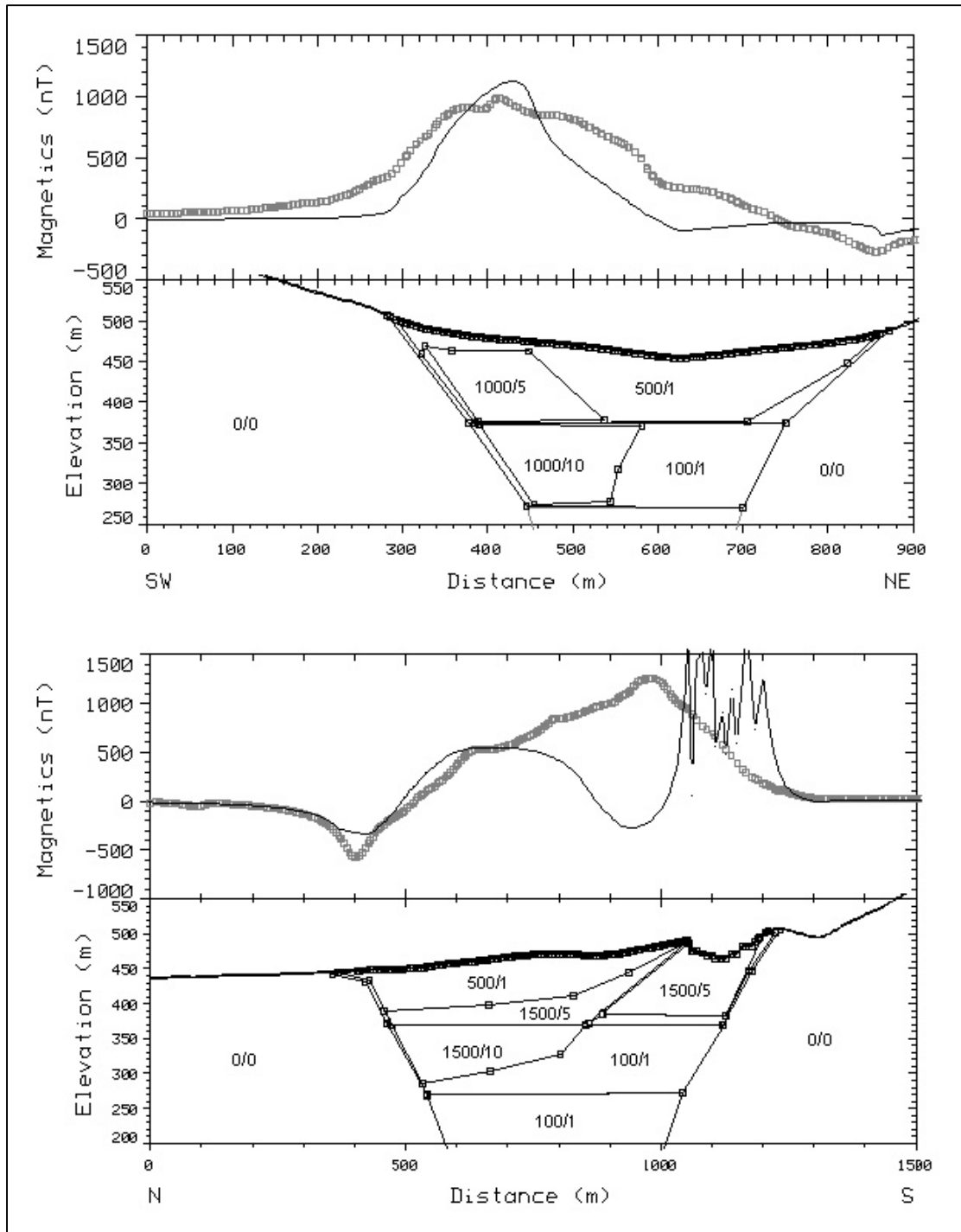


Abb. 4-5: Magnetisches Störkörpermodell des Geeser Maars – die Störkörper wurden dem Endergebnis der gravimetrischen Modellierung entnommen und darauf die gemessenen und geschätzten petrophysikalischen Parameter der Magnetisierung übertragen. Im Vergleich zu den Abbildungen der gravimetrischen Modellierung wurde ein anderer Maßstab verwendet. Die Magnetisierung der Störkörper ist als Zahl im Modell dargestellt: Suszeptibilität χ (cgs $\cdot 10^{-6}$) / Königsbergfaktor k .

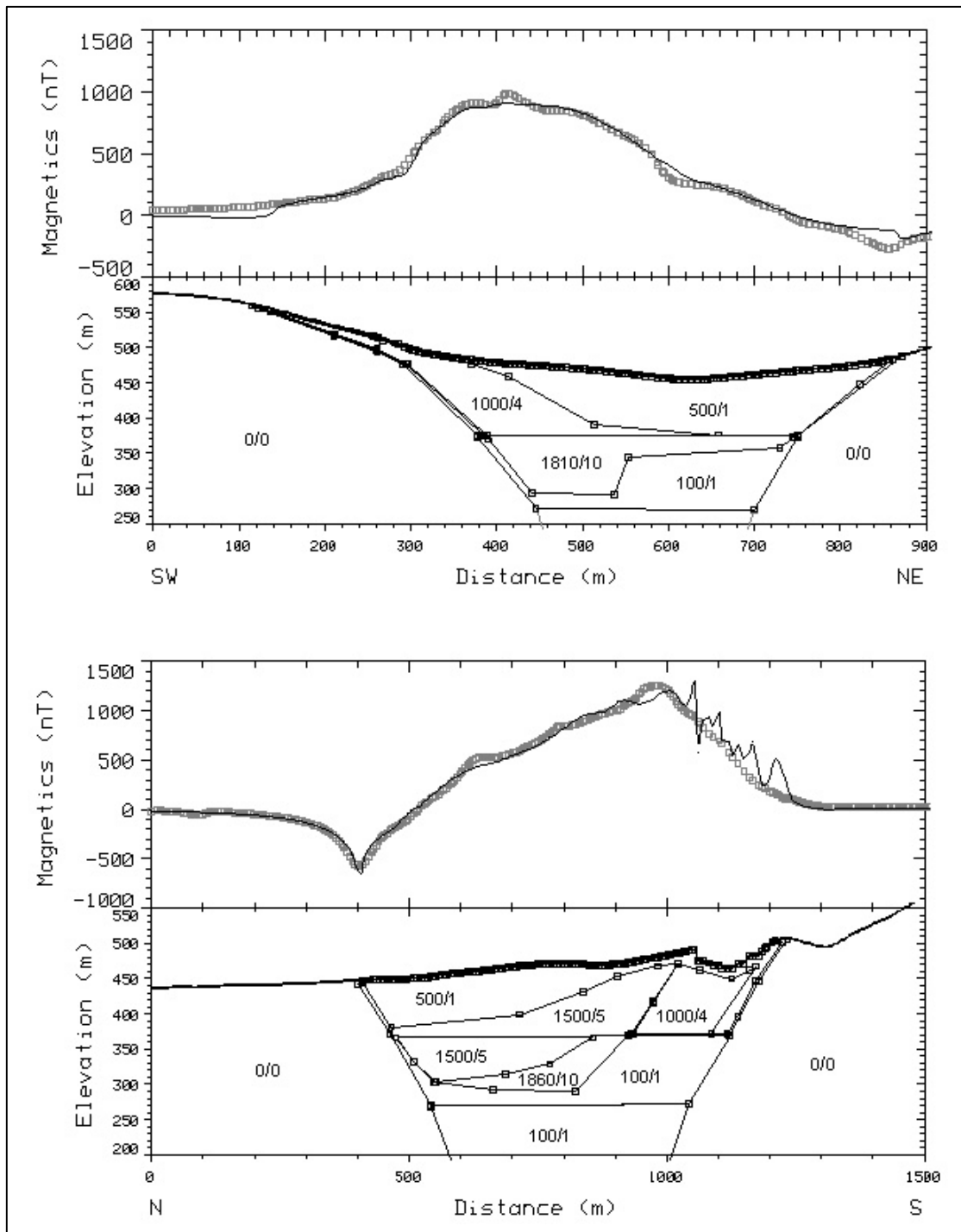


Abb. 4-6: Magnetisches Störkörpermodell des Geeser Maares – die magnetischen Störkörper wurde der gemessenen Magnetfeldanomalie angepasst. Die Magnetisierung der Störkörper ist als Zahl im Modell dargestellt: Suszeptibilität χ ($\text{cgs} \cdot 10^{-6}$) / Königsbergfaktor k .

5 Grundwasserhaushalt

Ein Ziel der hydrogeologischen Arbeitsmethoden ist die Bestimmung der nutzbaren Grundwassermengen des Geeser Maares. Die hydrologischen Untersuchungen erstrecken sich auf das orohydrographische Einzugsgebiet des Geeser Baches sowie auf ausgewählte Bereiche von angrenzenden Tälern. Der geologische und geophysikalische Teil der Erkundungsarbeiten, beschrieben in dem Kapitel 2 bis 4, sind wichtige Grundlagen für die Bewertung des Grundwasserhaushaltes. Für die effiziente Nutzung des Grundwasserreservoirs ist die Kenntnis über die räumliche Position der heterogen aufgebauten vulkanischen Poren-Grundwasserleiter eine wichtige Voraussetzung.

Zur Charakterisierung des Grundwasserhaushaltes wird zunächst der Oberflächenabfluss detailliert bewertet und im Weiteren die Wechselwirkungen von Grund- und Oberflächenwasser analysiert. Die Grundwasserneubildung, eine mit dem Grundwasserabfluss langfristig im Gleichgewicht stehende Größe, wird anhand des Trockenwetterabflusses unter Berücksichtigung klimatischer Wasserhaushaltsdaten (Niederschlag, Verdunstung und Abfluss) bestimmt.

5.1 Oberflächenwasser

Die hydrogeologischen Erkundungsarbeiten im Arbeitsgebiet wurden mit der hydrogeologischen Kartierung eingeleitet. Mit den Ergebnissen der Kartierung wurden geeignete Abflussmessstellen eingerichtet und der Abfluss wöchentlich bis monatlich im Verlauf eines Jahres und teilweise darüber hinaus bestimmt. Der Geeser Bach wurde im Bereich des Maarvulkanes am Zu- und Ablauf mit Überfallwehren ausgestattet. Das Messwehr am Gebietsausgang wurde zusätzlich mit einem digitalen Messsystem ausgerüstet.

5.1.1 Hydrogeologische Kartierung

Im Rahmen der hydrogeologischen Kartierung wurden Fließgewässer, Quellen und Feuchtstellen erfasst. Weiterhin wurden anthropogene Einflüsse (z.B. Altlasten) oder auffällige natürliche Erscheinungen (z.B. Eisengelausfällungen) kartiert. Diese Untersuchungen wurden zu Beginn der Geländearbeiten im April 1999 durchgeführt. Der Kartierung der Quellen wurde besondere Aufmerksamkeit gewidmet, da sie eine messbare Schnittstelle zwischen Grund- und Oberflächenwasser darstellen. Das erfasste Gewässernetz ist in den Anlagen 5.1 bis 5.3 dargestellt. Während der Kartierungsarbeiten wurde der stark schüttende Quellhorizont des Geeser Maares entdeckt, der zu diesem Zeitpunkt durch eine verstopfte Bachunterführung und dem daraus resultierenden Wasserrückstau überflutet und vollständig zugewachsen und verkrautet war. Begleitend zu der hydrogeologischen Kartierung der oberflächengewässer wurde die elektrische Leitfähigkeit der Quellen und die der Fließgewässer in einem Abstand von 50 bis 200 m erfasst. Die Messungen der physiko-chemischen Parameter erfolgte mit den Messgeräten und Sonden der Firma WTW (siehe Kapitel 6). Mit der Methode der elektrischen Leitfähigkeitsmessung ist es möglich die Lösungsfracht abzuschätzen, da sich die elektrische Leitfähigkeit

proportional zur Lösungsfracht verhält. Grundwasser besitzt auf Grund des längeren Kontaktes mit dem Gestein eine höhere Lösungsfracht als das Oberflächenwasser. So kann mit der elektrischen Leitfähigkeit Quellwasser von regennassen Feuchtstellen unterschieden werden. Die elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers ist wesentlich vom geologischen Untergrund abhängig. So besteht ein signifikanter Unterschied zwischen dem Grundwasser des karbonatischen Mitteldevons mit relativ hohen Werten der elektrischen Leitfähigkeit und des klastischen Unterdevons mit vergleichsweise niedrigen Werten. Insbesondere Karstquellen zeichnen sich durch eine deutlich erhöhte elektrische Leitfähigkeit aus.

Aus der hydrogeologischen Kartierung und den ca. 520 Leitfähigkeitsmesswerten wurde eine farblich kodierte Gewässernetzkarte der elektrischen Leitfähigkeit entwickelt (Anlage 5.1). Im September 1999 wurden die Messungen wiederholt (Anlage 5.2). Beide Karten haben Stichtagscharakter und sind nur für den angegebenen Zeitraum repräsentativ. Anhand der beiden Karten ist deutlich die verringerte Ausdehnung des Gewässernetzes während der Sommermonate zu erkennen. Wasserläufe und Quellaustritte, die im April die niedrigsten elektrischen Leitfähigkeiten aufweisen und somit überwiegend direkt vom winterlichen Niederschlagswasser gespeist werden und nur Oberflächenwasser führen, sind bis zum September vollständig trocken gefallen. Quellen, deren elektrische Leitfähigkeit vergleichsweise erhöht und grundwassergespeist sind, führen während des gesamten Jahres Wasser. Das Messstellennetz wurde unter anderem nach diesen Kriterien zusammengestellt, um möglichst ganzjährig schüttende Quellen in das Messstellennetz aufzunehmen. Quellen und Bachläufe die durch Grundwasser aus Gesteinen des karbonatischen Mitteldevons gespeist sind, zeigen generell deutlich erhöhte Werte der elektrischen Leitfähigkeit und zeichnen somit den geologischen Untergrund nach. Quellen mit deutlich erhöhter Leitfähigkeit können einerseits Karstquellen darstellen, andererseits wenn die geologische Situation dies nicht erklärt, sind Stoffeinträge durch Straßensalz zu überprüfen.

5.1.2 Messstellenausbau

Der Ausbau verschiedener Quellen und Bachabschnitte zu Abflussmessstellen stützt sich auf die Erkenntnisse der ersten hydrogeologischen Kartierung im April 1999. Die Auswahl der Messstellen erfolgte nach verschiedenen Kriterien. In Abhängigkeit vom geologischen Untergrund entstand innerhalb des Talkessels des Geeser Maares ein dichtes Messstellennetz (0-19). Für die hydrogeologische Charakterisierung der verschiedenen geologischen Einheiten im gesamten Arbeitsgebiet wurde ein weit verbreitetes Messstellennetz (20-59) an strategisch wichtigen Punkten eingerichtet. Quellen wurden möglichst vollständig in das Messstellennetz aufgenommen.

Die Messstellen (2, 3, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 18, 21, 31, 32, 34, 43, 45, 59), die einen maximalen Abfluss bis 8 l/s aufweisen, wurden, wie z.B. in Abbildung 5-1 dargestellt, mit Kunststoffrohren verschiedener Durchmesser ausgebaut. Die Messstellen 1, 6, 7 und 52 bedurften keines weiteren Ausbaus, da sie durch den Wegebau bereits verrohrt bzw. als Quelle gefasst waren. Die Messstellen wurden mit Steinblöcken und abdichtendem Lehm so eingerichtet, dass ihre Funktionstüchtigkeit für



Abb. 5-1: Messstelle 10 mit verrohrtem Ausbau

lange Zeit gewährleistet blieb. Die Messstellen im Geeser Bach (0, 15, 16, 17, 19, 20, 51) wurden als offene Durchfluss-Messstellen eingerichtet, da die Wassermenge der Schneeschmelze im Frühjahr einen verrohrten Ausbau zerstört hätte. Zur Vereinfachung der Abflussmessungen im Geeser Bach wurde mit U-Beton-Steinen ein leicht bestimmbarer Durchflussquerschnitt geschaffen. Beim Ausbau wurde darauf geachtet, dass die Strömungsrichtung senkrecht zum Durchflussquerschnitt angeordnet war.

Der Zu- und Abfluss des Geeser Baches durch das Geeser Maar (0, 16) wurde mit V-förmigen Thompson-Überfallwehren ausgebaut (Abbildung 5-2). Mit dem Überfallwehr ist es möglich auch große Abflussmengen ohne ein Strömungsmessgerät zu ermitteln. Die Abflussmenge steht mit der Stauhöhe des Wehres in einem expotenziellen Zusammenhang (Abbildung 5-3). Die expotenzielle Abflussfunktion wurde für die beiden Wehre mittels zahlreicher Kalibrationsmessungen bestimmt. Das Gewässernetz und die Lage der Messstellen ist in Anlage 5-3 dargestellt.



Abb. 5-2: Thompson-Überfallwehr an Messstelle 0 mit einem Abfluss von ca. 12 l/s zum Zeitpunkt der Aufnahme

5.1.3 Methoden der Abflussmessung

Abflussmessungen erfassen die pro Sekunde den Abflussquerschnitt durchfließende Wassermenge in l/s oder m³/s. Je nach Messstellenausbau werden unterschiedliche Methoden eingesetzt. Die Messunsicherheit variiert in Abhängigkeit der angewandten Methode und der zu erfassenden Wassermenge.

Messung mit Auffanggefäßen

An verrohrten Messstellen mit geringem Abfluss wurde die Abflussmenge mit kalibrierten Gefäßen volumetrisch bestimmt. Hierbei wird die Zeit zum Füllen eines Gefäßes mit bekanntem Volumen gemessen. Von einer Messreihe mit bis zu 10 Messwerten wurde der arithmetische Mittelwert gebildet. Die Streuung der Messwerte ist bei diesem Verfahren am geringsten und wird durch die Zeitspanne, die zum Füllen des Behälters benötigt wird, bestimmt. Sie variiert im vorliegenden Fall zwischen $s = \pm 0,2 - 4 \%$. Für Messungen bei denen der Messbehälter bereits nach wenigen Sekunden überlief, betrug die Messunsicherheit $s = \pm 10 \%$.

Messung der Fließgeschwindigkeit

An den Messstellen des Geeser Baches sind Abflussmessungen mittels Auffanggefäß nur an Überfällen möglich. Daher wird der Abfluss an Messstellen des Geeser Baches indirekt mit einem Strömungsmessgerät bestimmt, in dem die Strömungsgeschwindigkeit und die Fläche des durchflossenen Querschnitts ermittelt wird. Die Abflussmenge wird aus dem Produkt des durchflossenen Querschnitts und der Strömungsgeschwindigkeit berechnet. Der Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, dass hohe Abflussmengen im natürlichen Bach- oder Flussbett messbar sind. Der Nachteil besteht in der Vielzahl von Störgrößen auf die Messwerte.

Die Strömungsgeschwindigkeit wurde mit dem Strömungsmessgerät FLOW-MATE MK2000 des Herstellers MARSH-MCBIRNEY INC. gemessen. Das Strömungsmessgerät misst nach einem magnetisch-induktivem Messprinzip. Die Messgeräteunsicherheit beträgt laut Herstellerangaben $e = \pm 1\%$. Die Strömungsgeschwindigkeit wird über den gesamten Querschnitt integrativ gemessen, indem die Sonde eine halbe Minute entlang des durchflossenen Querschnitts gleichmäßig und langsam bewegt wird. Die Bewegung der Sonde muss deutlich langsamer als die Strömungsgeschwindigkeit des Baches sein. Aus mindestens fünf Wiederholungsmessungen wird der arithmetische Mittelwert gebildet. Die Messunsicherheit zur Bestimmung der mittleren Strömungsgeschwindigkeit wird durch Wiederholungsmessungen auf $s = \pm 10\%$ abgeschätzt.

Die Fläche des durchflossenen Querschnitts wird mit einer Vielzahl von Wassertiefenmessungen in definierten Abständen bestimmt. Wiederholungsmessungen des Abflusses an kurz aufeinander folgenden Querschnitten einer Messstelle erbrachte Messunsicherheiten des Abflusses von $e = \pm 20 \%$. Diese hohe Messunsicherheit beruht hauptsächlich auf der ungenauen Bestimmbarkeit der durchflossenen Querschnittsfläche. Zur Minimierung der Messunsicherheit wurden die Durchflussmessstellen während der Sommerhalbjahre 1999 und 2000 mit U-Beton-Steinen ausgebaut. Der definierte Querschnitt

erlaubte eine genauere Bestimmung des durchflossenen Querschnitts und verringerte turbulente Strömungen, die ebenfalls die Messunsicherheit erhöhten. Die Messunsicherheit der Abflussmessung entlang des Geeser Baches beträgt unter Verwendung einer fest eingebauten U-Beton-Durchflussmessstelle $e = \pm 10\%$.

Überfallwehr

An einem Überfallwehr wird der Abfluss mittels der Stauhöhe bestimmt. Die künstliche Verengung des Durchflussquerschnittes verursacht eine Wasserstandshebung. Aus der Stauhöhe und dem Querschnitt des Wehrs wurde die Durchflussmenge ermittelt.

Bei einem Thompson-Wehr (Abbildung 5-2) besteht der Durchflussquerschnitt aus einem V-förmigen Überfall. Die Durchflussmenge ist exponentiell von der Stauhöhe abhängig, deren Größen durch Kalibrierungsmessungen festgestellt werden mussten. Die Kalibrierung ist notwendig, da die tatsächliche Abflusscharakteristik von der theoretischen mathematisch berechenbaren Durchflussfunktion auf Grund nicht erfüllter Idealbedingungen, wie z.B. reibungsloser Überfall, erheblich abweichen kann. Die Kalibrierung der Abflussmenge erfolgte bei niedrigen Wasserständen bis 15 l/s mittels Auffangbehälter (100 l Betonmischwanne), bei höheren Abflüssen mit dem Strömungsmessgerät im natürlichen Bachquerschnitt. Die Kalibrationsfunktion ist in Abbildung 5-3 doppellogarithmisch dargestellt. An Messstelle 0, die den gesamten Abfluss aus dem Geeser und Hengstweiler Maar erfasst, wurde zusätzlich eine Messeinrichtung zur automatischen digitalen Erfassung der Stauhöhe eingerichtet. Eine Grundwassersonde der Firma AQUITRONIC erfasst im 10 min Takt Stauhöhe, Temperatur und elektrische Leitfähigkeit des Geeser Baches. Die Abflussmenge wird mittels einer approximierten Ausgleichsfunktion aus der Stauhöhe berechnet.

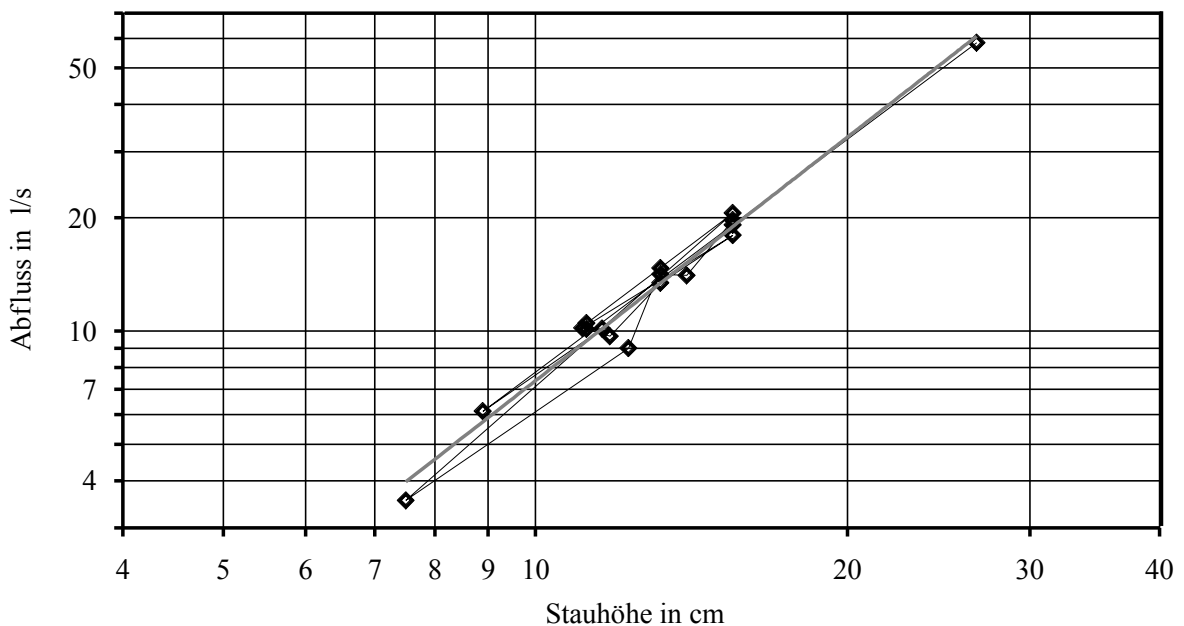


Abb. 5-3: Abfluss des Geeser Baches in Abhängigkeit von der Stauhöhe am Thompson-Wehr an Messstelle 0 – die approximierte Ausgleichsfunktion zur Kalibrierung der Abflussfunktion beträgt $y = 0,0521x^{2,1512}$.

Der Messbereich ist auf eine Stauhöhe von 40 cm dimensioniert, dies entspricht einer Abflussmenge von 145 l/s. Bei größeren Abflussmengen strömt das Wasser nicht nur durch den V-förmigen Querschnitt, sondern zusätzlich über nicht messbare Bereiche der Stauanlage. Während der Wintermonate wurde der Messbereich regelmäßig um ca. 20 cm überschritten, womit die Abflussmenge nicht wie berechnet ca. 350 l/s, sondern grob geschätzt 1 bis 2 m³/s beträgt. Die unerwartet heftigen Winterhochwässer führten zu Ausfällen an der Sonde und erforderten regelmäßig Reparaturarbeiten an dem Wehr. Weiterhin wirkte die Stauanlage als Sedimentfalle, sodass nach dem zweiten Winter der Stauraum sowie der hydraulische Kontakt der autonomen Messeinrichtung mit dem Geeser Bach mit Sedimenten verfüllt war. Die Messwerte sind zeitweise deutlich verfälscht und nachdem der Zugang zu der Messsonde gereinigt wurde, wieder verwendbar (in folgenden Abbildungen berücksichtigt).

5.1.4 Ergebnisse der Abflussmessungen

Die regelmäßig manuell durchgeführten Abflussmessungen wurden nach einjähriger Durchführung im April 2000 abgeschlossen. Die automatische digitale Erfassung an der Messstelle 0 wurde bis Ende 2001 weitergeführt. Die Dokumentation aller wöchentlich manuell erfassten Daten (Abfluss, elektrische Leitfähigkeit, Wassertemperatur) erfolgt in Anlage 5.4. Ein grafischer Überblick über das Abflussverhalten der verschiedenen Messstellen ist in Anlage 5.5 dargestellt. Eine Vielzahl von Messstellen kann anhand ihres Abflussverhaltens und der charakteristischen zeitlichen Entwicklung der elektrischen Leitfähigkeit zu Gruppen zusammengefasst werden. Die Messstellengruppen zeigen einen deutlichen Bezug zur geologischen Situation im jeweiligen oberirdischen Einzugsgebiet der Messstellen. In Abbildung 5-4 wird schematisch an drei Beispielen das charakteristische Abflussverhalten von Quellen in Abhängigkeit von der geologischen Situation im Einzugsgebiet der Quellen dargestellt.

Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Grundgebirges

Eine Vielzahl von Messstellen befindet sich im Bereich der unterdevonischen Gesteine. In Abbildung 5-4c ist das typische Abflussverhalten der Quellen und kleiner Vorfluter grafisch dargestellt. Die Abflussmengen fallen im Verlauf des Sommerhalbjahres auf einen minimalen Wert ab, während die elektrische Leitfähigkeit sich kontinuierlich verdoppelt. Ein Teil der Quellen ist während des Sommers vollständig trockengefallen. Die Erhöhung der Temperatur der Quellwässer zeigt, dass diese aus oberflächennahem Grundwasser gespeist werden.

Die Gesteine des unterdevonischen Schiefergebirges sind durch eine sehr geringe hydraulische Speicherkapazität gekennzeichnet. Die hydraulische Leitfähigkeit beschränkt sich auf einzelne Klüftzonen, aus denen die vereinzelt auftretenden Quellen ausnahmslos gespeist werden.

Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Grundgebirges

Die Messstelle 43 erfasst eine Karstquelle mit Sinterbildung und Messstelle 59 einen 200 m langen Quellhorizont innerhalb der mitteldevonischen Gesteine. In Abbildung 5-4b sind Abfluss, elektrische

Leitfähigkeit und Temperatur der Messstelle 59 dargestellt. Die Schüttungsmenge der mitteldevonischen Quellen geht im Verlauf des Sommerhalbjahres deutlich zurück, allerdings bildet sich ein konstanter Trockenwetterabfluss aus, der etwa ein Viertel bis ein Drittel der Wassermenge des Winters und Frühjahrs ausmacht. Innerhalb der mitteldevonischen Gesteine konnte im September das Schwinden eines Baches bis zu dessen völligem Trockenfallen beobachtet werden. Im Vergleich zu den Messstellen im Bereich der unterdevonischen Gesteine, zeigen die Messstellen (43, 59) eine deutlich erhöhte elektrische Leitfähigkeit mit konstanten Werten von ca. 520 $\mu\text{S}/\text{cm}$ während des gesamten Beobachtungszeitraumes. Die höhere Lösungsfracht dieser Quellen beruht auf der guten Löslichkeit mitteldevonischer karbonatischer Gesteine. Die Karbonatlösung führt zu vielfältigen Karsterscheinungen, die eine verbesserte hydraulische Durchlässigkeit zur Folge haben und zu Sinterbildungen an den Quellen führen.

Das Niveau des Trockenwetterabflusses wird Ende Mai erreicht, womit ebenfalls von einem geringen hydraulischen Retentionsvermögen der mitteldevonischen Karbonate ausgegangen werden muss. Trotzdem stellt sich ein im Vergleich zu den unterdevonischen Schiefern erhöhter konstanter Trockenwetterabfluss ein. Den Quellen muss ein vergleichsweise großes unterirdisches Einzugsgebiet zur Verfügung stehen, das auf Grund relativ erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit entwässert werden kann.

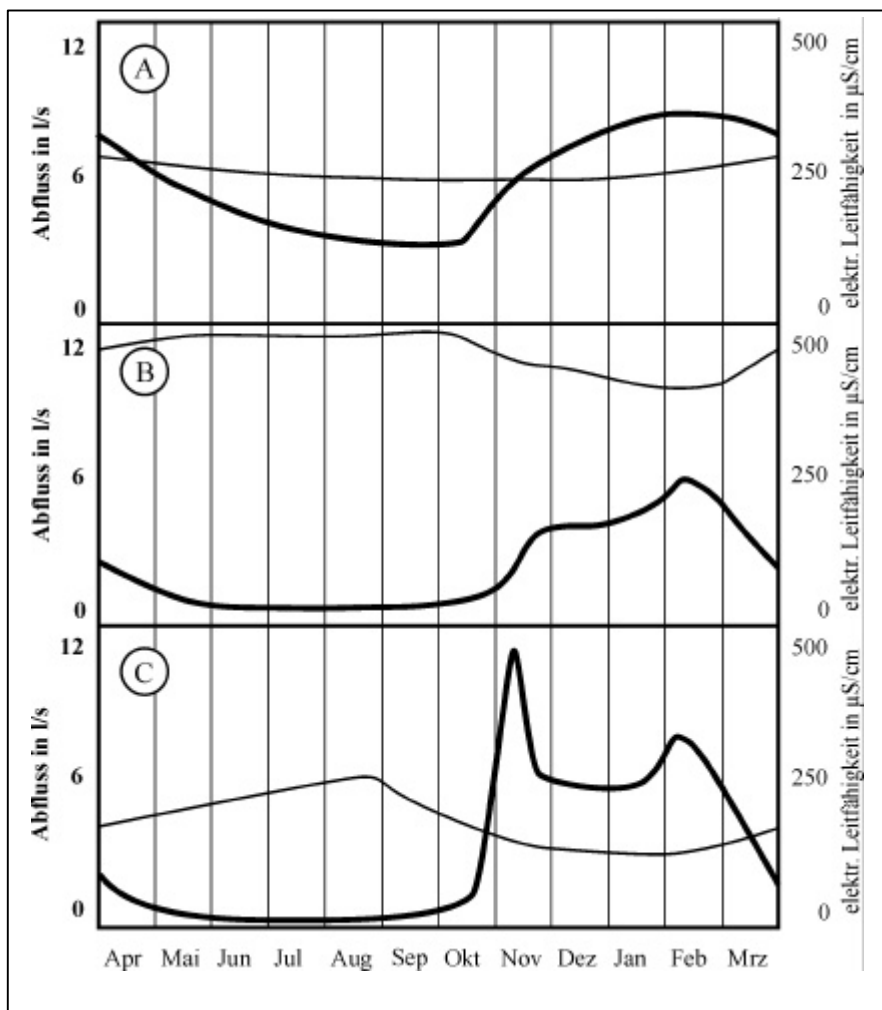


Abb. 5-4:

Abfluss (dicke Linie) und elektrische Leitfähigkeit (dünne Linie) von verschiedenen Quellen in Abhängigkeit von der geologischen Situation im Einzugsgebiet.

(Apr. 1999 – Apr. 2000, manuell geglättete Ganglinien, siehe auch Anlage 5.5).

a.) Schlacken und Maartephra des quartären Geeser Maares an dessen Quellhorizont (Messstelle 10).

b.) Karbonatische Gesteine des mitteldevonischen Grundgebirges. Sinterquelle in der Nähe des Forsthauses bei Gees (Messstelle 8).

c.) Klastische Gesteine des unterdevonischen Grundgebirges. Gerinne östlich des Geeser Maares (Messstelle 52).

Quellhorizont des Geeser Maares – vulkanischer Porenaquifer

Im Bereich des Geeser Baches am nördlichen Talausgang des Geeser Maares, befindet sich ein ca. 10 x 50 m großer Quellhorizont mit hoher Schüttungsmenge. In diesem Abschnitt wurden eine Vielzahl von Messstellen eingerichtet. Die Abflussmessungen ergaben, dass der Geeser Bach im Abstrom des Maares während der Sommermonate zu etwa 60 bis 70 % aus diesem Quellhorizont gespeist wird. Mit Quellfassungen ist etwa die Hälfte des Quellwassers direkt erfassbar (Messstellen 10 – 14). Die Messstelle 10 vereint die Quellwässer der Messstellen 11 - 14 sowie weitere nicht gefasste Quellzutritte. Der andere Teil des Quellwassers tritt durch das Bachbett in die Vorflut und wird durch Abflussdifferenzen zwischen den Durchflussmessstellen 0, 15 und 19 im Geeser Bach ermittelt. Diese Messstellen sind jeweils ca. 100 m voneinander entfernt.

Zur Beschreibung des Abflussverhaltens des Quellhorizonts im Geeser Maar ist die Messstelle 10 geeignet (siehe Abbildung 5-4a), da diese ausschließlich Quellwasser führt. Das Abflussverhalten unterscheidet sich auffällig von Messstellen im Einflussbereich devonischer Gesteine. Es bildete sich kein konstanter Trockenwetterabfluss aus, vielmehr verringert sich die Abflussmenge allmählich bis in den September hinein, bevor mit den einsetzenden Herbstniederschlägen die Quellschüttung ebenfalls ansteigt. Der winterliche Maximalabfluss ist zwei- bis dreimal höher als der sommerliche Trockenwetterabfluss und zeigt damit vergleichsweise eine sehr ausgeglichene Abflusscharakteristik. Der Aquifer, der diese Quellen speist, besitzt ein höheres Retentionsvermögen als die Grundwasserleiter in den devonischen Gesteinen.

Die elektrische Leitfähigkeit fällt im Verlauf des Sommerhalbjahres und widerspricht den Beobachtungen an allen anderen Messstellen im Untersuchungsgebiet, an denen kontinuierlich ansteigende Werte gemessen wurden. Die Temperatur der Quellwässer lag während des gesamten Beobachtungszeitraumes bei $8 \pm 1^\circ\text{C}$ und zeigt den Grundwassercharakter des Quellwassers.

Quellen mit erhöhter Lösungsfracht

Während der hydrogeologischen Kartierung im April wurden Quellen mit deutlich erhöhter Leitfähigkeit ausgehalten (siehe Anlage 5.1). Anhand der geologischen Rahmenbedingungen sind diese nicht plausibel. Zur weiteren Überprüfung wurden sie zu den Messstellen 21, 31, 32 und 34 ausgebaut. Diese Messstellen befinden sich alle im Bereich unterdevonischer Gesteine und zeigen auch wie andere Messstellen im Unterdevon eine vergleichbare Quellschüttungscharakteristik. Die Messstellen 31 und 32 fielen zeitweise trocken. Messstelle 34 zeigte hingegen einen hohen Trockenwetterabfluss, der etwa bei einem Drittel der Frühjahrswerte lag. Da die elektrische Leitfähigkeit $800 \mu\text{S}/\text{cm}$ erreichte, bestand der Verdacht, dass entlang tektonischer Störungszonen saline tiefe Grundwässer aufsteigen. In der zeitlichen Entwicklung sind die elektrischen Leitfähigkeiten aber unsystematisch verteilt. Der zeitliche Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit sowie die teilweise topografisch erhöhte Position dieser Messstellen sprechen gegen aufsteigende saline tiefe Grundwässer. Da jeweils Straßen das Einzugsgebiet kreuzen, ist der Eintrag von Straßensalz am wahrscheinlichsten.

Geeser Bach

Der Geeser Bach entwässert als zentrale Vorflut verschiedene Teileinzugsgebiete, deren Abflussverhalten durch unterschiedliche geologische Einheiten geprägt ist. Die wichtigste Abflussmessstelle des Geeser Baches (Messstelle 0) befindet sich unmittelbar am Ausgang des Geeser Maares und wird durch unterdevonische Schiefer und durch die vulkanischen Porenaquifere des Geeser und Hengstweiler Maares beeinflusst. Während der Wintermonate wird das Abflussverhalten durch den Oberflächenabfluss aus dem unterdevonischen Schiefergebirge dominiert. Typische Mengen des Winterabflusses schwankten zwischen 20 und 100 l/s. Während vereinzelter Hochwasserereignisse wurden Abflussmengen von 500 l/s überschritten, wobei vermutlich sogar Abflussmengen bis 2 m³/s erreicht wurden. Im Verlauf des Sommerhalbjahres steigt der Anteil des Abflusses, der aus den Quellhorizonten der vulkanischen Aquifere gespeist wird. Es bildete sich ein konstanter Trockenwetterabfluss von ca. 10 l/s aus, der zu 60 % dem Quellhorizont des Geeser Maares und zu 30 % dem Quellhorizont des Hengstweiler Maares entstammt.

Abbildung 5-5, 5-6 und 5-7 zeigen für eine Zeitspanne von jeweils sechs Monaten die Daten des Abflusses, der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur für Messstelle 0. Die Niederschläge wurden von der 3 km entfernten ombrometrischen Station Kirchweiler aufgezeichnet und den Abbildungen 5-5 bis 5-7 hinzugefügt. Die einzelnen Parameter zeigen in Abhängigkeit von den Jahreszeiten typische Verlaufsmuster. Abbildung 5-5 zeigt einen ideal ausgebildeten Trockenwetterabfluss für den sehr trockenen Spätsommer 1999. Der Trockenwetterabfluss variierte um 10 l/s, die elektrische Leitfähigkeit war bis Ende September mit ca. 350 µS/cm unverändert konstant. Die Temperatur schwankte zwischen 9 und 12°C. Alle Parameter waren durch einen markanten Tagesrhythmus geprägt, wobei die Temperaturschwankungen am deutlichsten waren. Einzelne starke Regenereignisse ließen Mitte August 1999 den Abfluss schlagartig ansteigen. Die elektrische Leitfähigkeit sank auf Grund des Regenwasseranteils im Oberflächenabfluss zeitgleich auf 300 µS/cm ab. Mit dem einsetzenden Niederschlag stieg zeitweise die Wassertemperatur um 3°C an. Nach wenigen Tagen zeigten die Parameter wieder die ursprünglichen Gehalte des konstanten Trockenwetterabflusses. Der Übergang zu den Wintermonaten wurde durch rhythmisch wiederkehrende Starkniederschlagsereignisse geprägt, in deren Folge der Abfluss bis 100 l/s answoll, während die elektrische Leitfähigkeit auf 100 µS/cm abfiel. Die Temperatur fiel unsystematisch auf 3°C ab. Alle Parameter zeigten während der Wintermonate keinen Tagesrhythmus. Während des Sommerhalbjahres 2000 (siehe Abbildung 5-6 und 5-7) wurde auf Grund regelmäßig wiederkehrender starker Niederschläge das Trockenwetter-Abflussregime nur kurzzeitig erreicht.

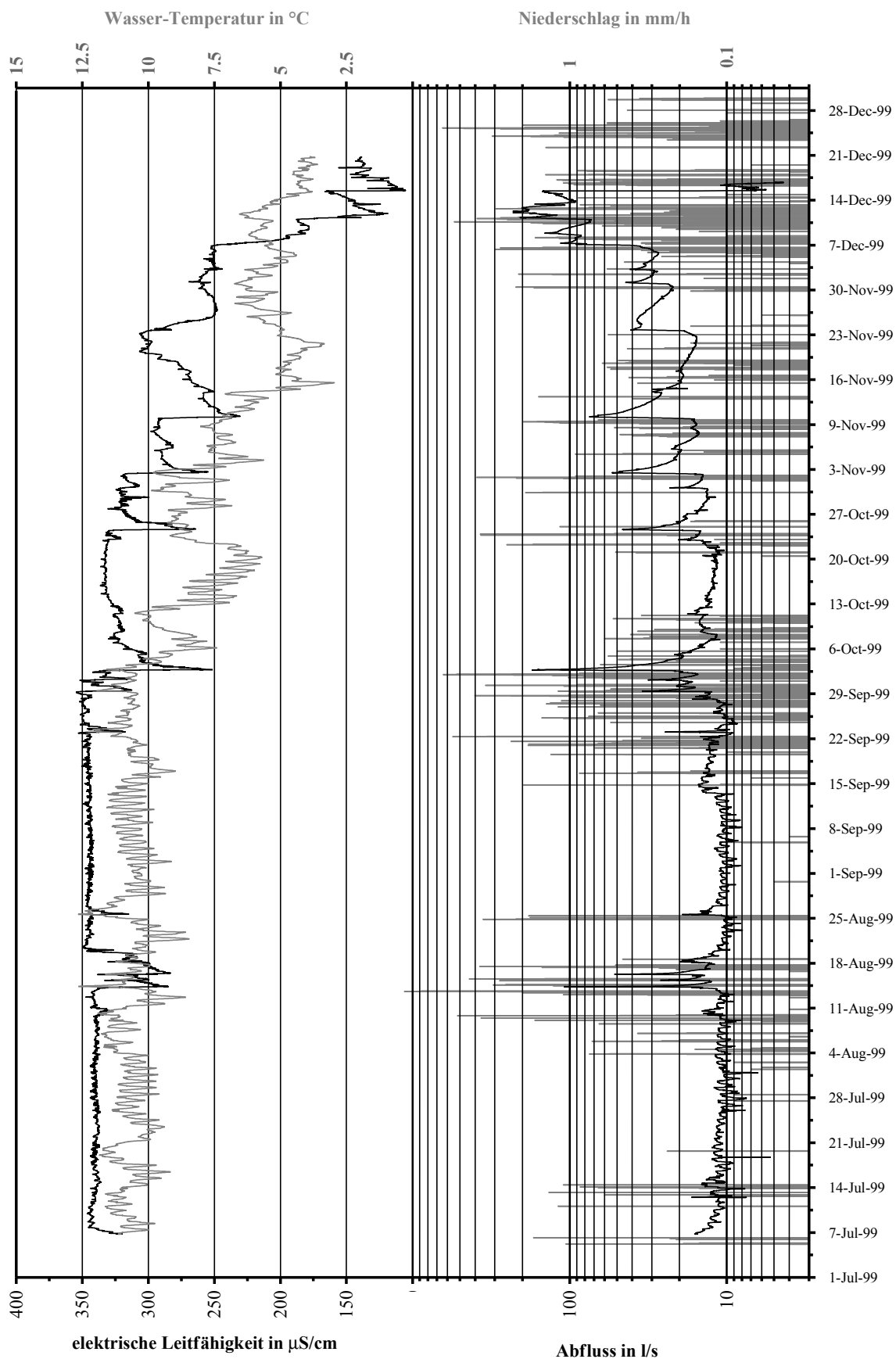


Abb. 5-5: Messergebnisse der automatischen digitalen Messeinrichtung an Messstelle 0 vom 01.07.99 bis 31.12.99 – Abfluss in l/s, elektrische Leitfähigkeit in µS/cm, Wassertemperatur in °C, Niederschlag in mm/h (Ombrometrische Station Kirchweiler, LANDESAMT FÜR GEWÄSSERKUNDE RHEINLAND-PFALZ MAINZ)

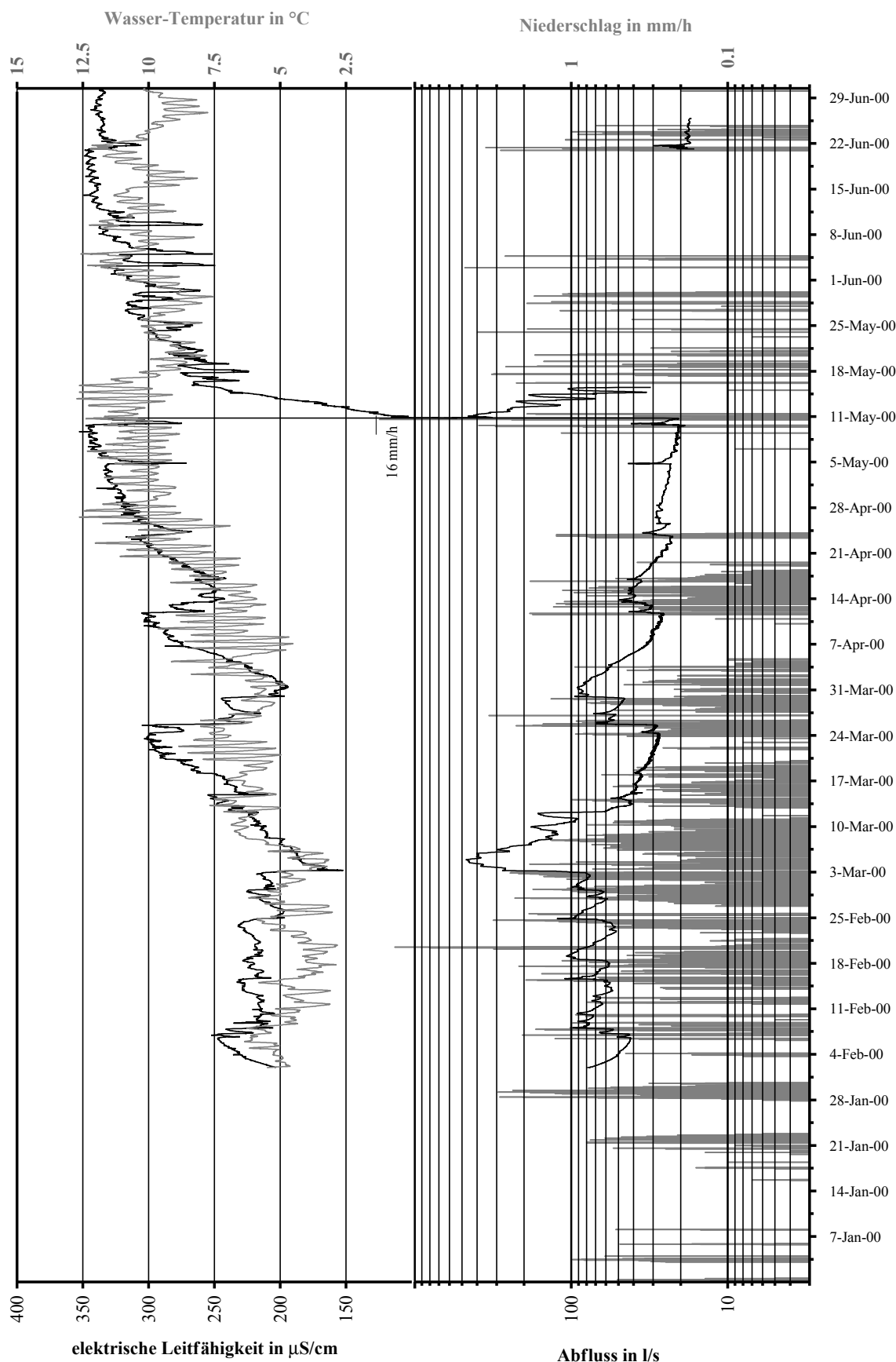


Abb. 5-6: Messergebnisse der automatischen digitalen Messeinrichtung an Messstelle 0 vom 01.01.00 bis 30.06.00 – Abfluss in l/s, elektrische Leitfähigkeit in µS/cm, Wassertemperatur in °C und Niederschlag in mm/h (Ombrometrische Station Kirchweiler, LANDESAMT FÜR GEWÄSSERKUNDE RHEINLAND-PFALZ MAINZ)

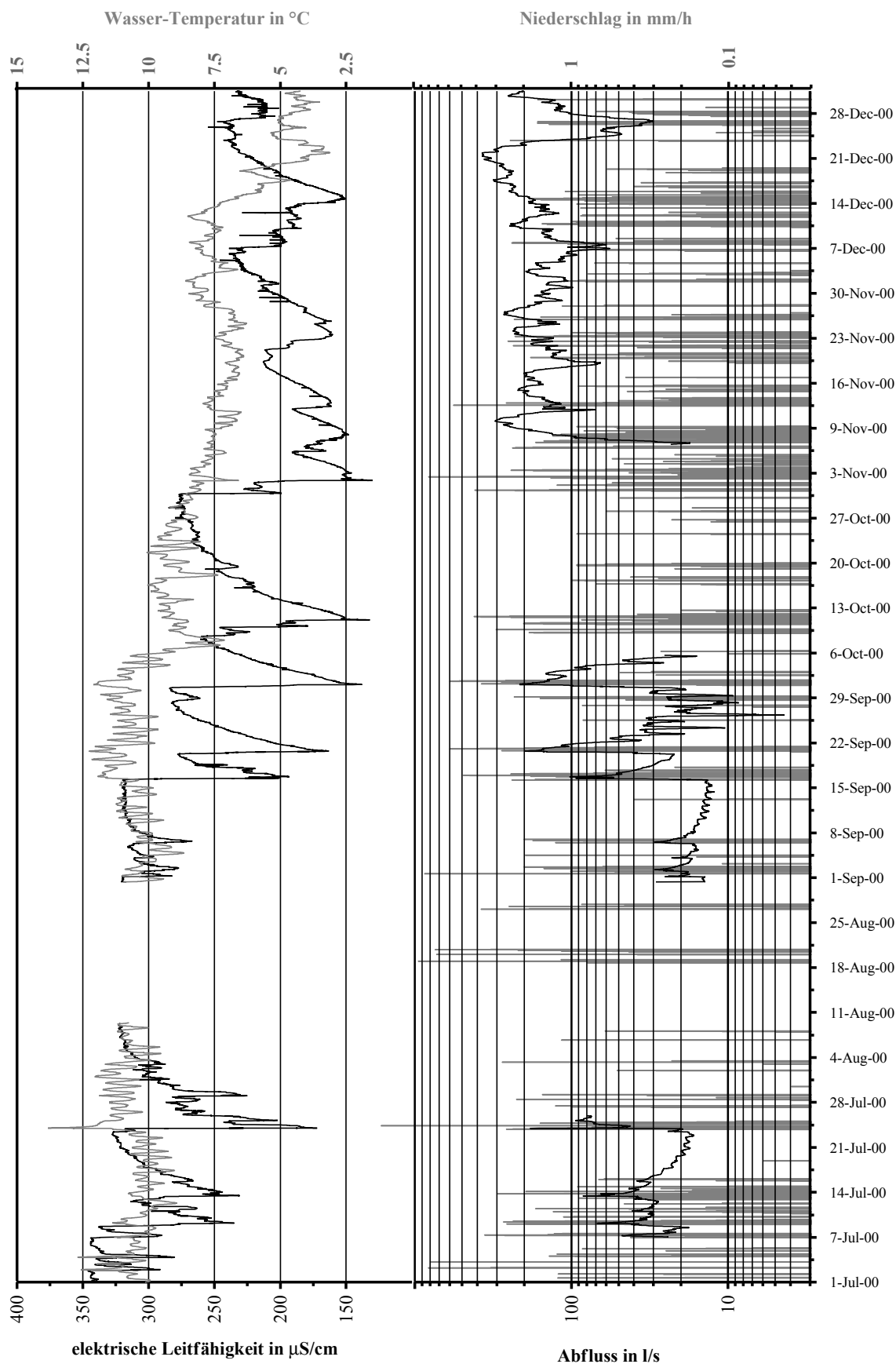


Abb. 5-7: Messergebnisse der automatischen digitalen Messeinrichtung an Messstelle 0 vom 01.06.00 bis 31.12.00 – Abfluss in l/s, elektrische Leitfähigkeit in µS/cm, Wassertemperatur in °C und Niederschlag in mm/h (Ombrometrische Station Kirchweiler, LANDESAMT FÜR GEWÄSSERKUNDE RHEINLAND-PFALZ MAINZ)

5.2 Grundwasser

Die Grundwasserführung ist im Arbeitsgebiet überwiegend auf die vulkaniklastischen Poren-Grundwasserleiter des Geeser und Hengstweiler Maares sowie auf vereinzelte Störungszonen des unterdevonischen Grundgebirges beschränkt. Die mitteldevonischen Karbonate der Gerolsteiner Mulde am nördlichen Rand des Arbeitsgebietes üben keinen Einfluss auf das zu untersuchende Grundwasservorkommen des Geeser Maares aus und können daher unberücksichtigt bleiben. Die gering mächtigen quartären Talsedimente bestehen entsprechend der vorhandenen Aufschlüsse aus Auelehm und können ebenfalls unberücksichtigt bleiben. Die Kraterfüllung des Geeser Maares ist vollständig von dem unterdevonischen grundwasserarmen Grundgebirge umgeben und bildet ein geschlossenes Grundwasserreservoir. Im Bereich des Quellhorizontes wird dieser Aquifer an Überlaufquellen entwässert.

Das Geeser Maar besteht aus drei hydrogeologischen Einheiten. Die oberste Einheit ist charakterisiert durch umgelagerte Gesteine der ehemaligen Maarkraterumrandung. Diese bestehen überwiegend aus umgelagerten Pyroklastika des ehemaligen Tuffwalls und der Kraterinnenhänge sowie untergeordnet aus feinklastischem Material der tertiären Verwitterungsdecke. Die Sedimentation wird durch Rutschungsprozesse unter limnischen Milieubedingungen geprägt und zeigt eine charakteristische Faziesentwicklung einer grobklastischen Kraterrandfazies und einer feinklastischen Beckenfazies. Die sedimentäre Faziesgliederung spiegelt sich in den hydraulischen Parametern wieder. Nach WEILER (2000) kann eine gering permeable zentrale Fazies ($k_f = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$) von einer hydraulisch hoch permeablen Randfazies ($k_f = 5 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-4}$) unterschieden werden. Die darunter folgende stratigrafisch ältere hydrogeologische Einheit besteht im vorliegenden Fall aus Schlacken in primärer Lagerung. Diese werden derzeit in der Grube Cordel abgebaut. Nach geomagnetischen Erkundungen sind diese Schlacken bis über den zentralen Teil des Maarkessels hinaus nachweisbar (siehe Kapitel 4). Im zentralen Teil des Kraters beträgt die Abdeckung mindestens 45 m (siehe Kapitel 3). Die Schlacken stellen bezüglich ihrer hydrogeologischen Eigenschaften und ihrer Position im Inneren des Talkessels einen ausgezeichneten Grundwasserspeicher dar. Die dritte Einheit wird von vulkanischen Lockergesteinen des Tuffschlotes eingenommen. Sie unterlagern die Schlacken und nehmen einen 600 bis 900 m tiefen trichterförmigen Raum (Diatrem) ein. Die Zusammensetzung des Tuffschlotes des Geeser Maares ist nicht bekannt. Über den Einfluss des Tuffschlotes auf die Grundwasserdynamik kann keine Aussage getroffen werden. Es ist zu vermuten, dass durch die Fragmentierung des Grundgebirges in diesem Bereich eine tief reichende Entlastungszone vorhanden ist.

Der Geeser Bach ist entlang eines nordnordwest-südsüdost-gestreckten, in Satellitenbildern gut erkennbaren, tektonischen Elementes angelegt, in dessen Erstreckung eine Reihe von Vulkanen liegen. Dieses Störungssystem wird als Scherbruch des rezenten Spannungsfeldes interpretiert (Kapitel 2). Das am Quellhorizont frei austretende Kohlendioxid spricht für eine vorhandene hydraulische Permeabilität, ist aber mit den aktuell zu Grunde liegenden Daten nicht überprüfbar.

Die hydrogeologischen Erkundungsbohrungen Gees B1 und B2 (siehe Kapitel 3) wurden als Grundwassermessstelle ausgebaut. Damit sind die Grundwasseraufschlüsse dauerhaft nutzbar. Pumpversuche wurden bisher nicht durchgeführt. Nach ersten hydraulischen Abschätzungen, die während des Klarspülens an den beiden neuerrichteten Grundwasser-Messstellen gemacht wurden, sind hydraulische Durchlässigkeiten entsprechend WEILER (2000) für die Gesteine der zentralen Kraterfüllung von $k_f = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$ und für die Gesteine der Kraterrandfazies von $k_f = 1 \cdot 10^{-4} - 4 \cdot 10^{-4}$ zu erwarten. Insbesondere die hohen hydraulischen Durchlässigkeiten entlang des Kraterrandes sind für das Infiltrationspotenzial des zuströmendem Oberflächenwassers der Grundgebirgsumrandung von Bedeutung.

Abbildung 5-8 zeigt die zeitliche Entwicklung der Grundwasserspiegelhöhen gegenüber dem Niveau des Quellhorizontes. Die beiden Messstellen reagieren zeitgleich, eine Verzögerung ist nicht zu erkennen. Die Abstände zwischen den Messstellen betragen im Fall B1-B2 358 m und im Fall B2-10 47 m. Der steile Gradient mit einem Höhenunterschied von ca. 1 m zwischen Messstelle B2 und dem Quellhorizont (10) ist besonders auffällig, da an der Bohrung B2 grobklastische matrixfreie Vulkaniklastika erschlossen wurden und erwartungsgemäß kein hohes Gefälle auftreten sollte. Vermutlich wird der Gradient durch die ca. 40 cm mächtige Auelehmschicht, die den Quellhorizont oberflächennah überlagert, verursacht. Der Auelehm wirkt als Grundwassernichtleiter und erzeugt einen vergleichsweise großen hydraulischen Widerstand. Es ist möglich, die Auelehmschicht mit einem Stab zu durchstoßen, worauf das Quellwasser aus dem Loch heftig hervorquillt. An Baumwurzeln steigt Quellwasser höher auf als an den einzelnen Teilfassungen (11-14) im Bereich des Quellhorizontes und verweist auf gespanntes Grundwasser unterhalb des Quellhorizontes. In Anlage 5.6 sind alle erfassten Messwerte der Grundwasserstände während und nach den Bohrarbeiten sowie Höhen ausgewählter Oberflächengewässer zusammengefasst. Das synchrone Verhalten des Grundwasserspiegels an beiden Messstellen und der geringe Gradient sprechen für einen ausgeglichenen Grundwasserspiegel.

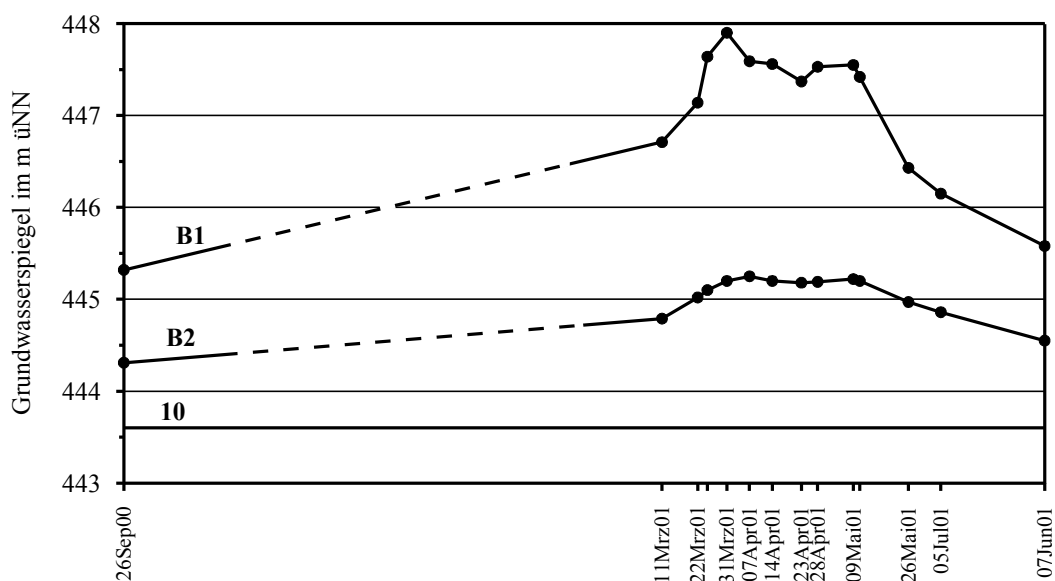


Abb. 5-8: Entwicklung der Grundwasserspiegelstände an den Grundwassermessstellen B1 und B2. Das Höhenniveau der Messstelle 10 repräsentiert den Quellhorizont des Geeser Maares.

In Abbildung 5-9 sind in einem idealisierten Nord-Süd-Schnitt die piezometrischen Spiegelhöhen des Grundwassers und die des Geeser Baches dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass der Geeser Bach über dem Grundwasserspiegel liegt und nur im Bereich des Quellhorizontes den Grundwasserspiegel schneidet. Das Gefälle des Geeser Baches ist steiler als das des Grundwasserspiegels. Im Bereich der Kraterfüllung schwebt der Geeser Bach bis 20 m über dem Grundwasserspiegel, am Kraterrand teilweise bis ca. 50 m. Unter der Voraussetzung, dass kein nennenswerter unterirdischer Abfluss aus dem Bereich der Kraterfüllung stattfindet, muss der gesamte Grundwasserabfluss der Kraterfüllung am Quellhorizont in die zentrale Vorflut übertreten und kann mit Abflussmessungen erfasst werden. Der Quellhorizont wird einerseits durch die Messstelle 10 erfasst, die ausschließlich Quellwasser führt, andererseits finden Quellzutritte im Geeser Bach statt, die durch Differenzmessungen entlang der Durchflussmessstellen 0, 19 und 15 im Geeser Bach ermittelbar sind.

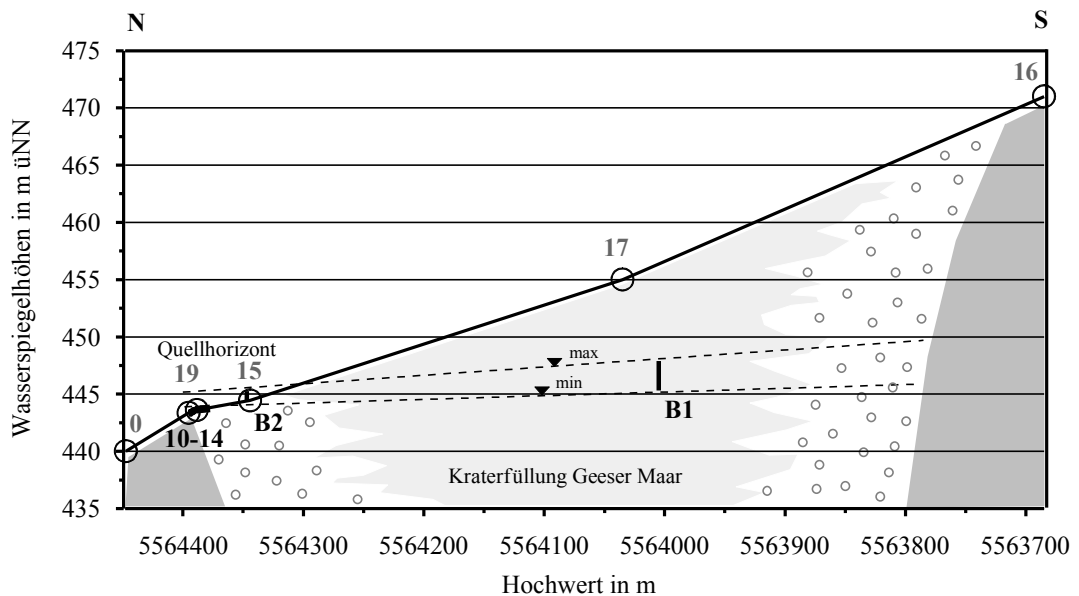


Abb. 5-9: Schematischer Nord-Süd-Schnitt durch die Kraterfüllung des Geeser Maares
Dargestellt sind die piezometrischen Wasserspiegelhöhen von Geeser Bach (grau - 0, 19, 15, 17, 16), Quellhorizont Geeser Maar (schwarz - 10 bis 14) und Grundwasser (schwarz - B1, B2).

5.3 Wechselwirkung von Grund- und Oberflächenwasser

Im Bereich der Kraterfüllung besitzen alle Oberflächengewässer abseits des Quellhorizontes auf Grund des großen Grundwasserabstandes dauerhaftes Infiltrationspotenzial. Am Kraterrand kann der Oberflächen- und Zwischenabfluss aus dem unterdevonischen Grundgebirge abgefangen und infiltriert werden. Diese Beobachtung wird durch kleine Bachläufe und Rinnsale aus dem Bereich des Grundgebirges bestätigt, die während der Sommermonate unmittelbar am Kraterrand vollständig infiltrieren. Während der Wintermonate überfließen sie als kleine Bachläufe die Kraterfüllung und erreichen den Geeser Bach. Differenzmessungen des Abflusses im Geeser Bach zeigen ebenfalls, dass im Sommer ein Teil des Wassers infiltriert. In Abbildung 5-10 sind für Fließgewässerabschnitte im Bereich des Geeser Maares die Bilanzmengen aufgetragen, die bei der Passage zutreten oder infiltrieren.

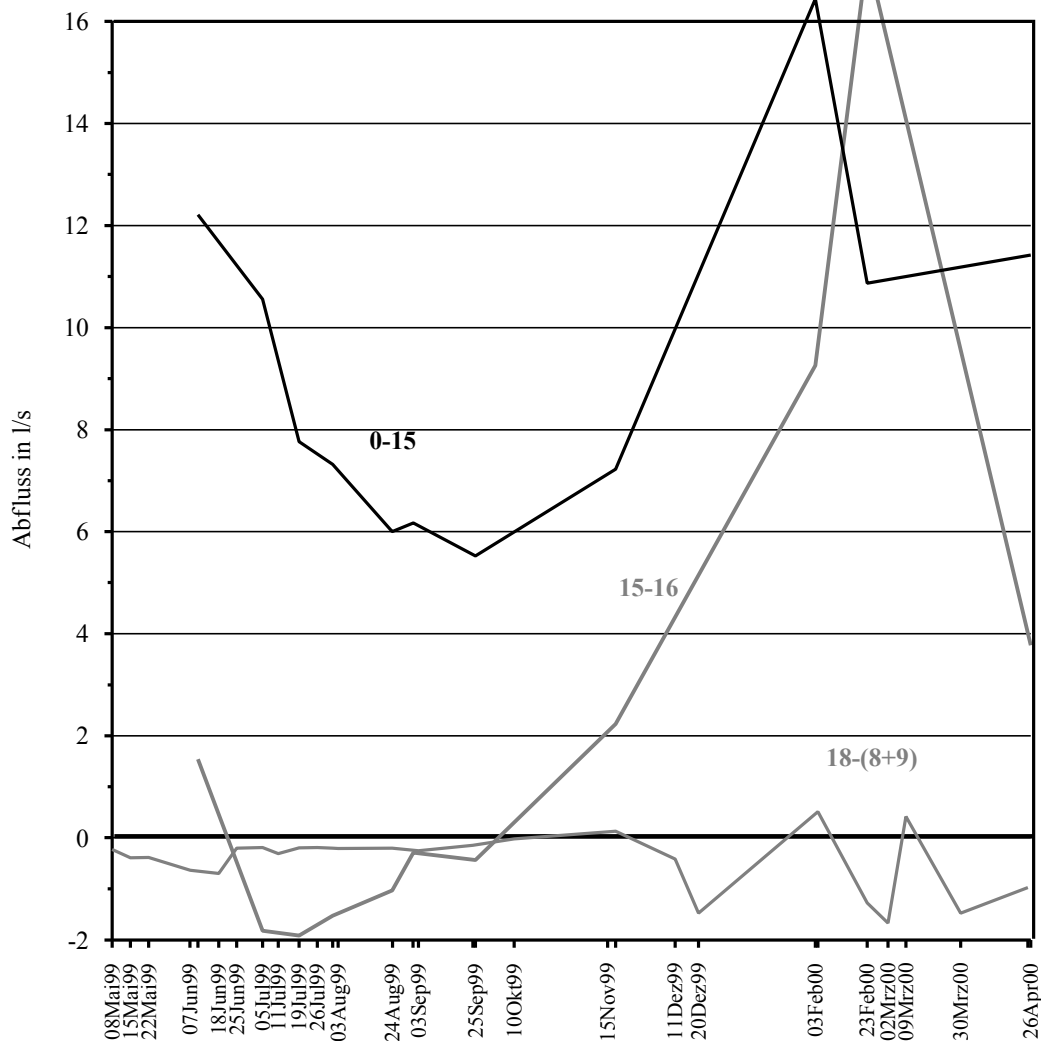


Abb. 5-10: Wasserbilanzmengen für Teilabschnitte des Geeser Baches und eines kleinen Zulaufes bei der Passage über der Kraterfüllung (zur Lage der Bachsegmente siehe auch Abbildung 5-9).
 Bachsegment 0 bis 15 (schwarz): Quellhorizont (erfasst vollständig die Quellschüttung)
 Bachsegment 15 bis 16 (grau): Geeser Bach im grundwasserfernen Abschnitt
 östlicher Nebenbach 18-(8+9) (grau): Bachsegment über dem grundwasserfernen Abschnitt

Der Quellhorizont des Geeser Maeres (Bachsegment 0-15) entlastet während des gesamten Jahres den Grundwasserleiter der Kraterfüllung. Die Quellschüttung variiert aber deutlich im Verlauf eines Jahres, mit niedrigen Schüttungsmengen während der Sommermonate von ca. 6 l/s und doppelten Mengen während der Wintermonate. Das Segment des Geeser Baches, welches im Bereich der Kraterfüllung über dem Grundwasserspiegel schwebt (Bachsegment 15-16), neigt während der Sommermonate deutlich zur Infiltration. Es findet eine maximale sommerliche Infiltration von ca. 2 l/s statt, wobei dieser Wasserverlust auf Grund einer ausreichenden Wasserführung im Geeser Bach visuell nicht wahrnehmbar ist. Während der feuchten Wintermonate herrschen dagegen scheinbar effluente Verhältnisse. Im Bereich der zentralen Beckenfazies sind im Sedimentkörper schwebende Grundwasserleiter zu vermuten, welche auf Grund des hohen winterlichen Wasserangebotes oberflächennah in den Geeser Bach entwässern. Da der Grundwasserabstand aber immer noch sehr groß ist, muss davon ausgegangen werden, dass auch während der Wintermonate bis zu 2 l/s des Bachwassers direkt dem

Grundwasser zugehen. Die Fließstrecke zwischen den Messpunkten 18 und 8+9 gehören zu einem kleinen Vorfluter aus dem Grundgebirge, der dem Geeser Bach von Osten zufließt. Die Wasserbilanz zeigt überwiegend Wasserverlust durch Infiltration an. Während der Sommermonate ist die Infiltration geringer als in den Wintermonaten. Dies wird durch das geringe Wasserangebot des kleinen Wasserlaufs während des Sommerhalbjahres verursacht, der zu dieser Zeit vollständig in der Kraterfüllung versickert und den Geeser Bach nicht erreicht. Während der Wintermonate kann die Infiltration von Oberflächenwasser erheblich ansteigen, da das Wasserangebot in den kleinen Bachläufen deutlich angestiegen ist (vergleiche Abbildung 5-4c).

5.4 Grundwasserneubildung

Grundwasserneubildung bezeichnet den Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser. Die natürliche Grundwasserneubildung wird durch die Infiltration von Niederschlagswasser und oberirdischen Wasser von Bächen, Flüssen oder Seen verursacht. Sie wird als Grundwasserneubildungsrate in mm/a oder in l/s·km², angegeben. Der Prozess der Grundwasserneubildung ist kein ständig ablaufender Vorgang. Der Übertritt von versickertem Niederschlagswasser setzt in Mitteleuropa in den Herbstmonaten zwischen Oktober und Dezember ein und dauert bis März/April. Während der Vegetationszeit kommt es nur in sehr niederschlagsreichen Jahren zu einer nennenswerten Grundwasserneubildung (MATTHEß & UBELL 1983).

Die Grundwasserbewirtschaftung geht davon aus, dass über einen längeren Zeitraum nur so viel Grundwasser entnommen werden kann, wie durchschnittlich neu gebildet wird. Das Grundwasserangebot wird durch die Menge der Grundwasserneubildung bestimmt und kann näherungsweise dem langjährigen mittleren Grundwasserabfluss gleichgesetzt werden. Das gewinnbare Grundwasserdargebot wird durch die Möglichkeiten zur Grundwassergewinnung begrenzt, die ihrerseits von der räumlichen Verteilung von Grundwasserleitern und -nichtleitern abhängt. Das tatsächlich nutzbare Grundwasserdargebot wird auf Grund wasserwirtschaftlicher Vorgaben, z.B. Erhaltung eines Mindestabflusses in der Vorflut oder aus Gründen der Verschmutzungsempfindlichkeit, weiter eingeschränkt und kann einem Grundwassersystem ohne unerwünschte Folgen entnommen werden (MATTHEß & UBELL 1983).

5.4.1 Methoden zur Berechnung der Grundwasserneubildung

Die Erfassung der Grundwasserneubildung durch direkte Messungen der niederschlagsbürtigen Sickerwassermengen an der Grundwasseroberfläche ist praktisch nicht möglich. Sie kann durch eine der zahlreichen indirekten Verfahren erfasst werden, deren Anwendungsmöglichkeit von den klimatologischen, morphologischen, geologischen und hydrologischen Gegebenheiten des jeweiligen Arbeitsgebietes abhängt (MATTHEß & UBELL 1983). Eine Übersicht über die Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung wird von RENGER et al. (1977) gegeben.

Zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate kann die Wasserhaushaltsgleichung herangezogen werden. Dazu sind besonders verlässliche Daten über den Niederschlag und die Verdunstung erforderlich. Weiterhin müssen Zu- und Abflüsse sowie Vorratsänderungen in der ungesättigten Bodenzone und im Aquifer berücksichtigt werden. In der Wasserhaushaltsgleichung (Wasserbilanz) werden die Komponenten des Wasserkreislaufes und Vorratsänderungen des Wassers im Betrachtungsgebiet während einer Betrachtungszeitspanne (DIN 4049) mengenmäßig erfasst. Die allgemeine Wasserbilanzgleichung lautet:

$$N = A + V + S_+ - S.$$

N	Gebietsniederschlag in mm
A	Gebietsabfluss in mm
V	reelle Gebietsverdunstung in mm
S ₊	Rücklage, Vergrößerung des Wasservorrates eines Gebietes
S	Aufbrauch des Wasservorrates eines Gebietes

In längeren Zeiträumen gleichen sich Rücklagen und Verbrauch aus, sodass die Vorratsänderung vernachlässigt werden kann. Die Wasserbilanzgleichung eines Gebietes im langjährigen Mittel, die das Durchschnittsverhalten der drei Wasserhaushaltsgrößen beschreibt, lautet:

$$N = A + V$$

Weitere Methoden gehen vom Abfluss in Vorflutern aus. Gebräuchliche Verfahren sind dabei die Auswertung von Trockenwetterabflüssen unter der Annahme, dass das gesamte abfließende Wasser der Oberflächengewässer während einer Trockenwetterphase aus dem Grundwasser gespeist wird. Die Anwendung dieser Methode erfolgte in Anlehnung an LILLICH (1970) und WUNDT (1953). Nach WUNDT (1953) entsprechen die langjährigen monatlichen mittleren Niedrigwasserabflüsse (MoMNq) des Sommerhalbjahres (SoMoMNq) der Mindest-Grundwasser-Abflussspende, die zur Bestimmung der Grundwasser-Neubildung verwendet werden kann. Nach LILLICH (1970) sind keine langjährigen Messreihen erforderlich, da durch Bildung des arithmetischen Mittelwertes aus mehreren Einzelmessungen, welche mindestens drei Tage nach Niederschlagsereignissen gewonnen werden sollten, ein Näherungswert gebildet werden kann. Letztendlich zielen beide Methoden auf die Erfassung der Abflusskomponente hin, die ausschließlich aus den Rücklagen des Grundwassers stammen. Diese Menge wird mit der Grundwasserneubildungsrate gleichgesetzt.

5.4.2 Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet des Geeser Baches

Das betrachtete Einzugsgebiet des Geeser Baches, östlich der Ortschaft Gees, ist in Anlage 5.7 dargestellt. Das gesamte betrachtete Einzugsgebiet wird in drei Teileinzugsgebiete untergliedert:

- Teileinzugsgebiet A erfasst das oberirdische Einzugsgebiet des Hengstweiler Maares und des Kerbtales zwischen Hengstweiler und Geeser Maar.
- Teileinzugsgebiet B wird durch das oberirdische Einzugsgebiet des Geeser Maares definiert. Gebiet B enthält weiterhin das Teileinzugsgebiet B1, mit einem kleinen Bach im unterdevo-

nischen Grundgebirge sowie das Teileinzugsgebiet B2, das der Fläche des oberirdischen Ausstrichs der vulkanischen Kraterfüllung entspricht.

- Teileinzugsgebiet C erfasst das oberirdische Einzugsgebiet des Geeser Baches zwischen dem Geeser Maar und der Ortschaft Gees (Geeser Drees).

Die Teileinzugsgebiete können durch Abflussmessstellen getrennt voneinander betrachtet werden. Im Folgenden werden die klimatischen Wasserhaushaltsgrößen vorgestellt.

Niederschlag

Der Niederschlag liegt für die Jahre 1997 bis 2000 hoch aufgelöst in Millimeter pro Stunde vor. Die Daten bestehen aus korrigierten (Windkorrektur) Niederschlagsdaten der ombrometrischen Station Kirchweiler (LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ), die sich unmittelbar am nordöstlichen Gebietsrand befindet. Die Jahressummen betragen für das Jahr 1997 766 mm/a, 1998 1029 mm/a, 1999 897 mm/a und für das Jahr 2000 1322 mm/a. Eine detaillierte Darstellung dieser Daten ist teilweise in den Abbildungen 5-5 bis 5-7 enthalten. Weiterhin sind regionalisierte monatliche klimatische Mittelwerte des Modells REGNIE des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES verfügbar. Die Datengrundlage bezieht sich hier auf den Zeitraum von 1960 bis 1990. Die mittlere Jahressumme beträgt 1011 mm/a. Abbildung 5-11 zeigt in einem Balkendiagramm die monatlichen klimatischen Mittelwerte des Niederschlages für das Arbeitsgebiet. Zum Vergleich wurden die monatlichen Mittelwerte von 1997 bis 2000 der Station Kirchweiler mit kleinen Kreuzsignaturen ergänzend dargestellt. Deutlich sind die Verteilungsunterschiede in Abhängigkeit von der verwendeten Datengrundlage zu erkennen. Die tatsächlich deutlich erhöhten Niederschläge im Juni in den Jahren 1997 bis 2000 werden von dem klimatischen Modell mit langjährigen Mittelwerten (30 Jahre) nicht wiedergegeben.

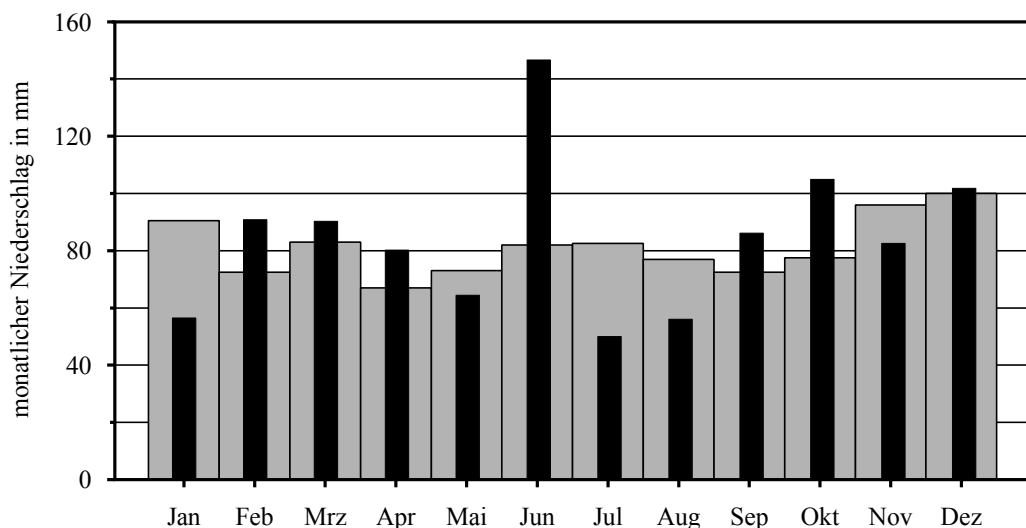


Abb. 5-11: Monatlicher mittlerer Niederschlag für das Einzugsgebiet des Geeser Baches südöstlich von Gees
 graue Balken: auf der Grundlage regionalisierter klimatischer Mittelwerte der Jahre 1961-1990 (REGNIE) des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES
 schwarze Balken: Mittlere monatlichen Niederschläge von 1997 bis 2000 der ombrometrischen Station Kirchweiler, die unmittelbar nordöstlich an das Arbeitsgebiet angrenzt (LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ).

Verdunstung

Das LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ verfügt für das gesamte Bundesland flächendeckend, im 500 m Raster über Daten der mittleren monatlichen realen Verdunstung. Die zur Verfügung gestellten Daten wurden für die jeweiligen Teileinzugsgebiete regionalisiert. Die Datenbasis der monatlichen Mittelwerte basiert auf klimatischen Mittelwerten der Jahre 1961 bis 1990. Weiterhin sind bis 2000 die Jahressummen erhältlich und betragen z.B. für das Teileinzugsgebiet B 689 mm/a im Jahr 1997, 634 mm/a im Jahr 1998 sowie 599 mm/a im Jahr 1999. Monatliche Werte der realen Verdunstung waren nur bis 1990 verfügbar. Die Daten zur realen Verdunstung enthalten flächenspezifische Informationen der Flächennutzung. Diese werden vom LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ in einem Geoinformationssystem zusammen mit der potenziellen Verdunstung nach PENMAN für die Berechnung der realen Verdunstung verwendet.

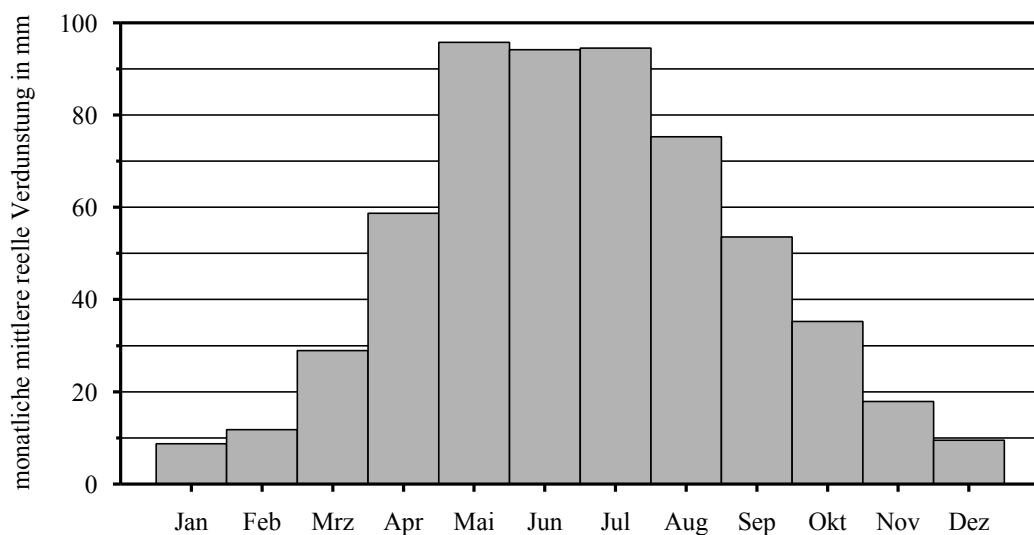


Abb. 5-12: Monatliche mittlere reelle Verdunstung für das Teileinzugsgebiet B des Geeser Maares. Die Teileinzugsgebiete A und C zeigen ein nahezu identischen Jahresverlauf der Verdunstung. Die Daten wurden vom LANDESAMTES FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ als Rasterdaten zur Verfügung gestellt. Sie basieren auf regionalisierten klimatischen Mittelwerten der Jahre 1961-1990.

Abfluss

Aus den Daten der mittleren monatlichen Niederschläge und der mittleren monatlichen Verdunstung ist eine Abschätzung über das klimatische Abflussverhalten des Arbeitsgebietes möglich, siehe Abbildung 5-13. Diese Abschätzung berücksichtigt nicht die hydrogeologische Speicherkapazität im Arbeitsgebiet. Für die Monate Mai, Juni und Juli ist die reelle Verdunstung höher als der Niederschlag. In diesem Zeitraum wird der gesättigten und ungesättigten Bodenzone Wasser durch Verdunstung entzogen. Der höchste Abfluss ergibt sich im klimatischen Mittel zwischen November und Januar.

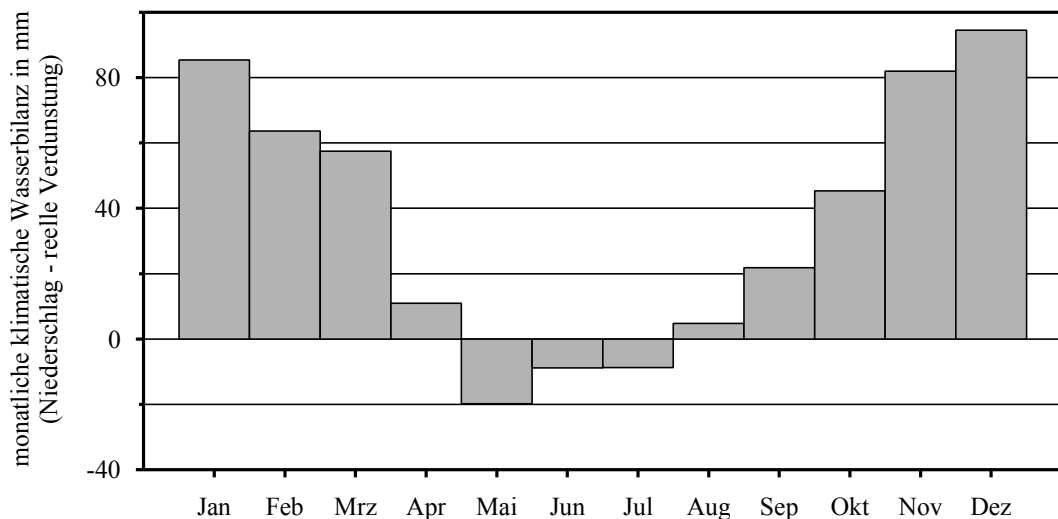


Abb. 5-13: Monatliche mittlere Wasserbilanz ($A=N-V$) ohne Speicherfunktion für das Teileinzugsgebiet B des Geeser Maars. Die Teileinzugsgebiete A und C zeigen annähernd gleiche Verhältnisse an. Die Daten beruhen auf regionalisierten klimatischen Mittelwerten der Jahre 1961-1990. Daten des Niederschlages und der Verdunstung sind in den Abbildungen 5-11 und 5-12 dargestellt.

Die Differenz zwischen dem mittleren klimatischen Abfluss zu dem realen Gebietsabfluss charakterisiert die hydraulische Speicherfunktion im Arbeitsgebiet. Der reelle Abfluss wird von behördlichen Institutionen an zahlreichen Flussmessstellen dauerhaft überwacht. Für ein vergleichsweise kleines Nebengewässer, wie dem Geeser Bach, liegen keine langfristigen Messreihen vor.

Detaillierte permanente Abflussmessungen von 1999 bis 2001 liegen für die Messstelle 0 vor, die die Teileinzugsgebiete A und B erfasst. Auf Grund der lückenlosen Aufnahme des Abflusses im 10-minütigen Takt besteht die Möglichkeit den realen oberirdischen Gebietsabfluss für die Teileinzugsgebiete A und B gemeinsam zu bestimmen. Für einige Monate ist dies nicht exakt ermittelbar, da die Messeinrichtung nach starken Hochwässern ausgefallen war sowie das Messwehr nur einen maximalen Messbereich der Abflussmenge von 145 l/s aufwies und höhere Abflüsse mit größeren Messunsicherheiten verbunden waren. Für diese Zeitabschnitte wurden Schätzwerte erhoben. In Tabelle 5-1 ist der gemeinsame monatliche Gebietsabfluss der Teileinzugsgebiete A und B für die Monate Juli 1999 bis Dezember 2000 aufgelistet. Im Vergleich zu den klimatischen monatlichen Mittelwerten unterliegen der tatsächliche Niederschlag und Abfluss starken monatlichen Schwankungen.

Im Gegensatz zur realen Verdunstung liegt für den realen Abfluss nur ein- bis zweijährigen Zeitreihen vor. Für die reelle Verdunstung sind wiederum keine monatsaktuellen Daten der letzten Jahre verfügbar. Ein Vergleich des realen Abflusses mit dem klimatischen Abfluss, zur Abschätzung der entsprechenden Rücklage- und Verbrauchskomponente, ist nicht sinnvoll. In Tabelle 5-1 wurde zu den Monatsdaten des realen Abflusses zum Vergleich der monatliche Niederschlag beigelegt. Für die Wintermonate muss zeitweise ein schneefallbedingter Abflussrückhalt berücksichtigt werden.

	Abfluss Teileinzugsgebiet A & B			Niederschlag
	A in l/s	A in l/(s·km ²)	A in mm/a	N in mm/a
Jul 99	11.24	3.5	9	11
Aug 99	11.89	3.7	10	86
Sep 99	11.85	3.6	10	60
Okt 99	16.87	5.2	14	75
Nov 99	24.51	7.5	20	50
Dez 99	65 *	19.5	51	166
Jan 00	50 **	15.4	40	56
Feb 00	66.92	20.6	54	157
Mrz 00	110 *	33.8	89	169
Apr 00	35.49	10.9	29	57
Mai 00	75 *	23.1	61	112
Jun 00	140 **	43.1	113	169
Jul 00	70 **	21.5	57	122
Aug 00	20 **	6.2	16	61
Sep 00	30 *	9.2	24	110
Okt 00	51.87	16.0	42	100
Nov 00	150 *	46.2	121	132
Dez 00	170 *	52.3	137	79

Tab 5-1: Monatlicher gemeinsamer Gebietsabfluss der Teileinzugsgebiete A und B in l/s, l/(s·km²) und mm/a an Messstelle 0.

* Messwert z.T. außerhalb des Messbereiches
 ** Schätzwert

5.4.3 Berechnung der Grundwasserneubildung mittels Trockenwetterabfluss-Verfahren

Messstelle 0 bildet die Grundlage zur Bestimmung der Trockenwetterabflüsse im Arbeitsgebiet. An der Messstelle 0 wurden kontinuierlich Abfluss, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur aufgezeichnet. Anhand dieser Datenreihe (siehe Abbildung 5-5 bis 5-7) sind Niederschlagsereignisse und sommerliche Trockenwetterperioden zeitlich genau eingrenzbar. Von allen weiteren Messstellen liegen wöchentliche bis monatliche Stichtagsmessungen vor (siehe Anlage 5-4 und 5-5). Zur Bestimmung des Trockenwetterabflusses wird der Mittelwert von fünf Stichtagsmessungen gebildet. Die Bildung des Mittelwertes erhöht den Vertrauensbereich der Messwerte und verbessert die Vergleichbarkeit zwischen unterschiedlichen hydrogeologischen Einheiten im Arbeitsgebiet.

Die Auswahl des betrachteten Zeitraums beschränkt sich auf Stichtagsmessungen während der sommerlichen Trockenperiode vom 15. Juli bis 25. September des Jahres 1999. Der kontinuierliche Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit und des Abflusses des Geeser Baches an Messstelle 0 zeigen eine lang anhaltende Phase des Trockenwetterabflusses (Abbildung 5-5). Anhand der elektrischen Leitfähigkeit ist der Einfluss einiger Starkniederschlagsereignisse Mitte August erkennbar, in dem durch den Regenwassereintrag diese deutlich abfällt, um langsam im Verlauf von mehreren Tagen zu den ursprünglichen Werten zurückzukehren. Im folgenden niederschlagsreichen Jahr 2000 ist im Geeser Bach keine längere Phase des Trockenwetterabflusses beobachtet worden (Abbildung 5-6 und 5-7).

Die Trockenwetterphase des Jahres 1999 ist mit dem Monat der niedrigsten Niedrigabflüsse nach WUNDT (1953) vergleichbar und mit der Grundwasser-Abflussrate gleichzusetzen. Diese Grundwasser-Abflussrate kann als Mindestmenge für das gesamte Jahr extrapoliert werden und entspricht einer minimalen durchschnittlichen jährlichen Grundwasserneubildung. In Tabelle 5-2 sind die Stichtage mit den jeweils ermittelten Abflüssen zusammengefasst.

Tab. 5-2: Datengrundlage zur Berechnung des Trockenwetterabflusses
Differenzen beschreiben die Abflusspende eines von zwei Messstellen begrenzten Bachsegmentes.
Der Mittelwert \bar{x} und die Standardabweichung s sind in l/s angegeben.

Messstelle	19.07.99 Abfluss in l/s	01.08.99 Abfluss in l/s	24.08.99 Abfluss in l/s	01./03.09.1999 Abfluss in l/s	24./25.09.1999 Abfluss in l/s	\bar{x}	s
51	15,336	12,183	16,058	13,836	15,517	14,59	1,58
0 FlowMate	9,010	9,786	10,183	10,920	10,146	10,01	0,69
0 Sonde	11,225	8,935	9,995	10,510	9,640	10,06	0,87
10	4,924	4,341	4,329	3,348	3,207	4,03	0,73
19	3,618	4,651	4,071	5,210	5,293	4,57	0,72
15	3,515	3,070	3,820	4,290	4,742	3,89	0,65
18	0,084	0,000	0,055	0,040	0,135	0,06	0,05
8	0,279	0,212	0,257	0,293	0,281	0,26	0,03
17	4,267	4,607	4,123	4,703	4,707	4,48	0,27
16	5,430	4,596	4,848	4,580	5,180	4,93	0,37
20	3,930	3,255	3,892	3,045	3,139	3,45	0,43
Differenzen							
51-0	4,111	3,248	6,063	3,326	5,877	4,53	1,36
0-16	5,795	4,339	5,147	5,930	4,460	5,13	0,73
0-19	2,683	-0,057	1,595	1,952	1,140	1,46	1,02
19-15	0,103	1,581	0,251	0,920	0,551	0,68	0,59
18-(8+9)	-0,196	-0,212	-0,202	-0,253	-0,146	-0,20	0,04
15-17	-0,836	-1,537	-0,358	-0,453	-0,100	-0,66	0,56
17-16	-1,163	0,011	-0,725	0,123	-0,473	-0,45	0,53
16-20	1,500	1,341	0,956	1,535	2,041	1,47	0,39

Um die Grundwasser-Neubildungsraten zu ermitteln, werden in Tabelle 5-3 die Trockenwetterabflüsse der verschiedenen Messstellen und Bachsegmente ins Verhältnis zu den dazugehörigen Einzugsgebieten gesetzt. Da die Gesteine des Unterdevons nur geringe Durchlässigkeiten aufweisen und somit das oberirdische mit dem unterirdischen Einzugsgebiet identisch ist, wurden die hydrogeologischen Einzugsgebiete anhand der oberirdischen Einzugsgebiete von Bachsegmenten des Geeser Baches eingrenzt. Die Teileinzugsgebiete A, B und C werden jeweils durch mindestens zwei verschiedene hydrogeologische Einheiten eingenommen. Dazu zählen das unterdevonische Grundgebirge mit geringem Grundwasser-Neubildungspotenzial, das mitteldevonische Grundgebirge mit mittlerem Grundwasser-Neubildungspotenzial und die quartären, teilweise umgelagerten, pyroklastischen und vulkanoklastischen Gesteine mit einem sehr hohem Grundwasser-Neubildungspotenzial. Die Grundwasser-Neubildungsraten spiegeln die Verbreitung der jeweiligen Einheiten in den Einzugsgebieten wieder.

Tab. 5-3: Überblick über ermittelten Grundwasser-Neubildungsraten im Arbeitsgebiet

Teileinzugsgebiet (dazugehörige Messstellen)	Fläche in km ²	Trockenwetterab- fluss in l/s	Trockenwetter- Abflusspende in l/(s·km ²)	Grundwasser- Neubildung in mm/a
A (51-0)	1,492	4,93	3,30	104
B (0-16)	1,757	5,13	2,92	92
C (16)	3,525	4,53	1,28	40
A+B+C (51)	6,774	14,59	2,15	68
A+B (0)	3,249	10,06	3,10	98
B1 (8)	0,350	0,26	0,76	28
B2 (Quellhorizont)	0,416	6,17	13,38	422

Im Teileinzugsgebiet C sind ausschließlich unter- und mitteldevonische Gesteine verbreitet. Dies erklärt die geringe Grundwasser-Neubildungsrate von 40 mm/a. Im Teileinzugsgebiet B sind unterdevonische Schiefer sowie das Geeser Maar, mit dem sehr gut untersuchten Aquifer der Kraterfüllung, verbreitet. Die erhöhte Grundwasser-Neubildung von 92 mm/a wird allein durch das Rückhaltevermögen des vulkanischen Poren-Grundwasserleiters verursacht. Das Teileinzugsgebiet C wird von unterdevonischen Schiefen, dem Hengstweiler Maar und Vulkaniklastika seines Tuffwalls eingenommen. Die hohe Grundwasser-Neubildungsrate von 104 mm/a wird durch den hohen Flächenanteil der vulkanogenen Gesteine gegenüber den unterdevonischen Schiefen begründet.

Innerhalb des Einzugsgebietes des Geeser Maares wurden für die geologischen Einheiten der Kraterfüllung und der unterdevonischen Grundgebirgsumrandung die Trockenwetter-Abflussspenden weiter differenziert. Möglich ist dies durch weitere Abflussmessstellen in der Umrandung des Geeser Maares (Teileinzugsgebiet B1) sowie durch die geologischen Informationen aus der Strukturaufklärung über das Geeser Maar. Hierbei wurde für das unterdevonische Grundgebirge in der Umrandung des Geeser Maares eine Trockenwetter-Abflussspende von $0,8 \text{ l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 28 mm/a ermittelt. Unter Berücksichtigung des Flächenanteiles der geologischen Einheiten und der gesamten Trockenwetter-Abflussspende aus dem Einzugsgebiet B von $2,9 \text{ l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$ (92 mm/a), wurde eine Trockenwetter-Abflussspende für die Kraterfüllung des Geeser Maares von $13,4 \text{ l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$ (422 mm/a) berechnet.

Das Geeser Maar wird an einem einzelnen Quellhorizont vollständig entwässert, so dass die Trockenwetter-Abflussspende der vulkanischen Ablagerungen sich in der Quellschüttung widerspiegeln sollte. Rechnerisch leiten sich aus der Fläche der Kraterfüllung und dessen berechneter Abflussspende eine Quellschüttung von 5,63 l/s ab. Tatsächlich beträgt die Trockenwetter-Quellschüttung entsprechend der fünf genannten Stichtage 6,17 l/s, womit die Berechnung der außergewöhnlich hohen Trockenwetter-Abflussspende von $13,4 \text{ l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$ bestätigt wird.

Die Trockenwetter-Abflussspende ist ein Maß für die Grundwasser-Neubildungsrate und beträgt somit für die Fläche des Geeser Maares (Kraterfüllung) 422 mm/a. In der Grundgebirgsumrandung beträgt die Grundwasser-Neubildungsrate auf Grundlage der Trockenwetterabflüsse nur 28 mm/a.

5.5 Grundwasserbilanz des Geeser Maares

Für die Betrachtung der Grundwasserbilanz ist es notwendig die im Verlauf eines Jahres umgesetzten Wassermengen zu betrachten. Im Vergleich zu den detailliert erfassbaren sommerlichen Abflüssen ist der winterliche Hochwasserabfluss zeitweise nur schätzbar. Der oberirdische Abfluss (A_o) ist für die Bilanz keine verlässliche Komponente. Unter der Annahme das der unterirdische Abfluss (A_u) des Geeser Maares an den Überlaufquellen vollständig zu Tage tritt, ist es möglich den unterirdischen Abfluss sicher zu erfassen. Dieser schwankt saisonal zwischen 6,1 l/s (sommerlicher Trockenwetterabfluss) und ca. 12 l/s (Winterhalbjahr) und beträgt im Jahresdurchschnitt ca. 10 l/s (siehe Schüttungscharakteristik des Quellhorizontes Abbildung 5-10, schwarze Linie). Der unterirdische mittlere Abfluss von 10 l/s ist eine gesicherte Größe der Wasserbilanz. Das Einzugsgebiet B ($1,76 \text{ km}^2$) umfasst

das Geeser Maar ($0,46 \text{ km}^2$) sowie die Hänge der unterdevonischen Kraterumrandung ($1,30 \text{ km}^2$). Anhand klimatischer Daten ($A = N - V$) ist eine Abschätzung des gesamten Abflusses ($A_o + A_u$) möglich, der auf $428 \pm 50 \text{ mm/a}$ beschränkt ist.

Auf Grundlage der Trockenwetterabflüsse sind die Grundwasser-Neubildungsraten für das gesamte Einzugsgebiet (92 mm/a) sowie die Teileinzugsgebiete des Geeser Maares (422 mm/a) und der Umrandung (28 mm/a) bekannt. Die Berechnung der Grundwasser-Neubildung anhand der Trockenwetterabflüsse gibt aber nur eine untere Grenze der Grundwasser-Neubildungsrate wieder. Die erhöhte Quellschüttung des Geeser Maares ist während der Wintermonate ebenfalls ausschließlich durch Grundwasser des vulkanischen Porenaquifers verursacht, womit eine Annäherung an die reelle Grundwasser-Neubildungsrate möglich ist. Anstelle von 92 mm/a wird für das gesamte Einzugsgebiet eine reelle Grundwasser-Neubildungsrate von ca. 164 mm/a vermutet. Unter der Annahme, dass das Retentionsvermögen der unterdevonischen Gesteine in der Umrandung des Geeser Maares vernachlässigbar ist und das Geeser Maar allein die Speicherfunktion erfüllt, ergibt sich für den vulkanischen Aquifer eine Grundwasser-Abflusshöhe von ca. 750 mm/a . Saisonale Grundwasserspiegelschwankungen im Geeser Maar von über $2,5 \text{ m}$ sprechen für diese Annahme.

Die Grundwasser-Wiederergänzung im Geeser Maar von 10 l/s (bzw. 750 mm/a) ist außergewöhnlich hoch und wird durch drei unterschiedliche Prozesse verursacht. In Abbildung 5-14 ist die Funktionsweise der unterschiedlichen Grundwasser-Neubildungsprozesse grafisch dargestellt.

Die direkte Infiltration von Niederschlagswasser im Bereich des Geeser Maares wurde mit $150 \pm 50 \text{ mm/a}$ (ca. 2 l/s) abgeschätzt und ist mit Vergleichsdaten anderer Trockenmaare (Köppen 2000) belegt. Hieraus folgt, selbst bei höheren Schätzwerten, dass die direkte Niederschlags-Infiltration im Geeser Maar eine untergeordnete Rolle spielt (Abbildung 5-14a).

Der Geeser Bach, der das Teileinzugsgebiet A (Hengstweiler Maar) entwässert und im Bereich des Geeser Maares (Teileinzugsgebiet B) über dem Grundwasserspiegel der Kraterfüllung schwebt, weist eine durchschnittliche Infiltrationsrate von ca. 2 l/s auf (siehe Abschnitt 5.3) und ist mit ca. 20% an der Grundwasser-Wiederergänzung beteiligt (Abbildung 5-14c).

Der verbleibende Anteil der Grundwasser-Neubildung von ca. 60% muss durch Infiltration von Oberflächenwasser an dem Kraterrand erfolgen, was einer durchschnittlichen Infiltrationsmenge von 6 l/s entspricht. Diese Wassermenge wird durch den Oberflächenabfluss (incl. Interflow) des angrenzenden unterdevonischen Grundgebirges bereitgestellt. Bei einem jährlichem mittleren klimatischen Abfluss von $400 \pm 50 \text{ mm/a}$, wobei der unterirdische Abfluss im unterdevonischen Grundgebirge vernachlässigbar ist, ergibt sich für die Umrandung des Geeser Maares eine ausreichende Abflussmenge von durchschnittlich 18 l/s (Abbildung 5-14b). Von dieser Wassermenge verbleiben nach der Passage über das Geeser Maar 12 l/s im direkten Oberflächenabfluss.

Die Möglichkeit den Oberflächen- und Zwischenabfluss aus dem angrenzenden unterdevonischen Grundgebirge am Kraterrand durch Infiltration dem Grundwasser zuzuführen, ist als sehr positiv zu bewerten. Dies gewährleistet eine sichere Wiederergänzung der Grundwasservorräte im Bereich der Kraterfüllung, insbesondere während des Winterhalbjahres.

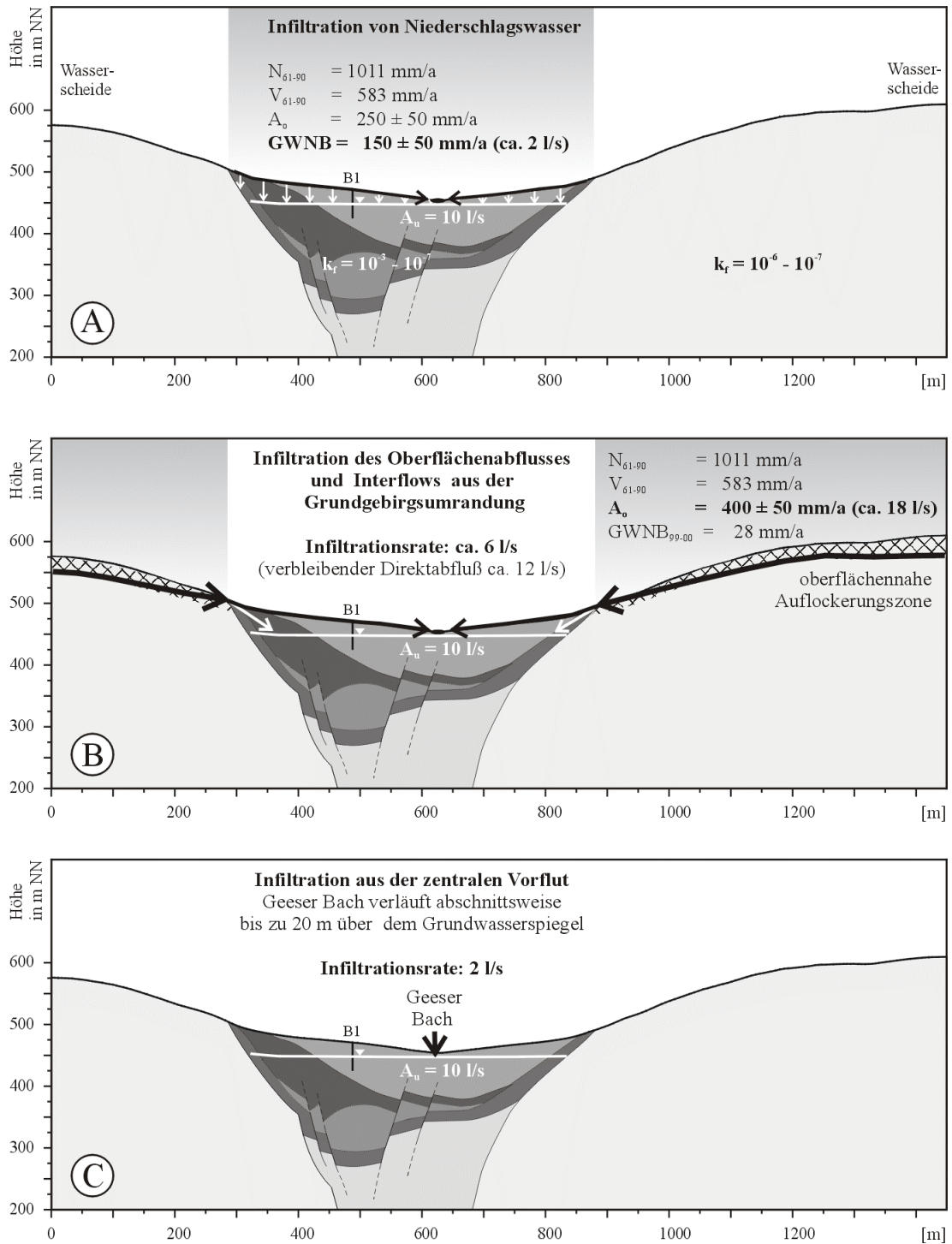


Abb. 5-14: Geeser Maar – Prozesse der Grundwasser-Wiederergänzung:
 A.) Infiltration von Niederschlagswasser (20 %),
 B.) Infiltration des Oberflächenabflusses (incl. Interflow) aus der Grundgebirgsumrandung (60 %),
 C.) Infiltration aus dem Geeser Bach (20 %).

6 Hydrochemie

Die hydrochemische Bewertung des Einzugsgebietes des Geeser Baches und der näheren Umgebung beruht auf 172 hydrochemischen Vollanalysen von Quell- und Oberflächenwässern, die im Verlauf von neun Probennahmekampagnen gewonnen wurden. Die Analysen wurden im hydrogeochemischen Labor des Institutes für Geowissenschaften der Universität Jena durchgeführt. Die erste Probennahme fand im Mai 1999 statt, im Abstand von ein bis zwei Monaten folgten weitere Probennahmen. Parallel zur hydroisotopischen Probennahme im September 2000 wurde eine abschließende hydrochemische Beprobung durchgeführt.

6.1 Probennahme

Die Beprobung der Quellen und Vorfluter an den in Kapitel 5 beschriebenen Messstellen erfolgte nach den Empfehlungen der DVWK (1992). Im Gelände wurden die physiko-chemischen Parameter Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert, Redox-Spannung und gelöster Sauerstoff bestimmt. Die Bestimmung der physiko-chemischen Parameter wurde direkt in der durchflossenen Messstelle mit Geräten und Sonden der Firma WTW durchgeführt (vgl. Tabelle 6-1). Die instabilen hydrochemischen Parameter, Hydrogenkarbonat und Kohlendioxid, wurden jeweils unmittelbar nach Probennahme im Gelände bestimmt (siehe Analyseverfahren).

Das für die Analyse der Kationen entnommene Probenwasser wurde vor Ort in eine Glasflasche membranfiltriert (0,45 µm Porenweite) abgefüllt und anschließend mit konzentrierter Salpetersäure angesäuert. Die zur Anionenbestimmung entnommenen Proben wurden unbehandelt in je eine PE-Flasche gefüllt. Bis zur Analyse der Proben im hydrogeochemischen Labor des Institutes für Geowissenschaften der Universität Jena wurden die Proben in Kühlboxen gelagert.

6.2 Analyseverfahren

Die Analysen wurde nach DIN-Methoden und -Verfahren der „Deutschen Einheitsverfahren zu Wasser-, Abwasser und Schlammuntersuchungen“ (WASSERCHEMISCHE GESELLSCHAFT IN GEMEINSCHAFT MIT DEM NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN 2000) durchgeführt. Auf Grund weiterentwickelter Methoden und veränderter Zusammensetzung der lieferbaren Reagenzien konnte ein Teil der Methoden und Verfahren nur in Anlehnung an die entsprechende DIN-Empfehlung durchgeführt werden. Die Gehalte an Kationen und Anionen sowie an nicht dissoziierten gelösten Stoffen wurden mit den in Tabelle 6-2 genannten Verfahren bestimmt.

Folgende institutseigene Analysegeräte kamen zum Einsatz:

- DR/4000U Spectrophotometer, Fa. HACH (Fotometrie, Colorimetrie)
- Atom-Absorptions-Spektrometer AAS 5, Fa. ZEISS/ANALYTIK JENA AG
- Digital Titrator Model 16900, Fa. HACH (Titration im Gelände)
- 716 DMS Titrino, Fa. METRHOM (Titration im Labor)

Tab. 6-1: Verwendete Geräte und Verfahren zur Bestimmung der physiko-chemischen Parameter

physiko-chemische Parameter	Methodik
pH-Wert	in situ Messung, WTW pH 320 mit WTW-Sonde SenTix 61
Redox-Spannung	in situ Messung, WTW pH 320 mit WTW-Sonde SenTix ORP
elektrische Leitfähigkeit	in situ Messung, WTW LF 320 mit WTW-Sonde Tetra Con 325
gelöster Sauerstoff	in situ Messung, WTW MultiLine P4 mit WTW-Sensor CelloX 325

Tab. 6-2: Verwendete Analyseverfahren zur Bestimmung der Anionen, Kationen und undissoziierter gelöster Stoffe

Ionen und gelöste Stoffe	Analyseverfahren	Nachweisgrenzen	Messunsicherheit	Störgrößen*
Natrium	Flammen AAS	0,005 mg/l	Kalibration	
Kalium	Flammen AAS	0,015 mg/l	Kalibration	
Gesamthärte	komplexometrische Titration	0,01 mmol/l 1 mg/l	± 0,005 mmol/l ± 0,5 mg/l	PO ₄ > 1 mg/l
Magnesium	Differenz aus Gesamthärte und Kalzium	-	-	-
Kalzium	komplexometrische Titration	1 mg/l	± 0,5 mg/l	PO ₄ > 1 mg/l
Eisen	Grafitrohr- (bzw. Flammen AAS)	0,1 µg/l	Kalibration	
Mangan	Grafitrohr- (bzw. Flammen AAS)	0,014 µg/l	Kalibration	
Ammonium	Fotometrie	0,05 mg/l	± 0,01 mg/l	
Chlorid	potenziometrische Titration nach Moor	1 mg/l	± 0,5mg/l	
Sulfat	Colorimetrie	1 mg/l	± 0,5 mg/l	
Hydrogenkarbonat	potenziometrische Titration mit 1,6 N H ₂ SO ₄	10 mg/l	± 1%	
Nitrat	Fotometrie	1 mg/l	± 0,5mg/l	Lagerung > 48 h
Nitrit	Fotometrie	0,01 mg/l	0,01 – 0,04 mg/l ±20% 0,04 – 0,08 mg/l ±10% 0,08 – 0,2 mg/l ±3% 0,2 – 1 mg/l ±1%	Lagerung > 24 h
Phosphat	Fotometrie	0,05 mg/l	0,05 – 0,1 mg/l ±15% 0,1 – 0,25 mg/l ±10% 0,25 – 0,4 mg/l ±5% 0,4 – 2,5 mg/l ±1,5%	Si > 10 mg/l
Silizium (gelöste Kieselsäure)	Flammen AAS	1,4 mg/l	Kalibration	
gelöstes Kohlendioxid	potenziometrische Titration mit 1,6 N NaOH	10 mg/l	10 – 20 mg/l ±20% > 20 mg/l ±10%	Temperatur

*ausschließlich relevante Störgrößen – auf Grund der gering mineralisierten oxischen Proben entfallen eine Vielzahl methodenspezifischer Störfaktoren

Die Ionen bilden ein ausgeglichenes Verhältnis von positiven und negativen Ladungsträgern. Anhand von Ionenbilanzen wurden die Messergebnisse überprüft. Abweichungen beruhen auf Messfehlern sowie nicht analysierter Ionen. Eine negative Ionenbilanz weist einen Mangel von Kationen oder einen Überschuss von Anionen aus, während eine positive Ionenbilanz ein Mangel an Anionen oder einen Überschuss von Kationen aufzeigt. Abbildung 6-1 zeigt in einem Variogramm die Verteilung der Ionenbilanzfehler aller durchgeführten Analysen. Der Mittelwert der Ionenbilanzfehler beträgt 0,51 %.

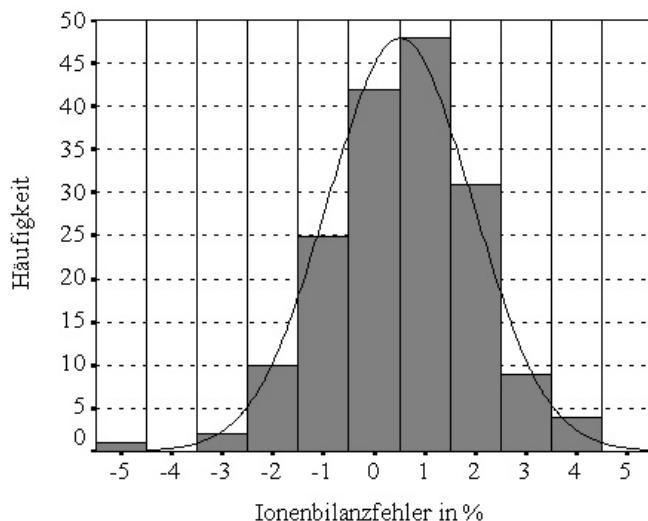


Abb. 6-1: Histogramm der Ionenbilanzfehler. Es wurden 172 Analysen verwendet. Der Mittelwert von 0,51 % zeigt eine Verschiebung der Normalverteilung an, die durch systematische Fehler bei der Bestimmung der Kationen verursacht wurde. Die Standardabweichung beträgt 1,43 %.

Ein Vergleich von gemessener und mittels Analysenergebnisse berechneter elektrischer Leitfähigkeit, weist einen Ionenüberschuss aus, womit der positive Ionenbilanzfehler einen Überschuss an Kationen anzeigt. Dies erklärt auch, dass die in Stichproben ermittelten Konzentrationen der Anionen Nitrit, Brom und Fluor den Ionenbilanzfehler nicht erklären konnten. Der Ionenbilanzfehler wird hauptsächlich durch systematische Fehler bei den Analyseverfahren zur Bestimmung der Kationen verursacht.

6.3 Analysenergebnisse

Im Folgenden wird ein zusammenfassender Überblick über die Beschaffenheit des Grund- und Oberflächenwassers aus dem Bereich des Geeser Maares gegeben. Die vollständigen Analysenergebnisse sowie die Ionenbilanzfehler sind in Anlage 6 aufgeführt. Die messstellenspezifische zeitliche Entwicklung des Abflussverhaltens, die Lösungsfracht und Temperatur wurden bereits in Kapitel 5 vorgestellt. Dabei wird festgestellt, dass die genannten Eigenschaften im Bezug auf die geologische Situation ein charakteristisches Verhalten aufweisen. Für die Darstellung der hydrochemischen Parameter wird aufbauend auf diese Ergebnisse ebenfalls eine Klassifizierung der Messstellen in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund angewandt. Folgende Messstellenklassen werden definiert:

- Messstellenklasse 1 (blau): Geeser Bach (0, 15, 16, 17, 19, 20) – der Geeser Bach ist der zentrale Vorfluter, dessen Wasserbeschaffenheit von mehreren geologischen Einheiten und anthropogenen Einflüssen im Einzugsgebiet beeinflusst wird.
- Messstellenklasse 2 (gelb): Quellen des Quellhorizontes im Geeser Maar (10, 11, 12, 13, 14) – der Quellhorizont entwässert die Kraterfüllung des Geeser Maares.
- Messstellenklasse 3 (grau): Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Grundgebirges (2, 3, 6, 7, 8) – in dem oberirdischen Einzugsgebiet dieser Quellen sind ausschließlich unterdevonische Gesteine der Klerfer Schichten verbreitet. Eine anthropogene Beeinflussung dieser Messstelle wurde nicht beobachtet.

- Messstellenklasse 4 (braun): Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Grundgebirges (43, 59, 52) – in dem Einzugsgebiet dieser Quellen dominieren karbonatische Gesteine. Der Geeser Drees wurde als Messstelle 52 eingeordnet. Die Gesteine des Mitteldevons befinden sich außerhalb der hydraulischen Einzugsgebiete vom Geeser Maar und den Messstellen im Geeser Bach.
- Messstellenklasse 5 (magenta): Quellen mit stark schwankenden und erhöhten elektrischen Leitfähigkeiten (21, 31, 32, 34) – diese Quellen sind von ihrer geologischen Situation mit Gruppe 3 vergleichbar, durch die Nähe zu den Straßen können aber anthropogene Beeinflussungen, z.B. durch Straßensalz, nicht ausgeschlossen werden. Messstelle 34 wird zusätzlich von pyroklastischen Gesteinen des Hengstweiler Maares beeinflusst.
- Messstellenklasse 6 (Kreuzsignaturen) – die Grundwassermessstellen B1 und B2 wurden in den beiden Erkundungsbohrungen eingerichtet und sind mit den Messstellen der Gruppe 2 vergleichbar. Es wurden nur an einem einzelnen Stichtag Proben genommen.

Die Hydrochemie des Quellwassers an Messstelle 45 wird durch eine Vielzahl von Faktoren im oberirdischen hydraulischen Einzugsgebiet beeinflusst, neben verschiedenen Gesteinsformationen verläuft im Einzugsgebiet der Quelle auch eine Straße, sodass keine eindeutige Zuordnung zu den genannten Klassen möglich ist.

Einen grafischen Überblick über die physiko-chemischen Parameter pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, E_h -Wert sowie gelöster Sauerstoff aller Analysenergebnisse wird in Abbildung 6-2 gezeigt. Der Parameter elektrische Leitfähigkeit variiert zwischen 91 und 718 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die Mineralquelle des Geeser Drees zeigt mit 1675 $\mu\text{S}/\text{cm}$ die höchste Lösungsfracht aller Proben (in Abbildung 6-2a nicht dargestellt). Für die überwiegende Mehrzahl der Proben in den Messstellenklassen 1, 2 und 3 ist eine elektrische Leitfähigkeit von 200 bis 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ charakteristisch. Die Proben der Messstellenklasse 4 (mitteldevonisches Grundgebirge) zeigen konstant hohe Werte, während die elektrische Leitfähigkeit der Proben der Messstellenklasse 5 stark streuen. Die Einheit $\mu\text{S}/\text{cm}$ entspricht nicht den SI-Einheiten, wird aber auf Grund der näherungsweisen Vergleichbarkeit der Werte zwischen Lösungsfracht in mg/l und elektrischer Leitfähigkeit in $\mu\text{S}/\text{cm}$ immer noch verwendet. Die Einheit $\mu\text{S}/\text{cm}$ entspricht der SI-Einheit $10^{-4} \cdot (\Omega \cdot \text{m})^{-1}$.

Der pH-Wert variiert von 6,3 bis 8,3. Die Kohlensäure führende Mineralquelle des Geeser Drees besitzt ein pH-Wert von 5,9. Die niedrigen pH-Werte der Proben von der Messstellenklasse 2 sind ebenfalls im Zusammenhang mit beobachtbarer quelleigener Kohlensäure zu betrachten. Mit fallenden pH-Werten der Probenwässer sind steigende Kohlensäuregehalte und elektrische Leitfähigkeiten beobachtbar. Proben der Messstellenklasse 4 zeigen nur gering schwankende pH-Werten von 7,6 bis 8,2. Die pH-Werte aller weiteren Proben scheinen beliebig zu streuen.

Alle Proben mit Ausnahme der Mineralquelle Geeser Drees sind oxisch mit Sauerstoffgehalten zwischen 5,5 mg/l und 13,6 mg/l . Die niedrigeren Sauerstoffgehalte bis 9 mg/l sind für die Quell- und Grundwässer der Probenwässer der Messstellenklassen 2 und 6 typisch.

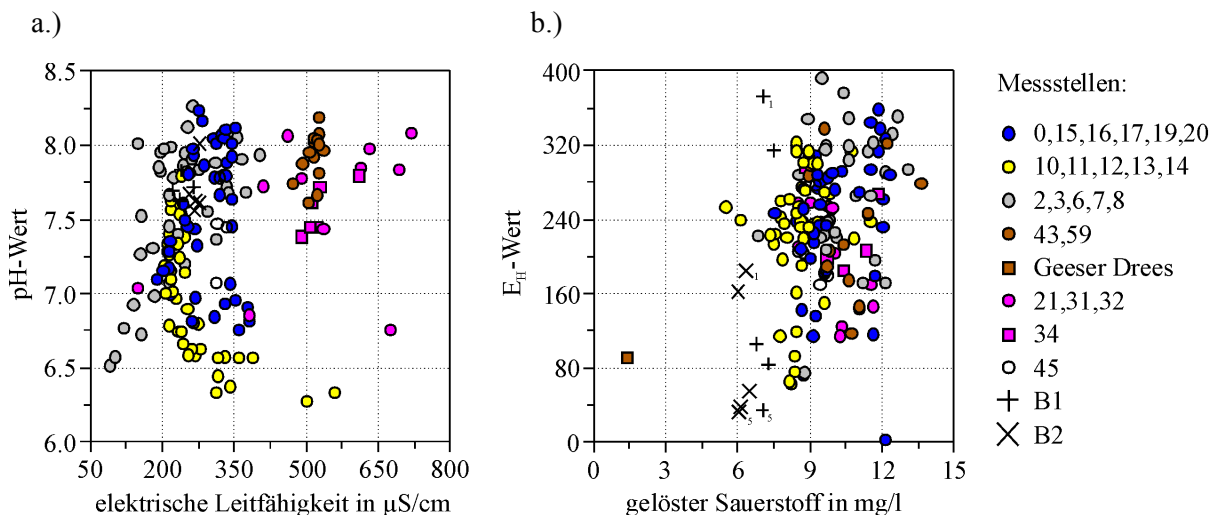


Abb. 6-2: Physiko-chemische Parameter von 172 hydrochemischen Proben, farblich klassifiziert nach dem geologischen Untergrund:

Blau – Geeser Bach (zentrale Vorflut), gelb – Quellhorizont des Geeser Maeres, grau – Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Schiefergebirges, braun – Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Schiefergebirges, magenta – Straßensalz beeinflusste Messstellen.

a.) Diagramm: pH-Wert – elektrische Leitfähigkeit, Geeser Drees mit pH-Wert 5,91 und 1.675 mS/cm elektrische Leitfähigkeit außerhalb des dargestellten Wertebereichs,

b.) Diagramm: E_H -Wert – gelöster Sauerstoff.

Das Redoxpotenzial (E_H -Wert) aller Proben schwankt zwischen 4 mV und 390 mV. Verteilungsunterschiede zwischen den Messstellenklassen sind nicht erkennbar. Die Messung des Redoxpotenzials unterliegt aber auch großen Messunsicherheiten von $e \sim \pm 50$ mV.

Die gelösten Hauptinhaltsstoffe sind im Piper-Diagramm Abbildung 6-3 abgebildet und zeigen deutlich einzelne Cluster. Die verschiedenen Messstellenklassen ordnen sich jeweils einem Cluster zu. In dem ternären Teildiagramm der Kationen überlagern sich die Cluster der Messstellenklassen 1, 2 und 5, sodass die Unterscheidung hier weniger deutlich wird. Dagegen sind im ternären Teildiagramm der Anionen die einzelnen Cluster sehr deutlich erkennbar. Hier liegen die Cluster stellenweise eng nebeneinander, aber ohne Überschneidung der Verteilungsbereiche. Die anhand geologischer Eigenschaften definierten Messstellklassen zeigen in der Verteilung der Hauptinhaltsstoffe jeweils charakteristische Muster, die auf jeweils unterschiedliche hydrochemische Regime deuten. Im Abschnitt 6.5 erfolgt die ausführliche Bewertung der Messergebnisse und Charakterisierung hydrochemischer Prozesse.

Zur weiteren Charakterisierung der Wässer eignen sich neben den Hauptinhaltsstoffen die Anionen Nitrat, Phosphat und die nicht dissoziiert vorliegende Kieselsäure, deren Konzentration in Abbildung 6-4 dargestellt ist. Die Konzentration des unerwünschten Pflanzennährstoffes Nitrat ist mit durchschnittlich 7 ± 5 mg/l ungewöhnlich niedrig. Die maximale Konzentration von 30 mg/l an Messstelle 34 ist kritisch zu betrachten, im Rahmen der noch gültigen deutschen Trinkwasserverordnung mit einem Grenzwert von 50 mg/l jedoch tolerierbar. Messstelle 34 befindet sich nicht im Einzugsgebiet des Geeser Baches. Die Probe des Geeser Drees ist frei von Nitrat.

Messstellen:

- 0,15,16,17,19,20
- 10,11,12,13,14
- 2,3,6,7,8
- 43,59
- Geeser Drees
- 21,31,32
- 34
- 45
- + B1
- × B2

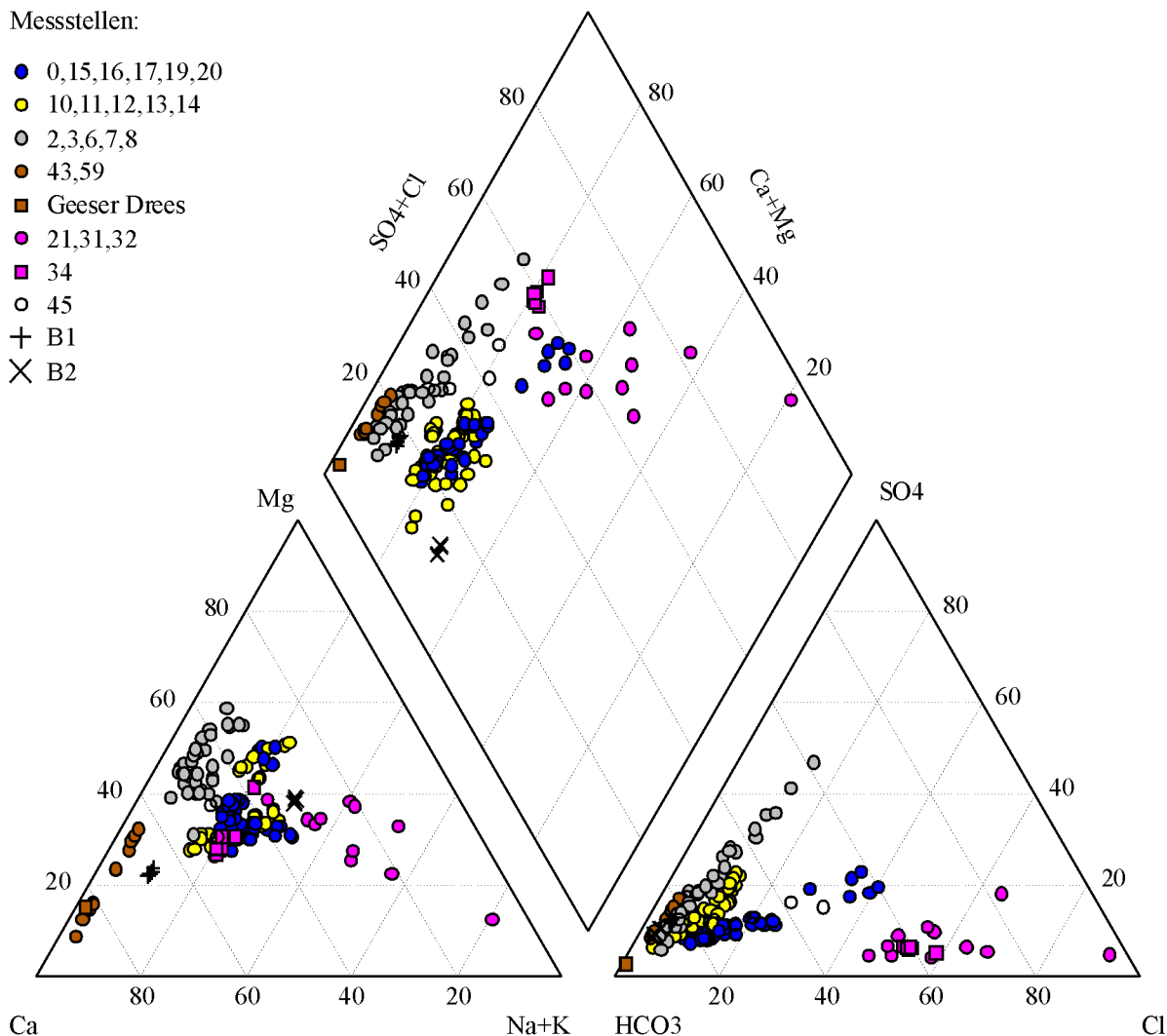


Abb. 6-3: Piper-Diagramm der Hauptinhaltsstoffe in meq %, 172 hydrochemische Analysen farblich klassifiziert nach dem geologischen Untergrund:

Blau – Geeser Bach (zentrale Vorflut), gelb – Quellhorizont des Geeser Maeres, grau – Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Schiefergebirges, braun - Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Schiefergebirges, magenta – Straßensalz beeinflusste Messstellen

Die Verteilung der Messwerte zeigt zum geologischen Untergrund ein unterschiedlich, deutliche Korrelation. Die Konzentrationen von Nitrat und Sulfat korrelieren miteinander. Noch deutlicher ist die Korrelation von Kieselsäure und Phosphat, diese ist aber nur an den Proben der Messstellenklasse 1 und 2 beobachtbar. Zur Interpretation der Ergebnisse werden in Kapitel 5.4 die Ergebnisse einer statistischen Korrelationsanalyse hinzugezogen.

Weitere Ionen sind für die hydrochemische Bewertung nicht sinnvoll nutzbar. Das Anion Nitrit ist mehrheitlich nicht nachweisbar bzw. die Konzentrationen übersteigen nur marginal die Nachweisgrenze. Die Anionen Fluor und Brom wurden einmalig analysiert (Messkampagne Feb. 2000). Fluor konnte in den Quellen des Geeser Maeres in Konzentrationen bis 0,30 mg/l nachgewiesen werden. An allen weiteren Messstellen lagen die Konzentrationen unterhalb oder geringfügig oberhalb der unteren Nachweisgrenze.

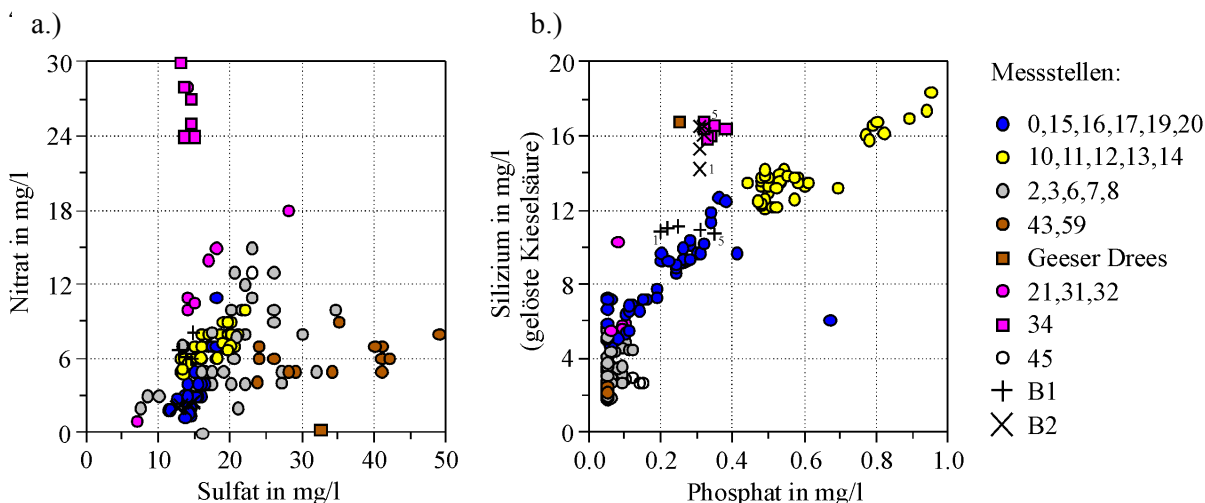


Abb. 6-4: Nebeninhaltsstoffe - 172 hydrochemische Analysen farblich klassifiziert nach dem geologischen Untergrund:

Blau – Geeser Bach (zentrale Vorflut), gelb – Quellhorizont des Geeser Maeres, grau – Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Schiefergebirges, braun - Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Schiefergebirges, magenta – Straßensalz beeinflusste Messstellen

a.) Diagramm: Nitrat – Sulfat in mg/l

b.) Diagramm: Silizium – Phosphat in mg/l

Weitere relevante Kationen sind neben den Hauptinhaltsstoffen im Piper-Diagramm die Stoffe Eisen, Mangan und Ammonium. Diese Kationen sind im sauerstoffhaltigen Wasser nicht stabil oder nur gering löslich, sodass diese an allen Messstellen nur in minimalen Konzentrationen nachweisbar waren. Der Ammonium-Gehalt unterschreitet häufig die Nachweisgrenze. Eine einzelne Ausnahme bildet das sauerstofffreie Mineralwasser des Geeser Drees (April 2000) mit Eisen-Gehalten von 9,55 mg/l, Mangan-Gehalten von 3,82 mg/l und geogenen Ammonium-Gehalten von 0,93 mg/l. Auf eine Darstellung dieser Stoffe kann verzichtet werden.

Die hydrochemischen Parameter werden nicht nur durch den geologischen Untergrund beeinflusst, sondern auch durch saisonale Veränderung wie Temperatur und Niederschlag. Abbildung 6-5 stellt Zeitreihen der Hauptinhaltsstoffe und Abbildung 6-6 Zeitreihen ausgewählter Nebeninhaltsstoffe in mg/l dar. Die Auswahl der Datensätze beschränkt sich auf Messstellen die während des Untersuchungszeitraumes regelmäßig beprobt wurden. Je nach betrachteten Ion und Messstellenklasse ist das saisonale Verhalten unterschiedlich ausgeprägt. Zum Beispiel zeigen Kalzium und Hydrogenkarbonat an den Messstellenklassen 1, 2 und 3 sommerliche hohe und winterliche niedrige Werte an. Die Proben der Messstellenklasse 4 zeigen dagegen keine saisonalen Veränderungen. Dem gegenüber fällt Nitrat an den Messstellenklasse 1, 3 und 4 mit winterlich erhöhten und sommerlich niedrigen Gehalten auf. Die Gehalte von Magnesium schwanken sehr stark, aber nicht in einem saisonalen Rhythmus. Die Konzentrationen der Ionen Natrium und Chlorid treten in einem sehr weitem Wertebereich auf, sodass diese Diagramme logarithmisch dargestellt wurden. An den einzelnen Messstellen schwanken die Konzentrationen von Natrium und Chlorid nur gering. Die Messstellenklassen zeigen für diese Ionen eine deutliche Separierung.

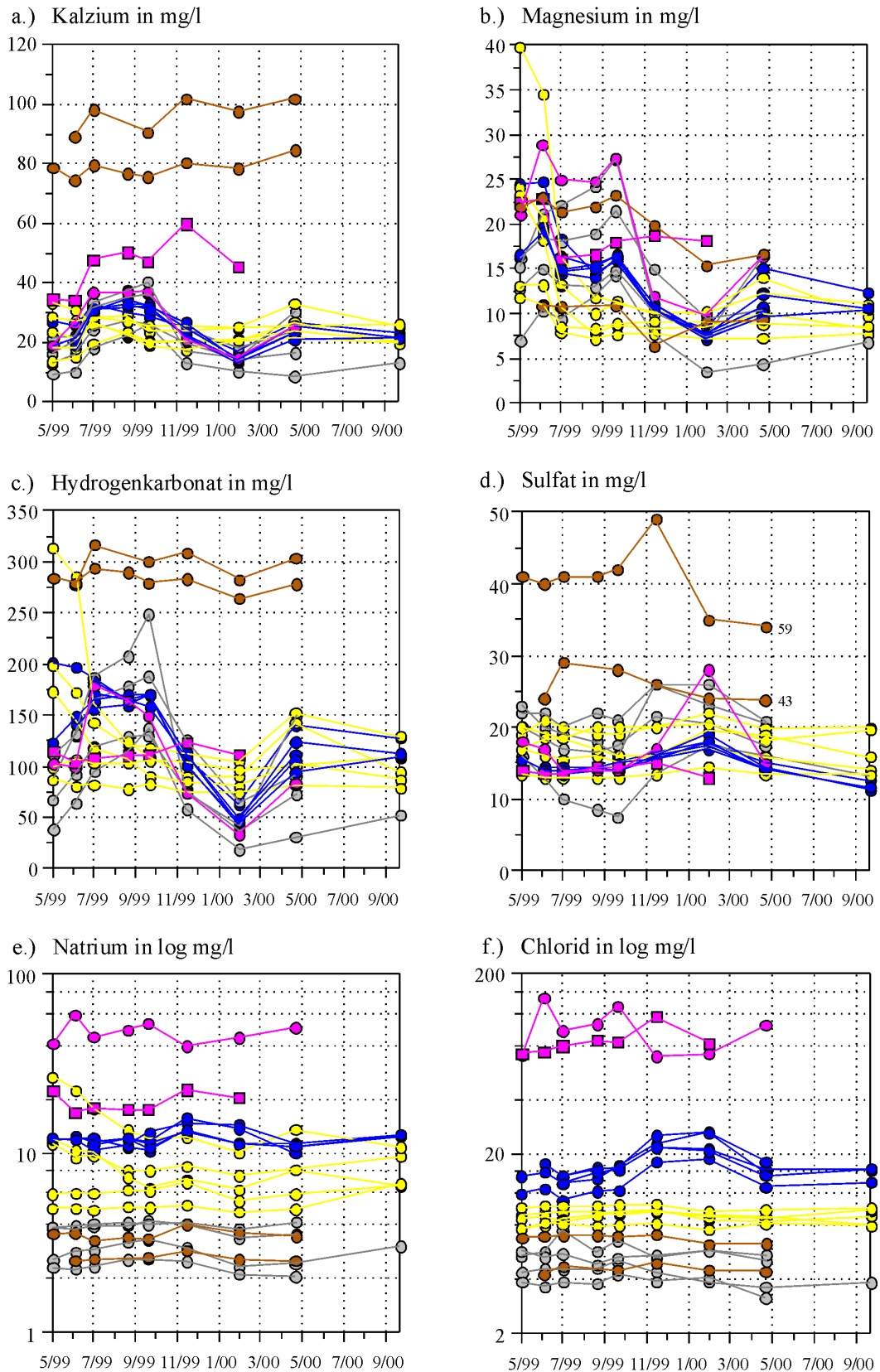


Abb. 6-5: Zeitreihen der Hauptinhaltsstoffe, farblich klassifiziert nach dem geologischen Untergrund: Blau – Geeser Bach (zentrale Vorflut), gelb – Quellhorizont des Geeser Maares, grau – Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Schiefergebirges, braun - Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Schiefergebirges, magenta – Straßensalz beeinflusste Messstellen. Legende siehe auch Abbildung 6-6.

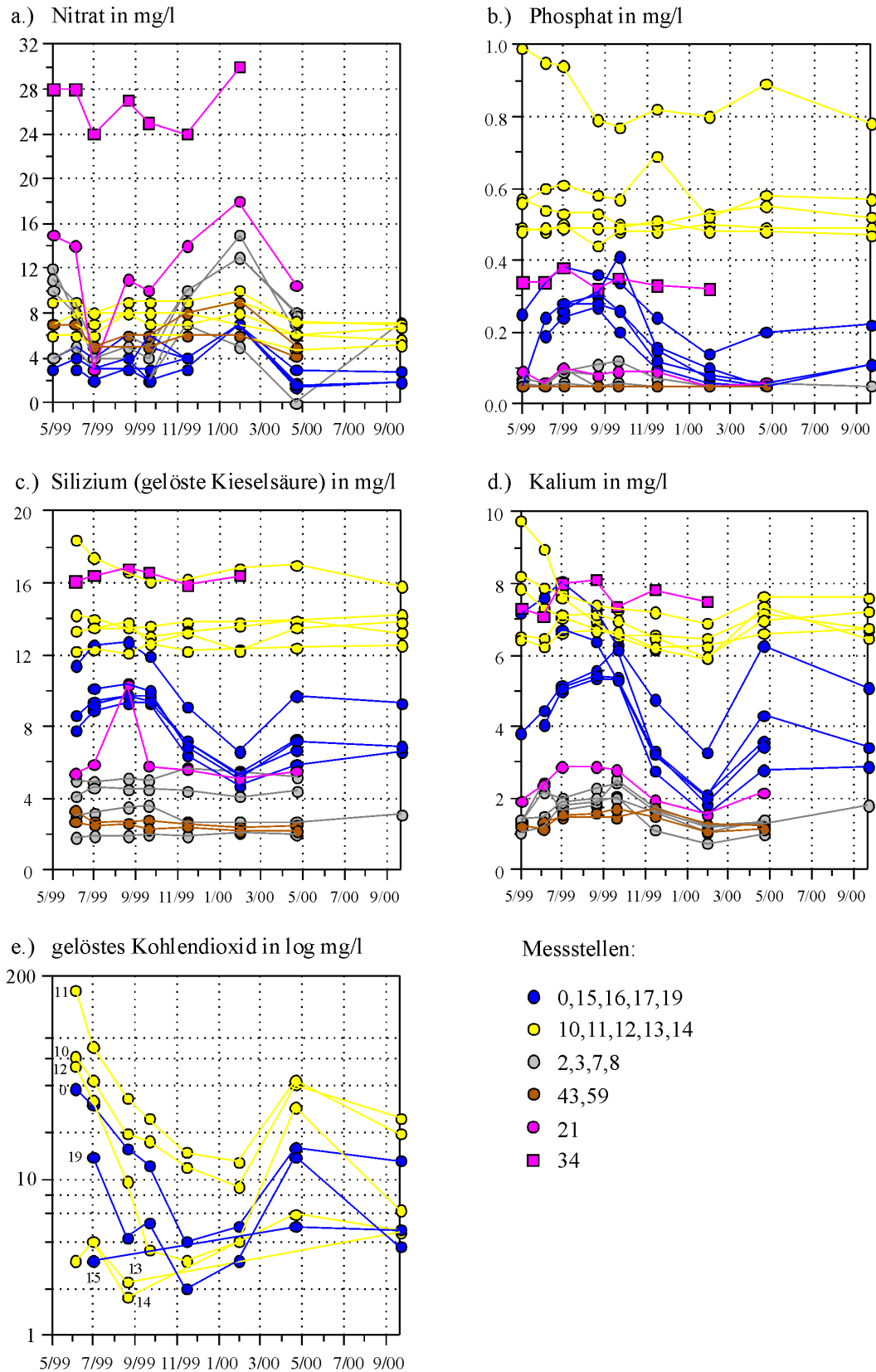


Abb. 6-6: Zeitreihen ausgewählter Nebeninhaltsstoffe, farblich klassifiziert nach dem geologischen Untergrund: Blau – Geeser Bach (zentrale Vorflut), gelb – Quellhorizont des Geeser Maares, grau – Quellen und kleine Vorfluter des unterdevonischen Schiefergebirges, braun - Quellen und kleine Vorfluter des mitteldevonischen Schiefergebirges, magenta – Straßensalz beeinflusste Messstellen.

6.4 Bewertung der Messwerte mit statistischen Methoden

Die Messergebnisse werden, bevor sie im Folgenden Abschnitt 6.5 ausführlich interpretiert werden, einer statistischen Analyse unterzogen. Die Bewertung und Interpretation der hydrochemischen Wasserqualität stützt sich auf die in im Abschnitt 6.3 vorgestellten chemischen und physikalischen Größen. Das Korrelationsverhalten verschiedener Parameter ist ein wichtiges Indiz für das Verständnis zu Grunde liegender Prozessregime. Die übersichtliche Darstellung der Analysenergebnisse in Diagrammen ist eine Möglichkeit diese Zusammenhänge aufzuzeigen, aber nur für eine begrenzte Anzahl von Parameter-Paaren praktikabel (Abbildung 6-4). Mittels der statistischen Methode der Korrelationsanalyse können aus der Vielzahl der Parameter jene ermittelt werden, zwischen denen signifikante Zusammenhänge bestehen. Dabei ist die Interpretation abhängig von der Datenauswahl und den Abhängigkeitsverhältnissen der Proben untereinander. Bevor eine Korrelationsanalyse durchgeführt werden kann, werden zunächst verschiedene statistische Maßzahlen betrachtet, um die Eignung der Daten zu überprüfen.

6.4.1 Statistische Maßzahlen für die Stichprobe

Keine Messung, wie sorgfältig sie auch durchgeführt werden mag, ist frei von Unsicherheiten. Der ermittelte Messwert wird zu einer statistischen Zufallsgröße und die aufgenommene Messreihe (Stichproben) zu einem zufälligen Ereignis. Die Häufigkeitsverteilung einer Messreihe wird nur näherungsweise mit einer weiteren Häufigkeitsverteilung übereinstimmen. Die Verteilungen werden umso besser übereinstimmen, je höher die Zahl der Messwerte ist. Sie streben gegen eine Grenzverteilung, die so genannte Grundgesamtheit. Die statistischen Maßzahlen, arithmetischer Mittelwert \bar{x} und empirische Varianz s^2 , sind deshalb nur Schätzwerte.

Der arithmetischen Mittelwert	$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum x_i$	n Anzahl der Messwerte x _i Messwert
-------------------------------	----------------------------------	---

ist für symmetrische Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktionen als mittlerer Wert einer Messreihe der Wahrscheinlichste. Weitere Lagemaße sind der Modus (Modalwert) \bar{x}_M , welcher der Wert mit der größten relativen Häufigkeit ist sowie der Zentralwert (Median) \bar{x}_Z , der die Gesamtmenge der Beobachtungswerte in zwei gleich große Hälften trennt.

Die wichtigste Rechengröße für die zahlenmäßige Erfassung der Zufallsstreuung von n Messwerten einer Messreihe um ihren Mittelwert ist die empirische Standardabweichung, abgeleitet aus der Varianz (GRÄNICHER 1994).

Varianz der Stichprobe	$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum (x_i - \bar{x})^2$
empirische Standardabweichung	$s = \pm \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (x_i - \bar{x})^2}$

Weitere Streuungsmaße sind die Spannweite w als Differenz zwischen größtem und kleinstem Beobachtungswert der Messreihe und der Variationskoeffizient $n = \frac{s}{\bar{x}}$ (SAUERBIER & VOSS 2000).

Der Quotient des Variationskoeffizienten sollte immer <1 sein, ist dieser >1 , so ist das ein Anzeichen für das Auftreten von einigen, möglicherweise erratischen Extremwerten, die einen signifikanten Einfluss auf die statistische Auswertung haben (ISAAKS & SRIVASTAVA 1989).

Die Normal- oder Gaußverteilung der Messwerte ist typisch für eine Reihe von Ereignissen in Natur und Technik. Alle durch Zufallsprozesse bestimmten Größen sind normalverteilt. Die Lage und Form der Verteilungsfunktion werden durch Mittelwert und Standardabweichung bestimmt. Bei Normalverteilung liegen etwa 68 % der Messwerte innerhalb der Standardabweichung.

Die Verteilung der Messwerte kann anschaulich durch ein Histogramm dargestellt werden. Es werden die Messwerte zu Klassen mit identischer Größe eines Wertebereiches zusammengefasst und die Messwerthäufigkeit über diese Klassen aufgetragen. Mithilfe des Histogramms kann die den Messwerten zu Grunde liegende Verteilungsform abgeschätzt werden. Hilfreich ist dabei die zusätzliche Darstellung der Normalverteilungskurve im Histogramm.

6.4.2 Grundlagen der Korrelationsanalyse

Die Korrelationsrechnung ist ein statistischer Test zur Wahrscheinlichkeit von gesetzmäßigen oder zufälligen Zusammenhängen zweier Parameter (GRÄNICHER 1994). Die Differenz zwischen dem Beobachtungswert einer Messgröße und den dazu gehörigen Schätzwerten wird als Residuum bezeichnet. Den Zusammenhang zweier Messgrößen (z_1 und z_2) beschreibt die Kovarianz (C), welche das mittlere Produkt der Residuen der beiden Messgrößen ist.

$$C(z_1, z_2) = \frac{1}{n} \sum_{a=1}^n (z_1^a - \bar{x}_1)(z_2^a - \bar{x}_2)$$

Die Kovarianz dividiert durch das Produkt der Standardabweichung (s) der beiden Variablen ist gleich dem Korrelationskoeffizient (ρ).

$$r_{12} = \frac{C(z_1, z_2)}{\sqrt{s_1^2 \cdot s_2^2}}$$

Der Korrelationskoeffizient ist eine Maßzahl für die Güte des Zusammenhanges zwischen zwei Messgrößen. Die korrekte Berechnung von Korrelationskoeffizienten aus zwei Stichproben setzt voraus, dass der Zusammenhang zwischen den beiden Stichproben linear ist, die Stichproben und die dazu gehörigen Grundgesamtheiten normalverteilt sind und eine gegenseitige Datenunabhängigkeit zwischen den beiden Stichproben besteht (GRAMS 2000). Weiterhin ist bei der Interpretation zu beachten, dass die zwei Stichproben durch weitere Größen beeinflusst sein können und dass der errechnete Korrelationskoeffizient zunächst nur für die Stichproben gilt. Die Rangkorrelation nach SPEARMAN (SCHÖNWIESE 1992) hat den Vorteil, dass es sich um ein verteilungsfreies Verfahren handelt, d. h. die

Berechnung ist unabhängig von der Verteilungsform der Stichproben. Weiterhin liefert das Verfahren auch bei nicht linearen Zusammenhängen brauchbare Abschätzungen für die Korrelation.

Für die Berechnung des Rangkorrelationskoeffizienten werden die Stichproben in aufsteigender Rangfolge sortiert und die Rangplatzdifferenzen (D_i) berechnet. Der Rangplatzkorrelationskoeffizient (ρ_R)

nach SPEARMAN lautet:

$$r_R = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n^3 - n}$$

6.4.3 Anwendung statistischer Methoden

Die Korrelationsanalyse wurde für zwei verschiedene Datensätze durchgeführt. Zum einen für die Messstellenklasse des Quellhorizontes Geeser Maar (10, 11, 12, 13, 14), zum anderen für die Messstellenklasse des unterdevonischen Grundgebirges (2, 3, 6, 7, 8). Ein Datensatz besteht aus allen verfügbaren Messwerten aller Messstellen, die der jeweiligen Messstellenklasse zugeordnet sind. Die Messreihen der verschiedenen Messstellen sind unabhängig. Das Zusammenfassen von zeitlich versetzten Messreihen ein und derselben Messstelle stellt formal ein nicht zulässiges Abhängigkeitsverhältnis dar. Es wird deshalb vorausgesetzt, dass die zeitlich versetzten hydrochemischen Analysen einer Messstelle ebenfalls unabhängige Fälle darstellen – entsprechend der Annahme, dass die Messstellen zu unterschiedlichen Zeiten unterschiedliche Wässer führen. Bei der Interpretation ist dies zu berücksichtigen und wurde anhand partieller Korrelationsanalysen überprüft.

Die Schwankung der Parameter ist durch den Variationskoeffizienten in Abbildung 6-8 dargestellt. Die Parameter Abfluss, Mangan-Gehalt und Eisen-Gehalt weisen für beide untersuchten Datensätze einen sehr hohen Wert > 1 auf. Diese Messwerte enthalten erratische Extremwerte und sind für die Interpretation der Korrelationskoeffizienten nicht verwendbar. Die Parameter Nitrit und Ammonium wurden gänzlich ausgelassen, da deren Konzentrationen überwiegend unterhalb der analytischen Nachweisgrenze liegen und somit als Zufallszahl keiner Korrelation unterliegen.

Die Variationskoeffizienten der beiden betrachteten Messstellenklassen unterscheiden sich deutlich. Die Quellen des Geeser Maares zeigen über das Jahr verteilt keinerlei Temperaturschwankung. Dagegen sind die Quellen des unterdevonischen Schiefergebirges deutlich von Temperaturschwankungen geprägt, die auf Grund der oberflächennahen Position des Grundwassers und der saisonalen Temperaturveränderungen beeinflusst sind. Die Variabilitätsunterschiede der elektrischen Leitfähigkeit fallen nicht sehr deutlich aus, wobei die Variabilität der chemischen Zusammensetzung qualitativ verschieden ist. Die Quellen des Geeser Maares zeigen eine sehr hohe Variabilität der freien gelösten Kohlensäure. Im Weiteren fallen die Kationen Natrium und Magnesium durch eine höhere Variabilität auf. Die Quellen des unterdevonischen Schiefergebirges zeigen insbesondere bei den Anionen eine höhere Variabilität.

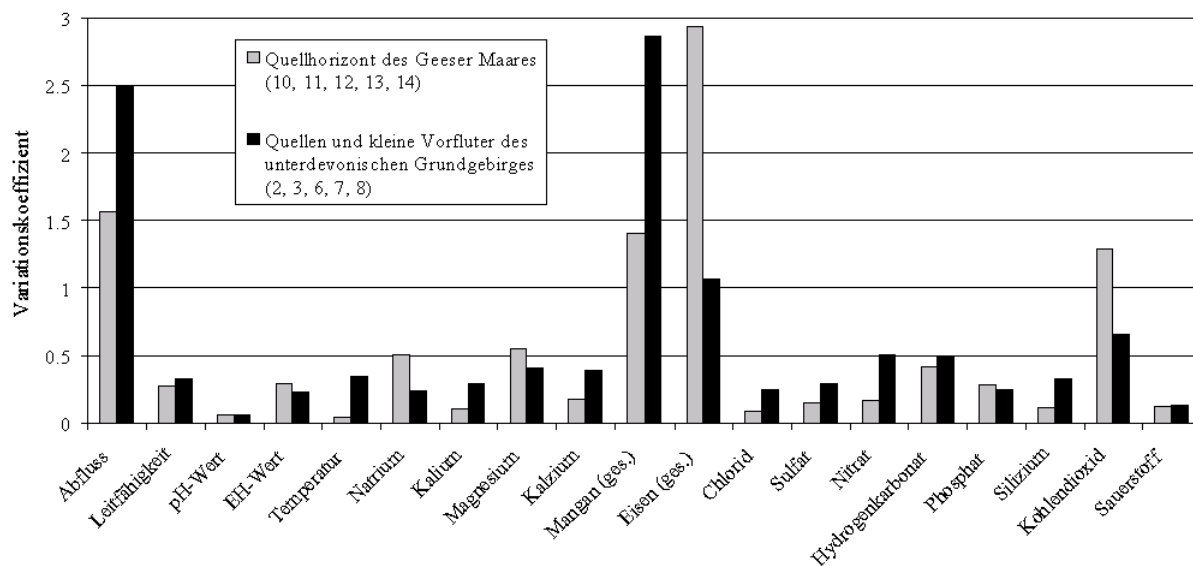


Abb. 6-8: Vergleich der Variationskoeffizienten für die Messstellenklasse des Quellhorizontes im Geeser Maar und der Messstellenklasse des unterdevonischen Grundgebirges

Auf Grund der nicht gegebenen Normalverteilung vieler Parameter, wurde zur Berechnung der Korrelationskoeffizienten die verteilungsfreie Rangkorrelation nach SPEARMAN angewandt (GRAMS 2000). Der Wertebereich für Korrelationskoeffizienten reicht von -1 (perfekter negativer Zusammenhang) bis +1 (perfekter positiver Zusammenhang). Der Wert 0 bedeutet, dass kein Zusammenhang besteht.

Die Ergebnisse der Korrelationsrechnung sind in den Tabellen 6-3 für die Messstellenklasse des unterdevonischen Schiefergebirges und in Tabelle 6-4 für die Messstellenklasse des Quellhorizontes Geeser Maar aufgelistet. Zur besseren Übersichtlichkeit sind signifikante Korrelationskoeffizienten $\rho_R > \pm 0,5$ fett markiert, $\rho_R > \pm 0,9$ durch einen schwarzen Hintergrund hervorgehoben. Die Signifikanz ist unter anderem abhängig von der Anzahl der verwendeten Fälle. Korrelationskoeffizienten von $\rho_R > \pm 0,5$ sind hier alle auf dem Niveau von 0,01 signifikant.

Anhand der Korrelationskoeffizienten können simple Zusammenhänge, wie z.B. die Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit von den Hauptinhaltsstoffen, leicht nachvollzogen werden. Ein weiteres Beispiel ist die signifikante Korrelation von Natrium und Chlorid im Bereich des unterdevonischen Grundgebirges, welches für den gemeinsamen Eintrag der beiden Ionen spricht. Dagegen ist an den Messstellen des Quellhorizontes Geeser Maar diese Korrelation nicht nachweisbar. Die auffälligsten Unterschiede zwischen den beiden betrachteten Messstellenklassen bestehen aber in den Korrelationen der chemischen Parameter gegenüber der Temperatur und des pH-Wertes. Bei den Quellwässern des Geeser Maares treten für die Temperatur keine signifikanten Korrelationen auf. Dies ist aber durch die unverändert konstante Temperatur der Quellwässer begründet. Dagegen zeigen die chemischen Parameter der Proben des unterdevonischen Grundgebirges gegenüber dem pH-Wert keine signifikanten Korrelationen, obwohl die pH-Werte Schwankungen unterliegen.

Tab. 6-3: Korrelationskoeffizienten ρ_R für die Messstellen des unterdevonischen Grundgebirges (Waldlage) 2, 3, 6, 7, 8 von 05/99 bis 09/00, n=38, Rangkorrelation nach Spearman.

	A _o	Leitf.	pH	eH	T	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn _{ges}	FE _{ges}	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂
A _o	1.00																	
Leitf.	-0.47	1.00																
pH	0.13	0.48	1.00															
eH	0.00	0.02	0.09	1.00														
T	-0.54	0.74	0.29	-0.05	1.00													
Na ⁺	0.28	0.40	0.32	0.05	0.29	1.00												
K ⁺	-0.60	0.32	0.24	0.07	0.57	-0.14	1.00											
Mg ²⁺	-0.45	0.95	0.47	0.00	0.67	0.34	0.25	1.00										
Ca ²⁺	-0.49	0.91	0.35	0.09	0.69	0.33	0.29	0.84	1.00									
Mn _{ges}	-0.17	0.44	0.25	-0.01	0.11	0.24	-0.18	0.37	0.42	1.00								
FE _{ges}	0.19	0.18	0.12	-0.14	-0.10	0.45	-0.40	0.18	0.19	0.55	1.00							
Cl ⁻	0.27	0.38	0.19	-0.09	0.16	0.88	-0.28	0.37	0.28	0.26	0.48	1.00						
SO ₄ ²⁻	0.41	0.31	0.24	-0.11	-0.18	0.61	-0.61	0.32	0.22	0.57	0.65	0.72	1.00					
NO ₃ ⁻	0.62	-0.28	0.19	-0.27	-0.58	0.00	-0.53	-0.22	-0.35	0.24	0.20	0.11	0.52	1.00				
HCO ₃ ⁻	-0.56	0.96	0.39	0.07	0.77	0.31	0.39	0.94	0.95	0.32	0.12	0.28	0.15	-0.42	1.00			
PO ₄ ³⁻	0.07	0.15	0.33	-0.02	0.25	0.09	0.41	0.07	0.23	-0.43	-0.30	0.04	-0.37	0.01	0.18	1.00		
Si	0.50	0.11	0.24	0.22	0.03	0.69	-0.26	0.15	0.11	-0.19	0.20	0.71	0.42	0.06	0.12	0.38	1.00	
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Tab. 6-4: Korrelationskoeffizienten ρ_R für die Messstellen des Quellhorizontes des Geeser Maeres 10, 11, 12, 13, 14 von 05/99 bis 09/00, n= 45, Rangkorrelation nach SPEARMAN.

	A _o	Leitf.	pH	eH	T	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn _{ges}	FE _{ges}	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂
A _o	1.00																	
Leitf.	0.39	1.00																
pH	-0.14	-0.71	1.00															
eH	-0.10	0.02	-0.12	1.00														
T	-0.26	0.21	-0.11	-0.43	1.00													
Na ⁺	-0.05	0.65	-0.90	0.15	0.23	1.00												
K ⁺	0.34	0.59	-0.63	-0.18	0.36	0.55	1.00											
Mg ²⁺	0.33	0.83	-0.59	-0.04	0.29	0.60	0.46	1.00										
Ca ²⁺	0.45	0.62	-0.40	0.08	-0.06	0.25	0.62	0.32	1.00									
Mn _{ges}	0.07	0.09	0.10	0.09	-0.18	-0.11	-0.13	-0.13	0.24	1.00								
FE _{ges}	0.05	0.02	0.03	0.17	0.01	-0.10	-0.06	-0.06	-0.07	0.07	1.00							
Cl ⁻	0.32	0.10	0.30	-0.13	-0.17	-0.30	-0.32	-0.32	0.00	0.07	-0.06	1.00						
SO ₄ ²⁻	-0.55	-0.02	-0.43	0.38	0.09	0.54	0.08	0.08	0.02	-0.08	0.20	-0.71	1.00					
NO ₃ ⁻	-0.32	0.07	-0.38	0.45	0.01	0.55	-0.02	-0.02	0.09	-0.21	0.22	-0.31	0.75	1.00				
HCO ₃ ⁻	0.44	0.92	-0.66	-0.06	0.26	0.62	0.68	0.68	0.82	0.06	-0.08	0.14	-0.16	-0.05	1.00			
PO ₄ ³⁻	-0.67	-0.05	-0.31	0.24	0.27	0.44	0.12	0.12	0.06	-0.15	0.00	-0.54	0.68	0.48	-0.06	1.00		
Si	-0.17	0.46	-0.80	0.20	0.24	0.88	0.41	0.41	0.51	-0.06	-0.14	-0.45	0.60	0.58	0.38	0.50	1.00	
CO ₂	0.15	0.80	-0.90	0.01	0.06	0.86	0.64	0.64	0.81	0.15	0.03	-0.29	0.30	0.19	0.81	0.27	0.67	1.00

6.5 Bewertung der Messergebnisse und Charakterisierung hydrochemischer Prozesse

Die Betrachtung der hydrochemischen Hauptinhaltsstoffe (Piper-Diagramme Abbildung 6-3) zeigt eine deutliche Clusterbildung in Anhängigkeit von der umgebenden geologischen Situation. Die Nebeninhaltsstoffe verweisen zum Teil auf eine noch deutlichere Separation (Abbildung 6-4b). Im Weiteren zeigen die beiden durchgeführten Korrelationsanalysen ebenfalls deutliche qualitative und quantitative Unterschiede im Korrelationsgefüge zweier geologisch definierter Messstellenklassen.

Die geologischen Einheiten werden durch jeweils charakteristische hydrochemische Regime geprägt, in denen hydrochemische Prozesse unterschiedlich intensiv die Beschaffenheit des Wassers beeinflussen. Im Folgenden werden die durch den geologischen Bezug definierten hydrochemischen Systeme vorgestellt. Die hydrochemischen Parameter Eisen, Mangan, Nitrit und Ammonium sind für das gesamte Arbeitsgebiet nicht repräsentativ und können daher unberücksichtigt bleiben. Die Mineralquelle des Geeser Drees befindet sich außerhalb des engeren Arbeitsgebietes und bleibt deshalb unbeachtet.

6.5.1 Quellen und kleine Vorfluter im unterdevonischen Grundgebirge (2, 3, 6, 7, 8)

Die Gesteine des unterdevonischen Schiefergebirges werden durch ein geringes hydraulisches Retentionsvermögen geprägt. Die Abflussmengen fallen im Verlauf des Sommerhalbjahres auf einen kaum noch messbaren Wert ab, während die elektrische Leitfähigkeit sich kontinuierlich verdoppelt. Ein Teil der Quellen fiel während des Sommers vollständig trocken. Die deutliche saisonale Temperaturschwankung des Quellwassers verweist auf den oberflächennahen Charakter des Grundwassers.

Das Quell- und Bachwasser, das den unterdevonischen Gesteinen entspringt, ist mehrheitlich dem Ca-Mg-HCO₃-Typ und im Frühjahr stellenweise dem Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Typ zu zuordnen. Im Verlauf des Sommerhalbjahres erhöht sich kontinuierlich die Gesamtlösungsfracht mit einer Verringerung der Sulfatkonzentration und einer überproportionalen Erhöhung des Hydrogenkarbonat-Gehaltes. Das temperaturabhängige Verhalten vieler Parameter spiegelt sich sehr gut in der Korrelationsanalyse wieder, z.B. $\rho_{R_{\text{Leitf.}} - T} = 0,71$ (siehe Tabelle 6-3).

Die Erhöhung der Lösungsfracht im Verlauf der Sommermonate wird möglicherweise durch den Prozess der Evapotranspiration beeinflusst. Daraus würde insbesondere für die Sommermonate eine Erhöhung der Chlorid- und Natriumgehalte folgen. Die Korrelationsanalyse zeigt im Gegensatz zu anderen Ionen keinen Zusammenhang mit der Temperatur. Die Konzentration von Chlorid beträgt aber über das gesamte Jahr ca. 3-7 mg/l und von Natrium 2-4 mg/l. Da dies den Gehalten des Niederschlages entspricht (MATTHEß 1994) und zwischen Chlorid und Natrium eine signifikant hohe Korrelation von $\rho_{R_{\text{Cl-Na}}} = 0,88$ auftritt, ist davon auszugehen, dass Chlorid und Natrium gemeinsam, von den Jahreszeiten unabhängig, mit dem Niederschlag zugeführt werden.

Die signifikante saisonale Variation der Hauptinhaltsstoffe beruht deshalb vermutlich auf biologische Prozesse. Mit steigenden Temperaturen ist so der signifikante Anstieg von Hydrogenkarbonat zu

erklären, weil verstärkt biogenes Kohlendioxid der Bodenluft zugeführt und im oberflächennahen Grundwasser gelöst wird.

Einen eindeutigen Beweis für den Einfluss des biologischen Systems Wald auf die Wasserbeschaffenheit liefert die Spezies Nitrat. Die Zeitreihen des Nitrates (siehe Abbildung 6-6a) zeigen während der Sommermonate minimale Konzentrationen von 3 - 7 mg/l und in den Wintermonaten 12 - 15 mg/l. Anthropogene Einflüsse, wie z.B. Landwirtschaft, können für die betrachteten Messstellen sicher ausgeschlossen werden. Der Pflanzennährstoff Nitrat wird von dem biologischen System Wald produziert und während der Wintermonate bei eingeschränkter Aktivität der Pflanzen verstärkt ausgetragen. Die Korrelationsanalyse zeigt mit $\rho_{R \text{ Nitrat} - \text{Sulfat}} = 0,52$ einen signifikanten Zusammenhang von Nitrat und Sulfat (siehe Abbildung 6-4a). Die zeitliche Variabilität von Sulfat mit erhöhten Werten in den Wintermonaten kann neben biologischen Ursachen auch mit einem verstärkten Eintrag von Schwefelsäure während der Wintermonate verbunden sein, die auf Grund von Rauchgasemissionen während der kalten Jahreszeit entsteht. Die Sulfat-Konzentrationen des Niederschlages von ca. 3 - 10 mg/l (MATTHEB 1994) reichen aber nicht aus, um die Gehalte im Grundwasser zu erklären.

6.5.2 Quellen und kleine Vorfluter im mitteldevonischen Grundgebirge (43, 45, 59)

Die karbonatischen Gesteine des Mitteldevons sind einerseits durch hohe hydraulische Durchlässigkeit, andererseits durch geringes hydraulisches Speichervermögen gekennzeichnet. Die Schüttungsmenge der mitteldevonischen Quellen geht im Verlauf des Sommerhalbjahres deutlich zurück, allerdings bildet sich ein konstanter Trockenwetterabfluss aus.

Im Vergleich zu den Quellen im Bereich der unterdevonischen Gesteine zeigen diese eine deutliche höhere elektrische Leitfähigkeit, verbunden mit hoher Lösungsfracht. Die elektrische Leitfähigkeit bleibt an Messstellen 43 und 59 über den gesamten Beobachtungszeitraum bei ca. 520 $\mu\text{S}/\text{cm}$ konstant. Die erhöhte Lösungsfracht der Quellen beruht auf der Löslichkeit der mitteldevonischen karbonatischen Gesteine. Das Sättigungsgleichgewicht der Hauptinhaltsstoffe beschränkt die Lösungsfracht. Die Karbonatlösung führt zu vielfältigen Karsterscheinungen, die eine verbesserte hydraulische Durchlässigkeit und Sinterbildungen an den Quellen zur Folge haben.

Die hydrochemischen Analysen ergaben, trotz verringerter Schüttungsmengen, unveränderte Konzentrationen an Hauptinhaltsstoffen. Die Wässer gehören zum Ca-Mg-HCO₃-Typ. Die Gehalte an Kalzium, Magnesium und Hydrogenkarbonat werden durch die Löslichkeit der karbonatischen Gesteine bestimmt. Die relativ erhöhten Sulfatkonzentrationen von maximal 50 mg/l (Abbildung 6-5d) werden ebenfalls durch Lösungsprozesse verursacht.

Für die Ionen Natrium, Chlorid und Nitrat sind die gleichen Prozesse wie im Bereich der unterdevonischen Schiefer bestimmend. Das saisonale Nitratsignal ist mit einem Schwankungsbereich von 4 - 9 mg/l im Vergleich zum unterdevonischen Grundgebirge nicht so markant ausgeprägt.

6.5.3 Quellenhorizont des Geeser Maares (10, 11, 12, 13, 14, 15)

Der Quellhorizont des Geeser Maares entwässert den Porenaquifer der Kraterfüllung. Er ist durch ein sehr hohes Retentionsvermögen gekennzeichnet. Die Verweildauer des Grundwassers ist länger als ein Jahr (siehe Kapitel 7 - Umweltisotopie), womit saisonale Effekte der hydrochemischen Parameter nicht zu erwarten sind. Der Aquifer der Kraterfüllung befindet sich im Abstrom unterdevonischer Gesteine. Infiltration von Oberflächenwasser aus diesem Bereich trägt überwiegend zur Grundwasser-Neubildung bei. Der Geeser Bach neigt im Bereich des Geeser Maares ebenfalls zur Infiltration, allerdings ist die Infiltration von Bachwasser im Verhältnis zur Abflussmenge des Baches und zur gesamten Grundwasser-Neubildung gering (siehe Kapitel 5 - Grundwasserhaushalt).

Die elektrische Leitfähigkeit der Quellwässer im Geeser Maar fällt im Verlauf des Sommerhalbjahres. Diese Tendenz widerspricht den Beobachtungen an anderen Messstellen, wo kontinuierlich ansteigende elektrische Leitfähigkeiten gemessen wurden. Fallende elektrische Leitfähigkeiten werden hauptsächlich durch die Abnahme von Hydrogenkarbonat und Magnesium verursacht. Der Wassertyp entwickelte sich während des Sommerhalbjahres von einem Ca-Mg-HCO₃-Typ zu einem Ca-HCO₃-Typ. Die Konzentration von Sulfat und Chlorid bleibt unverändert.

Das Quellwasser wird durch zeitlich stark schwankende Gehalte gelösten Kohlendioxids geprägt. Frei austretendes Kohlendioxid ist ebenfalls zu beobachten, deren Einfluss ist aber nur im nördlichen Bereich des Quellhorizontes zu erkennen. Die Messstellen 13 und 14 zeigen keinen erhöhten Kohlendioxidgehalt.

Die Korrelationsanalyse zeigt einen signifikanten Zusammenhang zwischen Kohlendioxidgehalt, pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit ($\rho_{R \text{ pH} - \text{CO}_2} = -0,90$, $\rho_{R \text{ CO}_2 - \text{Leitf.}} = 0,80$; $\rho_{R \text{ pH} - \text{Leitf.}} = -0,71$). Die Mehrheit aller weiteren Parameter zeigt ebenfalls signifikante Zusammenhänge zu Kohlendioxidgehalt, pH-Wert oder elektrischer Leitfähigkeit (Tabelle 6-4). Einzig das Chlorid ist von den Prozessen im Untergrund der Quellen unbeeinflusst (Eisen, Mangan und Abfluss sind auf Grund der hohen Variationskoeffizienten nicht interpretierbar). Welcher Prozess dieses hydrochemische Regime dominierend beeinflussen könnte, soll im Folgenden betrachtet werden.

Das Lösungsgleichgewicht zwischen gasförmigem Kohlendioxid, gelöstem Kohlendioxid und Kohlensäure und im Weiteren das gepufferte Säuren-Basen-Gleichgewicht der Karbonatspezies beeinflussen wesentlich den pH-Wert des Quellwassers und hängen ursächlich vom Kohlendioxid-Partialdruck entlang des Fließpfades zu den entsprechenden Messstellen ab. Die signifikante Korrelation von Kohlensäure und Hydrogenkarbonat beruht auf diesem Prozess. Das Kohlendioxid durchströmt aus dem Erdmantel kommend semidiffus die Kruste und ist eine Begleitform des Vulkanismus der Eifel. Der pH-Wert wiederum steuert eine Vielzahl von Prozessen. Insbesondere die Hydrolyse von Silikaten wird unter sauren pH-Werten intensiviert. Die signifikante negative Korrelation des pH-Wertes mit den Stoffen Natrium, Kalium, Magnesium und Kieselsäure bestätigt den Verdacht der Silikathydrolyse im Grundwasserleiter des Geeser Maares. Natrium und Kalium deuten auf Feldspatverwitterung saurer Magmatite bzw. feldspathaltiger Sedimente hin. Die hellglimmerreichen Klerfer Schichten des Unter-

devons erfüllen diese Bedingung. Magnesium verweist auf die hydrolytische Verwitterung von basischen Magmatiten. Die pyroxen- und biotithaltigen vulkanischen Tephra des Geeser Maares stellen das notwendige Ausgangsgestein zur Verfügung. Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die hydrochemischen Eigenschaften der Quellwässer am Quellhorizont des Geeser Maares durch den Einfluss des Kohlendioxids dominant beeinflusst sind.

Die starke signifikante Korrelation des gelösten Kohlendioxids mit Natrium stützt die These, dass ein Sauerling des Wassertyps Na-HCO₃ das Kohlendioxid (sowie Kohlensäure) begleitet. Die Lösung des Kohlendioxides im Wasser erfolgt vermutlich unterhalb der Maarstruktur und führt zu der Entwicklung des Na-HCO₃-Sauerlings. Ob der Na-HCO₃-Sauerling im zentralen Bereich des Maares oder erst am nördlichen Kraterand in die Kraterfüllung des Maares eindringt, um in einer eng begrenzten Zone innerhalb des vergleichsweise großen Quellhorizontes auszutreten, kann nicht sicher festgestellt werden. Der Quellhorizont zeigt eine Zonierung bezüglich des Einflusses des Na-HCO₃-Sauerlings. Chlorid ist an allen Messstellen gleichbleibend niedrig.

Anhand der Zeitreihen der Nebeninhaltsstoffe Phosphat, Kalium und gelöster Kieselsäure (siehe Abbildung 6-6b, 6-6c, 6-6d) und dem Diagramm Phosphat in Abhängigkeit von der gelösten Kieselsäure (siehe Abbildung 6-4b) sind die im Vergleich zu weiteren hydrochemischen Regimen im Arbeitsgebiet stark erhöhten Gehalte zu beobachten. Die Korrelation mit der Kieselsäure spricht gegen den Eintrag der Pflanzennährstoffe Phosphat und Kalium als Dünger, eine anthropogene Kontamination ist daher unwahrscheinlich. Gegenüber der freien gelösten Kohlensäure, Natrium und weiterer Ionen besteht keine signifikante Korrelation. Als Phosphat- und Kaliumquelle verbleiben ausschließlich die Gesteine der Kraterfüllung. Insbesondere die vulkanischen Schlacken der Kraterfüllung mit einer Vielzahl von Mineralen, die im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Atmosphäre leicht zur hydrolytischen Verwitterung, Lösung oder zu Ionenaustausch neigen (GISLASON & EUGSTER 1987), dienen möglicherweise als Quelle dieser Ionen. Diese Verwitterungsprozesse werden natürlich auch von der Kohlensäure kontrolliert, bedeutender ist aber der Kontakt des Grundwassers zu den anstehenden frischen hoch porösen Vulkaniten.

6.5.4 Quellen mit erhöhter Salzfracht

Während der hydrogeologischen Kartierung im April 1999 wurden Quellen mit deutlich erhöhter Leitfähigkeit kartiert. Anhand der geologischen Rahmensituation konnten die anomal erhöhten Leitfähigkeiten nicht erklärt werden. Zur weiteren Überprüfung wurden diese zu den Messstellen 21, 31, 32 und 34 ausgebaut. Sie befinden sich alle mit ihrem oberirdischen Einzugsgebiet im Bereich unterdevonischer Gesteine sowie entlang der Straßen Gees-Neroth oder Gees-Kirchweiler. Messstelle 31 befindet sich an einer alten, durch eine neue Straße überbauten Straßengrabenentwässerung. Die Schüttungscharakteristik der Quellen ist mit denen in den unterdevonischen Gesteinen vergleichbar. Messstelle 31 und 32 fielen zeitweise trocken. Messstelle 34 zeigte aber einen vergleichsweise hohen Trockenwetterabfluss. Die elektrische Leitfähigkeit ist sehr variabel mit maximalen Werten von

ca. 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Diese Wässer entsprechen dem Na-Cl-Typ, z.T. dem Na-Mg-Ca-Cl- HCO_3 -Typ oder dem Na-Mg-Cl- HCO_3 -Typ. Die hydrochemischen Analysen zeigen, dass ein zusätzlicher Eintrag von Natrium und Chlorid die Schwankung der Gesamtlösungsfracht vollständig erklärt. Die erhöhte Na-Cl-Komponente dieser Wässer wird vermutlich durch winterliches Streusalz eingetragen.

Eine weitere mögliche Erklärung für die anormal hohen Natrium- und Chloridgehalte, z.B. durch aufsteigendes salinares tiefes Grundwasser entlang tektonischer Strukturen, kann auf Grund der topografisch erhöhten Position dieser Messstellen ausgeschlossen werden. Der Quellschicht des Geeser Maars ist im regionalen Rahmen auf Grund der tiefen topografischen Eintalung ein bevorzugter Entwässerungspunkt für tieferes Grundwasser. Der Säuerling im Geeser Maar repräsentiert die Komponente des tieferen Grundwassers, allerdings ohne erhöhten Chloridgehalt.

6.5.5 Geeser Bach – zentrale Vorflut

Die Wasserführung des Geeser Baches schwankt deutlich im Verlauf des Jahres. Die Abflussmengen variieren zwischen dem sommerlichen Trockenwetterabfluss und einem winterlichen Hochwasser in einem Verhältnis von ca. 1:100. Im Winterhalbjahr dominiert der Oberflächenabfluss aus dem unterdevonischen Grundgebirge, während im Sommerhalbjahr der Abfluss nahezu ausschließlich aus dem Porenaquifer des Geeser und Hengstweiler Maars gespeist wird. Die hydrochemische Zusammensetzung spiegelt diese Entwicklung anhand der in Abbildung 6-5 und 6-6 dargestellten Parameter sehr gut wieder. Die Hauptinhaltsstoffe folgen überwiegend der saisonalen Entwicklung, die bereits für das hydrochemische System des unterdevonischen Grundgebirges beschrieben wurde. Die Inhaltsstoffe Phosphat, Kalium und gelöste Kieselsäure werden von dem vulkanischen Porenaquifer des Geeser und Hengstweiler Maars ausgehend in den Geeser Bach eingetragen. Während des Winterhalbjahres steigt der Oberflächenabfluss überproportional an, womit der Abflussanteil aus den vulkanischen Porenaquiferen keinen Einfluss auf die hydrochemischen Eigenschaften des Geeser Baches ausübt. Entsprechend gehen die Konzentrationen der genannten Nebeninhaltsstoffe zurück. Im Sommerhalbjahr sind die Gehalte mit den vergleichsweise erhöhten Gehalten der Quellwässer im Geeser Maar vergleichbar.

Der Oberflächenabfluss von der Straße Gees-Nerother in das Bachwasser mit einem vermutlich hohen Streusalzanteil führt zu der deutlichen Chlorid-Erhöhung während der Wintermonate. Während der Sommermonate sind die Chloridgehalte deutlich geringer, aber immer noch erhöht, gegenüber dem Grundwasser des Geeser Maars oder dem devonischen Grundgebirge.

Im Abstrom des Quellschichtes im Geeser Maar ist der Einfluss des Säuerlings deutlich nachweisbar. Im Bachwasser konnten Konzentrationen bis 40 mg/l von gelöstem Kohlendioxid nachgewiesen werden. Eine Frachtberechnung ergab, dass der überwiegende Teil der Kohlensäure zwischen der Bachwassermessstelle 19 und 0 über das Bachbett in den Geeser Bach und nicht über die Quellschichten eingetragen wird.

7 Umweltisotopie

In der modernen hydrogeologischen und geochemischen Erkundung werden als begleitende Untersuchungsmethode routinemäßig Isotopenmessungen eingesetzt. Zu den Umweltisotopen zählen die in hydrologischen, geologischen und biologischen Systemen häufig auftretenden stabilen Isotope der leichten Elemente H, C, N, O oder S. Die Isotope dieser Elemente werden unter natürlichen Bedingungen auf Grund ihrer vergleichbaren großen Massendifferenz zwischen Mutter- und Tochterisotop durch chemische (z.B. Verwitterung), physikalische (z.B. Verdunstung) und biologische Prozesse (z.B. Stoffwechsel von Bodenorganismen) fraktioniert. Dieser Vorgang führt zu einer messbaren stoff- und prozessspezifischen Isotopensignatur. Radioaktive Isotope sind durch ihren isotopenspezifischen Zerfall in verschiedene Spaltprodukte charakterisiert und eignen sich insbesondere für Datierungszwecke.

Im Rahmen der Grundwassererkundung Geeser Maar wurden die Isotope ^2H , ^{18}O , ^{13}C und ^3H analysiert. Die Aufwendungen für Probennahme und analytische Bestimmung sind für die genannten Isotope gering und ohne spezielle Logistik sowie Probenaufbereitung durchführbar.

7.1 Grundlagen

Die Struktur eines Nuklids (Nu – Bezeichnung für ein isotopenspezifisches Atom) wird durch die Anzahl seiner Protonen und Neutronen definiert. Die Protonenanzahl (Z) beschreibt die Elementzugehörigkeit des Nuklids, während die Neutronenanzahl (N) das Isotop des Nuklids charakterisiert. Die Summe der Protonen und Neutronen eines Nuklids ist gleich der Atommasse (A). Das Nuklid wird wie folgt dargestellt: ${}^A_Z\text{Nu}_N$, dabei gilt $A = Z + N$.

Abbildung 7-1 zeigt die Nuklide der leichten Elemente bis zum Sauerstoff (CLARK & FRITZ 1997). Die stabilen Isotope sind in der Abbildung durch schwarz ausgefüllte Rahmen dargestellt. Die natürlichen Konzentrationen der stabilen Isotope eines Elementes sind im jeweiligen Rahmen unterhalb des Nuklidsymbols aufgeführt. Die Verbreitung der radioaktiven Isotope ist an den weiß ausgefüllten Rahmen zu erkennen. Unter dem Nuklidsymbol steht die Halbwertszahl sowie die Art der emittierten Strahlung.

Die Fraktionierung der Isotope beruht auf variierenden Atommassen zwischen Mutter- und Tochterisotop eines Elementes. Der Verlauf von kinetischen Reaktionen, z.B. Änderung des Aggregatzustandes der chemischen Bindungsform oder bei Bewegungsvorgängen wie der Diffusion, erfolgt isotopenspezifisch mit unterschiedlichen Reaktionsgeschwindigkeiten. Eine wichtige Voraussetzung für die Isotopenfraktionierung ist das reaktive Gleichgewicht der Reaktionspartner. Bei vollständigem reaktiven Stoffumsatz, ohne eine kinetisch gleichwertige Rückreaktion, besitzen die Reaktionsprodukte anschließend dieselbe Isotopenzusammensetzung wie die Ausgangsprodukte. Der Fraktionierungsgrad zweier Isotope wird durch den Grad des erreichten Gleichgewichtszustandes und durch kinetische Kennwerte wie Druck, Temperatur und chemische Bindungsformen bestimmt.

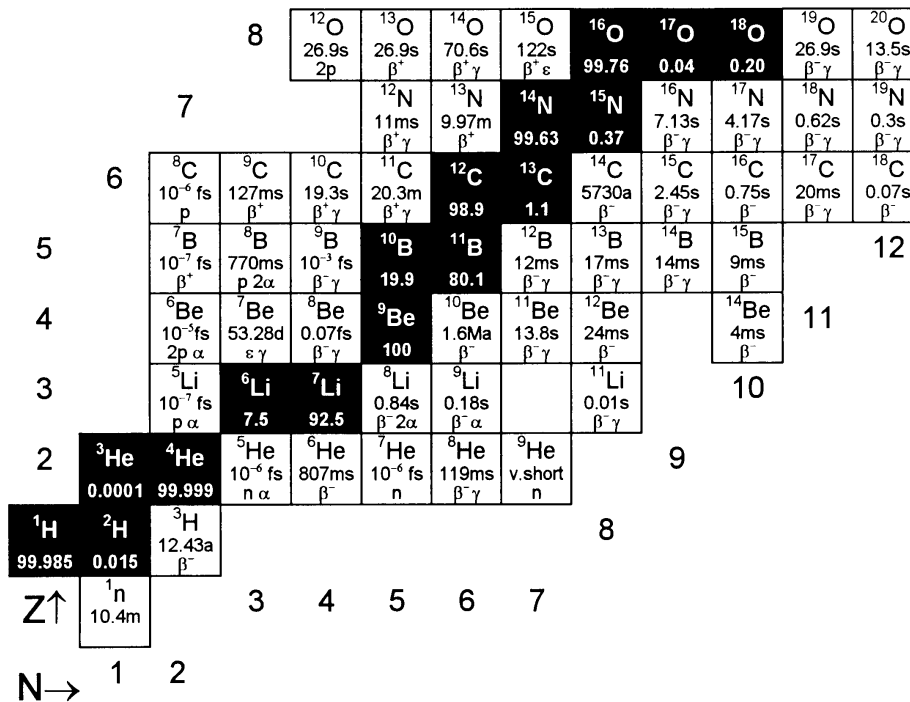


Abb. 7-1: Isotopenspektrum der leichten Elemente – die stabilen Isotope sind gegenüber den radioaktiven Isotopen durch einen schwarz ausgefüllten Rahmen hervorgehoben. Unter dem Nuklidsymbol sind für die stabilen Isotope die natürliche prozentuale Verteilung und für die radioaktiven Isotope die Halbwertszeit sowie die Art der emittierten Strahlung dargestellt (CLARK & FRITZ 1997).

Die Isotopenfraktionierung des Wassers im meteorologischen Kreislauf wird hauptsächlich durch die Änderung des Aggregatzustandes geprägt. Die Verdunstung der an Wasserdampf ungesättigten Luft ist typischerweise eine kinetische Reaktion, bei der die Phasen den Gleichgewichtszustand nicht vollständig erreichen. Das Isotopenmuster des Wasserdampfes in der Atmosphäre ist durch komplexe Fraktionierungs- und Mischungsprozesse chaotisch verteilt. Im Gegensatz dazu ist während der Kondensation die Luft zwangsläufig mit Wasserdampf gesättigt, sodass während der Wolkenbildung und des Abregnens die kinetischen Reaktionen unter Gleichgewichtsbedingungen ablaufen. In dessen Folge entsteht ein spezifisches Isotopenmuster, dessen Fraktionierungsgrad ausschließlich durch die Temperatur signifikant beeinflusst wird. In warmen Regionen findet kaum Fraktionierung statt, z.B.: Addisabebba (Äthiopien, Juli) $\delta^2\text{H} = -1,13$; $\delta^{18}\text{O} = -1,70$ (HTTP://ISOHIS.IAEA.ORG). In kalten Regionen ist der Niederschlag an schweren Isotopen deutlich abgereichert, z.B.: Alert (Alaska, Dezember) $\delta^2\text{H} = -276,49$ und $\delta^{18}\text{O} = -36,67$ (HTTP://ISOHIS.IAEA.ORG). Weltweite $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ Isotopenmessungen an Niederschlägen zeigen einen streng linear proportionalen Zusammenhang, dessen lineare Regressionsgerade als *global meteoric waterline* bezeichnet wird:

$$\delta^2\text{H} = 8.17 (\pm 0.07) \delta^{18}\text{O} + 11.27 (\pm 0.65) \quad \text{VSMOW (CLARK \& FRITZ 1997)}$$

Lokal können sich Abweichungen von der globalen meteorischen Wasserlinie ergeben. Zum einen beziehen sich die Abweichungen auf den Anstieg der Ausgleichsgeraden, zum anderen auf deren

Achsenschnittpunkt. Eine weitere Größe zum Beschreiben und Vergleichen der unterschiedlichen lokalen meteorischen Wasserlinien ist der Deuterium-Excess-Wert d :

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O} \quad \text{VSMOW (CLARK \& FRITZ 1997)}$$

Der Deuterium-Excess ist vorrangig eine Funktion der Humidität im Gebiet der Wasserdampfbildung. Stark erhöhte Werte verweisen auf aride Verhältnisse, während niedrige Werte auf feuchte Bedingungen während der Wasserdampfbildung hinweisen. Variierende Deuterium-Excess-Werte werden somit durch die unterschiedliche Herkunft des Niederschlages und durch saisonale Schwankungen verursacht. Eine Verschiebung der Isotopensignatur, die nicht den funktionellen Zusammenhängen der Wasserdampfbildung und des Niederschlages folgen, werden durch unterschiedliche reaktive Prozesse im Grundwasser verursacht (DOMENICO & SCHWARTZ 1998). Prozesse, die durch eine Abreicherung von $\delta^2\text{H}$ und Anreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ charakterisiert sind, werden in der grafischen Abbildung unterhalb der jeweiligen lokalen meteorischen Wasserlinie dargestellt. Sie sind durch chemische Wechselwirkungen unter heißen Milieubedingungen verursacht, wobei insbesondere thermale oder juvenile Wässer eine solche Isotopensignatur aufweisen. Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen, welche unter kalten Milieubedingungen ablaufen (Verwitterung, Lösung), führen zur relativen Anreicherung von $\delta^2\text{H}$ und Abreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ Isotopen. Eine solche Isotopensignatur führt im $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm zu einer Darstellung oberhalb der jeweiligen lokalen meteorischen Wasserlinie.

Die Isotope des Kohlenstoffes zeigen auf Grund vielfältiger chemischer (Base-Säure-Gleichgewicht, Redoxreaktionen) und biologischer Wechselwirkungen ein hohes Fraktionierungspotenzial. Abbildung 7-2 zeigt das $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenspektrum in Abhängigkeit unterschiedlicher Kohlenstoffreservoirs.

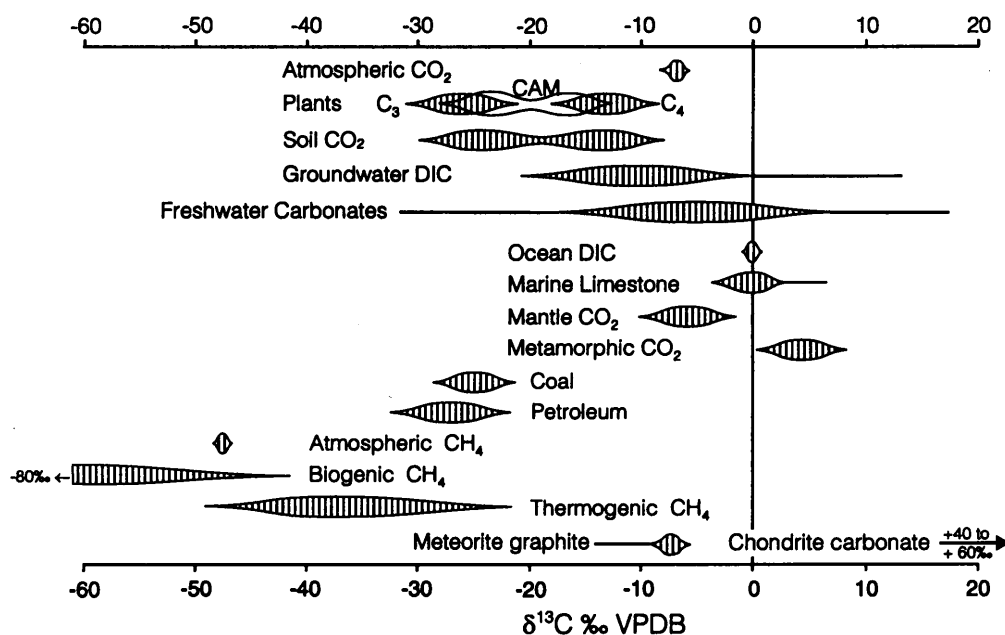


Abb. 7-2: $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenspektrum in Abhängigkeit unterschiedlicher Kohlenstoffreservoirs. In Mitteleuropa sind praktisch nur C_3 Pflanzen verbreitet (CLARK & FRITZ 1997).

Die Kohlenstoffphasen stehen im ständigen reaktiven Gleichgewicht zueinander, sodass bei ausreichend langem Kontakt einer Kohlenstoffphase mit einer weiteren Kohlenstoffquelle eine bindungsformspezifische Fraktionierung sowie Ausgleich unterschiedlicher $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte erfolgt. Die gelösten Kohlenstoffphasen des Grundwassers (DIC) sind durch einen breiten Wertebereich der $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte geprägt, worin die Einflussnahme durch weitere Kohlenstoffquellen deutlich wird.

Ein weiteres Umweltisotop ist das radioaktive Wasserstoffisotop Tritium mit drei Protonen und einer Halbwertszeit von 12,43 a. Tritium entsteht überwiegend bei Atombombentests, untergeordnet auch in der Stratosphäre durch die Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit dem Isotop ^{14}N . Das durch die natürliche und anthropogene Quelle erzeugte Tritium tritt mit dem Niederschlag in den hydrologischen Kreislauf ein.

7.2 Analytische Bestimmung der Isotopengehalte

7.2.1 Analytische Bestimmung und Standards stabiler Isotope

Die analytische Bestimmung der Isotope wird mittels Massenspektrometrie durchgeführt. Die Grundlage der Isotopen-Ratio-Massenspektrometrie besteht in der Auffächerung eines Ionenstrahls in einem Magnetfeld. Der Ionenstrahl wird durch die Erhitzung des Probenmaterials erzeugt. Der detaillierte Aufbau einer Messapparatur variiert in Abhängigkeit der zu messenden Stoffe und der zu erzielenden Messunsicherheit.

Stabile Umweltisotope werden als Verhältnis der beiden häufigsten Isotope eines Elementes dargestellt. Das Verhältnis (Ratio) von $\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{PROBE}} = 0,00204$ bedeutet, dass das schwere Sauerstoffisotop ^{18}O mit einer Häufigkeit von 0,204 % verbreitet ist.

Die An- bzw. Abreicherung verschiedener Isotope ist minimal und erfordert Messgeräte mit geringer Messunsicherheit. Zum Beispiel ist für die umweltanalytische Bestimmung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses eine Messsicherheit von $\epsilon = \pm 1 \cdot 10^{-6}$ erforderlich. Zur Verringerung des Messaufwandes werden in der Umweltisotopie weltweit einheitliche Standards verwendet. Hierbei wird das Isotopenverhältnis der Probe mit dem Isotopenverhältnis des Standards verglichen. Anstatt der absoluten Messung wird eine Vergleichsmessung zur Reduzierung der Messgeräteunsicherheit durchgeführt. Weiterhin garantiert die Verwendung eines einheitlichen Standards die Vergleichbarkeit der ermittelten Parameter. Die Konzentration eines Isotops d_{Isotop} wird als Differenz zwischen dem Isotopenverhältnis der Probe und des Standards normiert und mit dem Isotopenverhältnis des Standards verglichen. Die Isotopengehalte des Standards sind bekannt.

$$d^{18}\text{O}_{\text{PROBE}} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{PROBE}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{STANDARD}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{STANDARD}}}$$

Auf Grund der geringen Schwankung der Isotopenkonzentrationen durch natürliche Fraktionierungsprozesse wird die d_{Isotop} Konzentration in Promille angegeben.

$$d^{18}O_{PROBE} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{PROBE}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{STANDARD}} - 1 \right) \cdot 1000\text{‰}$$

Positive Werte zeigen eine Anreicherung des Isotops gegenüber dem Standard, entsprechend zeigen negative Werte eine Abreicherung bzw. eine geringere Konzentration des Isotops im Vergleich zum Standard.

Die Messungen der bedeutenden Umweltisotope ^2H und ^{18}O beziehen sich heute auf den international anerkannten Standard VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*). Dieser Standard wurde von der IAEA (*International Atomic Energy Agency Section of Isotop Hydrology*, WWW.IAEA.ORG.AT) eingeführt. Die Grundlage des Standards beruht auf destilliertem Meerwasser.

$$\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{VSMOW} = (2,0052 \pm 0,45) \cdot 10^{-3} \quad (\text{BARTSCHI 1976})$$

$$\left(\frac{^2H}{^1H} \right)_{VSMOW} = (1,5576 \pm 0,05) \cdot 10^{-4} \quad (\text{HAGEMANN ET AL. 1970})$$

Zur Bestimmung von ^{13}C wird für alle wichtigen Phasen des Kohlenstoffs, wie z.B. karbonatische Minerale, Kohlendioxid, gelöste organische und anorganische Kohlenstoffe, organische Gase, organische Flüssigkeiten, organische Feststoffe, der einheitliche VPDB Standard verwendet. Dieser Standard entspricht der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverteilung von Kalzitkristallen im Inneren des häufig vorkommenden Fossils *Belemnitella americana* der Pee-Dee-Formation (Kreide, South Carolina). Dieser Standard wird von der IAEA unterstützt und ist ebenfalls auf das Element Sauerstoff anwendbar.

$$\left(\frac{^{13}C}{^{12}C} \right)_{VPDB} = 1,1237 \cdot 10^{-2} \quad (\text{CLARK \& FRITZ 1997})$$

Aus technologischen Gründen erfolgen die Messungen der Wasserstoff- und Sauerstoffisotope in wasserfreier Phase. Der Wasserstoff wird unter Zinkzugabe katalytisch vom Wasser getrennt und dem Spektrometer zugeführt. Die Sauerstoffisotope werden mittels der Phase Kohlendioxid gemessen. Das Kohlendioxid wird im Wasser gelöst. Darauf erfolgt unter sauren Bedingungen ($\text{pH} < 4,5$) eine intensive chemische Wechselwirkung zwischen dem Wasser und dem Kohlendioxid, indessen Folge die Isotopenkonzentrationen der beiden Phasen im Gleichgewicht stehen. Das Messen der Isotope in bestimmten Phasen bedarf der Korrektur messspezifischer Fraktionierungsprozesse.

7.2.2 Analytische Bestimmung des radioaktiven Isotops Tritium

Das radioaktive Tritium zerfällt zu ^3He und emittiert dabei Beta-Strahlung. Die frei werdende Strahlung kann mit einem Flüssig-Szintillationszähler zur Bestimmung der Tritiumkonzentration verwendet werden. Da der Szintillationszähler nur für Lichtblitze sensitiv ist, wird eine wasserlösliche fotoaktive Substanz benutzt, um die β -Strahlung durch einen Lichtblitz sichtbar zu machen. Die Konzentration von Tritium wird absolut als Tritium Unit (TU) angegeben. Ein TU entspricht der Konzentration von einem Tritiumatom pro 10^{18} Wasserstoffatomen bzw. 10^{-12} ppm. Durch die absolute Bestimmung der Konzentration entfallen die für die stabilen Isotope üblichen Vergleichsstandards. Standards für Kalibrierungszwecke bleiben aber unentbehrlich. Die Radioaktivität von 1 Liter Wasser mit einer Tritiumkonzentration von 1 TU entspricht 0,119 Bq (1 Becquerel = Zerfall pro Sekunde) oder 3,2 pCi/l ($p = 10^{-12}$; Curie = Radioaktivität von einem Gramm ^{226}Ra ; 1 Ci = $3,7 \cdot 10^{10}$ Bq).

Die Messunsicherheit des Flüssig-Szintillationszählers beträgt $e = \pm 7$ TU. Zur Verringerung der Messunsicherheit wird der Tritium-Gehalt der Probe durch elektrolytische Verfahren angereichert. Der Flüssig-Szintillationszähler hat mit angereicherten Proben eine Messunsicherheit von ca. $e = \pm 1$ TU.

7.3 Probennahme

Die hydroisotopische Bewertung des Grund-, Quell- und Oberflächenwassers hat zum Ziel, zusätzliche Informationen zur Grundwasserneubildung, -hydraulik und zu chemischen Prozessen im Grundwasserleiter zu erlangen.

Die Probennahme erfolgte am 25.09.00 im Rahmen des Messstellenausbaus der Grundwasser-Messstellen Gees B1 und Gees B2. An den Messstellen wurden zu Beginn und zum Abschluss eines vierstündigen Pumpvorganges Proben entnommen. Detaillierte Informationen zu den durchgeführten Arbeiten an den Grundwassermessstellen sind den Kapiteln 3 und 5 zu entnehmen. Im Weiteren wurden ausgewählte Proben aus dem Bereich des bestehenden hydrochemischen Messstellennetzes entnommen. In der Tabelle 7-1 ist die Lage und Art der Messstellen aufgeführt.

Tab. 7-1: Lage und Art der Messstellen mit isotoopenanalytischer Probennahme

Messstelle	Messobjekt	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN
B1-1	Grundwassermessstelle B1	2551205	5564005	471,4 *
B1-5				
B2-1	Grundwassermessstelle B2	2551101	5564347	448,1 *
B2-5				
0	Geeser Bach unterhalb Quellhorizont	2551070	5564465	440
2	Schuttquelle, unterdevonische Schiefer	2550820	5564290	495
10	Quellhorizont, Teilsumme (11-14)	2551112,45	5564392,43	443,52**
11	Quellhorizont, Quellfassung	2551117,45	5564390,67	443,62 **
12	Quellhorizont, Quellfassung	2551119,83	5564388,95	443,64 **
13	Quellhorizont, Quellfassung	2551124,50	5564389,06	443,64 **
14	Quellhorizont, Quellfassung	2551130,59	5564377,51	443,74 **
15	Geeser Bach oberhalb Quellhorizont	2551121,07	5564344,22	444,43 **
19	Geeser Bach am Quellhorizont	2551107,90	5564388,43	443,60 **

* Bohransatzpunkt

** Wasserspiegelhöhen (29.02.00)

Die Messungen erfolgten im „Laboratorium zur Bestimmung von Isotopen in Umwelt und Hydrogeologie - Hydroisotop GmbH Schweitenkirchen“. Entsprechend den laborspezifischen Anforderungen wurden Probenvolumen und Behältermaterial gewählt. Die notwendigen Probenmengen betragen für ^{13}C und ^3H jeweils 1 Liter. Als Behältermaterial wurde Glas eingesetzt. Die Probenahmebehälter für ^{13}C enthielten bereits Säure, um die Karbonatspezies während des Transports vollständig in Lösung zu halten. Das Probenvolumen für die ^2H und ^{18}O Isotopenanalytik beschränkt sich auf 100 ml. Begleitend zu den Isotopenuntersuchungen wurden vom Hydrogeochemischen Labor der FSU Jena hydrochemische Vollanalysen durchgeführt.

7.4 Messergebnisse und Interpretation

7.4.1 Stabile Isotope des Wassers – ^2H und ^{18}O

Die einzelnen Messergebnisse sind in Anlage 7 dokumentiert. In Abbildung 7-3 sind die Messergebnisse $\delta^2\text{H}$ gegen $\delta^{18}\text{O}$ aufgetragen und durch die Regressionsgeraden der globalen und berechneten lokalen meteorischen Wasserlinie (LMWL) ergänzt. Anhand der von *The International Atomic Energy Agency* (IAEA 2001) bereitgestellten Zeitreihen wurden für die in unmittelbarer Nähe gelegenen GNIP-Stationen Koblenz und Trier (*Global Network for Isotopes in Precipitation*) folgende lokale meteorische Wasserlinien bestimmt:

$$\text{GNIP-Station Koblenz (1981-1998): } \delta^2\text{H} = 7,784 \delta^{18}\text{O} + 3,646 \quad \text{VSMOW}$$

$$\text{GNIP-Station Trier (1978-1998): } \delta^2\text{H} = 7,870 \delta^{18}\text{O} + 5,860 \quad \text{VSMOW}$$

Die unterschiedlichen Positionen der meteorischen Wasserlinien im $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ Diagramm werden durch den d-Excess-Wert bestimmt. Für die GNIP Stationen wurden langfristige Zeitreihen des Niederschlages verwendet. Tabelle 7.2 zeigt für die beiden GNIP Stationen den deutlichen saisonalen Einfluss auf den d-Excess-Wert, sodass die monatlichen meteorischen Wasserlinien über die in Abbildung 7-3 dargestellten mittleren jährlichen meteorischen Wasserlinien hinaus streuen würden.

Auf der Grundlage ausgewählter Messwerte von der Stichtagsbeprobung aus dem Bereich Geeser Maar wurde für das Arbeitsgebiet folgende lokale meteorische Wasserlinie (LMWL) ermittelt:

$$\textit{local meteoric waterline (Geeser Maar)} \quad \delta^2\text{H} = 7.9 \delta^{18}\text{O} + 7.3 \quad \text{VSMOW}$$

Die Daten beruhen auf einer Stichtagsbeprobung von Grund-, Quell- und Oberflächenwässern. Die Bestimmung der meteorischen Wasserlinie ist auf Grund des Stichtagscharakters von Wässern unterschiedlichen Alters und der hier unbekanntem saisonalen Einflussnahme des Niederschlagswassers unsicher bis zufällig.

Der Betrag der Isotopen-Fraktionierung entlang der meteorischen Wasserlinie ist ein Ausdruck für die Druck- und Temperaturverhältnisse während der Niederschlagsereignisse. In einem lokalen Einzugsgebiet werden die Druck- und Temperaturverhältnisse durch die Landschaftsmorphologie sowie durch die Jahreszeiten bestimmt.

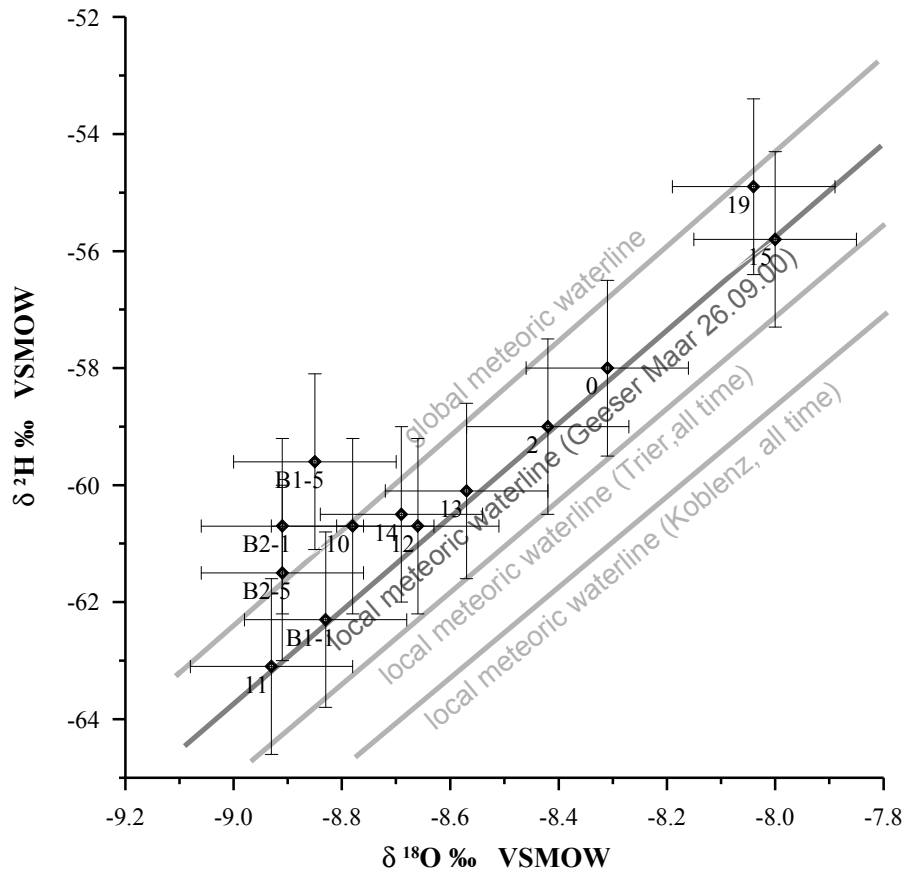


Abb. 7-3: Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ im Grund- und Oberflächenwasser im Einzugsgebiet des Geeser Maares.

Die obere Gerade symbolisiert die globale meteorische Wasserlinie, die unteren Regressionsgeraden markieren die Funktionen verschiedener lokaler meteorischer Wasserlinien. Bei den Proben handelt es sich nicht um Niederschlagswasser, sodass partiell auftretende Abweichungen von der lokalen meteorischen Wasserlinie des Geeser Maares auf Fraktionierungsprozesse im Grundwasserleiter zurückzuführen sind.

Im Arbeitsgebiet werden im Grundwasser bei zeitgleich entnommenen Proben $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen von $\Delta_{\text{Proben}}\delta^{18}\text{O} = 0,93 \text{ ‰}$ beobachtet. Die $\delta^{18}\text{O}$ Fraktionierung durch den Höheneffekt beträgt im mitteleuropäischen Raum ca. $\delta^{18}\text{O} = -0,2 \text{ ‰}$ pro 100 m und im alpinen Hochgebirge bis zu $\delta^{18}\text{O} = -0,5 \text{ ‰}$ pro 100 m (CLARK & FRITZ 1997). Im Arbeitsgebiet beträgt der maximale Höhenunterschied weniger als 200 m. Hieraus ergibt sich ein maximales, theoretisches Fraktionierungspotenzial von $\Delta_{\text{Höhe}}\delta^{18}\text{O} < 0,4 \text{ ‰}$. Der Einfluss der Jahreszeiten auf das Isotopenmuster des Niederschlages ist für das Untersuchungsgebiet anhand der in Tabelle 7-2 dargestellten Messwerte der nahe gelegenen Messstationen Koblenz und Trier nachvollziehbar.

An der Station Koblenz beträgt die saisonale Variation im Niederschlag $\Delta_{\text{Jahr}}\delta^{18}\text{O} = 5,23 \text{ ‰}$, an der Station Trier $\Delta_{\text{Jahr}}\delta^{18}\text{O} = 3,25 \text{ ‰}$. Dieser Vergleich legt nahe, dass die beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen im Grundwasser überwiegend durch saisonale Schwankungen im Isotopenmuster des Niederschlages verursacht werden.

Tab. 7-2: Saisonaler Einfluss auf die Isotopenfraktionierung des Niederschlages an den GNIP-Messstationen Koblenz und Trier, *Global Network for Isotopes in Precipitation* der *Isotope Hydrology Section of IAEA*, Wien ([HTTP://ISOHIS.IAEA.ORG/USERUPDATE/WATERLOO/INDEX.HTM](http://isohis.iaea.org/userupdate/waterloo/index.htm)).

Monat	Koblenz 97 m ü NN			Trier 273 m ü NN		
	mittlerer monatlicher d ² H-Gehalt (‰)	mittlerer monatlicher d ¹⁸ O-Gehalt (‰)	mittlerer monatlicher d-Excess (‰)	mittlerer monatlicher d ² H-Gehalt (‰)	mittlerer monatlicher d ¹⁸ O-Gehalt (‰)	mittlerer monatlicher d-Excess (‰)
1	-60,03	-8,24	5,90	-57,87	-7,96	5,80
2	-66,87	-9,10	5,89	-59,77	-8,20	5,87
3	-59,03	-8,02	5,16	-50,82	-7,15	6,39
4	-61,97	-8,36	4,89	-62,85	-8,64	6,31
5	-45,21	-6,09	3,54	-50,08	-7,07	6,49
6	-41,26	-5,80	5,13	-42,69	-6,25	7,32
7	-33,86	-4,94	5,69	-39,15	-5,73	6,70
8	-36,54	-5,25	5,47	-37,90	-5,72	7,90
9	-43,68	-6,26	6,37	-47,33	-6,83	7,31
10	-57,94	-8,27	8,24	-54,02	-7,67	7,35
11	-61,04	-8,59	7,68	-61,79	-8,67	7,60
12	-75,79	-10,17	5,55	-64,48	-8,98	7,37

Das Spektrum der Isotopensignatur ist durch eine deutliche Separierung zwischen Oberflächen- und Grundwasser charakterisiert. Die Stichtagsproben des Grundwassers besitzen durchschnittliche $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte von $\delta^{18}\text{O} = -8,79 \pm 0,13$ ‰, die des Bachwassers an der Messstelle 15 (von Quellwasser unbeeinflusst) einen $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt von $\delta^{18}\text{O} = -8,00$ ‰. Da die Probennahme am Ende des Sommerhalbjahres, im September, durchgeführt wurde, sind entsprechend den Angaben in Tabelle 7-2 über die jeweiligen monatlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte im sommerlichen Niederschlag $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte von $\delta^{18}\text{O} = -7$ bis -5 ‰ zu erwarten. Das Grundwasser zeigt aber eine Isotopensignatur, welche typisch für die Wintermonate ist und erlaubt die Schlussfolgerung, dass das Grundwasser der Kraterfüllung auch hauptsächlich während der Wintermonate gebildet wird. Das Bachwasser zeigt ebenfalls eine deutliche Wintersignatur, wobei hier aber eine Zumischung von „sommerlichem Niederschlagswasser“ die beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte erklären könnte.

Bei den Proben handelt es sich um Niederschlag gespeistes Grundwasser, sodass Abweichungen im Isotopenmuster, sichtbar durch eine Verschiebung gegenüber der lokalen meteorischen Wasserlinie, durch Fraktionierungsprozesse im Untergrund verursacht sind. Es ist zu berücksichtigen, dass die Lage der lokalen meteorischen Wasserlinie wesentlich vom d-Excess bestimmt wird und ebenfalls saisonalen Schwankungen des Niederschlages unterliegt. Eine Isotopenfraktionierung, dessen Signatur signifikant nicht mit der lokalen meteorischen Wasserlinie des Arbeitsgebietes übereinstimmt, wird an den Grundwasserproben B1-5, B2-1, B2-5 und 10 beobachtet. Die Art der Verschiebung weist auf niedrig temperierte Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen hin.

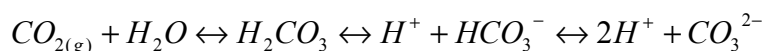
Wechselwirkungen mit Schwefelwasserstoff und Kohlensäure werden von CLARK & FRITZ (1997) zu den chemischen Prozessen unter kalten Milieubedingungen gestellt. Für das Messgebiet können anhand der Messergebnisse Wechselwirkungen mit diesen Stoffen ausgeschlossen werden. Der Schwefelwasserstoff ist unter den gemessenen physiko-chemischen Bedingungen instabil. Die Kohlensäuregehalte betragen am 24.09.00 maximal 24,8 mg/l, aber gerade an den Messstellen mit erhöhten Kohlensäuregehalten (Messstelle 11) ist keine Verschiebung der Isotopensignatur zu beobachten. Ein weiterer und für das Messgebiet relevanter Prozess ist die Hydratation von Silikaten (CLARK & FRITZ 1997). Nachweislich besteht die Kraterfüllung des Geeser Maares aus Schlacken und umgelagerter Maartephra. Das Gestein zeichnet sich auf Grund seiner hohen Porosität durch eine enorme Oberfläche aus. In den hydrochemischen Analysen weist das Grundwasser der Kraterfüllung erhöhte Kalium-, Kieselsäure- und Phosphatgehalte auf, auch in den Wässern ohne erhöhte Kohlensäure-Gehalte. In den Proben aus den Erkundungsbohrungen ist unter dem Mikroskop sekundär gefälltter Zeolith zu erkennen, der insbesondere durch seine hohe Kationaustauschkapazität bekannt ist und ebenfalls einen Beitrag zur Modifizierung der Isotopensignatur im Grundwasser leisten kann. Eine genaue quantitative Einschätzung der denkbaren Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen ist anhand der bisherigen Untersuchungen nicht möglich.

Die Verschiebung der $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignatur ist mit hoher Wahrscheinlichkeit einem Prozess des Schlackenkörpers im Inneren der Kraterfüllung zuzuordnen. Die Proben an den Messstellen mit verschobener $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ -Signatur verweisen auf einen Grundwasserpfad, dessen Weg durch den Schlackenkörper führt. Auf Grund der geophysikalischen Messung und Modellierung kann nachgewiesen werden, dass der Schlackenkörper mehrheitlich im westlichen Teil der Kraterfüllung verbreitet ist. Dies erklärt das unterschiedliche Verhalten der verschiedenen Messstellen. Signifikante Verschiebungen der Isotopensignatur sind an den auf der westlichen Hälfte des Geeser Maares angelegten Grundwassermessstellen B1 und B2 nachzuweisen. Der Quellhorizont (10) zeigt ebenfalls eine signifikante Verschiebung der Isotopensignatur, wobei aber die in östlicher Richtung angelegten Teilfassungen (11, 12, 13) wiederum unbeeinflusst sind.

Die Grundwassermessstelle B1, welche bis zu 46 m unter Flur in umgelagerten Kratersedimenten verfiltert ist, zeigt zu Beginn der Grundwasserhebung keine Verschiebung der $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ -Signatur. Nach vier Stunden ist hier die weiteste Verschiebung der $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignatur zu beobachten, woraus geschlussfolgert werden muss, dass sich im Verlauf dieser Zeitspanne der Absenktrichter bis in den nahe angrenzenden Schlackenkörper ausdehnte. An der Grundwasserstelle B2 sind zu Beginn und am Ende der Grundwasserhebung die $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen verschoben. Die Grundwassermessstelle liegt in unmittelbarer Nähe, westlich des Quellhorizontes und somit im Bereich des vermuteten Grundwasserstromes vom Schlackenkörper zum Quellhorizont des Geeser Maares.

7.4.2 Kohlenstoffisotop – $d^{13}C$

Im Arbeitsgebiet wurden im Wasser ausschließlich karbonatische Kohlenstoffphasen (DIC) nachgewiesen. In Abhängigkeit des pH-Wertes treten folgende Verbindungen auf:



Die Spezies HCO_3^- ist z.B. in dem pH-Wert Bereich von 6,4 bis 10,3 stabil. In Abbildung 7-4 sind die $\delta^{13}C$ -Gehalte der beprobten Messstellen in Abhängigkeit vom pH-Wert dargestellt. Eine Abhängigkeit der $\delta^{13}C$ -Gehalte vom pH-Wert ist nicht zu erkennen. Die $\delta^{13}C$ -Gehalte der Proben variieren von $\delta^{13}C = -21,62 \pm 0,3 \text{ ‰}$ (VPDB) bis $\delta^{13}C = -13,10 \pm 0,3 \text{ ‰}$ (VPDB).

Die gemessenen $\delta^{13}C$ -Gehalte der Karbonate im Grundwasser (DIC) zeigen den Einfluss von zwei in Konkurrenz zueinander stehenden Kohlenstoffquellen. Das atmosphärische Kohlendioxid ist durch relativ angereicherte $\delta^{13}C$ -Gehalte von $\delta^{13}C = -7 \text{ ‰}$ (VPDB) charakterisiert. Das durch den Vulkanismus freigesetzte Kohlendioxid zeigt eine identische $\delta^{13}C$ -Signatur. Im Gegensatz dazu stehen stark abgereicherte $\delta^{13}C$ -Signaturen durch biologisch wirksame Prozesse. Der Stoffwechsel von Lebewesen führt zu einer starken Isotopenfraktionierung. Die $\delta^{13}C$ -Signatur der Böden und der Bodenluft wird maßgeblich durch biologische Prozesse geprägt. Pflanzen reichern durch die Wurzelbildung im Boden

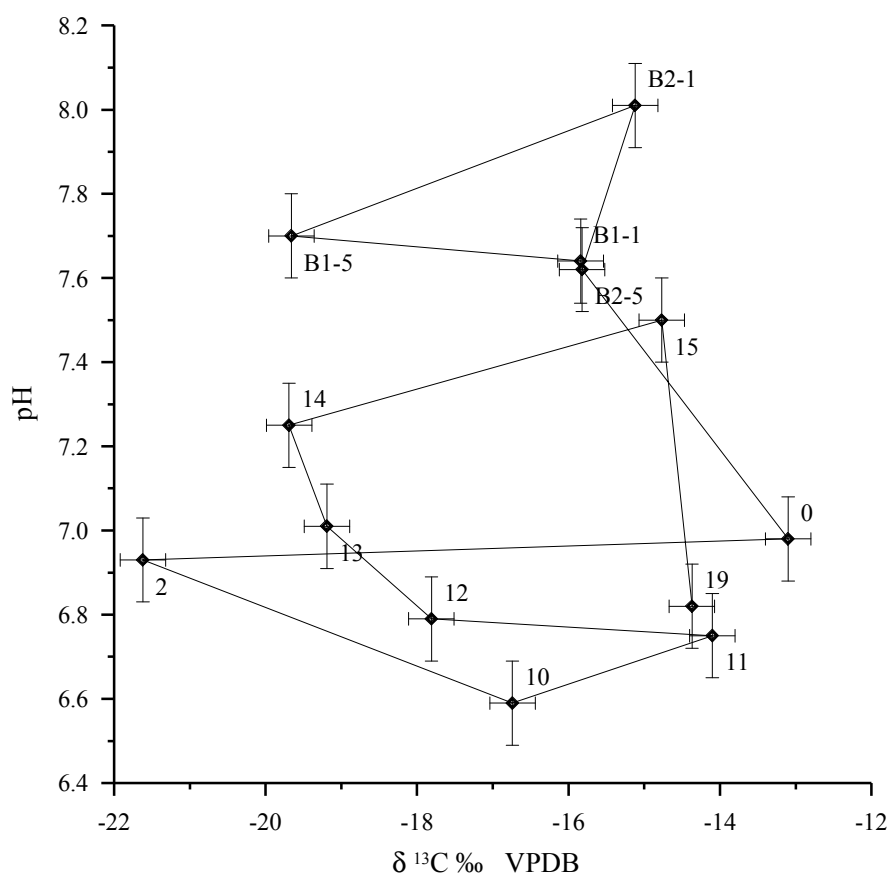


Abb. 7-4: Korrelation zwischen $\delta^{13}C$ und der H^+ -Ionenkonzentration (pH-Wert) im Grund- und Oberflächenwasser im Einzugsgebiet des Geeser Maeres

Kohlenstoff an, deren $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur mit $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalten von $\delta^{13}\text{C} = -30$ bis -20 ‰ (VPDB) deutlich abgereichert ist. Durch weitere Prozesse wird diese Isotopensignatur auf das Kohlendioxid der Bodenluft übertragen und kann mit dem Bodenwasser in Wechselwirkung treten.

Die gemessene $\delta^{13}\text{C}$ -Varianz der Proben wird anhand der Einflussfaktoren Bodenluft und atmosphärisches/juveniles Kohlendioxid interpretiert. Die Proben mit erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalten standen lange in Kontakt mit atmosphärischem oder juvenilem Kohlendioxid. Dies ist bei allen Bachwasserproben (0, 15, 19) zu erkennen, die mit atmosphärischen Kohlendioxid in Wechselwirkung standen. In Teilen des Quellhorizontes sind Kohlendioxidaustritte zusammen mit deutlich erhöhten Kohlensäuregehalten der Quellwässer zu beobachten. Messstelle 10 und 11 mit erhöhten Kohlensäuregehalten (durch juveniles Kohlendioxid) zeigen ebenfalls erhöhte $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte. Dagegen müssen die Grundwasserproben mit relativ abgereicherten $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalten durch anhaltenden Kontakt und Wechselwirkung mit Bodenluft beeinflusst sein.

In einem weiteren Diagramm, siehe Abbildung 7-5, sind $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte in Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ -Konzentrationen aufgetragen. Hier ist abschnittsweise ein deutlich umgekehrter proportionaler Trend zu erkennen. Diese Korrelation ist nicht sicher interpretierbar, aber ein Hinweis auf Prozesse, die zur Ausbildung von $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen beitragen.

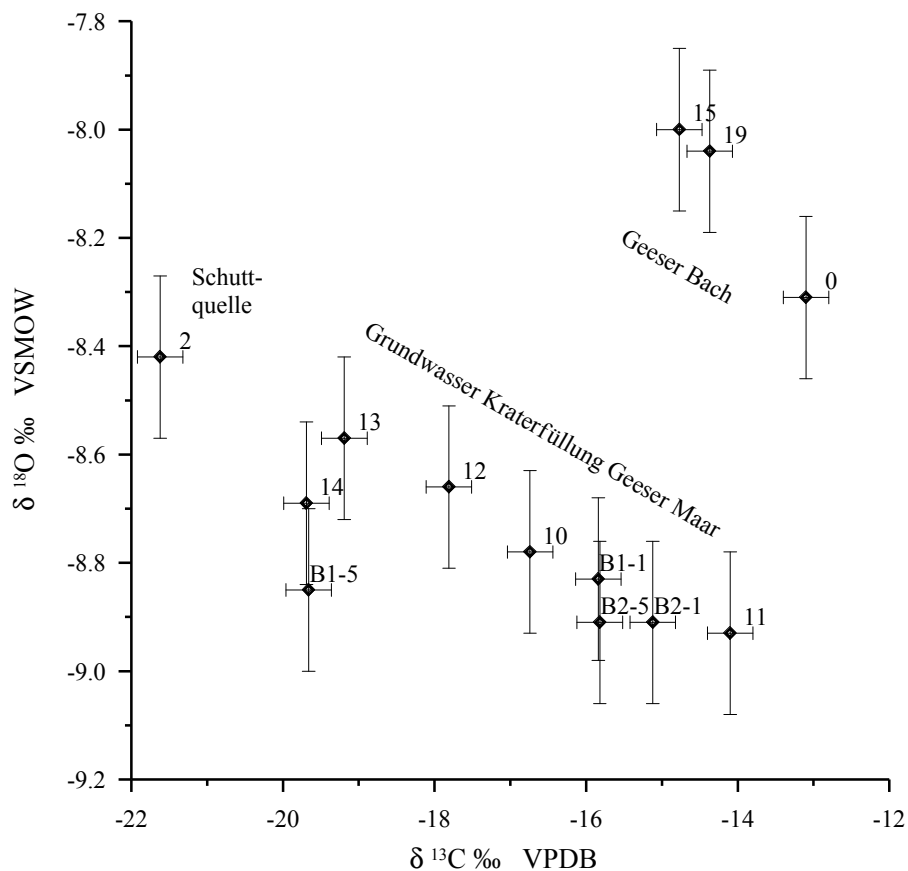


Abb. 7-5: Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) und $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) im Grund- und Oberflächenwasser im Einzugsgebiet des Geeser Maares.

7.4.3 Tritium

Die Tritiumkonzentrationen schwanken zwischen 7,6 und 15,6 TU. Die im Messgebiet ermittelten Tritiumgehalte sind in Abbildung 7-6 dargestellt. Da Tritium ausschließlich über den Niederschlag in das Grundwasser eingetragen und mit fortschreitender Zeit auf Grund des natürlichen Zerfalls ($\lambda = 12,43$ a) abgebaut wird, können alle Wasserproben als junges meteorisches Niederschlagswasser bezeichnet werden.

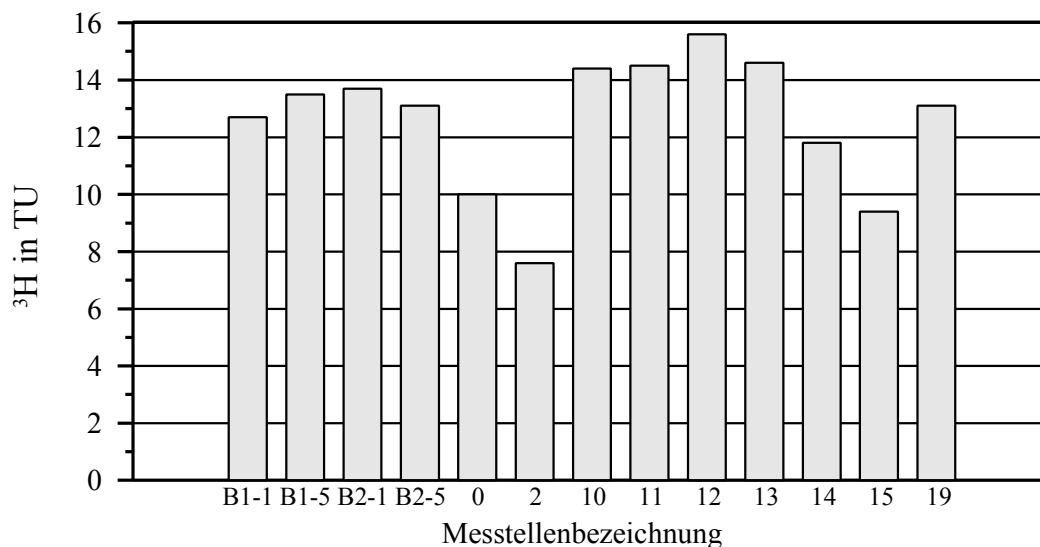


Abb. 7-6: Tritiumkonzentrationen in Tritium Unit (TU) im Grund- und Oberflächenwasser im näheren Einzugsgebiet des Geeser Maares.

Für eine detailliertere Datierung ist es notwendig, die im Verlauf der Zeit mittels des Niederschlags eingetragenen Tritiummengen zu erfassen. Isotopenanalytische Zeitreihen des Niederschlags werden von der IAEA und dem von ihr verwalteten internationalen GNIP-Messnetzes aufgezeichnet. Im Bereich des Arbeitsgebiets befinden sich die nächstgelegenen Stationen in Trier und Koblenz. Die vorhandenen Niederschlag-Tritium-Daten der beiden Stationen sind in Abbildung 7-7 dargestellt. In den zugänglichen Zeitreihen von 1974 bis 1998 (IAEA) sowie von 1999 bis 2000 (Bundesanstalt für Gewässerkunde) ist ein starkes Abfallen der Tritiumkonzentration im Niederschlag zu verzeichnen. Es ist hier der abfallende Verlauf eines durch Atombombentests verursachten Piks zu sehen, der im Verlauf der 60er-Jahre sein Maximum (>1000 TU) erreichte.

Weiterhin ist eine überproportionale saisonale Schwankung mit sommerlich hohen und winterlich niedrigen Werten zu beobachten. Der radioaktive Zerfall des Nuklids wird in der logarithmischen Darstellung des Tritiumgehaltes in Abbildung 7-7 durch parallel verlaufende blaue Linien symbolisiert. Der in den Aufzeichnungen beobachtete Abfall der Tritiumkonzentration entspricht seit 1980 näherungsweise dem natürlichen Zerfall von Tritium. Das heißt, dass das neugebildete Grundwasser und jüngeres Niederschlagswasser ab 1980 nicht sicher zu unterscheiden ist. Grundwasser, das zurzeit der Atombombenversuche bis 1980 gebildet wurde, sollte heute Tritiumgehalte von über 20 TU aufweisen. Grundwasser, in dem kein Tritium nachweisbar ist, stammt aus der Zeit vor den zahlreichen Atombombentests ab den 50er-Jahren.

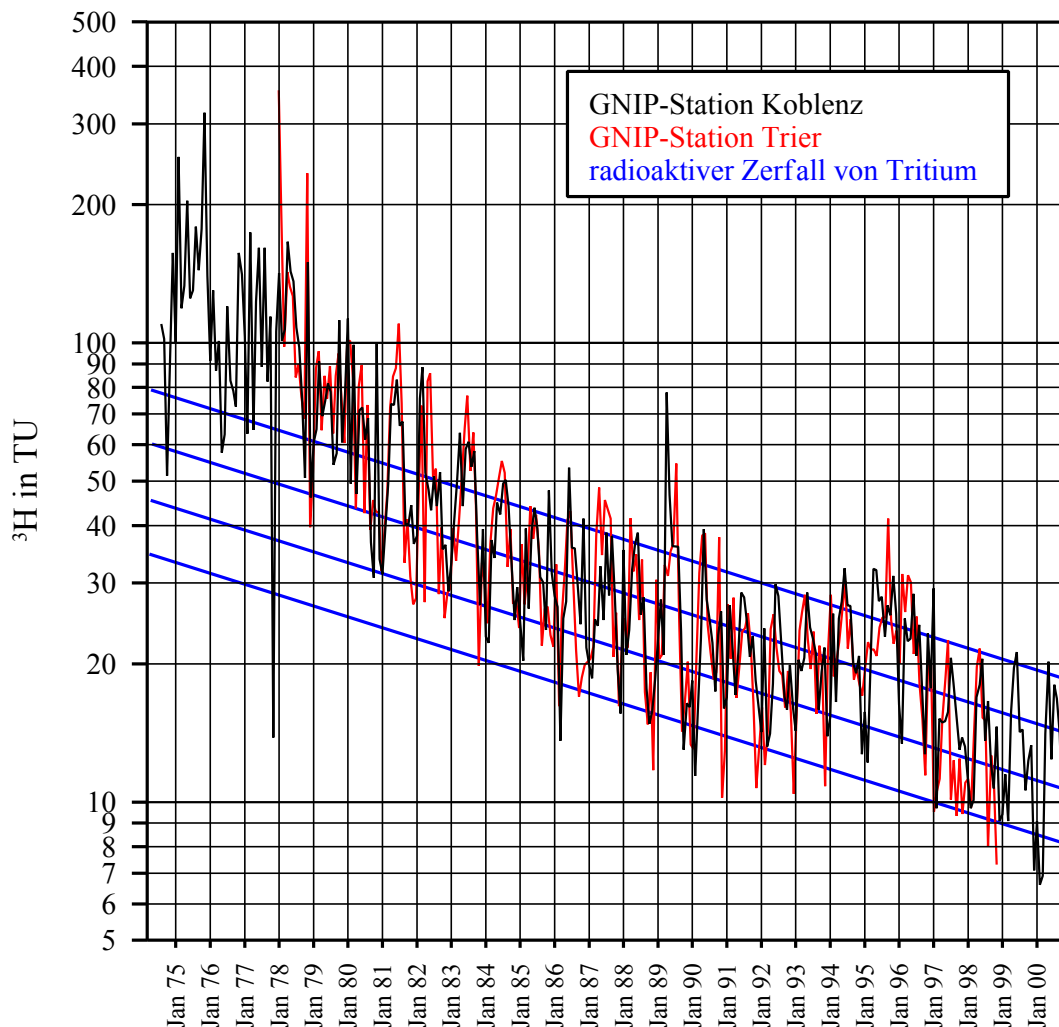


Abb. 7-7 Zeitreihen der Niederschlags-Tritium-Konzentration in TU an den GNIP-Stationen (GLOBAL NETWORK FOR ISOTOPES IN PRECIPITATION) Koblenz (schwarz) und Trier (rot). Die blauen Geraden symbolisieren den radioaktiven Abbau von Tritium.

Die saisonale Schwankung der Tritiumkonzentration im Niederschlag wirkt sich selektiv auf die Tritiumgehalte des Grundwassers aus, da der Prozess der Grundwasserneubildung überwiegend im Winterhalbjahr stattfindet. Während der Wintermonate sind im Niederschlag zum Teil halb so hohe Konzentrationen von Tritium nachweisbar wie in den Sommermonaten. In deren Folge sind im jungen Grundwasser generell niedrigere Tritiumkonzentrationen zu erwarten als im durchschnittlichen Oberflächenwasser.

Für die Altersbestimmung der Grundwässer ist die Tritiumbestimmung ein zusätzliches Indiz. Für die Tritiumkonzentrationen im Grundwasser von 12 bis 16 TU kann entsprechend des Tritiumeintrages während der Wintermonate ein Bildungsalter nach 1997 ausgeschlossen werden, da hier die winterlichen Tritiumgehalte im Niederschlag deutlich geringer als 12 TU sind. Zwischen 1980 und 1997 entsprechen die winterlichen Tritiumkonzentrationen des Niederschlages den heute im Grundwasser des Geeser Maeres vorgefundenen Konzentrationen (siehe Abbildung 7-7). Bei höheren Tritiumkonzentrationen von mehr als 20 TU würde das Bildungsalter zwischen 1960 und 1980 liegen. Wässer die kein Tritium enthalten, wurden vor 1950 gebildet.

Die niedrigsten Konzentrationen wurden an einer Schuttquelle (2) und in dem vom Quellhorizont unbeeinflussten Bachwasser (15) beobachtet. Diese Messstellen charakterisieren den Abfluss von oberflächennahen Wässern und es wäre zu erwarten, dass Ende September (2000) der Einfluss von sommerlichen Niederschlägen mit vergleichsweise hohen Tritium-Konzentrationen bis 20 TU nachweisbar ist. Insbesondere Messstelle 2 mit weniger als 8 TU verweist dagegen auf ein enges Zeitfenster der möglichen Grundwasserneubildung entsprechend den ebenfalls niedrigen Konzentrationen kleiner 8 TU im Niederschlag von Dezember 1999 bis März 2000 (BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE 1999-2000).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Wasserführung aller beprobten Messstellen überwiegend aus Grundwasser besteht, welches im Verlauf des Winterhalbjahres gebildet wurde. Die Grundwässer, die dem vulkanischen Porenaquifer zuzuordnen sind, können auf einen Zeitraum von 1980 bis 1997 datiert werden. Die oberflächennahen Grundwässer des unterdevonischen Schiefergebirges stammen vermutlich überwiegend aus den vorangegangenen Wintermonaten des laufenden Jahres.

8 Zusammenfassung

Mit der vorliegenden Arbeit werden erstmals gezielt die Grundwasserressourcen eines Maar-Diatrem-Vulkanes erkundet. Die Untersuchungen wurden am quartären Geeser Maar im Einzugsgebiet des Geeser Baches, 5 km östlich von Gerolstein (Westeifel) durchgeführt.

Ausgangspunkt der Untersuchungen waren Annahmen über die hydraulischen Eigenschaften der verschiedenen vulkanischen Gesteine im Bereich des Geeser Maares. Anhand von Literaturangaben sind quartäre Maar-Diatrem-Vulkane generell als hydraulisch permeable Strukturen einzustufen. Eine Besonderheiten des Geeser Maares liegen darin, dass neben den typischen Gesteinen eines Maar-Diatrem-Vulkanes auch Gesteine eines Schlackenkegels aufgeschlossen sind, die ausgezeichnete hydraulische Eigenschaften aufweisen. Sie werden derzeit als bevorzugtes Material in der Lava-sandgrube Cordel im südwestlichen Bereich des Kraterbodens abgebaut.

Gegenüber den unterdevonischen Gesteinen der Grundgebirgsumrandung bilden die Vulkaniklastika und Sedimente der Kraterfüllung ein geschlossenes Grundwasserreservoir. Die vorteilhaften hydraulischen Eigenschaften sind insbesondere in grundwasserarmen Regionen mit überwiegend impermeablen Nebengesteinen von wasserwirtschaftlichem Interesse.

Der erste Erkundungsschwerpunkt beinhaltet die Strukturaufklärung der komplexen tief reichenden Maar-Diatrem-Struktur. Klassische geologische Methoden, insbesondere die geologische Kartierung, können hierbei nur oberflächennahe Rahmendaten liefern. Es wurden deshalb die geophysikalischen Methoden der Gravimetrie (Schweremessung) und Geomagnetik angewandt. Das Messergebnis der Schweremessung zeigt eine symmetrische Anomalie von $-3,2$ mGal und deutet damit auf ein Massendefizit großen Ausmaßes im Untergrund des Kraterbodens im Geeser Maar hin. Das Massendefizit wird durch Vulkaniklastika und Sedimente mit der durchschnittlichen Dichte von $2,0$ g/cm³ verursacht, die durch Gesteine des Grundgebirges mit einer durchschnittlichen Dichte von $2,5$ g/cm³ umgeben sind. Die Vulkaniklastika und Sedimente der Kraterfüllung sind mit einer Mächtigkeit von bis zu 200 m im Maarkrater verbreitet. Im Liegenden der Kraterfüllung erstreckt sich ein mit vulkanogenen Material gefüllter trichterförmiger Tuffschlot (Diatrem: $2,2 - 2,3$ g/cm³) mit einer minimalen Tiefenerstreckung von ca. 800 m.

Anhand der Magnetfeldanomalie konnten die Ränder der Kraterfüllung detailliert erfasst werden. Die NW-SE-orientierte Längsachse weist eine Distanz von 750 m auf. Die davon senkrecht orientierte NE-SW-streichende Erstreckung der vulkanischen Ablagerungen beträgt 550 m. Oberirdisch nehmen die Gesteine der Kraterfüllung eine Fläche von $0,42$ km² ein. Die Grenze der vulkanischen Ablagerungen fällt zusammen mit einem Geländeknick, der den steilen Anstieg der Grundgebirgsumrandung gegen die flachere Topografie der vulkanischen Ablagerungen trennt. Die Ausdehnung der devonischen Grundgebirgsumrandung um das Geeser Maar bis zu den Wasserscheiden der angrenzenden Täler beträgt $1,34$ km².

Besonders hohe Werte der Magnetfeldanomalie in der südlichen Hälfte des Kraterbodens deuten darauf hin, dass sich die schlackigen vulkanischen Materialien über die Lavasandgrube Cordel hinaus weiter nach Norden und Osten fortsetzen.

Störkörpermodellierung der Schwere- und Magnetfeldanomalie ermöglichen weiterhin detailliertere Aussagen zum geologischen Aufbau der Kraterfüllung des Geeser Maares. Die Kraterfüllung ist in der östlichen ca. 100 m und in der westlichen Hälfte ca. 200 m mächtig. Im westlichen, südlichen und zentralen Abschnitt besteht die Kraterfüllung aus einem auf dem Kraterboden aufsitzenden Schlackenkegel. Die vulkanischen Schlacken reichen demzufolge von der Lavasandgrube in die westlichen, zentralen und südöstlichen Bereiche des Kraterbodens. Sie tauchen unter eine bis zu 100 m mächtige Abfolge, die aus umgelagerten lockeren Maarablagerungen des ehemaligen Tuffwalls und beigemengten Sanden und Schluffen der devonischen Gebirgsumrandung und der verwitterten Oberfläche stammen. Somit liegt mit den Schlacken ein vulkanischer Poren-Grundwasserleiter mit ausgezeichneten hydraulischen Eigenschaften vor, der überwiegend unter mächtigen vulkanischen Umlagerungssteinen mit geringerer Durchlässigkeit lagert.

Für die weitere geologische Erkundung wurden in der umgelagerten Abfolge der Kraterfüllung zwei Probebohrungen (46 m, 20 m) abgeteuft. Die Bohrungen wurden als Grundwassermessstellen ausgebaut. Einfache hydraulische Tests und Siebanalysen zeigen im Bereich des Kraterrandes hohe hydraulische Durchlässigkeiten ($k_f = 10^{-3} - 10^{-4}$ m/s) und im zentralen Teil der umgelagerten Kraterfüllung geringe hydraulische Durchlässigkeiten ($k_f = 10^{-5} - 10^{-7}$ m/s). Die Kraterablagerungen im Bereich des Kraterrandes wirken somit ebenfalls als Poren-Grundwasserleiter und stehen mit dem Poren-Grundwasserleiter der Schlacken im hydraulischen Kontakt.

Die hydrogeologische Erkundung wurde mit der Kartierung des Entwässerungsnetzes im Einzugsgebiet des Geeser Baches und der benachbarten Täler eingeleitet. Es wurden über 30 Messstellen eingerichtet, an denen im Verlauf von über zwei Jahren wöchentlich bis monatlich Abflussmessungen durchgeführt wurden. Dabei sind unterschiedliche Abflussregime erkennbar, die eine deutliche Abhängigkeit vom geologischen Untergrund aufzeigen. Das Verhältnis der saisonalen Abflusshöhen steht im Zusammenhang zu dem hydraulischen Retentionsvermögen des geologischen Untergrundes. Im unterdevonischen Grundgebirge (Schiefer) ist der winterliche Abfluss ca. 100-fach höher als der sommerliche Trockenwetterabfluss und verweist somit auf ein sehr geringes hydraulisches Retentionsvermögen des Grundgebirges. Im Gegensatz dazu zeigt die Kraterfüllung des Geeser Maares an seinen Überlaufquellen Unterschiede in den saisonalen Abflusshöhen, die nur um den Faktor zwei verschieden sind und somit auf ein außergewöhnlich hohes hydraulisches Retentionsvermögen verweisen.

Für verschiedene Einzugsgebiete wurden Trockenwetter-Abflussspenden bestimmt. Diese beruhen auf dem Mittelwert von Abflussmessungen, die an fünf verschiedenen Stichtagen während der sommerlichen Trockenwetterperiode 1999 ermittelt wurden. Eine Kontrolle über den Einfluss von Nieder-

schlagsereignissen auf das Abflussregime im Bereich des Arbeitsgebietes ist durch die kontinuierliche Aufzeichnung (10-Minuten-Takt) von Abflussmenge, elektrischer Leitfähigkeit und Temperatur am Gebietesausgang des Geeser Maares gewährleistet. Demnach ist an den fünf ausgewählten Stichtagen mit hoher Sicherheit der Trockenwetter-Mindestabfluss erfasst worden. Das Jahr 1999 war in dem Zeitraum 1998 bis 2000 das niederschlagsärmste Jahr, womit die Trockenwetter-Abflussspenden auch unter diesem Gesichtspunkt eine Minimalmenge des Gebietsbasisabflusses repräsentieren.

Im Arbeitsgebiet wurden entlang der zentralen Vorflut des Geeser Baches drei Einzugsgebiete unterschieden. Im Einzugsgebiet des Hengstweiler Maares, in dem der Geeser Bach entspringt, beträgt die Trockenwetter-Abflussspende $3,3 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 104 mm/a . Dem Bachverlauf folgend beträgt im Einzugsgebiet des Geeser Maares die Trockenwetter-Abflussspende insgesamt $2,9 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 92 mm/a . Ein weiteres Einzugsgebiet zwischen dem Geeser Maar und der Ortschaft Gees zeigt eine Trockenwetter-Abflussspende von insgesamt $1,3 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 40 mm/a .

Innerhalb des Einzugsgebietes des Geeser Maares wurden für die geologischen Einheiten der Kraterfüllung und der unterdevonischen Grundgebirgsumrandung die Trockenwetter-Abflussspenden weiter differenziert. Möglich ist dies durch weitere Abflussmessstellen in der Umrandung des Geeser Maares sowie durch die geologischen Informationen aus der Strukturaufklärung über das Geeser Maar. Hierbei wurde für das unterdevonische Grundgebirge in der Umrandung des Geeser Maares eine Trockenwetter-Abflussspende von $0,8 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 28 mm/a ermittelt. Unter Berücksichtigung des Flächenanteiles der geologischen Einheiten und der gesamten Trockenwetter-Abflussspende aus diesem Einzugsgebiet von $2,9 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$, wurde eine Trockenwetter-Abflussspende für die Kraterfüllung des Geeser Maares von $13,4 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bzw. 422 mm/a berechnet. Das Geeser Maar wird an einem einzelnen Quellhorizont vollständig entwässert, sodass die Trockenwetter-Abflussspende der vulkanischen Ablagerungen sich in der Quellschüttung widerspiegeln sollte. Rechnerisch leiten sich aus der Fläche der Kraterfüllung und dessen berechneter Abflussspende eine Quellschüttung von $5,63 \text{ l/s}$ ab. Tatsächlich beträgt die Trockenwetter-Quellschüttung entsprechend der fünf genannten Stichtage $6,17 \text{ l/s}$, womit die Berechnung der außergewöhnlich hohen Trockenwetter-Abflussspende von $13,4 \text{ l/(s}\cdot\text{km}^2)$ bestätigt wird. Die Trockenwetter-Abflussspende ist ein Maß für die Grundwasser-Neubildungsrate und beträgt somit für die Fläche des Geeser Maares (Kraterfüllung) 422 mm/a . In der Grundgebirgsumrandung beträgt die Grundwasser-Neubildungsrate auf Grundlage der Trockenwetterabflüsse nur 28 mm/a .

Die Berechnung der Grundwasser-Neubildung anhand der Trockenwetterabflüsse gibt aber nur eine untere Grenze der Grundwasser-Neubildungsrate wieder. Die erhöhte Quellschüttung des Geeser Maares ist während der Wintermonate ebenfalls ausschließlich durch Grundwasser des vulkanischen Porenaquifers verursacht, womit eine Annäherung an die reelle Grundwasser-Neubildungsrate möglich ist. Hierbei wird die Quellschüttung des Quellhorizontes im Geeser Maar als Datenbasis verwendet. Die mittlere jährliche Quellschüttung des Geeser Maares beträgt ca. 10 l/s . Unter der Annahme, dass das Retentionsvermögen der unterdevonischen Gesteine in der Umrandung des Geeser Maares ver-

nachlässigbar ist und das Geeser Maar alleinig die Grundwasser-Speicherfunktion erfüllt, ergibt sich für den vulkanischen Aquifer eine Grundwasser-Abflusshöhe von ca. 750 mm/a. Saisonale Grundwasserspiegelschwankungen im Geeser Maar von über 2,5 m sprechen für diese Annahme.

Die hohe Grundwasser-Neubildung im Bereich der Kraterfüllung des Geeser Maares ist nicht mit einem einzelnen Grundwasser-Neubildungsprozess zu erklären. Aus überschlägigen Kalkulationen wird angenommen, dass ca. 80% des Grundwassers durch Infiltration von Oberflächenwasser wiederergänzt werden. Dies erfolgt überwiegend durch Infiltration des Oberflächenabflusses aus der Grundgebirgsumrandung am Kraterrand (6 l/s), aber auch durch Infiltration aus dem Geeser Bach, für den eine maximale Infiltrationsrate von 2 l/s nachgewiesen wurde. Die Grundwasser-Wiederergänzung durch versickernden Niederschlag tritt mit weiteren 2 l/s (150 ± 50 mm) deutlich hinter die Oberflächenwasser-Infiltration zurück.

Während des Sommerhalbjahres wird der Oberflächenabfluss aus der Grundgebirgsumrandung vollständig infiltriert, ist aber auf Grund der geringen Abflusshöhe im Sommer vernachlässigbar. Im Winterhalbjahr ist die Abflusshöhe aus dem unterdevonischen Grundgebirge ungleich höher, wobei ca. 30% des Oberflächenabflusses aus der Umrandung des Geeser Maares dem Grundwasser der Kraterfüllung zufließen. Insgesamt ist die Grundwasser-Neubildungsrate außergewöhnlich hoch und erfolgt überwiegend am Kraterrand durch Infiltration des winterlichen Oberflächenabflusses. Das hohe hydraulische Retentionsvermögen der vulkaniklastischen Gesteine führt zum verzögerten Abfluss des im Winterhalbjahr gebildeten Grundwassers.

170 hydrochemische Vollanalysen der Grund- und Oberflächenwässer aus dem gesamten Arbeitsgebiet gestatten eine umfassende räumliche und zeitliche Charakterisierung der Wasserqualität. Das Grundwasser im Geeser Maar ist überwiegend dem Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ zuzuordnen und mit einer durchschnittlichen elektrischen Leitfähigkeit von 250 μ S/cm geringmineralisiert. Grenzwerte der Trinkwasserverordnung werden im Einzugsgebiet des Geeser Baches nicht überschritten. Die Gesamthärte des Grundwassers beträgt an den Erkundungsbohrungen zwischen 5 und 7 $^{\circ}$ g und am Quellhorizont zwischen 6 und 10 $^{\circ}$ g. Der hydrochemische Charakter der geringmineralisierten Quell- und Grundwässer wird von den vulkanischen Ablagerungen der Kraterfüllung geprägt. Die vulkanischen Gesteine beeinflussen das Grundwasser durch eine geogene Anreicherung von Kalium, Kieselsäure und Phosphat (max. 1 mg/l). Umweltisotopische Untersuchungen bestätigen anhand charakteristischer $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse die Hydratation von Silikaten und der damit verbundenen überproportionalen Anreicherung einzelner Ionen (Si^{4+} , PO_4^{2-} , K^+ , Mg^{2+}) im Grundwasser. Andere Stoffe wie z.B. Nitrat oder Chlorid werden durch Infiltration von Oberflächenwasser in den Grundwasserleiter eingetragen. Nitrat wird saisonal schwankend, im Sommer ca. 3 mg/l und im Winter ca. 15 mg/l, mit den infiltrierenden Oberflächenwässern der angrenzenden bewaldeten devonischen Kraterhänge eingetragen. Chlorid wird durch Infiltration entlang des Geeser Baches, dessen Lösungsfracht während der Wintermonate durch Straßensalz beeinflusst wird, dem Grundwasser zugeführt. Quantitativ ist aber

keine Beeinträchtigung der Grundwasserqualität feststellbar. Im nördlichen Bereich des Quellhorizontes im Geeser Maar ist punktuell ein eng begrenzter Aufstieg von Mantel-CO₂ zu beobachten. Anhand der Umweltisotope $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ kann für die Kohlensäure reichen Quellwässer der Einfluss von juvenilen Wasser oder Thermalwasser ausgeschlossen werden, sodass die Vermischung von Mantel-CO₂ und meteorischen Grundwasser als vergleichsweise oberflächennaher Prozess einzustufen ist. Das Alter des Grundwassers im Geeser Maar kann anhand des radioaktiven Umweltisotops Tritium auf 4 bis 20 Jahre eingegrenzt werden.

Das Geeser Maar weist ein hohes wasserwirtschaftliches Nutzungspotenzial auf. Die Wasserqualität entspricht uneingeschränkt der Trinkwasserverordnung. Die nutzbare Grundwassermenge des Geeser Maares beträgt bei konservativer Betrachtung 6 l/s (21,6 m³/d oder 518 m³/d), wobei der Quellhorizont des Geeser Maares auch während einer lang anhaltenden Trockenperiode weiterhin Quellwasser führt. Bei einer durchschnittlichen Grundwasserförderung von 10 l/s (36 m³/h oder 864 m³/d) ist unter Berücksichtigung aller Prozesse der Grundwasserneubildung eine Wiederergänzung des entnommenen Grundwassers in Verlauf eines Jahres sicher gewährleistet. Der Quellhorizont des Geeser Maares leistet dann aber überwiegend keinen Beitrag zum Abfluss des Geeser Baches. Der Mindestabfluss des Geeser Baches wird in diesem Fall ausschließlich aus dem oberliegenden Einzugsgebiet des Hengstweiler Maares gewährleistet. Da der Geeser Bach im Bereich des Geeser Maares überwiegend deutlich über dem Grundwasserspiegel schwebt, ist durch eine zeitweilige Grundwasserabsenkung im Geeser Maar keine wesentliche zusätzliche Infiltration von Bachwasser zu erwarten.

Die wasserwirtschaftliche Erschließung des Geeser Maares ist mit einem einzelnen Brunnen möglich, der durch oberflächennahe, hydraulisch gering durchlässige Deckschichten einen natürlichen Schutz des Grundwasserleiters im Bereich des Brunnen gewährleistet.

9 Literaturverzeichnis

- AUBERT M., BAUDRY D. & CAMUS G. (1971): Quelques exemples de prospection géophysique au sol dans la Chaîne des Puys.- Rev. Sc. Nat. Auv., 37(1-4): S. 91-103, Clermont-Ferrand, Franc.
- BAERTSCHI P. (1976): Absolute ^{18}O content of Standard Mean Ocean Water.- Earth and Planetary Science Letters, 31: S. 341-344.
- BARR A. D., TURNER J. V. & TOWNLEY L. R. (2000): A coupled water, conservative solute and environmental isotope mass balance model for lakes and other surface water bodies.- Land and Water 262: S. 539-544, Centre for Groundwater Studies, Wembley, Australia.
- BAUMANN (1981): Regional stress field and rifting in Western Europe.- Tectonophysics, 73: S. 105-111, Amsterdam.
- BEBLO M. [Hrsg.] (1997): Umweltgeophysik.- 465 S., Ernst & Sohn, Berlin.
- BENDER F. [Hrsg.] (1985): Angewandte Geologie, Band II - Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften.- 766 S., Ferdinand Enke, Stuttgart.
- BERCKHEMER H. (1990): Grundlagen der Geophysik.- 201 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- BREMER H. (1978): Zur tertiären Reliefgenese der Eifel.- Kölner Geogr. Arb., 36: S. 195-225, Köln.
- BRINKMANN R. (1991): Abriß der Geologie - Band 2: Historische Geologie.- 14. Aufl., 404 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- BÜCHEL G. & LORENZ V. (1982): Vulkane der Westeifel.- in: NEGENDANK J.F.W.: Trier und Umgebung.- Sammlg. Geol. Führer, 2. Aufl., 60: S. 132-143, Borntraeger, Berlin.
- BÜCHEL G. & LORENZ V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. [On the Age of the West-Eifel Maars.] - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163: S. 1-22, Stuttgart.
- BÜCHEL G. & MERTES H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes.- Z. dt. geol. Ges., 133: S. 409-429, Hannover.
- BÜCHEL G. (1984): Die Maare im Vulkanfeld der Westeifel, ihr geophysikalischer Nachweis, ihr Alter und ihre Beziehung zur Tektonik der Erdkruste.- Diss., 385 S., Universität Mainz.
- BÜCHEL G., LORENZ V. & WEILER H. (1984): Das Westeifel Vulkanfeld: Maare, Schlackenkegel und Hydrogeologie (Exkursion H am 26. Und 27. April 1984).- Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., 66: S. 107-128, Stuttgart.
- BÜCHEL G., LORENZ V., SCHMINCKE H.-U. & ZIMANOWSKI B. (1986): DMG-Tagung 1986. Exkursion C1, Quartäre Vulkanfelder der Eifel.- Fortschr. Miner., Beiheft 2, 64: S. 97-141, Stuttgart.
- BÜCHEL G. (1987): Geophysik der Eifel Maare. 1: Erkundung neuer Maare im Vulkanfeld der Eifel mit geomagnetischen Untersuchungen.- Mainzer geowiss. Mitt., 16: S. 227-274, Mainz.
- BÜCHEL G. (1988): Geophysik der Eifel Maare. 2: Geomagnetische Erkundung von Trockenmaaren im Vulkanfeld der Westeifel.- Mainzer geowiss. Mitt., 17: S. 357-376, Mainz.
- BÜCHEL G. (1991): Gutachten über die Geologie und Hydrogeologie des Maares Hausten-Morswiesen (unveröff.).
- BÜCHEL G. (1993): Maars of the Westeifel.- In: Negendank J.F.W. & Zolitschka B. (Eds.): Paleolimnology of European Maarlakes.- Lecture Notes in Earth Sciences, 49, Springer, Berlin, Heidelberg.
- BÜCHEL G. [Hrsg.] (1993): Erläuterung zur Karte der Schweranomalien 1:250000.- Landesvermessungsamt Rheinland - Pfalz, Koblenz.
- BÜCHEL G. & LORENZ V. (1993): Syn- and post-eruptive mechanism of the alaskan Ukinrek Maars in 1977.- In: Negendank J.F.W. & Zolitschka B. (Eds.): Paleolimnology of European Maarlakes.- Lecture Notes in Earth Sciences, 49, Springer, Berlin, Heidelberg.
- BÜCHEL G. (1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel 1:50000, Mainz.
- BÜCHEL G., CZERWEK D., KÖPPEN K.-H. & VIERECK-GÖTTE L. (1997): Riedener Caldera (Osteifel): Grundwasservorkommen mit regionaler Bedeutung., in: Büchel G. & Lützner H. [Hrsg.]: Geodynamische Pro-

- zesse zwischen Alpen und Nordatlantik.- Schriftenreihe der DGG zur 149. Hauptversammlung, 2: S. 36-37, Jena.
- BÜCHEL G. (1998): Maare in Indonesien, Alaska und der Eifel. Die Bedeutung der Maarvulkane. Einfluß auf den Wasserhaushalt.- Forschungsmagazin der Universität Jena, 7 1/98, Jena.
- BÜCHEL G. et al. (1998): Versuch der Optimierung eines Bohransatzpunktes für eine Thermalwasserbohrung im Vulkanfeld der Westeifel bei Steinborn – Geowissenschaftliches Geländepraktikum.- Inst. f. Geowiss., Univ. Jena, unveröffentlicht.
- BÜCHEL G., NEGENDANK J. F. W., WUTTKE M. & VIERECK L. (2000): Quartäre und tertiäre Maare der Eifel, Enspel (Westerwald) und Lacher See.- S. 85-111 In: Neuffer F. O. & Lutz H. (2000): Exkursionsführer / Field Trip Guidebook - Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel.- Mainzer Naturwiss. Beih. 24: 160 S., Mainz.
- CAJZ V., GOTH K. & SUHR P. (2000): Tertiäre Maare rund um den Egergraben.- In: Neuffer F. O. & Lutz H. (2000): Exkursionsführer / Field Trip Guidebook - Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel.- Mainzer Naturwiss. Beih. 24: 160 S., Mainz.
- CLARK I. & FRITZ P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology.- 328 S., CRC Press, Boca Raton, USA.
- CRISS R. E. (1999): Principles of stable isotop distribution.- 254 S., Oxford University Press Inc., Oxford, New York, USA.
- CZERWEK D. (1996): Programmsystem Terrain.- Univ. Mainz, Inst. f. Geowiss., unveröffentlicht.
- DEMEK J. & EMBLETON C. (1983): Rhineland.- in: EMBLETON, C. (ed.): Geomorphology of Europe.- 465 S., Verlag Chemie, Weinheim.
- DENWER K. P. (1997): The Kerimenge-Lemenge gold prospect, Morobe Goldfield, Papua New Guinea.- PNG Geology, Exploration and Mining Conference 1997; Publ. Australas. Inst. Min. Metall., 97(4): S. 71-74, RGC Exploration, Zeehan Tasmania, Papua New Guinea.
- DIN 1319 TEIL 1 (1995): Grundlagen der Messtechnik, Grundbegriffe.- Beuth Verlag, Berlin.
- DIN 1319 TEIL 2 (1996): Grundlagen der Messtechnik, Begriffe für die Anwendung von Meßgeräten.- Beuth Verlag, Berlin.
- DOMENICO P. A. & SCHWARTZ F. W. (1998): Physical and Chemical Hydrogeology.- 506 S., John Wiley & Sons Inc., New York, USA.
- DVWK (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben.- DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft, 128: 36 S., Verlag Paul Parey, Bonn.
- FISCHER C. (1999): Grobklastika im mitteleozänen Eckfelder Maar – Sedimentologische und petrographische Analyse.- Dipl.-Arb., Inst. f. Geowiss., Univ. Jena.
- FRECHEN J. (1959): Vulkane der Westeifel.- in: HOPPMANN M., FRECHEN J. & KNETSCH G.: Die vulkanische Eifel.- 2. Aufl., S. 53-112, Stollfuß-Verlag, Bonn.
- FUCHS K., VON GEHLEN K., MÄLZER H., MURAWSKI H. & SEMMEL A. (1983): Mode and Mechanism of Rhenish Plateau Uplift.- in: FUCHS, K. et al. [Hrsg]: Plateau Uplift, the Rhenish Shield – A Case History.- 411 S., Springer, Berlin.
- GABRIEL G., PUCHER G., SCHULZ R., WONIK T. & WORZYK P. (2000): The Tertiary maar near Baruth (Saxony, Germany) – from a hint of gravity anomaly to geophysical model.- Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000 (6): S. 138-143, Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin.
- GEIB K. W. & WEILER H. (1968): Die vulkanischen Ablagerungen der Eifel und ihre Bedeutung für Wasserhaushalt und Wasserversorgung.- Mainzer naturwiss. Arch., 7: S. 141-152, Mainz.
- GISLASON S. G. & EUGSTER H. P. (1987): Meteoric water-basalt interactions. I: A laboratory study.- *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 51: S. 2827-2840, Pergamon Journals, USA.
- GÖPEL A. (1999): Geologische Kartierung im Gebiet Neroth-Oberstadtfeld.- Dipl.-Kart., Inst. f. Geow., FSU Jena.
- GRAMS S. (2000): Einsatz geostatistischer Verfahren zur Charakterisierung der Grundwasserbeschaffenheit im Bereich der Rieselfelder südlich Berlins.- 146 S., Dissertation, TU Berlin.
- GRÄNISCHER H. (1994): Messung beendet – was nun?.- 160 S., vdf Hochschulverlag AG, ETH Zürich.

- GREINER S. & KRÄMER F. (1972): Nachweis eines neuen Maars südöstlich von Gees (Westeifel) durch erdmagnetische Messungen.- *Der Aufschluss*, 23: S. 181-185, Göttingen.
- GROTHJOHANN H. (1974): Stratigraphische Untergliederung der Eifel-Stufe und quartärer Vulkanismus im NE-Teil der Gerolsteiner Mulde (Eifel).- *Dipl.-Arb. u. -Kart.*, 128 S., FB Geowiss., Univer. Frankfurt/Main.
- HAASE O. (1993): Das Clausthaler Reduktionssystem zur topografischen Reduktion.- *Studienarbeit*, Inst. f. Geophysik, TU Clausthal.
- HACH COMPANY MANUAL (1998): Digital Titrator Model 16900.- 175 S., Hach Company World Headquarters Loveland, Colorado.
- HAGEMANN R., NIEF G. & ROTH E. (1970): Absolute Isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio für SMOW.- *Tellus*, 22: S. 712-715.
- HASENAKA T., YOSHIDA T. & AOKI K. (1993): Volcanic rocks from the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. I. Trace elements composition of the alkaline and calc-alkalic rocks.- *Kakuriken Kenkyu Hokoku (Tohoku Daigaku)*, 26(2): S. 256-277, Fac. Sci., Tohoku Univ., Sendai, Japan.
- HEIBEL B. (1969): Zur Stratigraphie und Sedimentation des Oberemsiums der Gerolsteiner Mulde (Eifel).- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 16: S. 529-579, Krefeld.
- HESSE G. & BÜCHEL G. (2000): Strategy of ground water exploration in maar volcanoes demonstrated at the Gees Maar (West Eifel volcanic field, Germany).- *Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000(6)*: S. 190-194, Alfred-Wegner-Stiftung, Berlin.
- HÖLTING B. (1996): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie.- 441 S., Enke, Stuttgart.
- HUCKENHOLZ H.G. & BÜCHEL G. (1988): DMG-Tagung 1988. Exkursion C1, Tertiärer Vulkanismus der Hoocheifel.- *Fortschr. Miner., Beih.* 2, 66: S. 43-82, Stuttgart.
- IAEA (2001): [HTTP://ISOHIS.IAEA.ORG](http://isohis.iaea.org) (The International Atomic Energy Agency).
- ISAAKS E. H. & SRIVASTAVA R. M. (1989): *Applied Geostatistics*.- 561 S., Oxford University Press, New York.
- JANSE A. J. A. & SHEAHAN P. A. (1995): Catalog of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach.- *J. Geochem. Explor.*, 53(1-3): S. 73-111, Perth, Australia.
- JIAQI L., NEGENDANK J. F. W., WANG W., GUO Z., MINGRAM J., CHU G., CHEN R., LUO X., LIU T. (2000): Geological characteristics and distribution of maar lakes in China.- *Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000 (6)*: S. 264-273, Alfred-Wegner-Stiftung, Berlin.
- JUVIGNE E., VAMUS G. & GOER DE HERVE A. (1993): Maars of Northern Auvergne (Massif Central, France): State of knowledge.- In: Negendank J.F.W. & Zolitschka B. (Eds.): *Paleolimnology of European Maarlakes*.- *Lecture Notes in Earth Sciences*, 49, Springer, Berlin, Heidelberg.
- KÖPPEN K.-H. (1987): *Geologie und Hydrogeologie der Gerolsteiner Mulde und ihrer Umgebung*.- *Diss.*, Univer. Trier, 115 S., Trier.
- KÖPPEN K.-H., JUSTEN A. & BÜCHEL G. (2000): Hydrogeologie von Maaren – Wasserwirtschaftliche Bedeutung am Beispiel einiger Maare der Eifel.- *Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000 (6)*: 208-210, Alfred-Wegner-Stiftung, Berlin.
- KRÄMER F. (1957): *Geologische Untersuchung im Birresborner Sattel (Eifel), Ein Beitrag zur Gliederung der Klerfer Schichten (Unteremsium) und des Buntsandsteins (Trias) im Raume Gerolstein*.- *Unpub. Dipl.-Arbeit*, 75 S., Frankfurt.
- KRÜGLSTEIN W. (1977): *Die Geologie der zentralen Gerolsteiner Mulde (Eifel) im Raume Gerolstein – Perm – Beringen (Givet – Dolomite und quartäre Vulkanite)*.- *Dipl.-Kart. u. -Arb.*, Univer. Frankfurt/Main.
- LILLICH W. (1970): Vergleich moderner Methoden zur Bestimmung des Grundwasseranteils am Gesamtabfluss an der Erdoberfläche.- *Z. Dtsch. Geol. Ges., Sondh. Hydrogeol.-Hydrogeochem.*, S. 17-25, Hannover.
- LIPPOLT H. J. (1983): *Distribution of Volcanic Activity in Space and Time*. in: FUCHS, K. et al. [Hrsg]: *Plateau Uplift, The Rhenish Shield-A Case History*.- 411 S., Springer, Berlin.
- LIVET M., BLAVOUX B., D'ARCY D. & MISHHELLANY A. (2000): Capture and sub-lava storage of groundwater at the volcanic site of Beaunit (Puy-de-Dome).- *C. R. Acad. Sci., Ser. Ila: Sci. Terre Planetes*, 330 (1): S. 47-52, CETE Lyon, Clermont-Ferrand, France.

- LORENZ V. & BÜCHEL G. (1980): Die Kesseltäler der Vulkan- Westeifel, Nachweis ihrer Maargenese.- Mainzer geol. Mitt., 8: S. 173-191, Mainz.
- LORENZ V. & BÜCHEL G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel.- Mitt. Pollichia, 68: S. 29-100, Bad Dürkheim/Pfalz.
- LORENZ V. (1982): Maare und Schlackenkegelvulkanismus der Westeifel.- Spektr. d. Wiss., 1982(2): S. 26-37, Heidelberg.
- LORENZ V. (1993): On the Formation of Maars.- Bull. Volcanol., 37(2): S. 183-204, Napoli.
- LORENZ V. (2000): Formation of the root zones of maare-diatreme volcanoes. - Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000(6): S. 279-283, Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin.
- LORENZ V. (2000): Formation of maar-Diatreme volcanoes. - Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000(6): S. 284-291, Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin.
- LVA RHEINLAND-PFALZ (1983): Deutsche Grundkarte 1:5000 (Luftbildkarte), Neroth West.- Landesvermessungsamt Rheinland Pfalz, Koblenz.
- LVA RHEINLAND-PFALZ (1988): Deutsche Grundkarte 1:5000 (Luftbildkarte), Gees.- Landesvermessungsamt Rheinland Pfalz, Koblenz.
- MÄLZER H., HEIN G. & ZIPPELT K. (1983): Heigh Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analyses.- in: FUCHS K., et al. [Hrsg]: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History.- 411 S., Springer, Berlin.
- MATTHES S. (1990): Mineralogie.- 3. Aufl., 448 S., Springer, Berlin.
- MATTHEB G. & UBELL K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt.- 438 S. in: G. Mattheß [Hrsg.]: Lehrbuch der Hydrogeologie Bd.1, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- MATTHEB G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers.- 499S. in: G. Mattheß [Hrsg.]: Lehrbuch der Hydrogeologie Bd.2, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- MATTHEB G. & THEWS J-D. (1959): Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87: S. 417-428, Wiesbaden.
- MATTHEW P. E. (1953): The Katwe-Kikorongo Explosion Craters in the Queen Elizabeth National Park, Toto, Uganda.- Geological Survey of Uganda, PEM/10 Report.
- MAZOR E. (1997) Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology.- 413 S., Marcel Dekker Inc., New York, USA.
- MERTES H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes.- Bochumer geol. geotechn. Arb., 9: 415 S., Bochum.
- MEYER W. & STETS J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Teil des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. dt. geol. Ges., 131: S. 725-751, Hannover.
- MEYER W. (1980): Zur Erdgeschichte des Koblenzer Raumes.- Der Aufschluß, Sonderband (Koblenz), 30: S. 1-10, Heidelberg.
- MEYER W. (1994): Geologie der Eifel.- 3. Aufl., 618 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- MÜLLER G. & WEYL G. (1956): The birth of Nilahue, a new maar-type volcano, at Rininahue, Chile.- Congr. geol. intern., Compt. rend., 20th, Mexico City, Volcanol. Cenozoic, 1956, S. 375-396, Univ. Concepcion, Chile.
- MURAWSKI H. (1965): Geologische Erfahrungen mit geomagnetischen Geräten. Anwendung auf Vorkommen vulkanischer Gesteine.- N.Jb. Geol. Paläont., Abh., 122: S. 351-370, Stuttgart.
- NATERMANN E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers und die Trockenwetter-Abflusslinie.- Wasserwirtschaft 1950, Tagung in München 1950: S. 12 ff., Stuttgart.
- NEGENDANK J. F. W., EMMERMANN R., KRAWCZYK R., MOOSER F., TOBSCHALL H. & WERLE D. (1985): Geological and geochemical investigation on eastern Trans Mexican Volcanic Belt.- Geofisoca International, 24(4): S. 77-575.
- NEGENDANK J. F. W. & ZOLITSCHKA B. (1993): Paleolimnology of European Maarlakes.- Lecture Notes in Earth Sciences, 49, Springer, Berlin, Heidelberg.

- NEUGEBAUER, H. J. (1981): Zur Entstehung und Entwicklung von Kontinentalen Riftsystemen.- Geol. Rundschau, 70: S. 231-243, Stuttgart.
- NEUGEBAUER H. J., WOIDT W.-D. & WALLNER H. (1983): Uplift, Volcanism and Tectonics: Evidence for Mantel Diapirs at the Rhenish Massif.- in: FUCHS K., et al. [Hrsg]: Plateau Uplift, The Rhenish Shield – A Case History.- 411 S., Springer, Berlin.
- OLLIER C. (1967): Maars their characteristics, varieties and definition.- Bull. Volcanol., 31(2), S. 45-73, Napoli.
- PFEFFER K.-H. (1978): Geomorphologische Untersuchungen in der Südeifel.- Kölner Geogr. Arb., 36: S. 89-120, Köln.
- PFEFFER K.-H. (1984): Zur Geomorphologie der Karstgebiete im Rheinischen Schiefergebirge.- Kölner Geogr. Arb., 45: S. 247-291, Köln.
- PFEFFER K.-H. (1984): Einführung in die Hydrologie der verkarsteten Regionen des Rheinischen Schiefergebirges.- Kölner Geogr. Arb., 45: S. 399-414, Köln.
- PIRRUNG B. M. (1997): Zur Genese der tertiären Seesedimente von Eckfeld (Eifel), Enspel (Westerwald), Messel (Sprendlinger Horst) und Sieblos (Rhön).- Dissertation, Inst. f. Geowiss., Univ. Jena.
- PIRRUNG B. M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiär Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern.- Mainzer Naturwiss. Archiv Beih. 20: 118 S., Landessammlung f. Naturkunde Rheinland- Pfalz, Naturhist. Museum Mainz.
- PRINZ H. (1997): Abriß der Ingenieurgeologie.- 3. Aufl., 419 S., Enke, Stuttgart.
- RAHM G. (1956): Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifel - Vulkane.- Decheniana, 109(1): S. 11-51, Bonn.
- RAHM G. (1958): Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus.- Gewässer und Abwässer, 19: S. 7-39, Düsseldorf.
- RAUFF H. (1911): Entwurf zu einem geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde.- 53 S., Veröffentl. d. Kgl. Geol. L.-Anst. Berlin.
- REBSKE W. (1980): Allgemein-vulkanische Exkursion mit Einführung in die äußere Form der Vulkane, Ergüsse, Maarbildungen etc. der tertiären und quartären Vulkanismus.- Der Aufschluß, Sonderband, 30: S. 65-86, Heidelberg.
- REILÄNDER W. (1985): Die Bruchsysteme in quartären Vulkaniten der Westeifel in Relation zum rezenten Spannungsfeld, Dipl.-Arb. Univ. Mainz, 118 S., Mainz.
- RENGER M., STREBEL O., MÜNNICH O. & SONNTAG C. (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate.- Geol. Jahrb. C19: 98 S., E. Schweitzbartsch, Hannover.
- RICHTER G. & MURTHUM A. (1944): Zur Kennzeichnung unterirdisch fließender Wässer. Untersuchungen an der Range und anderen Karstquellen bei Warstein (Westfalen).- Sonderdruck aus den Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung, N.F., 209: S. 299-336, Berlin.
- RITTER J. R. R. (1999): Rising through Earth's mantle.- Science, 286: S. 1865-1866.
- RITTER J. R. R., JORDAN M., CHRISTENSEN U. & ACHAUER U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany.- Earth and Planetary Science Letters, 186: S. 7-14.
- RÖSLER H. J. (1979): Lehrbuch der Mineralogie.- 844 S., Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig
- RUMMEL F. & BAUMGÄRTNER J. (1984): Hydraulic Fracturing in-situ Spannungsmessung in der 400 m tiefen Erkundungsbohrung Nordeifel (Hohes Venn).- Abschlussbericht zum DFG-Forschungsvorhaben (Ru 255/6-1) Bochum.
- SACHTLEBEN T. (1980): Petrologie ultrabasischer Auswürflinge aus der Westeifel, Dissertation Univ. Köln, 160 S., Köln.
- SAUERBIER TH. & VOB W. (2000): Kleine Formelsammlung Statistik.- 192 S., Fachbuchverlag Leipzig.
- SCHMINCKE H.-U., LORENZ V. & SECK H. A. (1983): The Quaternary Eifel Volcanic Fields. in: FUCHS, K. et al. [Hrsg]: Plateau Uplift, The Rhenish Shield-A Case History.- 411 S., Springer Verlag Berlin u.a.
- SCHMINCKE H.-U. (1986): Vulkanismus.- 164 S., Wiss. Buchges. Darmstadt.
- SCHÖN J. (1983): Petrophysik.- 405 S., Akademie Verlag, Berlin.

- SCHÖNWIESE C.-D. (1992): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.- 231 S., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- SIEBERT CH. (1999): Geologische Kartierung im Gebiet Pelm-Berlingen-Kirchweiler-Gees (Westeifel).- Dipl.-Kart., Inst. f. Geow., FSU Jena.
- SILLITOE R. H. (1997): Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region.- Aust. J. Earth Sci., 44(3): S. 373-388, London, UK.
- SMILDE P. (1995): Programmsystem Survey.- Inst. f. Geowiss., Univ. Mainz, unveröffentlicht.
- STACHEL TH. & BÜCHEL G. (1989): Das Döttinger Maar: Fallstudie eines großen tertiären Tuffschlotes im Vulkanfeld der Hocheifel.- Z. dt. geol. Ges., 140: 35-51, Hannover.
- STEINIGER J. (1820): Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein.- 180 S., Mainz.
- TANEDA S. (1977): Structure of the Kirisima Volcano.- Kyushu Daigaku Rigakubu Kenkyu Hokoku, Chishitsugaku, 12(3): S. 311-319, Japan.
- TELFORD W.M., GELDART L.P. & SHERIFF R.E. (1990): Applied Geophysics.- 770 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- UTTER T. (1974): Stratigraphische Untergliederung der Eifel-Stufe und quartärer Vulkanismus im NE – Teil der Gerolsteiner Mulde (Eifel). Dipl.-Kart. & Dipl.-Arb., Universität Frankfurt/Main.
- UTTER T. & GROTHJOHANN, H. (1976): Geologische und geomagnetische Untersuchungen an der Baarlei und Geißhecke, einer quartären Vulkangruppe der Westeifel.- Decheniana, 129: S. 180-196, Bonn.
- VENNEMANN T. W., MUNTEAN J. L., KESLER ST. E., O'NEIL, J. R., VALLEY J. W. & RUSSELL N. (1993): Stable isotope evidence for magmatic fluids in the Pueblo Viejo epithermal acid sulfate gold-silver deposit, Dominican Republic.- Econ. Geol., 88(1): S. 55-71, Dep. Geol. Sci., Univ. Michigan, USA.
- WALTER R. (1992): Geologie von Mitteleuropa.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- WASSERCHEMISCHE GESELLSCHAFT, FACHGRUPPE DER GESELLSCHAFT DEUTSCHER CHEMIKER IN GEMEINSCHAFT MIT DEM NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN (2000): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser, Abwasser- und Schlammanalyse – Physikalische, chemische, biologische und bakteriologische Verfahren.- Band I – VI, Verlag Beuth, Berlin & Verlag Wiley-Vch, Weinheim.
- WEILER H. (1987): Vulkanische Lockergesteine in der Norwest-Eifel, ihre Bedeutung für Wasserversorgung und Grundwasserhaushalt.- Mainzer geowiss. Mitt., 16: S. 275-306, Mainz.
- WEILER H. (2000): Hydrogeological prospection of dry maars in the Eifel.- Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000(6): S. 496-499, Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin.
- WHITE D. C. (1994): Geology and mineralization of the Santa Rosa gold deposits, Panama.- Min. Eng. (Littleton, Colo.) 46(4): S. 346-349. Prescott, AZ, USA.
- WOHLETZ K. H. & ZIMANOWSKI B. (2000): Physics of Phreatomagmatism, Part 1: Explosion Physics.- Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000(6): S. 515-523, Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin.
- WOOD C. A. (1974): Reconnaissance geophysics and geology of Pinacate Craters, Sonora, Mexico.- Bull. Volcanol., 38: S. 149-172, Napoli, Italien.
- WUNDT W. (1953): Gewässerkunde.- 320 S., Springer, Berlin.
- ZIMANOWSKI B. (1985): Fragmentierungsprozesse beim explosiven Vulkanismus der Westeifel.- Diss., 251 S., Univers. Mainz.
- ZIMANOWSKI B. & WOHLLETZ K. H. (2000): Physics of Phreatomagmatism, Part 2: Eruption Physics.- Int. Maar Conf. Daun/Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra 2000(6): 535-544, Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin.
- ZIMMERMANN B. & QUABECK G. (1996): Ökonomische Ökologie unter Berücksichtigung einer potenziellen Grundwassergewinnung am Beispiel des Geeser Maars (Westeifel).- Studienarbeit, 34 S., Univ. GH Essen..

10 Abkürzungen und Symbole

\vec{B}	magnetische Flussdichte	l	Messstrecke
B	magnetische Feldstärke	LVA	Landesvermessungsamt
B _p	Südpol des Erdmagnetfeldes	m	Masse
B _{p+}	Nordpol des Erdmagnetfeldes	m _E	Masse der Erde
D	Deklination	Ma	Million Jahre
e	zufällige Messabweisungen	\vec{M}	magnetischen Dipolmoment
eB _T	Messabweichung der Totalintensität des Erdmagnetfeldes	M _L	Magnitude
eB _{T Gang}	Fehler der Gangreduktion	\vec{M}_P	magnetisches Dipolmoment des Wasserstoffprotons
eB _{T Gerät}	Gerätefehler	n	Anzahl (z.B. bei Proben)
e _l	Messabweichung Länge	p	magnetischer Dipol
e _m	Messabweichung Masse	$\frac{ \vec{r} }{r}$	Einheitsvektor
e _v	Messabweichung Volumen	r	Abstand
eΔg _{BA}	Fehler der Bouguer-Anomalie	r _E	Radius der Erde
eΔg _{Breite}	Breitenfehler der Vermessung	s	Standardabweichung (empirisch)
eΔg _F	Fehler der Aufstellhöhe	s _H	empirische Standardabweichung des Nivellement (Höhen)
eΔg _{Gang}	Fehler durch Gezeiten und Gangreduktion	SI	System International
eΔg _{Gerät}	Geräte und Ablesefehler	s _L	empirische Standardabweichung für die Planimetrie (Lage)
eΔg _{Höhe}	Höhenfehler der Vermessung	s _{TP}	Standardabweichung Planimetrie und Nivellement der trigonometrische Basispunkte
eΔg _{Ter}	Fehler durch die Nahfeld Terrainreduktion	TP	trigonometrische Punkte des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz
e _φ	Messabweichung Winkel	V	Volumen
e _p	Messabweichung Dichtemessung	α	Einfallwinkel der Kraterwände
F	Gravitationskraft	γ	Gravitationskonstante (6,672·10 ⁻¹¹ Nm ² /kg ²)
f _M	Messfrequenz	Δg	gangreduzierte Differenz zwischen Mess- und Basispunkt
g	Erdbeschleunigung	Δg _{BA}	Bouguer-Anomalie
GNIP	Global Network for Isotopes in Precipitation	Δg _{BP}	Bouguer-Plattenreduktion bzgl. Basispunkt
\vec{H}	Magnetische Erregung	Δg _{Breite}	Breitenreduktion bzgl. Basispunkt
I	Inklination	Δg _{FL}	Freiluftreduktion zwischen Messpunkt und Messgerät
\vec{I}	elektrischer Strom	Δg ₉₉	Gerätegang am Messpunkt 99 (Basispunkt)
\vec{J}	Magnetisierung		
\vec{J}_{ind}	induzierte Magnetisierung		
\vec{J}_{rem}	remanente Magnetisierung		
k _{Breite}	Korrekturfaktor der Breitenreduktion		
k _{BP}	Faktor der Bouguer-Platten Reduktion		
k _{Höhe}	Korrekturfaktor der Höhen- und Freiluftreduktion		

$\Delta g_{Höhe}$	Höhenreduktion bzgl. Basispunkt	$\Delta\rho$	Dichtedifferenz zwischen verschiedenen lithologischen Einheiten
Δg_{Ter}	Terrainwirkung an Basis- und Messpunkten	ΔV	Volumendifferenz bei der Dichtemessung
Δl	Länge des stromdurchflossenen Leiters	k	Königsbergfaktor
ΔS_{Digi}	abgeschätzte Lageunsicherheit von Koordinaten die auf Grundlage der Topografischen Luftbildkarte digitalisiert wurden	ρ	Dichte
ΔS_{Profil}	abgeschätzte Lageunsicherheit von interpolierten Koordinaten entlang definierter Profile	ρ_F	spezifische Dichte Feldspäte
ΔH_{Breite}	Abstand zur geografischen Breite (Hochwert) zwischen Messpunkt und Basispunkt	ρ_Q	spezifische Dichte Quarz
ΔH_F	Höhendifferenz zwischen Messpunkt und Messgerät (Freiluft)	σ	Spannung
ΔH	Höhendifferenz zwischen Messpunkt und Basispunkt	ρ_T	spezifische Dichte Schichtsilikate
		m_0	magnetische Permeabilität des Vakuums
		m	magnetische Permeabilität eines Stoffes
		c	magnetische Suszeptibilität

11 Anlageverzeichnis

- Anlage 2.1 Geologische Übersichtskarte des Geeser Maares und seiner Umgebung
- Anlage 2.2 Digitales Geländemodell des Gebietes Gerolstein – Daun, Linearanalyse
- Anlage 3.1 Bohrung Gees B1, Bohrkernaufnahme
- Anlage 3.2 Bohrung Gees B2, Bohrkernaufnahme
- Anlage 3.3 Messwerte der Suszeptibilität χ an den Bohrkernen der Erkundungsbohrung Gees B1 und Gees B2 (nur auf CD)
- Anlage 3.4 Messwerte der Dichte an den Bohrkernen der Erkundungsbohrung Gees B1 und B2 (nur auf CD)
- Anlage 4.1 Geodätische Vermessung – Koordinaten (nur auf CD)
- Anlage 4.2 Geodätische Vermessung, Lage der Messpunkte, im Maßstab 1:5.000
- Anlage 4.3 Messergebnis der Gravimetrie (nur auf CD)
- Anlage 4.4 Schwere-Anomalie (Bouguer), im Maßstab 1:5.000
- Anlage 4.5 Messergebnis des Störfeldes der Totalintensität des Erdmagnetfeldes ΔB_T in nT (nur auf CD)
- Anlage 4.6 Störfeld der Totalintensität des Erdmagnetfeldes ΔB_T in nT, im Maßstab 1:5.000
- Anlage 4.7 Geeser Maar, geologischer Nord-Süd-Schnitt
- Anlage 4.8 Geeser Maar, geologischer Südwest-Nordost-Schnitt
- Anlage 4.9 Geologische Karte des Geeser Maares
- Anlage 5.1 Stichtagsbeprobung der elektrischen Leitfähigkeit aller Oberflächengewässer in $\mu\text{S}/\text{cm}$ 28.03 - 03.04.1999
- Anlage 5.1 Stichtagsbeprobung der elektrischen Leitfähigkeit aller Oberflächengewässer in $\mu\text{S}/\text{cm}$ 22.09 - 24.09.1999
- Anlage 5.3 Gewässernetz und Lage der Messstellen im Geeser Maar und seiner Umgebung
- Anlage 5.4 Abflussmessung und physiko-chemische Daten (nur auf CD)
- Anlage 5.5 Grafischer Überblick über das Abflussverhalten aller Messstellen
- Anlage 5.6 Beobachtungen zur Grundwasserhydraulik an den Grundwasser-Messstellen B1 und B2 (nur auf CD)
- Anlage 5.7 Teileinzugsgebiete des Geeser Baches südöstlich von Gees
- Anlage 6 Hydrochemische Messwerte der Stichtagsbeprobungen (nur auf CD)
- Anlage 7 Hydroisotopische Messwerte (nur auf CD)

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde durch Prof. G. Büchel angeregt und mit Begeisterung intensiv betreut. Herrn Prof. M. Sauter sei herzlichst für die Übernahme des Koreferats gedankt.

Für die finanzielle und logistische Unterstützung möchte ich mich bei dem Rat der Verbandsgemeinde Gerolstein, insbesondere beim ehemaligen Bürgermeister A. Rodermann und dem Leiter der Verbandsgemeindewerke K. Seidel bedanken. Die Unterstützung durch Dr. M.-L. Frey, Mitarbeiterin der „Tourismus- und Wirtschaftsförderung Gerolsteiner Land GmbH“, erleichterte wesentlich die fortwährenden Geländearbeiten und lokalen Recherchearbeiten. Allen Mitarbeiterinnen des Naturkundemuseums Gerolstein sei hier ebenfalls gedankt.

Bei den Geländearbeiten wurde ich durch Prof. G. Büchel, Dr. M.-L. Frey, St. Graupner und U. Grunewald unterstützt. Herrn Prof. W. R. Jacoby von der Johannes Gutenberg-Universität Mainz danke ich für die Nutzung „seines“ Gravimeters.

Herrn N. Demuth vom Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz (Mainz) stellte ein Vielzahl von Klimadaten für mein Arbeitsgebiet zur Verfügung. Auch für die zusätzlich verschickte Literatur, zu den verwendeten Klimamodellen, möchte ich mich bedanken.

Für die zahlreichen Analysen im Hydrogeochemischen Labor danke ich U. Buhler, I. Kamp und G. Weinzierl. Dank gilt ebenso allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Angewandte Geologie und Hydrogeologie, die mir bei Fragen und Problemen zur Seite standen.

Meinen Eltern bin ich für die umfassende Unterstützung während meiner gesamten Studien- und Promotionszeit zu großen Dank verpflichtet. Meiner Katrin danke ich von ganzem Herzen für ihre Liebe und Geduld.

Selbstständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe

Jena, den 31.05.02

Gerold Hesse

Erklärung zur Bewerbung

Ich erkläre, dass ich mit der vorliegende Arbeit an keiner anderen Hochschule um den akademischen Grad Dr. rer. nat. beworben habe und dass ich weder früher noch gegenwärtig die Eröffnung eines Verfahrens zum Erwerb des o.g. Grades an einer anderen Hochschule beantragt habe.

Jena, den 31.05.02

Gerold Hesse

Lebenslauf

Name: Gerold Hesse
Geburtsdatum: 16.03.75
Geburtsort: Jena

Schulbildung:

1981 - 1990 Polytechnische Oberschule Emil Wölk, Jena
1990 - 1993 Albert Schweitzer Gymnasium, Jena
1993 Abitur

Studium:

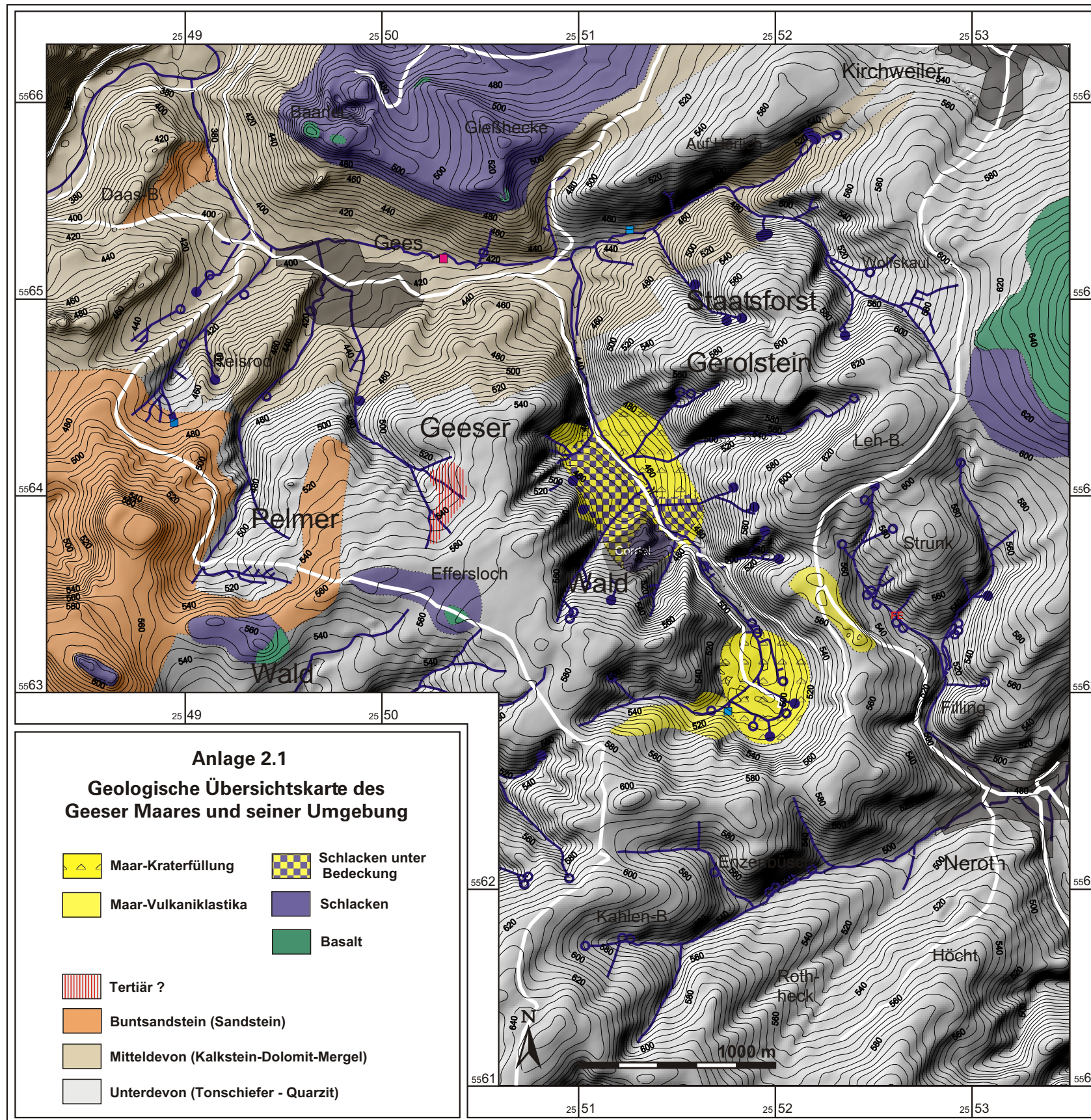
1993 - 1998 Geologie-Studium, Friedrich-Schiller-Universität Jena
1996 Praktikum bei Jena GEOS-Ingenieurbüro GmbH
1997 Diplomkartierung mit vulkanologischem Schwerpunkt:
„Graben von Oberkatz (Rhön)“
1997 Praktikum am Naturhistorischen Museum Mainz (Landessammlung für Naturkunde
Rheinland Pfalz) – Forschungsbohrung Eckfeld
1997 Tätigkeit im Rahmen von Werksverträgen für die Thüringer Landesanstalt für Umwelt
und dem Dresdner Grundwasserforschungszentrum e. V.
1998 Praktikum bei INTERSHOP Communications GmbH
1998 Diplomarbeit: „Grundwasserhydraulik und -beschaffenheit der Unstrutau
zwischen Wundersleben und Leubingen (Thüringer Becken)“
26.10.1998 Hochschulabschluss als Diplom-Geologe an der Friedrich-Schiller-Universität Jena

Promotion:

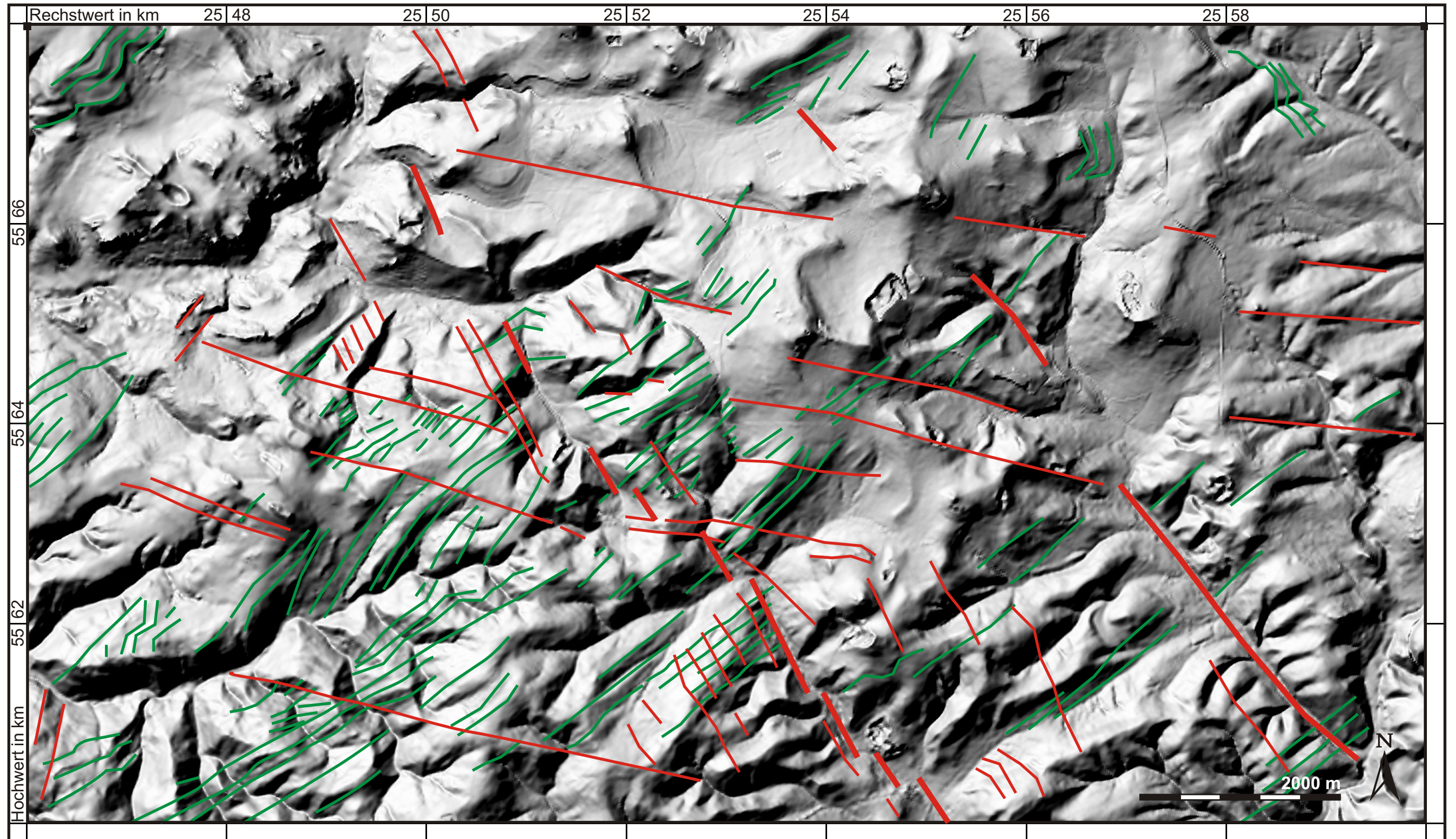
seit 1998 wiss. Mitarbeiter und Promotionsstudent am Lehrstuhl für Angewandte Geologie,
Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena

Jena, den 31.05.02

Gerold Hesse

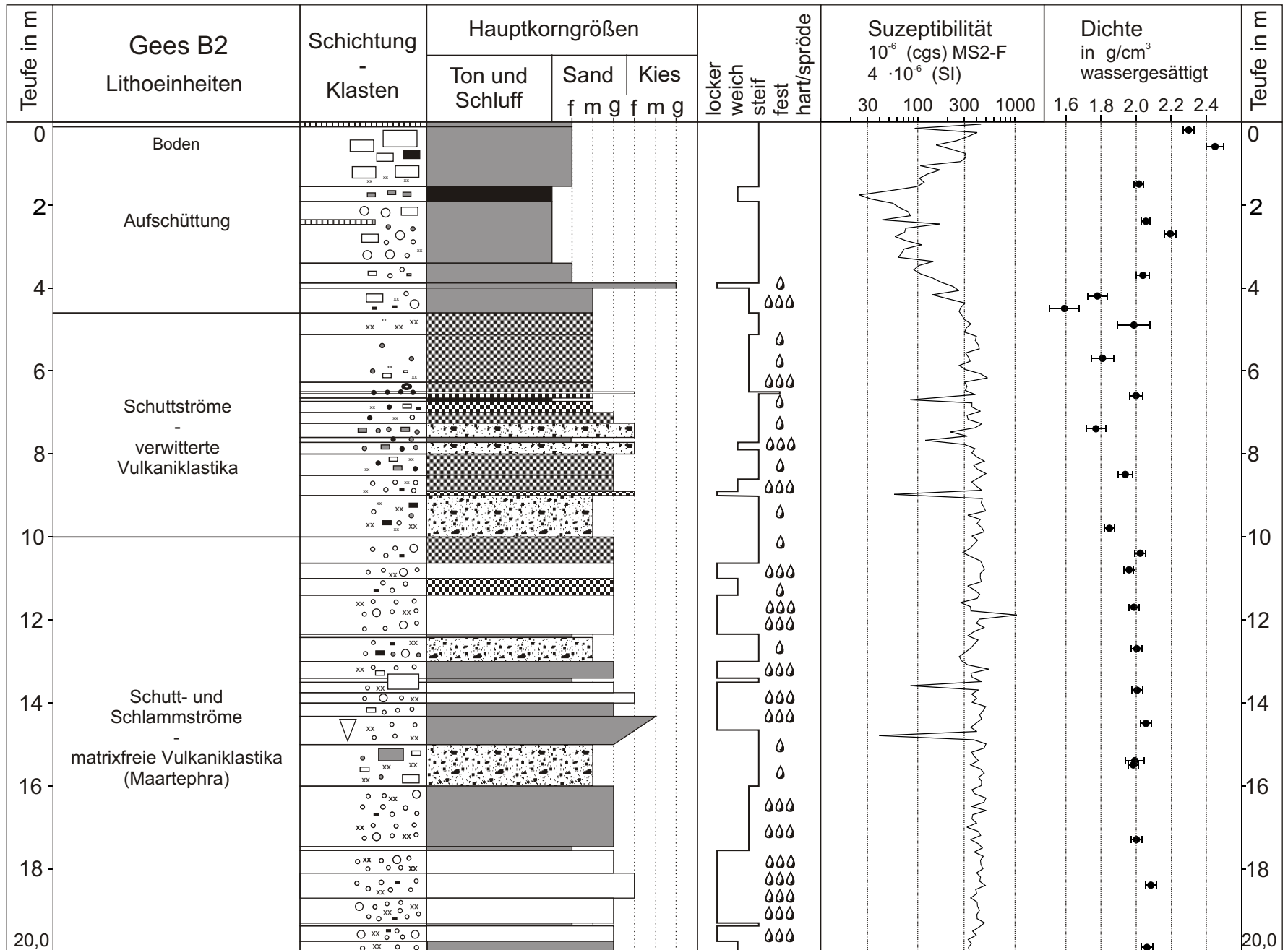


Anlage 2.2 Digitales Geländemodell des Gebietes von Gerolstein bis Daun, Linearanalyse



grün: Schichtausbisse
rot: rezent aktive Störungszonen

Anlage 3.2 - Bohrung Gees B2, Bohrkernaufnahme



Messwerte der Suszeptibilität χ ($\text{cgs} \cdot 10^{-6}$) an den Bohrkernen der Erkundungsbohrung Gees B1 und Gees B2
Die Messwerte sind volumenspezifisch in cgs-Einheiten angegeben. Als Messsonde wurde MS2-F Sensor von Bartington der verwendet.

B1 in m	χ	B1 in m	χ	B1 in m	χ	B1 in m	χ	B1 in m	χ
0,05	297	5,05	669	10,05	635	15,05	451	20,05	626
0,15	353	5,15	585	10,15	301	15,15	264	20,15	489
0,25	406	5,25	265	10,25	217	15,25	357	20,25	343
0,35	483	5,35	478	10,35	282	15,35	254	20,35	709
0,45	514	5,45	589	10,45	381	15,45	214	20,45	268
0,55	589	5,55	541	10,55	169	15,55	306	20,55	753
0,65	579	5,65	612	10,65	252	15,65	474	20,65	805
0,75	572	5,75	574	10,75	365	15,75	490	20,75	195
0,85	610	5,85	623	10,85	732	15,85	231	20,85	226
0,95	740	5,95	619	10,95	707	15,95	275	20,95	251
1,05	654	6,05	442	11,05	499	16,05	394	21,05	293
1,15	661	6,15	614	11,15	478	16,15	367	21,15	278
1,25	785	6,25	307	11,25	609	16,25	370	21,25	223
1,35	680	6,35	229	11,35	230	16,35	361	21,35	239
1,45	582	6,45	223	11,45	611	16,45	501	21,45	233
1,55	641	6,55	280	11,55	639	16,55	478	21,55	271
1,65	647	6,65	240	11,65	668	16,65	425	21,65	208
1,75	653	6,75	291	11,75	659	16,75	248	21,75	253
1,85	539	6,85	491	11,85	474	16,85	495	21,85	877
1,95	613	6,95	478	11,95	820	16,95	455	21,95	478
2,05	623	7,05	410	12,05	637	17,05	688	22,05	1110
2,15	902	7,15	492	12,15	762	17,15	732	22,15	1141
2,25	693	7,25	440	12,25	734	17,25	197	22,25	1021
2,35	725	7,35	224	12,35	620	17,35	981	22,35	841
2,45	709	7,45	260	12,45	560	17,45	263	22,45	1154
2,55	650	7,55	291	12,55	535	17,55	259	22,55	1112
2,65	585	7,65	260	12,65	514	17,65	316	22,65	1013
2,75	706	7,75	277	12,75	641	17,75	261	22,75	1071
2,85	589	7,85	205	12,85	502	17,85	201	22,85	916
2,95	591	7,95	259	12,95	607	17,95	334	22,95	1012
3,05	761	8,05	467	13,05	470	18,05	344	23,05	872
3,15	886	8,15	426	13,15	403	18,15	524	23,15	1209
3,25	690	8,25	435	13,25	177	18,25	405	23,25	174
3,35	513	8,35	486	13,35	261	18,35	373	23,35	225
3,45	672	8,45	601	13,45	438	18,45	425	23,45	232
3,55	754	8,55	628	13,55	419	18,55	354	23,55	243
3,65	646	8,65	503	13,65	490	18,65	628	23,65	229
3,75	539	8,75	579	13,75	322	18,75	322	23,75	276
3,85	678	8,85	579	13,85	421	18,85	722	23,85	320
3,95	740	8,95	563	13,95	364	18,95	226	23,95	306
4,05	581	9,05	371	14,05	402	19,05	323	24,05	362
4,15	641	9,15	547	14,15	381	19,15	893	24,15	472
4,25	988	9,25	345	14,25	437	19,25	759	24,25	380
4,35	575	9,35	352	14,35	320	19,35	720	24,35	575
4,45	455	9,45	170	14,45	413	19,45	531	24,45	203
4,55	601	9,55	265	14,55	369	19,55	446	24,55	501
4,65	574	9,65	270	14,65	176	19,65	986	24,65	264
4,75	583	9,75	510	14,75	336	19,75	756	24,75	510
4,85	633	9,85	632	14,85	417	19,85	757	24,85	507
4,95	704	9,95	695	14,95	172	19,95	835	24,95	534

Fortsetzung

B1 in m	χ	B1 in m	χ	B1 in m	χ	B1 in m	χ	B1 in m	χ
25,05	375	30,05	400	35,05	381	40,05	310	45,05	360
25,15	315	30,15	372	35,15	422	40,15	306	45,15	390
25,25	365	30,25	271	35,25	214	40,25	331	45,25	490
25,35	434	30,35	314	35,35	412	40,35	340	45,35	450
25,45	446	30,45	345	35,45	361	40,45	511	45,45	314
25,55	365	30,55	352	35,55	365	40,55	322	45,55	362
25,65	387	30,65	303	35,65	783	40,65	226		
25,75	368	30,75	364	35,75	325	40,75	297		
25,85	422	30,85	321	35,85	304	40,85	292		
25,95	401	30,95	260	35,95	357	40,95	247		
26,05	276	31,05	365	36,05	406	41,05	278		
26,15	382	31,15	384	36,15	427	41,15	346		
26,25	294	31,25	325	36,25	594	41,25	285		
26,35	298	31,35	243	36,35	386	41,35	395		
26,45	230	31,45	420	36,45	371	41,45	322		
26,55	318	31,55	442	36,55	386	41,55	342		
26,65	274	31,65	428	36,65	341	41,65	352		
26,75	270	31,75	280	36,75	327	41,75	310		
26,85	212	31,85	289	36,85	439	41,85	272		
26,95	213	31,95	113	36,95	311	41,95	336		
27,05	254	32,05	230	37,05	276	42,05	312		
27,15	402	32,15	243	37,15	329	42,15	292		
27,25	406	32,25	326	37,25	417	42,25	293		
27,35	294	32,35	419	37,35	543	42,35	319		
27,45	347	32,45	433	37,45	468	42,45	264		
27,55	446	32,55	485	37,55	503	42,55	334		
27,65	299	32,65	245	37,65	544	42,65	362		
27,75	462	32,75	311	37,75	581	42,75	365		
27,85	206	32,85	287	37,85	483	42,85	223		
27,95	287	32,95	233	37,95	463	42,95	369		
28,05	364	33,05	313	38,05	317	43,05	260		
28,15	277	33,15	290	38,15	440	43,15	308		
28,25	330	33,25	277	38,25	342	43,25	289		
28,35	417	33,35	322	38,35	385	43,35	204		
28,45	316	33,45	160	38,45	313	43,45	221		
28,55	285	33,55	184	38,55	284	43,55	205		
28,65	210	33,65	241	38,65	255	43,65	251		
28,75	144	33,75	391	38,75	324	43,75	275		
28,85	353	33,85	521	38,85	381	43,85	215		
28,95	140	33,95	357	38,95	372	43,95	216		
29,05	218	34,05	340	39,05	381	44,05	222		
29,15	267	34,15	580	39,15	389	44,15	233		
29,25	277	34,25	446	39,25	308	44,25	235		
29,35	220	34,35	480	39,35	386	44,35	287		
29,45	222	34,45	470	39,45	322	44,45	285		
29,55	340	34,55	450	39,55	420	44,55	373		
29,65	429	34,65	361	39,65	308	44,65	247		
29,75	296	34,75	542	39,75	314	44,75	262		
29,85	392	34,85	437	39,85	372	44,85	364		
29,95	394	34,95	236	39,95	320	44,95	331		

Fortsetzung

B2 in m	χ	B2 in m	χ	B2 in m	χ	B2 in m	χ
0,05	447	5,05	304	10,05	412	15,05	480
0,15	93	5,15	401	10,15	376	15,15	356
0,25	408	5,25	390	10,25	343	15,25	382
0,35	325	5,35	419	10,35	290	15,35	420
0,45	249	5,45	429	10,45	357	15,45	349
0,55	154	5,55	309	10,55	442	15,55	441
0,65	219	5,65	331	10,65	462	15,65	482
0,75	307	5,75	345	10,75	486	15,75	422
0,85	312	5,85	267	10,85	440	15,85	454
0,95	275	5,95	310	10,95	439	15,95	450
1,05	106	6,05	440	11,05	449	16,05	360
1,15	169	6,15	521	11,15	326	16,15	387
1,25	125	6,25	303	11,25	384	16,25	503
1,35	104	6,35	320	11,35	433	16,35	479
1,45	116	6,45	308	11,45	409	16,45	357
1,55	98	6,55	390	11,55	275	16,55	505
1,65	51	6,65	84	11,65	348	16,65	368
1,75	25	6,75	360	11,75	352	16,75	360
1,85	33	6,85	360	11,85	1045	16,85	402
1,95	55	6,95	440	11,95	430	16,95	320
2,05	64	7,05	321	12,05	401	17,05	417
2,15	79	7,15	329	12,15	480	17,15	443
2,25	84	7,25	456	12,25	377	17,25	349
2,35	43	7,35	387	12,35	327	17,35	422
2,45	167	7,45	216	12,45	416	17,45	461
2,55	75	7,55	322	12,55	381	17,55	380
2,65	73	7,65	119	12,65	349	17,65	471
2,75	58	7,75	301	12,75	305	17,75	441
2,85	75	7,85	386	12,85	267	17,85	446
2,95	109	7,95	360	12,95	282	17,95	468
3,05	72	8,05	404	13,05	326	18,05	402
3,15	68	8,15	483	13,15	535	18,15	442
3,25	63	8,25	376	13,25	352	18,25	433
3,35	144	8,35	413	13,35	363	18,35	494
3,45	102	8,45	502	13,45	457	18,45	394
3,55	91	8,55	421	13,55	84	18,55	404
3,65	107	8,65	359	13,65	420	18,65	350
3,75	142	8,75	399	13,75	359	18,75	407
3,85	173	8,85	453	13,85	402	18,85	411
3,95	230	8,95	57	13,95	363	18,95	431
4,05	264	9,05	460	14,05	499	19,05	405
4,15	141	9,15	449	14,15	471	19,15	408
4,25	206	9,25	476	14,25	433	19,25	486
4,35	306	9,35	498	14,35	453	19,35	429
4,45	278	9,45	327	14,45	398	19,45	367
4,55	266	9,55	439	14,55	351	19,55	398
4,65	285	9,65	408	14,65	404	19,65	330
4,75	302	9,75	456	14,75	40	19,75	355
4,85	352	9,85	481	14,85	375	19,85	330
4,95	314	9,95	360	14,95	503	19,95	346

Anlage 3.4

Messwerte der Dichte an den Bohrkernen der Erkundungsbohrung Gees B1 und B2
 Angegeben ist die Lagerungsdichte ρ_L sowie die Messabweichung $e \rho_L$.

Teufe B1 in m	ρ_L in g/cm ³	$e \rho_L$ in g/cm ³	Teufe B2 in m	ρ_L in g/cm ³	$e \rho_L$ in g/cm ³
0,3	1,96	0,12	0,2	2,30	0,07
0,9	1,91	0,08	0,6	2,45	0,12
1,5	2,00	0,09	1,5	2,02	0,06
2,7	1,96	0,07	2,4	2,05	0,06
3,7	2,00	0,09	2,7	2,48	0,10
4,8	2,02	0,09	2,7	2,19	0,07
5,7	1,77	0,06	3,7	2,04	0,09
6,7	1,76	0,06	4,2	1,78	0,13
7,1	1,87	0,11	4,5	1,59	0,20
7,6	1,60	0,06	4,9	1,99	0,21
8,5	2,06	0,12	5,7	1,81	0,15
9,5	1,77	0,07	6,6	2,00	0,08
10,6	1,82	0,10	7,4	1,77	0,13
11,7	1,93	0,12	8,5	1,94	0,10
12,4	2,02	0,08	9,8	1,85	0,07
13,5	2,09	0,08	10,4	2,02	0,07
14,5	1,94	0,07	10,8	2,13	0,11
15,6	2,03	0,08	10,8	1,96	0,07
16,6	1,68	0,05	11,7	1,99	0,07
17,4	1,78	0,09	12,7	2,00	0,07
18,6	1,76	0,05	13,7	2,01	0,07
19,5	1,70	0,08	14,5	2,06	0,07
20,5	1,84	0,08	15,4	1,99	0,12
21,5	1,95	0,14	15,5	1,98	0,07
22,5	2,06	0,17	17,3	2,00	0,07
23,4	1,87	0,07	18,4	2,08	0,07
24,4	2,10	0,09	19,9	2,06	0,07
25,9	2,75	0,19			
26,8	2,36	0,17			
27,9	1,85	0,06			
28,5	1,77	0,11			
29,5	1,71	0,06			
30,4	1,92	0,08			
31,6	1,73	0,05			
32,4	1,89	0,10			
33,9	1,78	0,06			
34,5	1,99	0,07			
35,5	1,93	0,08			
36,8	1,82	0,10			
38,6	1,82	0,06			
37,6	1,96	0,10			
39,8	1,88	0,07			
40,9	1,91	0,09			
41,7	1,90	0,10			
42,9	2,02	0,09			
43,8	1,81	0,04			
44,9	2,00	0,14			
45,3	1,81	0,18			

Geodätische Vermessung, Koordinaten – Geeser Maar

Punkt	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN	Bemerkung
1	2551196,91	5564008,89	471,81	kontrolliert
2	2550610,48	5565801,30	532,82	TP 5706/15
3	2551203,35	5563926,80	470,31	
4	2551139,14	5563869,25	479,00	
5	2551193,01	5563828,54	480,85	
6	2551212,12	5563779,91	272,80	
7	2551123,36	5563745,20	493,27	kontrolliert
8	2551100,92	5563687,32	502,14	kontrolliert
9	2551159,19	5563632,57	515,22	
10	2551172,66	5563586,71	524,82	
11	2551252,42	5563548,58	531,00	kontrolliert
12	2551260,08	5563490,54	539,86	
13	2551593,17	5563781,39	467,16	
14	2551531,68	5563808,09	465,17	
15	2551476,11	5563842,58	462,92	
16	2551418,58	5563881,86	461,50	
17	2551397,73	5563940,42	460,74	
18	2551394,57	5563984,12	460,08	
19	2551368,02	5564032,29	456,98	
20	2551343,51	5564087,76	454,85	
21	2551292,34	5564135,05	453,74	
22	2551265,63	5564177,28	452,94	
23	2551240,17	5564238,52	451,09	
24	2551221,68	5564281,43	453,23	
26	2551170,43	5564360,59	453,76	
27	2551222,61	5564375,02	461,06	
28	2551285,82	5564311,32	462,79	kontrolliert
29	2551337,79	5564277,00	466,57	
30	2551370,42	5564213,09	463,59	
31	2551383,58	5564150,99	462,35	
32	2551408,47	5564079,69	462,92	
33	2551426,84	5564023,87	465,46	
34	2551439,01	5563958,76	467,44	
35	2551464,97	5563907,29	468,76	
36	2551517,18	5563866,22	471,31	
37	2551577,43	5563830,08	474,06	
38	2551622,79	5563820,98	481,87	
39	2551659,97	5563786,68	488,91	
40	2551635,43	5563921,67	498,47	
41	2551599,06	5563956,80	493,28	
42	2551545,45	5563970,65	483,54	
43	2551533,20	5564038,29	368,81	
44	2551508,33	5564075,77	477,27	
45	2551490,60	5564126,19	475,72	
46	2551467,55	5564191,07	474,20	
47	2551444,29	5564236,21	473,67	
48	2551419,03	5564279,33	476,63	
49	2551381,47	5564335,66	477,62	
50	2551340,19	5564389,80	477,76	kontrolliert
51	2551587,47	5564056,42	497,89	
52	2551579,26	5564108,19	495,60	
53	2551543,86	5564224,21	483,20	

Fortsetzung

Punkt	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN	Bemerkung
54	2551592,12	5564255,86	491,85	kontrolliert
55	2551561,64	5564267,40	493,66	kontrolliert
56	2551509,19	5564271,18	496,06	
57	2551472,77	5564292,94	486,70	
58	2551440,87	5564344,33	487,16	
59	2551429,44	5564404,43	491,83	
60	2551364,21	5564421,20	489,51	
61	2551335,29	5564491,02	504,84	kontrolliert
62	2551074,32	5564428,00	445,95	
63	2551036,33	5564515,95	445,00	
64	2551008,51	5564597,95	444,62	kontrolliert
65	2550978,05	5564693,58	443,81	kontrolliert
66	2551092,01	5564495,21	451,24	
67	2551063,32	5564387,89	451,69	
68	2551002,09	5564325,70	466,55	
69	2550956,86	5564298,36	477,32	
70	2550920,61	5564335,58	490,94	
71	2550892,33	5564372,30	506,41	
72	2550844,93	5564387,30	518,59	
73	2550913,59	5564275,07	475,52	
74	2551025,74	5564166,10	471,26	
75	2551091,27	5564192,96	464,40	
76	2551143,84	5564130,82	465,77	kontrolliert
77	2551086,38	5564083,30	474,85	
78	2551021,96	5564042,42	485,63	
79	2550955,69	5564092,15	491,24	
80	2551054,15	5563963,40	490,76	
81	2551122,70	5564009,17	477,51	
82	2551186,06	5564053,30	470,16	
83	2551250,86	5564099,80	459,08	kontrolliert
84	2551307,48	5564029,15	458,65	
85	2551229,36	5563965,16	468,01	
86	2551161,40	5563924,19	474,15	
87	2551092,14	5563870,55	488,37	
88	2551105,61	5563942,04	482,57	
89	2551304,47	5563956,20	463,36	
90	2551384,30	5563906,44	463,12	
91	2551675,34	5563690,87	483,02	kontrolliert
92	2551729,65	5563654,08	489,40	kontrolliert
93	2548900,46	5567256,49	Passpunkt	Kasselburg
94	2553615,35	5565007,22	Passpunkt	Sendemast
95	2552278,98	5562569,29	581,33	TP 5806/169
96	2552395,65	5562660,78	581,06	
97	2551215,65	5564149,90	454,25	
98	2551159,63	5564232,96	451,27	
99	2551106,26	5564292,77	449,65	Basispunkt
100	2551053,15	5564286,38	455,41	
101	2551005,94	5564243,05	462,20	
102	2550929,88	5564239,40	470,09	
103	2550876,73	5564232,99	481,82	
104	2550846,07	5564231,32	490,74	
105	2550828,06	5564228,06	497,43	kontrolliert

Fortsetzung

Punkt	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN	Bemerkung
106	2550855,69	5564232,59	488,56	kontrolliert
107	2550898,02	5564177,95	487,97	
108	2550961,85	5564377,16	488,82	
109	2550989,51	5564434,48	482,52	
110	2551032,90	5564416,36	463,55	
111	2551095,40	5564388,25	446,05	
112	2551136,91	5564277,15	449,78	
113	2551185,06	5564190,00	452,79	
114	2551247,06	5564114,32	455,65	
115	2551281,36	5564077,26	456,96	
116	2551342,85	5563989,49	460,42	
117	2551352,93	5563951,52	461,24	
118	2551438,86	5563824,53	466,32	kontrolliert
119	2551478,80	5563795,94	467,71	kontrolliert
120	2551515,38	5563781,30	469,64	
121	2551714,03	5564296,48	508,60	kontrolliert
122	2551802,05	5564279,04	523,10	kontrolliert
123	2552000,06	5564315,17	542,79	kontrolliert
124	2552144,02	5564330,84	564,71	
125	2551270,37	5564430,18	474,93	
126	2551185,37	5564463,90	470,74	
127	2551311,00	5564606,23	534,76	
128	2551220,72	5564564,49	507,05	
129	2550922,98	5564786,97	443,65	kontrolliert
130	2550876,38	5564975,36	439,56	
131	2551600,04	5563729,76	475,99	kontrolliert
132	2551565,95	5563759,33	472,85	
133	2551637,39	5563599,42	482,05	kontrolliert
134	2551730,15	5563489,51	487,33	
135	2551829,56	5563363,60	492,18	
136	2551417,18	5563743,18	471,96	
137	2551365,78	5563739,00	471,74	
138	2551400,48	5563683,24	482,35	
139	2551331,39	5563655,45	482,35	
140	2551228,27	5563652,80	494,08	
141	2551188,33	5563713,99	493,12	
142	2551263,02	5563758,42	474,58	
143	2551298,63	5563708,74	464,00	
144	2551342,81	5563831,56	469,31	
145	2551210,09	5563417,63	562,57	
146	2551056,77	5563365,76	579,07	kontrolliert
147	2551387,42	5563261,34	581,15	
148	2550703,05	5564130,37	540,76	
149	2551042,90	5563767,73	512,49	
150	2550981,85	5563639,70	522,58	
151	2551058,68	5564372,25	453,30	
152	2551115,11	5564322,15	448,44	
153	2551469,99	5563710,67	476,09	
154	2551495,60	5563670,53	482,72	
155	2551464,70	5563595,25	489,86	
156	2551466,32	5563654,41	480,85	
157	2552523,46	5564341,56	635,62	TP 5706/14

Lage der Abflussmessstellen im Bereich des Quellhorizontes Geeser Maar (29.02.00)

Mess- stelle	Beschreibung	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN	Wasserstand in m NN	
				Bachbett	Unterlauf	Oberlauf
0	Geeser Bach	2551064,33	5564447,41			
10	Unterlauf	2551111,20	5564392,77	443,06	443,35	
10	Oberlauf	2551112,45	5564392,43	443,18		443,52
11	Quelle	2551117,45	5564390,67	443,23	443,53	443,62
12	Quelle	2551119,83	5564388,95	443,23	443,57	* 443,64
13	Quelle	2551124,50	5564389,06	443,25	443,58	443,64
14	Quelle	2551130,59	5564377,51	443,49		443,74
15	Geeser Bach	2551121,07	5564344,22	444,26	444,43	
19	Gesser Bach	2551107,90	5564388,43	443,30	443,60	
10+19	Zusammenfluss	2551106,68	5564395,30	443,08	443,35	

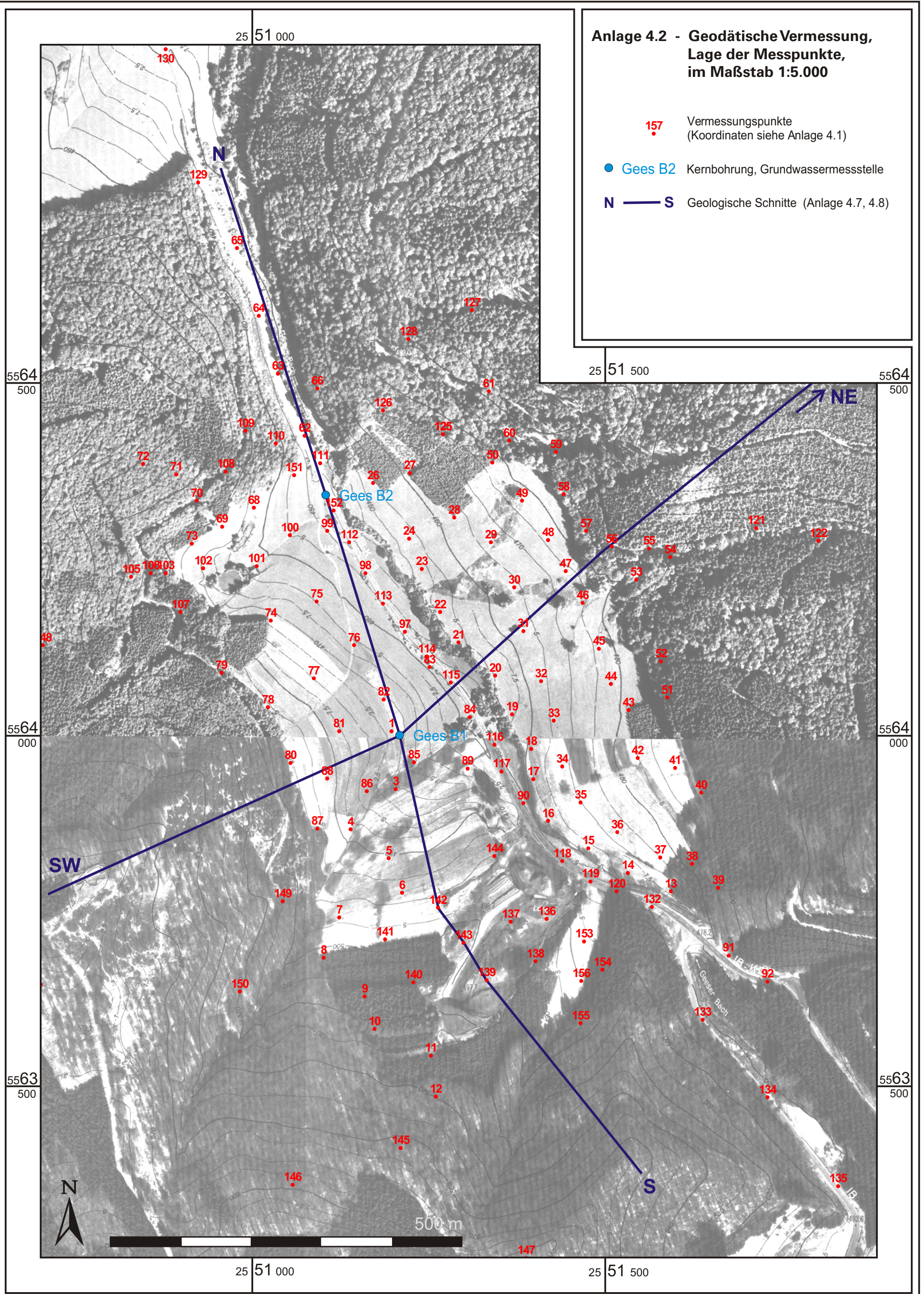
* artesischer Quelldruck bis 443,78 m NN beobachtbar

**Anlage 4.2 - Geodätische Vermessung,
Lage der Messpunkte,
im Maßstab 1:5.000**

157 Vermessungspunkte
(Koordinaten siehe Anlage 4.1)

● Gees B2 Kernbohrung, Grundwassermessstelle

N — S Geologische Schnitte (Anlage 4.7, 4.8)



Messergebnis der Gravimetrie – Geeser Maar, Koordinaten siehe Anlage 4.1

Pkt.	Höhe (Flur) in m	Messung		Reduktionen					Endergebnis	
		Schwere nach Gangredukt, in mGal	Aufstell- Höhe in cm	Breiten- reduktion in mGal	Freiluft- reduktion in mGal	Höhen- reduktion in mGal	Bouguer- reduktion in mGal	Terrain- reduktion in mGal	Schwere in mGal	Anomalie in mGal
1	471,77	77,009	43	0,227	-0,133	6,827	-2,475	-0,853	82,308	-3,092
2	532,82	67,713	41	-1,207	-0,127	25,667	-9,307	-0,964	83,704	-1,696
3	470,31	77,423	47	0,293	-0,145	6,376	-2,312	-0,959	82,594	-2,806
4	479,00	76,108	48	0,339	-0,148	9,057	-3,284	-1,017	83,089	-2,311
5	480,85	75,390	41	0,372	-0,127	9,628	-3,491	-0,907	82,678	-2,722
6	487,21	74,257	40	0,410	-0,123	11,592	-4,203	-0,840	82,773	-2,627
7	493,27	73,952	46	0,438	-0,142	13,462	-4,881	-0,942	83,771	-1,629
8	502,14	72,793	44	0,485	-0,136	16,200	-5,874	-0,956	84,424	-0,976
9	515,22	69,980	37	0,528	-0,114	20,234	-7,337	-0,787	84,079	-1,321
10	524,82	68,913	43	0,565	-0,133	23,197	-8,411	-0,777	84,908	-0,492
11	531,00	67,508	42	0,596	-0,130	25,106	-9,104	-0,733	84,709	-0,691
12	539,87	65,977	49	0,642	-0,151	27,842	-10,096	-0,794	85,008	-0,392
13	467,16	80,211	32	0,409	-0,099	5,404	-1,960	-1,549	85,516	0,116
14	465,17	80,060	49	0,388	-0,151	4,790	-1,737	-1,349	84,699	-0,701
15	462,92	79,675	46	0,360	-0,142	4,097	-1,485	-1,299	83,803	-1,597
16	461,50	79,450	42	0,329	-0,130	3,658	-1,327	-1,253	83,234	-2,166
17	460,74	79,369	37	0,282	-0,114	3,423	-1,241	-1,188	82,907	-2,493
18	460,08	79,486	46	0,247	-0,142	3,218	-1,167	-1,164	82,807	-2,593
19	456,98	80,085	47	0,209	-0,145	2,263	-0,820	-1,192	82,783	-2,617
20	454,85	80,580	45	0,164	-0,139	1,605	-0,582	-1,209	82,837	-2,563
21	453,74	80,829	46	0,126	-0,142	1,263	-0,458	-1,176	82,795	-2,605
22	452,94	80,891	40	0,093	-0,123	1,015	-0,368	-1,174	82,681	-2,719
23	451,09	81,456	42	0,044	-0,130	0,445	-0,161	-1,236	82,890	-2,510
24	453,23	81,241	46	0,009	-0,142	1,105	-0,401	-1,199	83,012	-2,388
26	453,76	81,770	46	-0,054	-0,142	1,268	-0,460	-1,230	83,612	-1,788
27	461,06	80,393	37	-0,066	-0,114	3,523	-1,277	-1,138	83,597	-1,803
28	462,79	79,575	39	-0,015	-0,120	4,055	-1,470	-1,103	83,127	-2,273
29	466,57	78,841	41	0,013	-0,127	5,223	-1,894	-1,073	83,130	-2,270
30	463,59	79,410	41	0,064	-0,127	4,301	-1,560	-1,115	83,204	-2,196
31	462,35	79,562	41	0,114	-0,127	3,920	-1,421	-1,108	83,156	-2,244
32	462,92	79,274	46	0,171	-0,142	4,095	-1,485	-1,128	83,041	-2,359
33	465,46	78,682	45	0,215	-0,139	4,879	-1,769	-1,097	82,965	-2,435
34	467,44	78,289	48	0,267	-0,148	5,490	-1,991	-1,059	82,966	-2,434
35	468,76	78,215	46	0,309	-0,142	5,897	-2,138	-1,066	83,207	-2,193
36	471,31	78,264	44	0,341	-0,136	6,684	-2,424	-1,141	83,871	-1,529
37	474,06	78,799	40	0,370	-0,123	7,534	-2,732	-1,302	85,150	-0,250
38	481,84	77,538	25	0,378	-0,077	9,935	-3,603	-1,405	85,576	0,176
39	488,86	76,155	42	0,405	-0,130	12,102	-4,388	-1,501	85,645	0,245
40	498,42	74,109	42	0,297	-0,130	15,051	-5,458	-1,112	84,982	-0,418
41	493,22	74,600	33	0,269	-0,102	13,446	-4,875	-1,044	84,382	-1,018
42	483,54	75,897	43	0,258	-0,133	10,458	-3,792	-1,007	83,695	-1,705
43	481,89	76,332	35	0,204	-0,108	9,949	-3,608	-1,060	83,829	-1,571
44	477,27	77,142	39	0,174	-0,120	8,523	-3,090	-1,085	83,713	-1,687
45	475,72	77,650	45	0,133	-0,139	8,047	-2,918	-1,092	83,866	-1,534
46	474,20	78,342	36	0,082	-0,111	7,576	-2,747	-1,122	84,264	-1,136
47	473,67	77,958	40	0,045	-0,123	7,414	-2,688	-1,167	83,772	-1,628
48	476,63	77,211	39	0,011	-0,120	8,327	-3,019	-1,138	83,547	-1,853
49	477,62	77,155	39	-0,034	-0,120	8,632	-3,130	-1,112	83,614	-1,786

Fortsetzung

Pkt.	Höhe (Flur) in m	Messung		Reduktionen					Endergebnis	
		Schwere nach Gangredukt, in mGal	Aufstell- Höhe in cm	Breiten- reduktion in mGal	Freiluft- reduktion in mGal	Höhen- reduktion in mGal	Bouguer- reduktion in mGal	Terrain- reduktion in mGal	Schwere in mGal	Anomalie in mGal
50	477,52	77,425	8	-0,077	-0,025	8,602	-3,119	-1,186	83,992	-1,408
51	497,89	73,779	44	0,189	-0,136	14,888	-5,399	-1,022	84,344	-1,056
52	495,60	74,719	38	0,148	-0,117	14,180	-5,142	-1,026	84,813	-0,587
53	483,20	77,373	38	0,055	-0,117	10,353	-3,754	-1,300	85,210	-0,190
54	491,85	75,692	42	0,030	-0,130	13,024	-4,722	-1,450	85,343	-0,057
55	493,66	75,248	43	0,020	-0,133	13,581	-4,924	-1,442	85,234	-0,166
56	496,06	74,672	40	0,017	-0,123	14,324	-5,194	-1,264	84,960	-0,440
57	486,70	75,876	42	0,000	-0,130	11,433	-4,146	-1,276	84,309	-1,091
58	487,16	75,829	45	-0,041	-0,139	11,577	-4,198	-1,271	84,298	-1,102
59	491,83	75,428	41	-0,089	-0,127	13,018	-4,721	-1,250	84,760	-0,640
60	489,51	75,836	36	-0,103	-0,111	12,302	-4,461	-1,250	84,714	-0,686
61	504,68	72,964	47	-0,158	-0,145	16,984	-6,158	-1,269	84,755	-0,645
62	445,95	84,488	43	-0,108	-0,133	-1,140	0,413	-1,715	85,236	-0,164
63	445,00	84,989	27	-0,178	-0,083	-1,434	0,520	-1,950	85,764	0,364
64	444,62	85,231	31	-0,244	-0,096	-1,551	0,562	-1,864	85,767	0,367
65	443,81	85,690	31	-0,320	-0,096	-1,803	0,654	-1,614	85,739	0,339
66	451,17	83,741	20	-0,162	-0,062	0,471	-0,171	-1,641	85,458	0,058
68	466,55	79,566	43	-0,026	-0,133	5,215	-1,891	-1,215	83,946	-1,454
69	477,32	77,626	39	-0,004	-0,120	8,541	-3,097	-1,044	83,989	-1,411
70	490,80	75,518	36	-0,034	-0,111	12,700	-4,605	-1,029	84,497	-0,903
71	506,27	72,855	32	-0,063	-0,099	17,474	-6,336	-1,118	84,949	-0,451
72	518,59	70,638	22	-0,075	-0,068	21,275	-7,714	-1,052	85,107	-0,293
73	475,52	78,355	40	0,014	-0,123	7,984	-2,895	-1,145	84,480	-0,920
74	471,26	78,176	44	0,102	-0,136	6,670	-2,418	-0,936	83,329	-2,071
75	464,40	78,953	30	0,080	-0,093	4,554	-1,651	-0,951	82,794	-2,606
76	465,77	78,378	44	0,130	-0,136	4,975	-1,804	-0,927	82,470	-2,930
77	474,85	76,858	41	0,168	-0,127	7,777	-2,820	-0,884	82,740	-2,660
78	485,63	75,523	36	0,200	-0,111	11,103	-4,026	-1,048	83,737	-1,663
79	491,07	75,613	45	0,161	-0,139	12,783	-4,635	-0,984	84,766	-0,634
80	490,76	74,359	34	0,264	-0,105	12,686	-4,600	-1,038	83,642	-1,758
81	477,51	76,162	40	0,227	-0,123	8,599	-3,118	-0,867	82,614	-2,786
82	470,16	77,348	41	0,192	-0,127	6,331	-2,296	-0,857	82,306	-3,094
83	459,03	79,526	40	0,155	-0,123	2,896	-1,050	-1,064	82,467	-2,933
84	458,51	79,662	36	0,211	-0,111	2,734	-0,991	-1,068	82,573	-2,827
85	468,01	77,746	43	0,262	-0,133	5,666	-2,054	-0,938	82,425	-2,975
86	474,15	76,839	41	0,295	-0,127	7,560	-2,741	-0,965	82,791	-2,609
87	488,37	74,812	37	0,338	-0,114	11,948	-4,333	-1,083	83,735	-1,665
88	482,57	75,523	29	0,281	-0,089	10,161	-3,684	-0,951	83,142	-2,258
89	463,36	78,616	36	0,269	-0,111	4,232	-1,534	-1,051	82,523	-2,877
90	463,04	78,898	31	0,309	-0,096	4,131	-1,498	-1,199	82,943	-2,457
91	483,02	77,484	45	0,482	-0,139	10,298	-3,734	-1,437	85,827	0,427
92	489,40	76,327	45	0,511	-0,139	12,266	-4,448	-1,319	85,836	0,436
95	581,33	57,986	47	1,379	-0,145	40,638	-14,735	-0,642	85,764	0,364
95	581,33	57,916	45	1,379	-0,139	40,638	-14,735	-0,707	85,766	0,366
97	454,20	80,556	37	0,114	-0,114	1,404	-0,509	-1,148	82,599	-2,801
98	451,27	81,400	43	0,048	-0,133	0,500	-0,181	-1,199	82,833	-2,567
99	449,65	82,204	54	0,000	-0,167	0,000	0,000	-1,252	83,289	-2,111
100	455,41	81,315	39	0,005	-0,120	1,778	-0,645	-1,211	83,544	-1,856

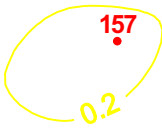



Fortsetzung

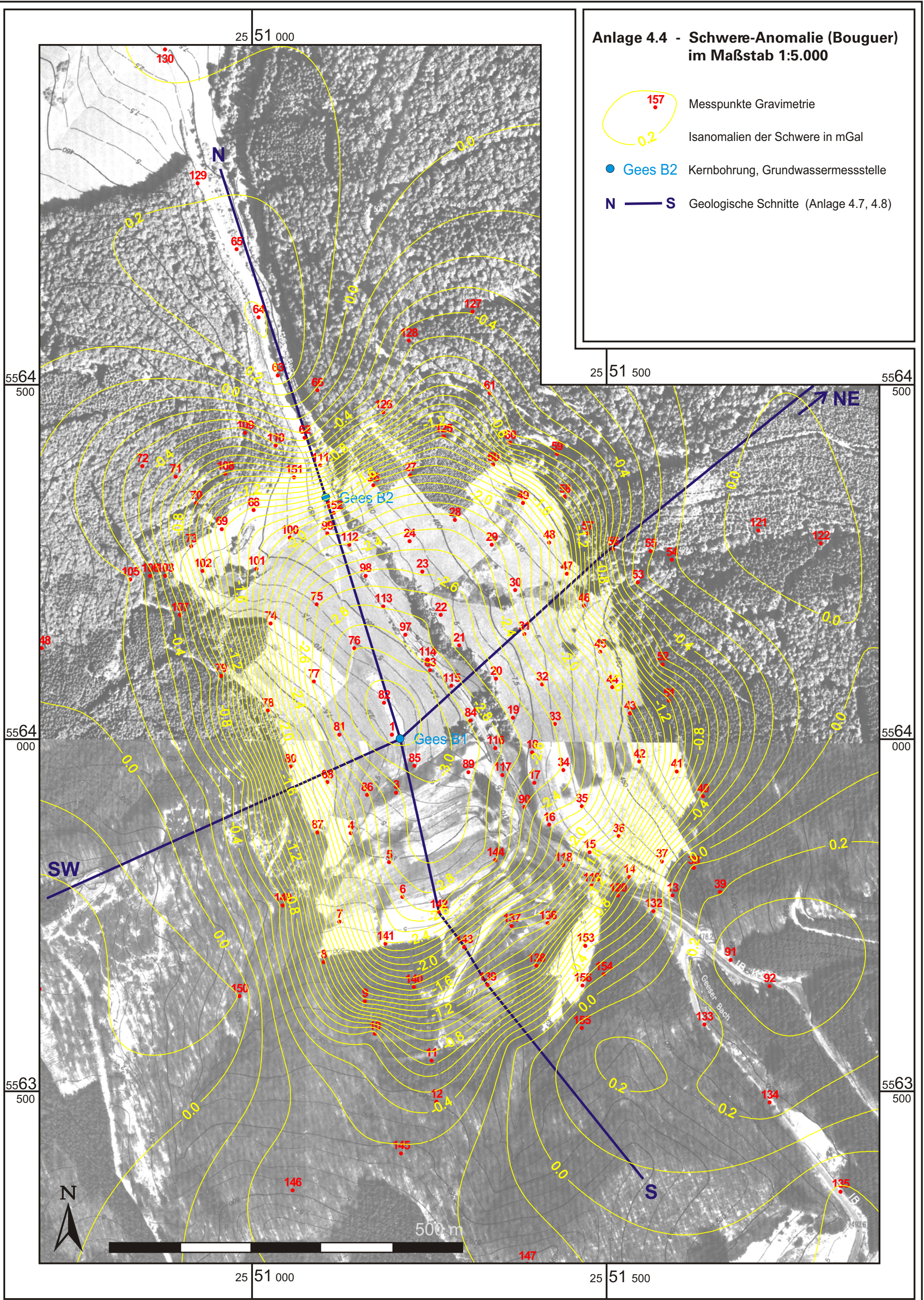
Pkt.	Höhe (Flur) in m	Messung		Reduktionen					Endergebnis	
		Schwere nach Gangredukt, in mGal	Aufstell- Höhe in cm	Breiten- reduktion in mGal	Freiluft- reduktion in mGal	Höhen- reduktion in mGal	Bouguer- reduktion in mGal	Terrain- reduktion in mGal	Schwere in mGal	Anomalie in mGal
101	462,20	80,198	34	0,040	-0,105	3,875	-1,405	-1,092	83,694	-1,706
102	470,09	79,244	28	0,043	-0,086	6,309	-2,288	-1,191	84,413	-0,987
103	481,82	77,568	30	0,048	-0,093	9,927	-3,599	-1,166	85,017	-0,383
105	497,43	74,853	30	0,052	-0,093	14,746	-5,347	-1,153	85,365	-0,035
106	488,56	76,475	38	0,048	-0,117	12,009	-4,354	-1,158	85,219	-0,181
107	487,84	76,489	41	0,092	-0,127	11,785	-4,273	-1,043	85,009	-0,391
108	488,82	75,876	35	-0,067	-0,108	12,088	-4,383	-1,169	84,575	-0,825
109	482,52	77,425	42	-0,113	-0,130	10,143	-3,678	-1,370	85,017	-0,383
110	463,45	81,080	27	-0,099	-0,083	4,261	-1,545	-1,439	85,052	-0,348
111	446,05	84,084	33	-0,076	-0,102	-1,112	0,403	-1,545	84,742	-0,658
112	449,78	82,012	42	0,013	-0,130	0,042	-0,015	-1,246	83,168	-2,232
113	452,75	80,950	41	0,082	-0,127	0,957	-0,347	-1,162	82,678	-2,722
114	455,61	80,266	34	0,143	-0,105	1,840	-0,667	-1,142	82,619	-2,781
115	456,91	80,016	40	0,173	-0,123	2,241	-0,813	-1,108	82,602	-2,798
116	460,38	79,283	40	0,243	-0,123	3,313	-1,201	-1,095	82,609	-2,791
117	461,18	79,158	35	0,273	-0,108	3,560	-1,291	-1,140	82,732	-2,668
118	466,21	78,753	36	0,375	-0,111	5,111	-1,853	-1,166	83,441	-1,959
119	467,62	79,111	44	0,398	-0,136	5,546	-2,011	-1,172	84,080	-1,320
120	469,62	79,308	31	0,409	-0,096	6,163	-2,235	-1,217	84,766	-0,634
121	508,47	72,395	51	-0,003	-0,157	18,153	-6,582	-2,075	85,880	0,480
122	523,10	69,804	40	0,011	-0,123	22,666	-8,219	-1,380	85,519	0,119
123	542,79	65,866	38	-0,018	-0,117	28,742	-10,422	-1,190	85,241	-0,159
124	564,71	61,873	44	-0,030	-0,136	35,508	-12,875	-0,955	85,295	-0,105
125	474,93	78,018	38	-0,110	-0,117	7,802	-2,829	-1,215	83,979	-1,421
125	474,93	78,243	38	-0,110	-0,117	7,802	-2,829	-1,215	84,204	-1,196
126	470,74	79,823	36	-0,137	-0,111	6,508	-2,360	-1,175	84,898	-0,502
127	534,71	67,341	25	-0,251	-0,077	26,250	-9,519	-1,328	85,073	-0,327
128	507,05	72,817	38	-0,217	-0,117	17,713	-6,423	-1,219	84,992	-0,408
129	443,65	86,087	31	-0,395	-0,096	-1,851	0,671	-1,211	85,627	0,227
130	439,56	87,344	34	-0,546	-0,105	-3,112	1,129	-0,822	85,531	0,131
131	475,99	78,896	35	0,451	-0,108	8,129	-2,948	-1,257	85,677	0,277
132	472,85	79,051	35	0,427	-0,108	7,159	-2,596	-1,248	85,181	-0,219
133	482,05	77,472	51	0,555	-0,157	9,999	-3,626	-1,347	85,590	0,190
134	487,33	76,412	53	0,643	-0,164	11,628	-4,216	-1,405	85,708	0,308
135	492,18	75,339	53	0,744	-0,164	13,126	-4,759	-1,055	85,340	-0,060
136	471,96	78,054	52	0,440	-0,160	6,884	-2,496	-1,179	83,900	-1,500
137	471,74	77,790	52	0,443	-0,160	6,816	-2,472	-1,406	83,824	-1,576
138	482,35	76,435	53	0,488	-0,164	10,093	-3,660	-1,071	84,264	-1,136
139	482,35	76,236	53	0,510	-0,164	10,090	-3,659	-1,175	84,189	-1,211
140	494,08	73,610	40	0,512	-0,123	13,711	-4,972	-0,939	83,677	-1,723
141	493,12	73,342	49	0,463	-0,151	13,414	-4,864	-0,863	83,067	-2,333
142	474,58	76,509	46	0,428	-0,142	7,695	-2,790	-1,048	82,748	-2,652
143	464,00	79,025	48	0,467	-0,148	4,428	-1,606	-1,415	83,582	-1,818
144	469,31	77,478	50	0,369	-0,154	6,067	-2,200	-1,168	82,727	-2,673
145	562,57	61,551	38	0,700	-0,117	34,847	-12,636	-0,833	85,178	-0,222
146	579,07	58,273	42	0,742	-0,130	39,941	-14,483	-0,816	85,159	-0,241
147	581,15	57,574	38	0,825	-0,117	40,580	-14,715	-1,121	85,269	-0,131
148	540,76	66,464	20	0,130	-0,062	28,117	-10,196	-0,900	85,354	-0,046

Fortsetzung

Pkt.	Höhe (Flur) in m	Messung		Reduktionen					Endergebnis	
		Schwere nach Gangredukt, in mGal	Aufstell- Höhe in cm	Breiten- reduktion in mGal	Freiluft- reduktion in mGal	Höhen- reduktion in mGal	Bouguer- reduktion in mGal	Terrain- reduktion in mGal	Schwere in mGal	Anomalie in mGal
149	512,49	71,193	41	0,420	-0,127	19,392	-7,032	-1,104	84,951	-0,449
150	522,40	69,710	45	0,523	-0,139	22,452	-8,141	-1,162	85,566	0,166
151	453,30	82,549	24	-0,063	-0,074	1,127	-0,409	-1,375	84,505	-0,895
152	448,44	82,689	36	-0,023	-0,111	-0,373	0,135	-1,285	83,601	-1,799
153	476,09	78,352	45	0,466	-0,139	8,159	-2,959	-1,114	84,994	-0,406
154	482,72	77,237	32	0,498	-0,099	10,207	-3,701	-1,200	85,342	-0,058
155	489,86	75,973	25	0,558	-0,077	12,410	-4,500	-1,243	85,607	0,207
156	480,85	77,577	44	0,511	-0,136	9,629	-3,491	-1,209	85,299	-0,101
157	636,32	47,538	47	-0,039	-0,145	57,607	-20,889	-1,008	85,081	-0,319
157	636,32	47,568	37	-0,039	-0,114	57,607	-20,889	-1,008	85,141	-0,259

Anlage 4.4 - Schwere-Anomalie (Bouguer)
im Maßstab 1:5.000

-  Messpunkte Gravimetrie
-  Isanomalien der Schwere in mGal
-  Gees B2 Kernbohrung, Grundwassermessstelle
-  Geologische Schnitte (Anlage 4.7, 4.8)



Messergebnis des Störfeldes der Totalintensität des Erdmagnetfeldes ΔB_T in nT (gangreduziert und normiert)

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
1009	2551115,11	5564322,15	-178,48
1010	2551098,26	5564314,46	-121,12
1011	2551081,42	5564306,77	-134,41
1012	2551064,57	5564299,08	-56,49
1013	2551047,73	5564291,38	-42,07
1014	2551030,88	5564283,69	-40,83
1015	2551014,03	5564276,00	24,23
1016	2550997,19	5564268,31	71,57
1017	2550980,34	5564260,62	132,21
1018	2550963,49	5564252,93	131,74
1019	2550946,65	5564245,23	124,98
1020	2550929,80	5564237,54	164,92
1021	2550912,96	5564229,85	133,33
1022	2550896,11	5564222,16	56,76
1023	2550882,54	5564214,79	-76,14
1024	2550868,97	5564207,43	-78,75
1025	2550855,40	5564200,06	-84,93
1026	2550841,83	5564192,69	-65,63
1027	2550827,95	5564186,46	-47,12
1028	2550814,07	5564180,23	-40,31
1029	2550800,19	5564173,99	-38,51
1030	2550786,32	5564167,76	-36,79
1031	2550772,44	5564161,53	-22,38
1032	2550758,56	5564155,30	-15,15
1033	2550744,68	5564149,07	-10,61
1034	2550730,81	5564142,84	-10,28
1036	2550716,93	5564136,60	0,48
1037	2550703,05	5564130,37	0,72
1038	2550704,03	5564154,20	-0,93
1039	2550705,02	5564178,03	2,81
1040	2550706,00	5564201,86	-0,84
1041	2550706,99	5564225,69	-1,59
1042	2550707,97	5564249,52	-1,65
1043	2550708,96	5564273,35	-1,92
1044	2550722,67	5564269,14	-5,07
1045	2550736,38	5564264,94	-10,03
1046	2550750,09	5564260,74	-16,78
1047	2550763,80	5564256,53	-23,35
1048	2550777,51	5564252,33	-28,91
1049	2550791,22	5564248,13	-37,87
1050	2550804,93	5564243,93	-50,32
1051	2550818,65	5564239,72	-60,78
1052	2550832,36	5564235,52	-71,84
1053	2550846,07	5564231,32	-78,08
1054	2550861,67	5564240,76	-54,94
1056	2550892,87	5564259,63	84,02
1057	2550908,48	5564269,07	61,98
1058	2550924,08	5564278,51	54,08
1059	2550939,68	5564287,95	79,42
1062	2550986,49	5564316,26	38,33
1063	2551002,09	5564325,70	-47,13
1064	2551016,24	5564337,34	-122,19

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
1065	2551030,39	5564348,98	-182,74
1066	2551044,53	5564360,61	-224,49
1067	2551058,68	5564372,25	-445,23
1068	2551068,20	5564356,35	-303,12
1069	2551077,71	5564340,46	-243,18
1070	2551087,23	5564324,56	-128,05
1071	2551096,75	5564308,66	-239,63
1074	2551098,94	5564305,21	-155,08
1075	2551093,90	5564323,29	-149,01
1076	2551088,85	5564341,38	-233,69
1077	2551083,81	5564359,47	-317,23
1078	2551077,37	5564376,57	-442,16
1079	2551070,94	5564393,67	-533,10
1080	2551064,51	5564410,77	-343,86
1081	2551058,07	5564427,87	-270,22
1082	2551051,64	5564444,97	-205,87
1083	2551045,21	5564462,07	-165,73
1084	2551038,77	5564479,17	-128,98
1085	2551032,34	5564496,27	-110,03
1086	2551025,91	5564513,37	-87,59
1087	2551019,47	5564530,47	-74,04
1088	2551013,04	5564547,57	-59,49
1089	2551006,61	5564564,67	-48,66
1090	2551000,17	5564581,77	-41,11
1091	2550993,74	5564598,87	-34,19
1092	2550987,31	5564615,97	-27,75
1093	2550980,88	5564633,07	-16,74
1094	2550974,44	5564650,17	-21,39
1095	2550968,01	5564667,27	-11,24
1096	2550961,58	5564684,37	-10,69
1097	2550955,14	5564701,47	-3,54
1098	2550948,71	5564718,57	-6,19
1099	2550942,28	5564735,67	3,07
1100	2550935,84	5564752,77	7,02
1101	2550929,41	5564769,87	8,77
1104	2550934,62	5564738,46	2,81
1105	2550940,44	5564714,20	2,76
1106	2550946,26	5564689,95	-3,89
1107	2550952,08	5564665,69	-7,03
1108	2550957,90	5564641,43	-12,78
1109	2550963,72	5564617,18	-24,13
1111	2550972,04	5564573,11	-40,76
1112	2550974,53	5564553,31	-45,36
1113	2550977,03	5564533,50	-61,61
1114	2550979,52	5564513,70	-75,06
1115	2550982,02	5564493,89	-97,21
1116	2550984,52	5564474,09	-121,76
1117	2550987,01	5564454,28	-163,81
1119	2550975,73	5564414,70	-319,29
1120	2550961,95	5564394,92	-214,45
1121	2550948,17	5564375,14	-140,70
1122	2550934,39	5564355,36	-122,35

Anlage 4.5

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
1123	2550920,61	5564335,58	-7,70
2002	2551082,17	5564394,03	-571,52
2003	2551068,93	5564399,81	-443,78
2004	2551055,69	5564405,59	-362,74
2005	2551042,46	5564411,37	-307,10
2006	2551029,22	5564417,14	-271,06
2007	2551015,98	5564422,92	-233,62
2008	2551002,74	5564428,70	-196,49
2009	2550989,51	5564434,48	-175,94
2012	2550979,31	5564438,61	-153,15
2013	2550969,12	5564442,74	-129,22
2014	2550958,93	5564446,88	-111,09
2015	2550948,73	5564451,01	-91,75
2016	2550938,54	5564455,14	-80,52
2017	2550928,35	5564459,27	-70,58
2018	2550918,15	5564463,41	-56,44
2019	2550907,96	5564467,54	-50,11
2020	2550897,77	5564471,67	-44,18
2021	2550885,16	5564463,20	-45,36
2022	2550872,55	5564454,74	-45,33
2023	2550859,94	5564446,27	-35,60
2024	2550847,34	5564437,80	-34,28
2025	2550834,73	5564429,34	-31,55
2026	2550822,12	5564420,87	-27,52
2027	2550809,51	5564412,40	-20,89
2028	2550796,91	5564403,94	-17,26
2029	2550784,30	5564395,47	-13,03
2030	2550771,69	5564387,00	-7,21
2031	2550759,09	5564378,54	-4,18
2032	2550765,94	5564369,49	-6,32
2033	2550772,80	5564360,45	-8,59
2034	2550779,66	5564351,40	-16,45
2035	2550786,52	5564342,36	-22,32
2036	2550793,38	5564333,31	-26,46
2037	2550800,24	5564324,27	-34,23
2038	2550807,10	5564315,22	-50,50
2039	2550813,95	5564306,18	-62,67
2040	2550820,81	5564297,13	-76,14
2041	2550827,67	5564288,09	-99,51
2042	2550834,53	5564279,05	-136,48
2043	2550851,75	5564290,35	-106,35
2045	2550886,18	5564312,97	-131,29
2046	2550903,40	5564324,27	-46,17
2048	2550892,33	5564372,30	-132,33
2049	2550844,93	5564387,30	-55,79
2050	2550868,63	5564379,80	-81,02
2051	2550906,47	5564353,94	-194,94
2052	2550905,61	5564335,58	-109,19
2053	2550916,76	5564325,30	14,04
2054	2550927,91	5564315,02	57,68
2055	2550939,05	5564304,74	85,20
2056	2550950,20	5564294,46	98,37
2057	2550961,35	5564284,18	199,10
2058	2550972,49	5564273,89	223,93

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2059	2550983,64	5564263,61	89,57
2060	2550994,79	5564253,33	134,91
2061	2551005,94	5564243,05	18,74
2062	2551027,77	5564248,73	40,55
2063	2551049,60	5564254,42	34,98
2064	2551071,43	5564260,10	133,11
2065	2551093,25	5564265,78	63,84
2066	2551115,08	5564271,47	69,07
2071	2551117,90	5564407,17	-740,65
2072	2551129,14	5564416,62	-650,95
2073	2551140,39	5564426,08	-612,95
2074	2551151,64	5564435,53	-498,35
2075	2551162,88	5564444,99	-409,64
2076	2551174,13	5564454,45	-332,94
2077	2551185,37	5564463,90	-421,84
2078	2551200,86	5564456,49	-612,32
2079	2551216,34	5564449,08	-540,01
2080	2551231,82	5564441,67	-92,91
2081	2551247,30	5564434,26	205,59
2082	2551262,78	5564426,85	144,39
2083	2551278,26	5564419,44	114,60
2084	2551293,74	5564412,03	172,80
2085	2551309,22	5564404,62	218,20
2086	2551324,71	5564397,21	165,10
2087	2551340,19	5564389,80	141,71
2088	2551338,36	5564403,32	-470,67
2089	2551336,54	5564416,85	-549,76
2090	2551334,71	5564430,38	-370,46
2091	2551332,89	5564443,90	-284,06
2092	2551331,07	5564457,43	-228,66
2093	2551329,24	5564470,96	-185,76
2094	2551327,42	5564484,49	-170,85
2095	2551325,59	5564498,01	-139,55
2096	2551323,77	5564511,54	-110,85
2097	2551321,95	5564525,07	-87,75
2098	2551320,12	5564538,59	-81,94
2099	2551318,30	5564552,12	-62,04
2100	2551316,47	5564565,65	-61,24
2101	2551314,65	5564579,18	-47,74
2102	2551312,82	5564592,70	-42,14
2103	2551311,00	5564606,23	-32,73
2104	2551295,95	5564599,27	-38,42
2105	2551280,91	5564592,32	-43,22
2106	2551265,86	5564585,36	-46,22
2107	2551250,82	5564578,40	-54,12
2108	2551235,77	5564571,45	-62,52
2109	2551220,72	5564564,49	-68,11
2110	2551233,68	5564557,14	-81,90
2111	2551246,64	5564549,80	-90,10
2112	2551259,59	5564542,45	-103,20
2113	2551272,55	5564535,10	-105,20
2114	2551285,50	5564527,75	-115,19
2115	2551298,46	5564520,41	-126,59
2116	2551311,42	5564513,06	-128,49

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2117	2551324,37	5564505,71	-139,29
2118	2551337,33	5564498,36	-139,28
2119	2551350,29	5564491,02	-175,68
2120	2551338,68	5564480,47	-218,17
2121	2551327,07	5564469,93	-291,17
2122	2551315,46	5564459,38	-422,27
2123	2551303,86	5564448,83	-481,37
2124	2551292,25	5564438,29	-29,67
2125	2551280,64	5564427,74	104,14
2126	2551269,04	5564417,20	117,65
2127	2551257,43	5564406,65	29,55
2128	2551245,82	5564396,11	-15,85
2129	2551234,22	5564385,56	8,45
2130	2551222,61	5564375,02	-27,74
2131	2551204,30	5564359,13	-1,43
2132	2551188,25	5564344,36	24,18
2133	2551170,43	5564360,59	-20,62
2134	2551159,04	5564372,61	-82,61
2136	2551092,01	5564495,21	-145,44
2137	2551104,52	5564484,92	-165,94
2138	2551117,03	5564474,63	-186,23
2139	2551129,54	5564464,34	-208,03
2140	2551142,04	5564454,05	-269,53
2141	2551154,55	5564443,76	-357,53
2142	2551167,06	5564433,47	-662,22
2143	2551179,57	5564423,18	0,18
2144	2551192,08	5564412,89	151,58
2145	2551204,59	5564402,60	-68,91
2146	2551217,10	5564392,31	13,79
2147	2551229,61	5564382,02	-21,31
2148	2551222,61	5564375,02	-26,59
2149	2551235,25	5564362,28	23,32
2150	2551247,89	5564349,54	86,32
2151	2551260,53	5564336,80	119,02
2152	2551273,18	5564324,06	87,32
2153	2551285,82	5564311,32	124,92
2154	2551269,78	5564303,85	138,24
2155	2551269,78	5564303,85	150,04
2156	2551253,75	5564296,38	192,64
2157	2551221,68	5564281,43	133,04
2158	2551208,76	5564293,30	105,75
2159	2551195,84	5564305,17	110,96
2160	2551182,92	5564317,04	50,56
2161	2551170,00	5564328,91	-60,84
2162	2551157,08	5564340,78	-101,14
2163	2551144,16	5564352,65	-207,34
2164	2551131,24	5564364,51	-355,03
2165	2551118,32	5564376,38	-507,12
2168	2551159,63	5564232,96	234,07
2169	2551142,89	5564224,60	237,53
2170	2551126,16	5564216,24	277,09
2171	2551109,42	5564207,88	374,04
2172	2551092,68	5564199,53	409,89
2173	2551075,95	5564191,17	451,25

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2174	2551059,21	5564182,81	480,50
2175	2551042,48	5564174,45	518,15
2176	2551025,74	5564166,10	464,11
2177	2551007,49	5564167,79	377,10
2178	2550989,25	5564169,48	334,66
2179	2550971,00	5564171,18	189,32
2180	2550952,76	5564172,87	112,60
2181	2550934,51	5564174,56	14,56
2182	2550916,27	5564176,25	-11,78
2183	2550898,02	5564177,95	-37,75
2184	2550876,88	5564130,25	-32,73
2185	2550897,52	5564119,27	-15,01
2186	2550918,15	5564108,29	3,13
2187	2550938,79	5564097,31	25,18
2188	2550959,42	5564086,33	63,55
2189	2550980,06	5564075,35	150,03
2190	2551000,69	5564064,38	156,19
2191	2551021,33	5564053,40	457,00
2192	2551041,96	5564042,42	604,25
2193	2551046,98	5564025,23	664,31
2194	2551052,00	5564008,04	680,47
2195	2551057,01	5563990,86	718,13
2196	2551062,03	5563973,67	703,89
2197	2551067,05	5563956,48	749,04
2198	2551072,07	5563939,29	694,60
2199	2551077,09	5563922,11	772,95
2200	2551082,10	5563904,92	696,10
2201	2551087,12	5563887,73	708,95
2202	2551092,14	5563870,55	726,72
2203	2551021,65	5563805,72	164,63
2204	2551027,75	5563823,78	180,07
2205	2551033,85	5563841,83	234,22
2206	2551039,95	5563859,89	377,37
2207	2551046,05	5563877,95	518,02
2208	2551019,41	5563848,74	351,19
2209	2551004,72	5563859,17	260,45
2210	2550990,04	5563869,60	178,90
2211	2550975,35	5563880,03	164,16
2212	2550960,67	5563890,47	147,76
2213	2550949,64	5563892,44	138,06
2214	2550938,62	5563894,42	137,92
2215	2550927,60	5563896,40	129,39
2216	2550916,58	5563898,38	115,68
2217	2550905,56	5563900,36	98,80
2218	2550894,54	5563902,34	90,65
2219	2550878,17	5563895,92	56,47
2220	2550906,09	5563917,11	105,75
2221	2550915,56	5563927,83	113,90
2222	2550925,03	5563938,55	121,85
2223	2550934,50	5563949,27	135,00
2224	2550943,97	5563959,99	147,05
2225	2550953,44	5563970,71	161,11
2226	2550962,91	5563981,43	173,61
2227	2550972,38	5563992,16	199,59

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2228	2550981,85	5564002,88	223,15
2229	2550991,32	5564013,60	277,90
2230	2551000,79	5564024,32	465,33
2231	2551007,25	5564003,41	491,97
2232	2551013,72	5563982,50	476,42
2233	2551020,18	5563961,59	480,47
2234	2551026,65	5563940,68	477,01
2235	2551033,12	5563919,77	353,26
2236	2551039,58	5563898,86	441,61
2237	2551046,05	5563877,95	492,17
2238	2550876,88	5564130,25	-17,86
2239	2550865,08	5564120,54	-20,92
2240	2550853,29	5564110,83	4,24
2241	2550841,49	5564101,12	-16,62
2242	2550829,69	5564091,41	-13,07
2243	2550817,90	5564081,70	-7,01
2244	2550806,10	5564071,99	-2,85
2245	2550794,30	5564062,28	-1,60
2246	2550782,51	5564052,57	22,55
2247	2550804,58	5564056,81	8,47
2248	2550826,66	5564061,06	10,43
2249	2550848,74	5564065,30	10,47
2250	2550870,82	5564069,55	17,82
2251	2550892,89	5564073,79	22,96
2252	2550914,97	5564078,03	24,01
2253	2550937,05	5564082,28	35,36
2254	2550959,13	5564086,52	45,10
2255	2550981,21	5564090,77	62,16
2256	2550997,36	5564099,03	240,78
2257	2551013,51	5564107,30	418,52
2258	2551029,67	5564115,57	475,28
2259	2551045,82	5564123,84	508,43
2260	2551061,98	5564132,11	577,59
2261	2551078,13	5564140,38	617,24
2262	2551094,29	5564148,65	568,39
2263	2551110,44	5564156,92	518,14
2264	2551126,60	5564165,19	524,20
2265	2551142,75	5564173,46	550,15
2266	2551158,91	5564181,73	477,70
2267	2551175,06	5564190,00	380,33
2270	2551285,82	5564311,32	124,27
2271	2551300,18	5564320,63	71,68
2272	2551314,54	5564329,95	43,53
2273	2551328,90	5564339,26	88,17
2274	2551343,27	5564348,57	86,21
2275	2551357,63	5564357,88	119,77
2276	2551371,99	5564367,19	75,02
2277	2551386,35	5564376,50	-194,23
2278	2551400,71	5564385,81	-288,87
2279	2551415,07	5564395,12	-297,61
2280	2551429,44	5564404,43	-226,16
2281	2551437,09	5564385,25	-284,14
2282	2551444,74	5564366,06	-198,00
2283	2551452,39	5564346,87	-173,96

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2284	2551460,04	5564327,69	-104,02
2285	2551467,69	5564308,50	-100,48
2286	2551475,34	5564289,32	-177,94
2287	2551482,99	5564270,13	-238,90
2288	2551490,64	5564250,95	-277,83
2290	2551527,81	5564273,48	-179,98
2291	2551546,43	5564275,78	-159,44
2292	2551565,05	5564278,08	-143,81
2293	2551583,68	5564280,38	-128,46
2294	2551602,30	5564282,68	-109,52
2295	2551620,92	5564284,98	-91,35
2296	2551639,54	5564287,28	-84,71
2297	2551658,16	5564289,58	-164,15
2298	2551676,79	5564291,88	-122,79
2299	2551695,41	5564294,18	-91,83
2300	2551714,03	5564296,48	-79,79
2301	2551732,92	5564295,53	-28,82
2302	2551751,81	5564294,57	-35,18
2303	2551770,70	5564293,62	-96,74
2304	2551789,58	5564292,66	-22,30
2305	2551808,47	5564291,71	-23,77
2306	2551827,36	5564290,75	-21,03
2307	2551741,34	5564351,10	-15,66
2308	2551722,97	5564348,53	-19,26
2309	2551704,60	5564345,96	-26,72
2310	2551686,23	5564343,40	-26,09
2311	2551667,86	5564340,83	-33,55
2312	2551649,49	5564338,26	-39,32
2313	2551631,13	5564335,69	-45,28
2314	2551612,76	5564333,12	-53,75
2315	2551594,39	5564330,55	-62,66
2316	2551576,02	5564327,99	-71,32
2317	2551559,97	5564368,76	-74,19
2318	2551643,43	5564401,82	-25,70
2319	2551627,03	5564401,53	-35,36
2320	2551610,62	5564401,24	-40,22
2321	2551594,22	5564400,95	-48,58
2322	2551577,82	5564400,66	-56,62
2323	2551561,42	5564400,37	-69,18
2324	2551545,01	5564400,08	-113,63
2325	2551528,61	5564399,79	-121,39
2326	2551512,21	5564399,50	-122,84
2327	2551495,80	5564399,21	-119,61
2328	2551479,40	5564398,93	-130,67
2329	2551484,36	5564377,63	-151,21
2330	2551489,33	5564356,34	-158,47
2331	2551494,29	5564335,05	-172,64
2332	2551499,26	5564313,76	-183,30
2333	2551504,22	5564292,47	-187,26
2334	2551509,19	5564271,18	-186,31
2335	2551592,12	5564255,86	-163,24
2336	2551576,04	5564245,31	-190,54
2337	2551559,95	5564234,76	-221,39
2338	2551543,86	5564224,21	-217,15

Anlage 4.5

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2339	2551527,83	5564216,89	-215,99
2340	2551511,80	5564209,57	-262,05
2341	2551495,78	5564202,24	-326,89
2342	2551479,75	5564194,92	-378,64
2343	2551463,72	5564187,60	-321,59
2344	2551447,69	5564180,28	-269,14
2345	2551431,66	5564172,96	-193,19
2346	2551415,63	5564165,64	-57,55
2347	2551399,60	5564158,32	74,79
2348	2551383,58	5564150,99	88,83
2349	2551376,55	5564167,70	44,95
2350	2551369,53	5564184,40	31,09
2352	2551355,49	5564217,80	19,97
2353	2551348,47	5564234,50	40,11
2354	2551341,45	5564251,21	27,75
2355	2551334,42	5564267,91	-2,31
2356	2551327,40	5564284,61	-6,97
2357	2551320,38	5564301,31	4,37
2358	2551313,36	5564318,02	39,21
2359	2551306,34	5564334,72	97,15
2360	2551299,32	5564351,42	96,40
2361	2551312,94	5564364,21	129,00
2362	2551326,56	5564377,00	145,24
2363	2551340,19	5564389,80	155,79
2364	2551349,38	5564373,06	241,58
2365	2551358,57	5564356,32	221,33
2366	2551367,76	5564339,58	40,38
2367	2551376,95	5564322,84	-49,87
2368	2551386,14	5564306,10	-67,00
2369	2551395,33	5564289,36	-44,66
2370	2551404,53	5564272,63	0,88
2372	2551422,91	5564239,15	63,34
2373	2551432,10	5564222,41	45,79
2374	2551441,29	5564205,67	-126,15
2375	2551450,48	5564188,93	-168,38
2376	2551459,67	5564172,19	-345,23
2377	2551468,86	5564155,46	-264,29
2378	2551478,05	5564138,72	-195,55
2379	2551487,25	5564121,98	-273,28
2380	2551496,44	5564105,24	-187,74
2381	2551505,63	5564088,50	-91,40
2382	2551514,82	5564071,76	-54,46
2383	2551524,01	5564055,02	100,08
2384	2551533,20	5564038,29	296,04
2385	2551536,26	5564021,38	421,75
2386	2551539,33	5564004,47	564,98
2387	2551542,39	5563987,56	528,23
2388	2551545,45	5563970,65	326,57
2389	2551556,91	5563952,25	321,67
2390	2551568,36	5563933,86	421,71
2391	2551579,81	5563915,46	206,05
2392	2551591,26	5563897,06	91,69
2393	2551602,71	5563878,67	-108,27
2394	2551614,16	5563860,27	-96,82

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2395	2551625,61	5563841,87	-68,86
2396	2551637,07	5563823,47	-47,20
2397	2551648,52	5563805,08	-36,44
2398	2551659,97	5563786,68	-12,58
2399	2551656,46	5563805,96	-24,11
2400	2551652,96	5563825,25	-23,18
2401	2551649,45	5563844,53	-48,34
2402	2551645,95	5563863,82	-33,00
2403	2551642,44	5563883,10	-39,57
2404	2551638,93	5563902,39	-75,42
2405	2551635,43	5563921,67	-40,17
2406	2551629,71	5563940,58	-81,84
2407	2551623,98	5563959,49	-50,71
2408	2551618,26	5563978,40	-156,27
2409	2551612,54	5563997,30	-3,13
2410	2551606,81	5564016,21	113,81
2411	2551601,09	5564035,12	-84,05
2412	2551595,37	5564054,03	-110,22
2413	2551589,65	5564072,94	-219,18
2414	2551583,92	5564091,85	-337,74
2415	2551578,20	5564110,76	-248,40
2416	2551572,48	5564129,66	-235,17
2417	2551566,75	5564148,57	-203,33
2418	2551561,03	5564167,48	-204,39
2419	2551555,31	5564186,39	-197,93
2420	2551549,58	5564205,30	-207,88
2421	2551543,86	5564224,21	-225,74
2424	2551205,65	5564149,90	457,84
2425	2551190,34	5564140,95	492,87
2426	2551175,03	5564131,99	488,18
2427	2551159,73	5564123,03	578,20
2428	2551144,42	5564114,07	555,10
2429	2551129,11	5564105,12	610,52
2430	2551113,81	5564096,16	594,94
2431	2551098,50	5564087,20	671,17
2432	2551083,19	5564078,25	652,99
2433	2551067,88	5564069,29	717,32
2434	2551052,58	5564060,33	653,54
2435	2551037,27	5564051,37	678,06
2436	2551021,96	5564042,42	651,58
2437	2551048,94	5563999,28	684,30
2438	2551064,61	5564008,87	750,92
2439	2551080,29	5564018,45	728,55
2440	2551095,97	5564028,04	727,98
2441	2551111,64	5564037,63	688,39
2442	2551127,32	5564047,21	707,63
2443	2551143,00	5564056,80	677,06
2444	2551158,67	5564066,39	676,89
2445	2551174,35	5564075,97	632,61
2446	2551190,03	5564085,56	632,04
2447	2551205,71	5564095,15	510,97
2448	2551221,38	5564104,73	507,70
2449	2551237,06	5564114,32	424,73
2450	2551271,36	5564077,26	537,85

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2451	2551257,07	5564066,12	594,77
2452	2551242,79	5564054,98	628,58
2453	2551228,51	5564043,84	685,41
2454	2551214,23	5564032,70	790,24
2455	2551199,94	5564021,55	843,27
2456	2551185,66	5564010,41	805,28
2457	2551171,38	5563999,27	836,69
2458	2551157,10	5563988,13	915,22
2459	2551142,82	5563976,99	1000,42
2460	2551128,53	5563965,85	886,09
2461	2551114,25	5563954,70	949,52
2462	2551099,97	5563943,56	923,04
2463	2551085,69	5563932,42	897,46
2464	2551071,41	5563921,28	769,18
2465	2551092,14	5563870,55	740,83
2466	2551107,93	5563882,75	868,76
2467	2551123,73	5563894,95	982,78
2468	2551139,52	5563907,15	955,10
2469	2551155,32	5563919,35	987,03
2470	2551171,12	5563931,55	1046,24
2471	2551186,91	5563943,75	1008,17
2472	2551202,71	5563955,95	925,59
2473	2551218,50	5563968,15	905,12
2474	2551234,30	5563980,35	857,94
2475	2551250,09	5563992,55	879,57
2476	2551265,89	5564004,75	846,99
2477	2551281,68	5564016,95	782,12
2478	2551297,48	5564029,15	699,12
2479	2551327,85	5563989,49	1063,65
2480	2551314,07	5563977,69	1075,86
2481	2551300,29	5563965,88	1071,78
2482	2551286,51	5563954,07	1055,51
2483	2551272,73	5563942,27	1035,81
2484	2551258,95	5563930,46	1031,23
2485	2551245,17	5563918,65	1001,24
2486	2551231,39	5563906,85	1006,36
2487	2551217,61	5563895,04	1073,80
2488	2551203,83	5563883,23	1108,78
2489	2551190,05	5563871,43	1118,11
2490	2551176,26	5563859,62	1108,03
2491	2551162,48	5563847,81	1085,25
2492	2551148,70	5563836,01	916,26
2493	2551134,92	5563824,20	840,78
2494	2551121,14	5563812,39	745,49
2495	2551107,36	5563800,59	710,52
2496	2551096,62	5563795,11	541,95
2497	2551085,87	5563789,63	310,06
2498	2551075,13	5563784,16	240,45
2499	2551064,39	5563778,68	212,63
2500	2551053,64	5563773,21	187,33
2501	2551042,90	5563767,73	188,05
2502	2551035,27	5563751,73	159,22
2503	2551027,64	5563735,72	139,02
2504	2551020,01	5563719,72	120,04

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2505	2551012,38	5563703,72	111,06
2506	2551004,75	5563687,71	98,89
2507	2550997,12	5563671,71	87,41
2508	2550989,48	5563655,71	84,93
2509	2550981,85	5563639,70	83,54
2510	2550978,64	5563573,32	125,87
2511	2550997,71	5563576,72	68,25
2512	2551016,77	5563580,12	78,09
2513	2551035,84	5563583,52	83,62
2514	2551054,91	5563586,93	88,94
2515	2551073,98	5563590,33	122,76
2516	2551090,89	5563581,26	118,17
2517	2551107,81	5563572,19	114,18
2518	2551124,73	5563563,12	119,69
2519	2551141,65	5563554,04	121,51
2520	2551158,57	5563544,97	113,63
2521	2551175,49	5563535,90	113,55
2522	2551192,41	5563526,83	102,68
2523	2551209,32	5563517,76	98,70
2524	2551226,24	5563508,69	95,71
2525	2551243,16	5563499,61	93,87
2526	2551260,08	5563490,54	81,45
2527	2551258,17	5563505,05	87,70
2528	2551256,25	5563519,56	99,93
2529	2551254,34	5563534,07	111,85
2530	2551252,42	5563548,58	138,35
2531	2551160,65	5563552,45	110,48
2532	2551154,01	5563567,44	121,74
2533	2551147,37	5563582,42	128,26
2534	2551140,74	5563597,41	164,37
2535	2551134,10	5563612,39	189,07
2536	2551127,47	5563627,38	218,98
2537	2551120,83	5563642,36	255,41
2538	2551114,20	5563657,35	555,82
2539	2551107,56	5563672,33	696,33
2540	2551100,92	5563687,32	554,30
2541	2551108,40	5563706,61	615,88
2542	2551115,88	5563725,90	637,60
2543	2551123,36	5563745,20	764,22
2544	2551128,29	5563729,35	747,86
2545	2551133,22	5563713,50	718,68
2546	2551138,15	5563697,65	793,19
2547	2551143,08	5563681,80	751,41
2548	2551148,01	5563665,95	725,10
2549	2551152,94	5563650,11	738,66
2550	2551157,87	5563634,26	794,32
2551	2551162,80	5563618,41	461,83
2552	2551167,73	5563602,56	332,33
2553	2551172,66	5563586,71	197,64
2554	2550981,85	5563639,70	78,65
2555	2550996,74	5563645,65	74,94
2556	2551011,62	5563651,61	87,62
2557	2551026,51	5563657,56	68,42
2558	2551041,39	5563663,51	64,81

Anlage 4.5

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2559	2551056,27	5563669,46	44,12
2560	2551071,16	5563675,41	-52,68
2561	2551086,04	5563681,37	172,33
2562	2551100,92	5563687,32	560,35
2563	2551123,36	5563755,20	805,97
2564	2551143,05	5563761,37	1030,25
2565	2551162,74	5563767,55	1079,57
2566	2551182,43	5563773,73	1011,10
2567	2551202,12	5563779,91	960,02
2568	2551199,08	5563799,45	1001,69
2569	2551196,04	5563819,00	1093,01
2570	2551193,01	5563838,54	1131,23
2571	2551418,58	5563881,86	504,18
2572	2551413,78	5563902,31	744,80
2573	2551408,97	5563922,76	1170,21
2574	2551404,17	5563943,21	1351,03
2575	2551399,37	5563963,66	1342,05
2576	2551394,57	5563984,12	1136,58
2577	2551387,27	5563998,92	1025,67
2578	2551379,98	5564013,73	905,59
2579	2551372,69	5564028,53	651,22
2580	2551365,39	5564043,34	510,04
2581	2551358,10	5564058,15	420,60
2584	2551352,85	5563989,49	987,31
2585	2551361,14	5563972,88	1149,83
2586	2551369,43	5563956,27	1349,19
2587	2551377,72	5563939,66	1375,10
2588	2551386,01	5563923,05	1402,12
2589	2551394,30	5563906,44	1403,90
2590	2551327,48	5564029,15	675,26
2591	2551316,51	5564044,65	512,08
2592	2551305,53	5564060,15	419,40
2593	2551294,56	5564075,65	352,03
2594	2551283,59	5564091,15	287,95
2595	2551272,62	5564106,65	297,87
2596	2551261,64	5564122,15	300,09
2597	2551250,67	5564137,65	300,70
2598	2551239,70	5564153,15	264,82
2599	2551228,72	5564168,65	234,24
2600	2551217,75	5564184,15	209,76
2601	2551206,78	5564199,65	174,37
2602	2551195,81	5564215,15	143,48
2603	2551184,83	5564230,65	78,20
2604	2551173,86	5564246,15	17,72
2605	2551151,91	5564277,15	-18,55
2608	2551400,48	5563683,24	515,69
2609	2551381,34	5563678,75	214,09
2610	2551362,21	5563674,26	223,12
2611	2551343,07	5563669,76	301,65
2612	2551323,94	5563665,27	275,38
2613	2551304,81	5563660,78	247,61
2614	2551285,67	5563656,28	297,63
2615	2551266,54	5563651,79	261,15
2616	2551247,41	5563647,30	96,22

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
2617	2551228,27	5563642,80	425,36
2618	2551218,29	5563660,60	929,81
2619	2551208,30	5563678,39	884,23
2620	2551198,32	5563696,19	892,15
2621	2551188,33	5563713,99	775,68
2622	2551203,78	5563725,74	838,70
2623	2551219,22	5563737,50	788,13
2624	2551234,67	5563749,26	913,45
2625	2551250,12	5563761,02	1021,00
2626	2551265,57	5563772,78	909,72
2627	2551281,02	5563784,53	543,95
2628	2551296,46	5563796,29	663,87
2629	2551311,91	5563808,05	776,65
2630	2551327,36	5563819,81	783,37
2631	2551342,81	5563831,56	663,40
2632	2551335,45	5563811,09	832,16
2633	2551328,08	5563790,62	765,88
2634	2551320,72	5563770,15	903,81
2635	2551313,36	5563749,68	703,24
2636	2551305,99	5563729,21	688,87
2637	2551298,63	5563708,74	555,90
2639	2551412,75	5563765,63	32,39
2640	2551408,33	5563788,09	299,22
2641	2551403,90	5563810,55	382,45
2642	2551399,47	5563833,01	412,47
2644	2551399,47	5563833,01	1196,51
2645	2551393,08	5563837,94	426,27
2646	2551386,69	5563842,87	451,71
2647	2551380,30	5563847,80	599,16
2648	2551373,91	5563852,73	1042,71
2649	2551367,52	5563857,66	1630,85
2650	2551361,12	5563862,60	1310,70
2651	2551354,73	5563867,53	1471,85
2652	2551348,34	5563872,46	1497,29
2653	2551341,95	5563877,39	1371,94
2654	2551335,56	5563882,32	1209,98
2655	2551329,17	5563887,26	1140,42
2656	2551315,16	5563873,84	1269,86
2657	2551301,16	5563860,42	1277,71
2658	2551287,15	5563847,00	1275,05
2659	2551273,14	5563833,58	1272,49
2660	2551259,14	5563820,17	1209,65
2661	2551245,13	5563806,75	1196,80
2662	2551231,13	5563793,33	1248,75
2663	2551217,12	5563779,91	1138,29
2664	2551304,47	5563956,20	1133,12
2665	2551314,44	5563949,09	1162,65
2666	2551324,42	5563941,99	1114,55
2667	2551334,40	5563934,88	1151,98
2668	2551344,37	5563927,77	1073,23
2669	2551354,35	5563920,66	1004,86
2670	2551364,33	5563913,55	1077,60
2671	2551374,30	5563906,44	1180,34
3002	2551231,68	5564281,43	112,05

Anlage 4.5

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
3003	2551243,71	5564265,92	139,59
3004	2551255,75	5564250,41	137,61
3005	2551267,78	5564234,90	114,84
3006	2551279,81	5564219,39	117,59
3007	2551291,85	5564203,88	149,82
3008	2551303,88	5564188,37	144,55
3009	2551315,91	5564172,86	157,78
3010	2551327,94	5564157,35	202,91
3011	2551339,98	5564141,84	231,04
3012	2551352,01	5564126,33	193,87
3013	2551364,04	5564110,82	189,51
3014	2551376,08	5564095,32	212,44
3015	2551388,11	5564079,81	244,16
3016	2551400,14	5564064,30	353,11
3017	2551412,18	5564048,79	466,74
3018	2551424,21	5564033,28	552,58
3019	2551436,24	5564017,77	541,81
3020	2551448,28	5564002,26	638,24
3021	2551460,31	5563986,75	753,57
3022	2551472,34	5563971,24	798,70
3023	2551484,38	5563955,73	734,54
3024	2551496,41	5563940,22	588,36
3025	2551510,45	5563926,97	493,29
3026	2551524,49	5563913,72	573,22
3027	2551538,54	5563900,47	323,45
3028	2551552,58	5563887,22	279,98
3029	2551566,62	5563873,98	123,05
3030	2551580,66	5563860,73	-0,02
3031	2551594,70	5563847,48	-111,18
3032	2551608,74	5563834,23	-84,15
3033	2551622,79	5563820,98	-59,09
3034	2551593,17	5563781,39	-68,05
3035	2551573,77	5563792,55	-83,19
3038	2551554,37	5563803,72	158,31
3039	2551534,97	5563814,88	343,64
3040	2551515,57	5563826,04	370,77
3042	2551476,78	5563848,37	410,83
3043	2551457,38	5563859,53	485,26
3044	2551437,98	5563870,69	525,29
3045	2551418,58	5563881,86	500,72
3046	2551405,57	5563908,12	868,82
3047	2551421,11	5563915,07	872,35
3048	2551436,66	5563922,02	718,18
3049	2551452,20	5563928,96	698,51
3052	2551498,83	5563949,81	594,50
3053	2551514,37	5563956,75	526,53
3054	2551529,91	5563963,70	568,87
3055	2551545,45	5563970,65	352,10
3056	2551533,00	5563984,52	595,98
3057	2551520,55	5563998,40	573,81
3058	2551508,10	5564012,27	541,34
3059	2551495,65	5564026,14	378,97
3060	2551483,19	5564040,01	315,90
3061	2551470,74	5564053,89	250,53

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
3062	2551458,29	5564067,76	40,46
3063	2551445,84	5564081,63	-106,61
3064	2551433,38	5564095,50	16,82
3065	2551420,93	5564109,38	32,25
3066	2551408,48	5564123,25	118,48
3067	2551396,03	5564137,12	110,60
3068	2551383,58	5564150,99	73,93
3070	2551505,40	5564197,02	-314,67
3071	2551510,92	5564181,74	-315,82
3072	2551516,44	5564166,46	-333,07
3073	2551521,96	5564151,18	-278,96
3074	2551527,48	5564135,90	-304,91
3075	2551533,01	5564120,62	-365,54
3076	2551538,53	5564105,34	-460,23
3077	2551544,05	5564090,06	-622,85
3078	2551549,57	5564074,78	-174,00
3079	2551555,09	5564059,50	-176,75
3080	2551560,61	5564044,22	-115,60
3081	2551567,63	5564028,45	-115,38
3082	2551574,65	5564012,68	-84,53
3083	2551581,68	5563996,91	110,86
3084	2551588,70	5563981,15	37,91
3085	2551595,72	5563965,38	-2,53
3086	2551602,74	5563949,61	-1,57
3087	2551609,76	5563933,84	40,48
3088	2551616,79	5563918,07	98,24
3089	2551587,47	5564056,42	-113,88
3090	2551600,13	5564057,30	-190,30
3091	2551612,78	5564058,18	-210,45
3092	2551625,43	5564059,06	-167,60
3093	2551638,08	5564059,95	-137,35
3094	2551650,73	5564060,83	-110,50
3095	2551663,39	5564061,71	-93,75
3096	2551676,04	5564062,60	-76,80
3097	2551688,69	5564063,48	-74,06
3098	2551701,02	5564076,45	-59,72
3099	2551713,34	5564089,42	-41,88
3100	2551725,67	5564102,39	-28,64
3101	2551737,99	5564115,36	-23,90
3102	2551750,32	5564128,33	-37,76
3103	2551737,48	5564171,34	-28,61
3104	2551720,85	5564168,90	-51,86
3105	2551704,23	5564166,46	-57,01
3106	2551687,60	5564164,02	-66,56
3107	2551670,97	5564161,58	-78,40
3108	2551654,34	5564159,14	-92,96
3109	2551637,72	5564156,70	-109,62
3110	2551621,09	5564154,26	-131,58
3111	2551604,46	5564151,82	-144,74
3112	2551587,83	5564149,38	-175,60
3113	2551571,21	5564146,94	-233,55
3114	2551609,73	5563979,38	-214,72
3115	2551625,06	5563984,02	-183,19
3116	2551640,40	5563988,65	-135,13

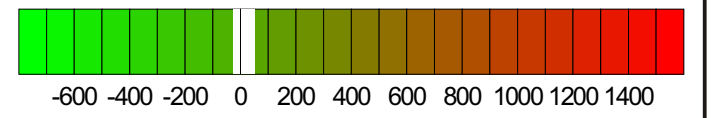
Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
3117	2551655,74	5563993,29	-104,48
3118	2551671,07	5563997,93	-81,74
3119	2551686,41	5564002,56	-61,78
3120	2551701,75	5564007,20	-33,44
3121	2551717,08	5564011,84	-42,89
3122	2551732,42	5564016,47	-27,64
3123	2551747,76	5564021,11	-10,59
3124	2551711,48	5564042,30	-44,33
3125	2551695,80	5564039,09	-70,27
3126	2551680,11	5564035,88	-79,63
3127	2551664,43	5564032,67	-99,09
3128	2551648,75	5564029,46	-127,64
3129	2551633,07	5564026,25	-170,49
3130	2551617,38	5564023,04	-78,84
3131	2551601,70	5564019,83	24,33
3132	2551635,43	5563921,67	-86,98
3133	2551648,55	5563924,47	-64,10
3134	2551661,66	5563927,27	-55,85
3135	2551674,78	5563930,07	-45,01
3136	2551687,90	5563932,87	-35,46
3137	2551701,02	5563935,67	-28,80
3138	2551714,13	5563938,47	-29,85
3139	2551727,25	5563941,27	-28,20
3140	2551740,37	5563944,07	-19,66
3141	2551744,22	5563924,10	-12,81
3142	2551748,07	5563904,12	-11,27
3143	2551751,93	5563884,15	0,87
3144	2551755,78	5563864,18	-8,89
3145	2551759,63	5563844,20	20,55
3146	2551763,48	5563824,23	14,29
3147	2551767,34	5563804,26	9,53
3148	2551771,19	5563784,28	7,07
3149	2551775,04	5563764,31	4,51
3150	2551760,19	5563766,16	22,11
3151	2551745,35	5563768,00	1,58
3152	2551730,50	5563769,85	-5,92
3153	2551715,66	5563771,69	-14,17
3154	2551700,81	5563773,54	-14,53
3155	2551685,96	5563775,38	-17,78
3156	2551671,12	5563777,23	-23,04
3157	2551656,27	5563779,08	-19,96
3158	2551660,08	5563761,43	-29,15
3159	2551663,90	5563743,79	-29,41
3160	2551667,71	5563726,15	-56,87
3161	2551671,52	5563708,51	-48,83
3162	2551675,34	5563690,87	-51,87
3163	2551501,55	5563782,26	85,93
3164	2551498,20	5563765,25	-53,39
3165	2551494,85	5563748,25	-62,35
3166	2551491,50	5563731,25	-42,41
3167	2551488,15	5563714,25	-23,86
3168	2551484,80	5563697,25	-35,22
3169	2551481,45	5563680,25	-25,48
3170	2551478,10	5563663,25	-12,83

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
3171	2551474,75	5563646,25	-5,69
3172	2551471,40	5563629,25	3,95
3173	2551468,05	5563612,25	8,90
3174	2551464,70	5563595,25	15,11
3175	2551410,06	5563592,26	21,52
3176	2551416,31	5563610,77	-5,04
3177	2551422,56	5563629,29	-13,50
3178	2551428,81	5563647,81	-59,16
3179	2551435,06	5563666,32	-35,31
3180	2551441,31	5563684,84	21,33
3181	2551447,56	5563703,36	22,27
3182	2551453,81	5563721,87	45,91
3183	2551460,05	5563740,39	137,35
3184	2551466,30	5563758,91	110,39
3185	2551472,55	5563777,42	205,04
3186	2551478,80	5563795,94	202,00
3189	2551420,66	5564436,49	-127,85
3190	2551401,77	5564445,45	-137,16
3191	2551382,88	5564454,41	-143,66
3192	2551364,00	5564463,37	-142,66
3193	2551345,11	5564472,33	-143,36
3194	2551326,23	5564481,29	-159,46
3195	2551307,34	5564490,25	-158,17
3196	2551288,46	5564499,21	-155,27
3197	2551269,57	5564508,18	-150,47
3198	2551250,69	5564517,14	-156,87
3199	2551231,80	5564526,10	-136,77
3200	2551212,92	5564535,06	-135,98
3201	2551194,03	5564544,02	-123,48
3202	2551186,79	5564560,33	-106,99
3203	2551179,56	5564576,65	-75,69
3204	2551172,32	5564592,96	-70,29
3205	2551165,08	5564609,27	-65,69
3206	2551157,84	5564625,58	-56,49
3207	2551150,61	5564641,90	-46,40
3208	2551143,37	5564658,21	-45,70
3209	2551136,13	5564674,52	-35,40
3210	2551128,89	5564690,83	-34,20
3211	2551121,66	5564707,15	-30,50
3212	2551114,42	5564723,46	-21,01
3213	2551102,26	5564719,85	-30,91
3214	2551090,11	5564716,24	-19,62
3215	2551077,95	5564712,63	-16,02
3216	2551065,79	5564709,02	-20,72
3217	2551053,63	5564705,40	-18,32
3218	2551041,48	5564701,79	-4,22
3219	2551029,32	5564698,18	0,67
3220	2551017,16	5564694,57	-77,43
3221	2551022,52	5564677,86	-12,74
3222	2551027,88	5564661,15	-26,94
3223	2551033,25	5564644,44	-27,54
3224	2551038,61	5564627,73	-31,64
3225	2551043,97	5564611,02	-41,85
3226	2551049,33	5564594,30	-50,25

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
3227	2551054,70	5564577,59	-60,45
3228	2551060,06	5564560,88	-72,46
3229	2551065,42	5564544,17	-79,16
3230	2551070,78	5564527,46	-96,86
3231	2551076,15	5564510,75	-118,06
3232	2551081,51	5564494,04	-140,77
3233	2551086,87	5564477,33	-173,47
3234	2551092,23	5564460,62	-223,17
3235	2551097,60	5564443,91	-286,17
3236	2551102,96	5564427,20	-407,58
3237	2551108,32	5564410,49	-674,38
3239	2551601,06	5563692,41	-53,59
3240	2551604,37	5563674,27	-42,31
3241	2551607,69	5563656,13	-35,84
3242	2551611,01	5563638,00	8,34
3243	2551614,33	5563619,86	-13,69
3244	2551617,64	5563601,72	-10,33
3245	2551620,96	5563583,59	-7,76
3246	2551632,41	5563569,25	7,87
3247	2551643,86	5563554,91	8,45
3248	2551655,31	5563540,57	4,82
3249	2551666,76	5563526,23	10,80
3250	2551678,20	5563511,90	6,38
3251	2551689,65	5563497,56	4,46
3252	2551701,10	5563483,22	3,14
3253	2551712,55	5563468,88	1,11
3254	2551724,00	5563454,55	-11,31
3255	2551735,45	5563440,21	-16,14
3256	2551746,90	5563425,87	-18,47
3257	2551758,35	5563411,53	-25,79
3258	2551769,80	5563397,19	-32,52
3259	2551781,24	5563382,86	-46,67
3260	2551792,69	5563368,52	-53,09
3261	2551804,14	5563354,18	-76,32
3262	2551815,59	5563339,84	-109,35
3263	2551827,04	5563325,51	-140,90
3264	2551809,82	5563329,85	-121,10
3265	2551792,60	5563334,19	-88,62
3266	2551775,38	5563338,53	-74,55
3267	2551758,16	5563342,88	-55,33
3268	2551740,94	5563347,22	-43,95
3269	2551723,72	5563351,56	-34,28
3270	2551706,50	5563355,91	-28,80
3271	2551689,28	5563360,25	-20,43
3272	2551672,05	5563364,59	-12,85
3273	2551654,83	5563368,93	-8,07
3274	2551637,61	5563373,28	-3,30
3275	2551620,39	5563377,62	0,48
3276	2551603,17	5563381,96	3,76
3277	2551585,95	5563386,31	13,02
3278	2551568,73	5563390,65	17,09
3279	2551551,51	5563394,99	21,77
3280	2551534,29	5563399,34	25,15
3281	2551387,42	5563261,34	16,33

Punkt	R-Wert in m	H-Wert in m	Anomalie in nT
3282	2551210,09	5563417,63	59,11
3283	2551056,77	5563365,76	47,70
3284	2550808,51	5563386,50	47,28
3285	2550764,53	5563651,32	55,17
3286	2550779,81	5563659,99	46,84
3287	2550795,08	5563668,65	47,60
3288	2550810,36	5563677,32	51,97
3289	2550825,63	5563685,99	53,04
3290	2550840,91	5563694,65	57,32
3291	2550856,19	5563703,32	53,60
3292	2550871,46	5563711,99	64,35
3293	2550886,74	5563720,65	71,52
3294	2550902,01	5563729,32	82,09
3295	2550917,29	5563737,99	91,97
3296	2550932,56	5563746,65	91,35
3297	2550947,84	5563755,32	115,43
3298	2550963,12	5563763,99	111,30
3299	2550978,39	5563772,65	125,78
3300	2550993,67	5563781,32	141,86
3301	2551008,94	5563789,99	153,34
3302	2551024,22	5563798,66	169,13
4012	2551118,00	5564391,00	-685,50
4013	2551120,00	5564389,00	-585,50
4014	2551125,00	5564389,00	-504,40
4015	2551131,00	5564378,00	-376,20
9999	2551106,26	5564292,77	-80,00

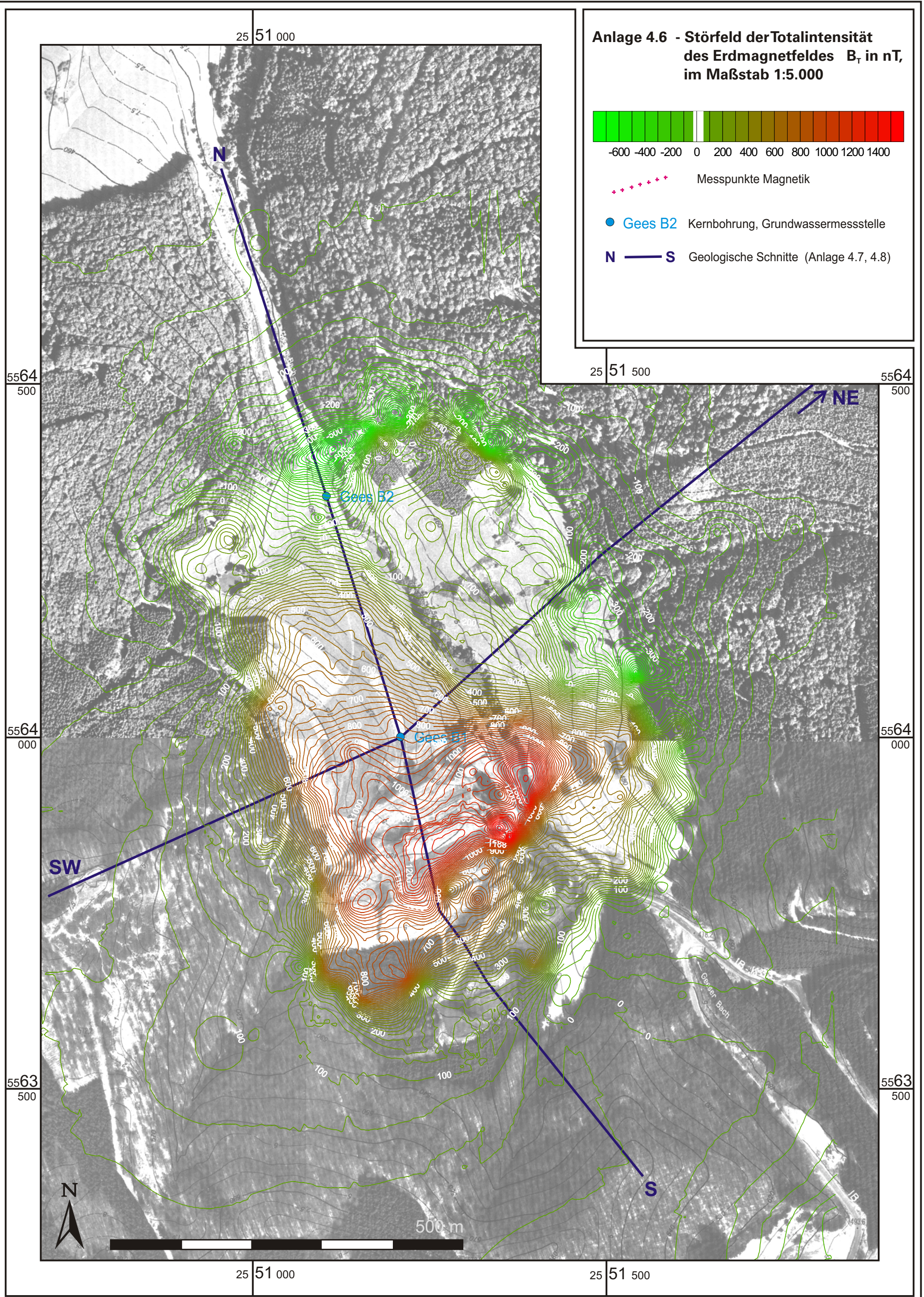
**Anlage 4.6 - Störfeld der Totalintensität
des Erdmagnetfeldes B_T in nT,
im Maßstab 1:5.000**



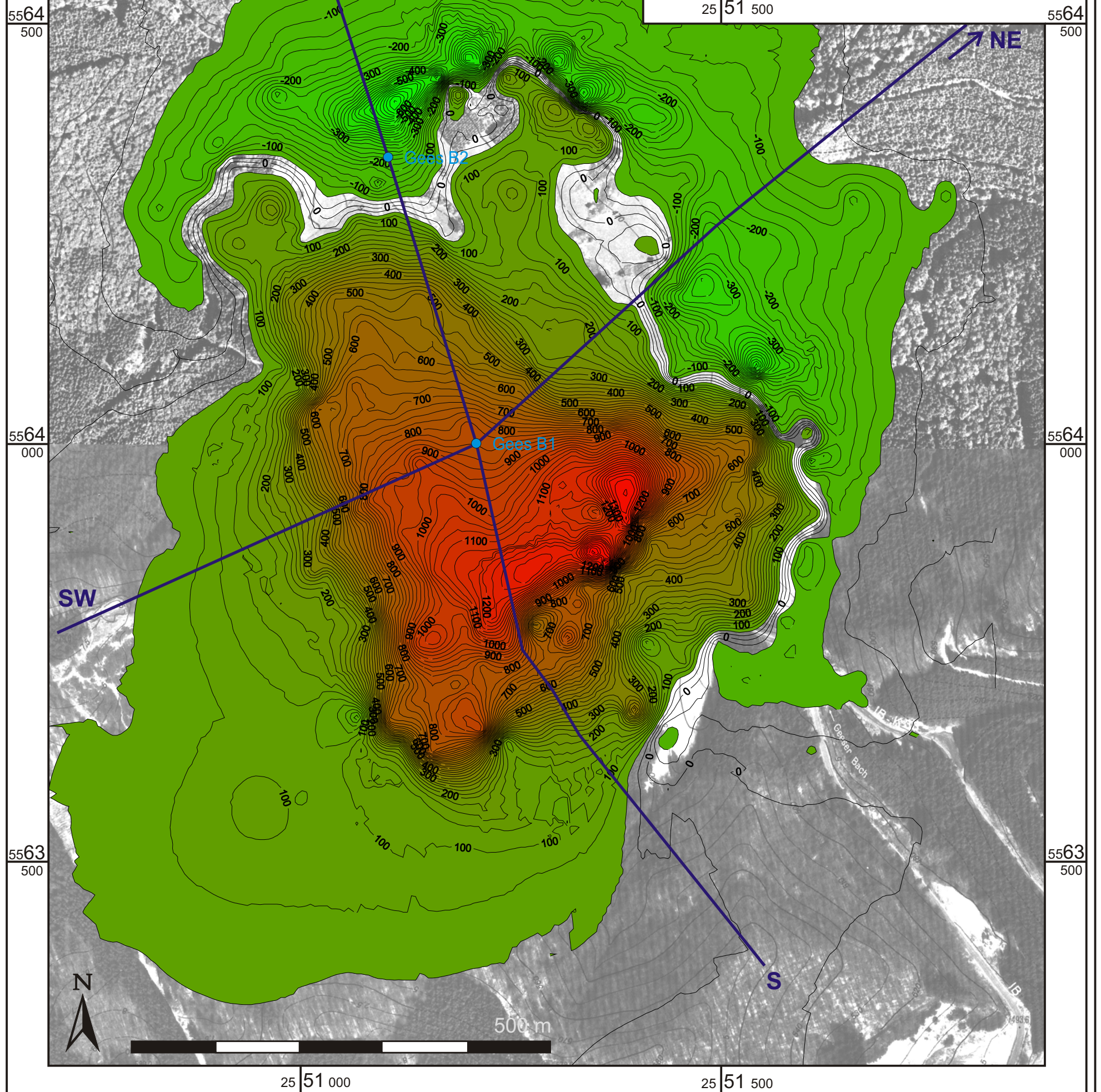
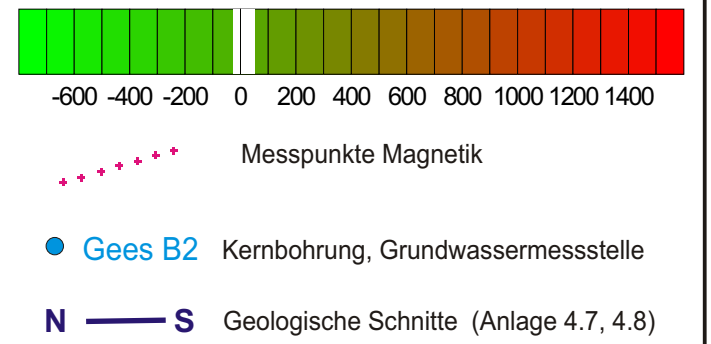
••••• Messpunkte Magnetik

● Gees B2 Kernbohrung, Grundwassermessstelle

N — S Geologische Schnitte (Anlage 4.7, 4.8)



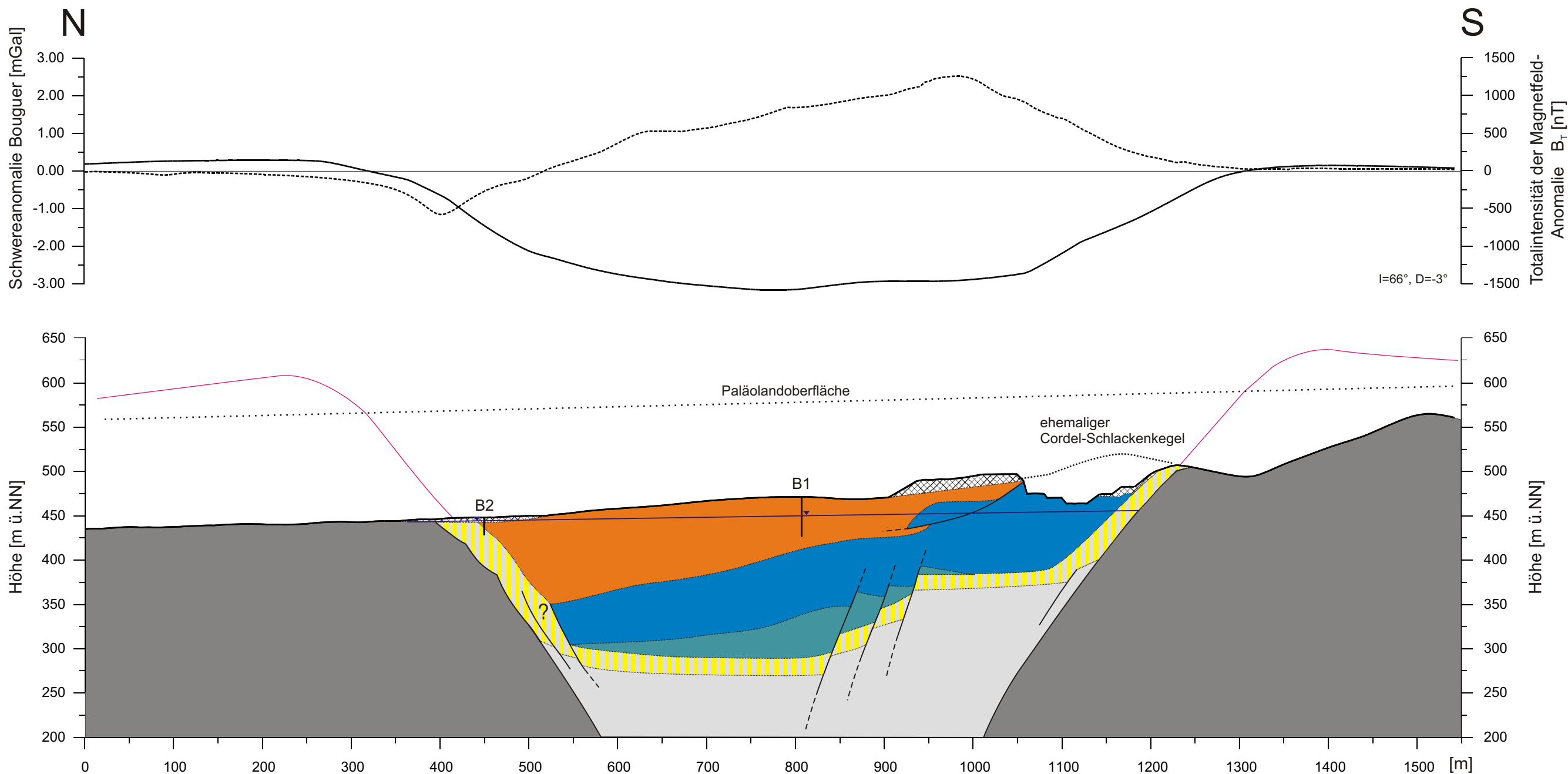
Anlage 4.6 - Störfeld der Totalintensität
des Erdmagnetfeldes B_T in nT,
im Maßstab 1:5.000



Anlage 4.7 - Geeser Maar, geologischer Nord-Süd-Schnitt

Legende

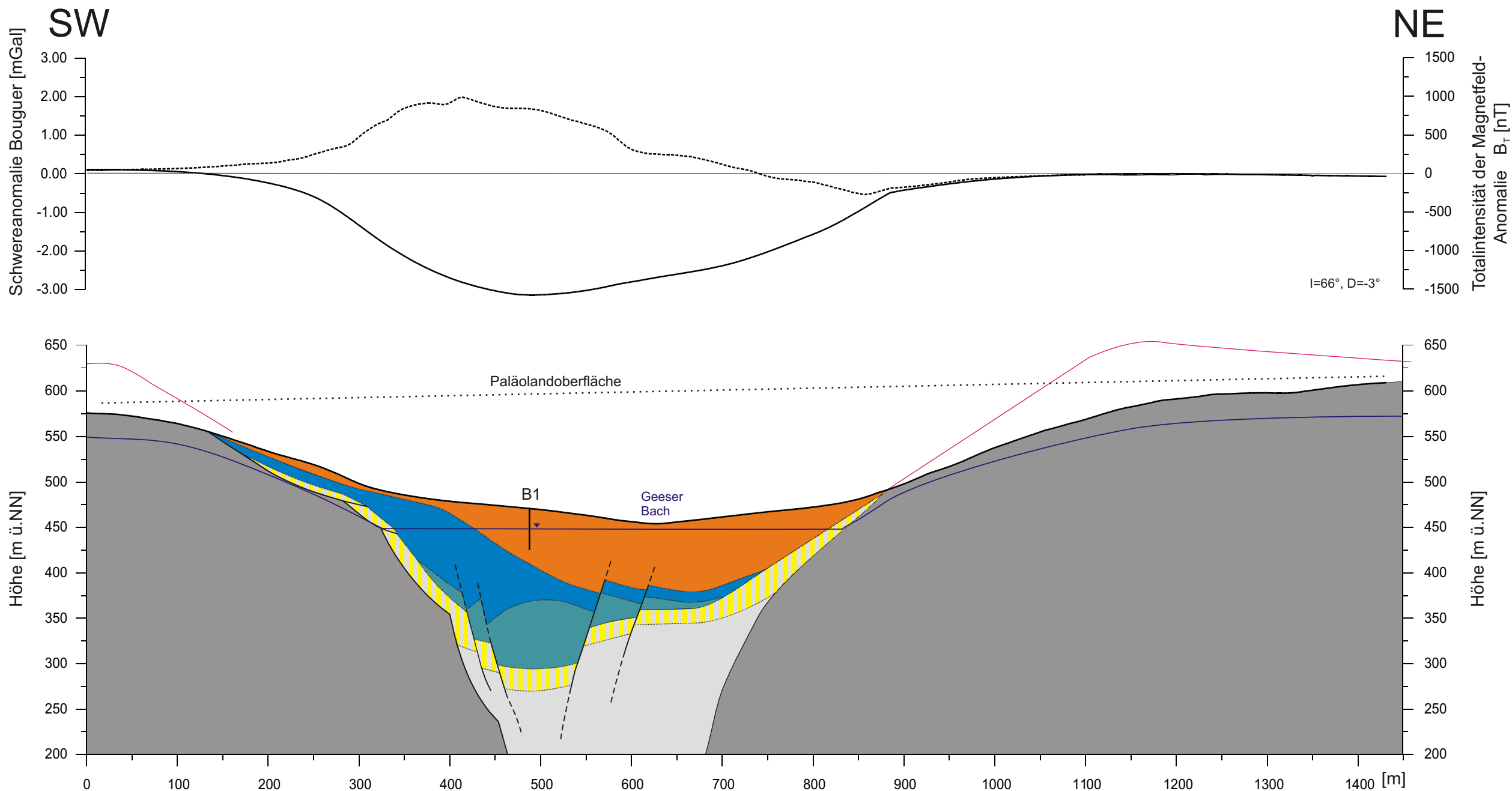
- Schwereanomalie Bouguer in mGal
- - - Totalintensität der Magnetfeld-Anomalie B_T in nT
- Paläolandoberfläche
- Paläorelief des Geeser Maars
- abgebauter Schlackenkegel
- ▨ Aufschüttung
- umgelagerte Vulkaniklastika und epiklastische Sedimente
- mafische Schlacken, Pyroklastika in primärer Lagerung
- Schlacken mit erhöhter remanenter Magnetisierung
- ▨ matrixarme Vulkaniklastika und Nebengesteinsbreccie
- Nebengesteinsbreccie des Diatremes
- unterdevonisches Grundgebirge
- B1 B2 Erkundungsbohrung Gees B1 und Gees B2 (Grundwassermessstellen)
- Grundwasserspiegel



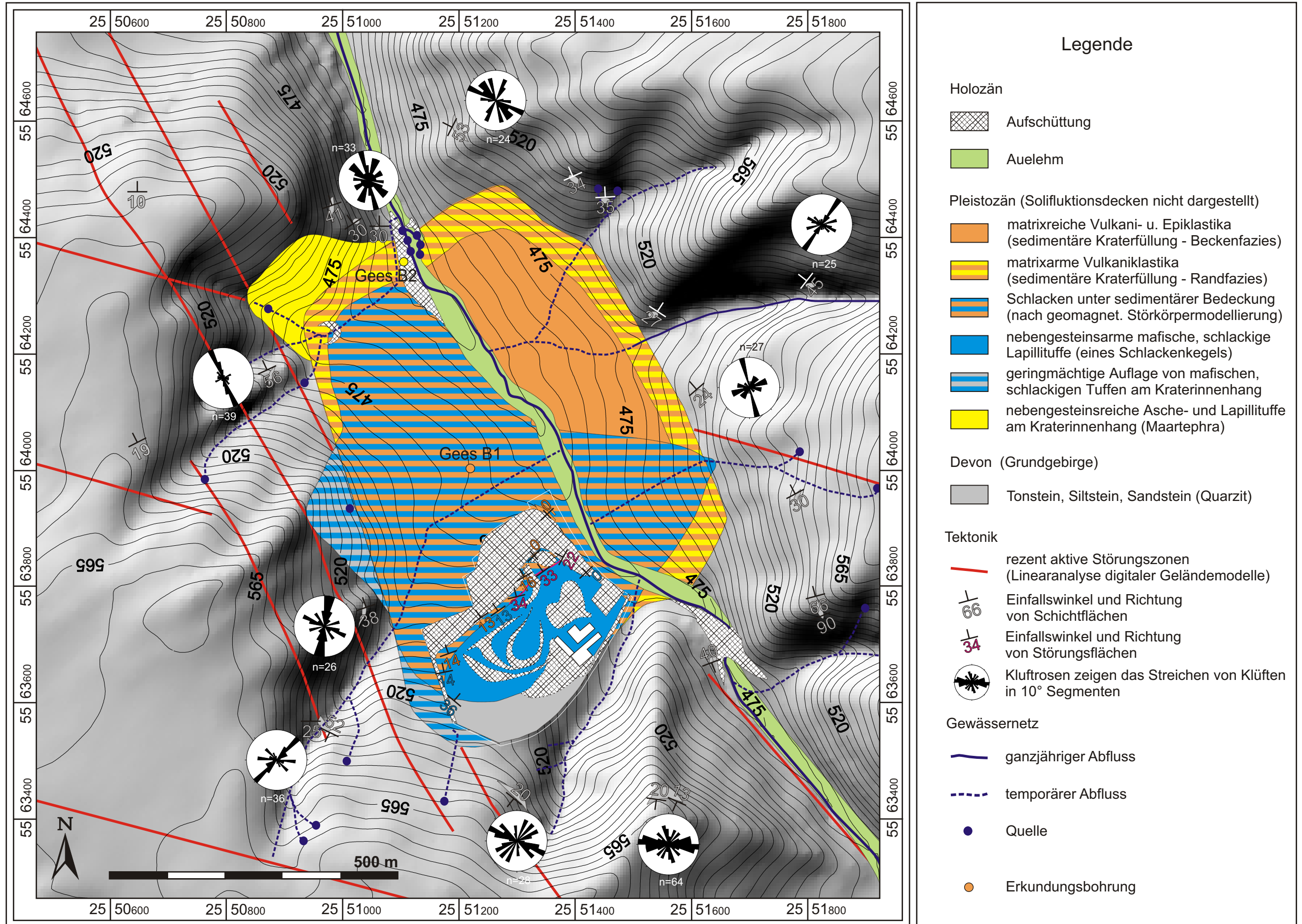
Anlage 4.8 - Geeser Maar, geologischer Südwest-Nordost-Schnitt

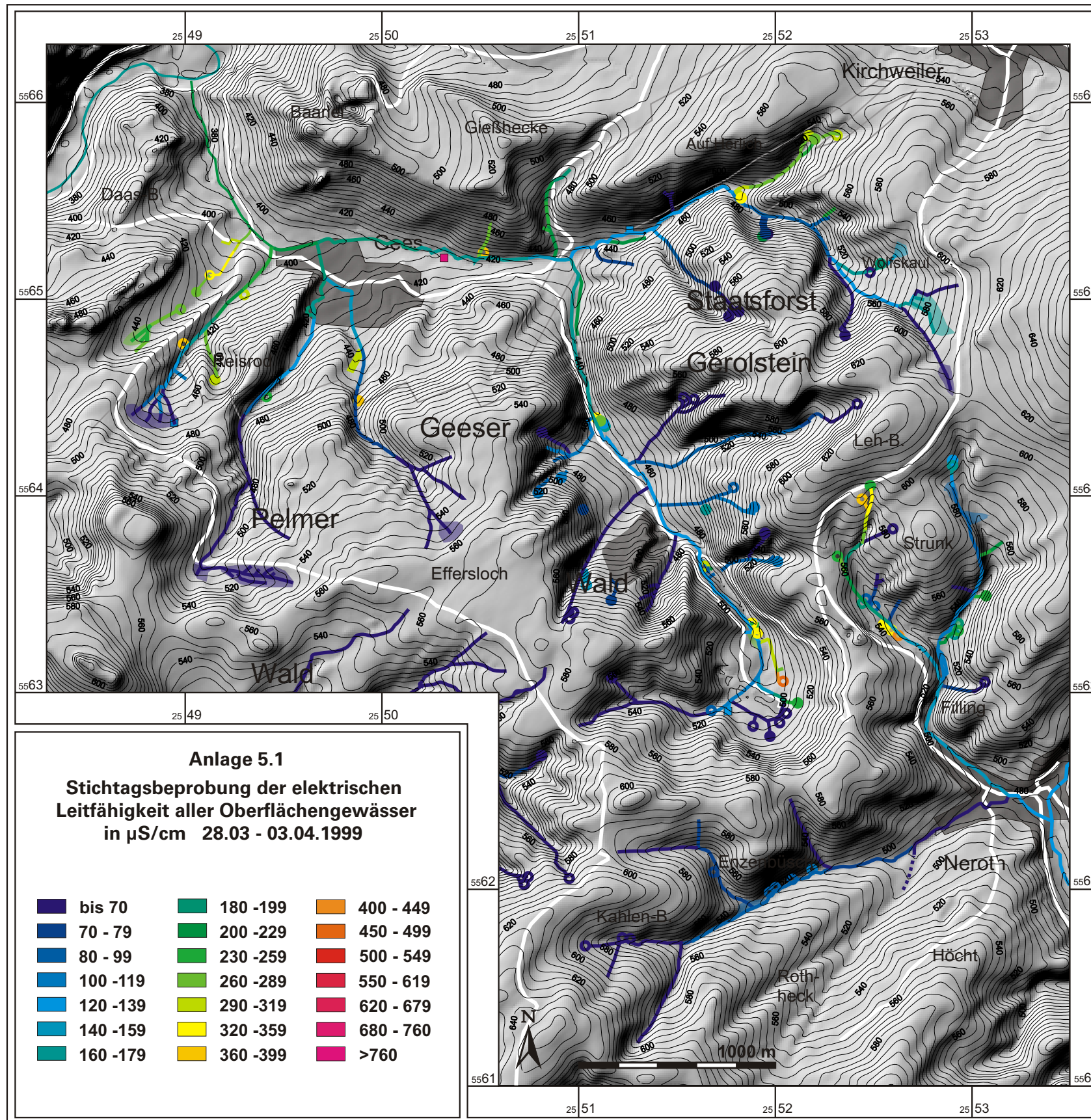
Legende

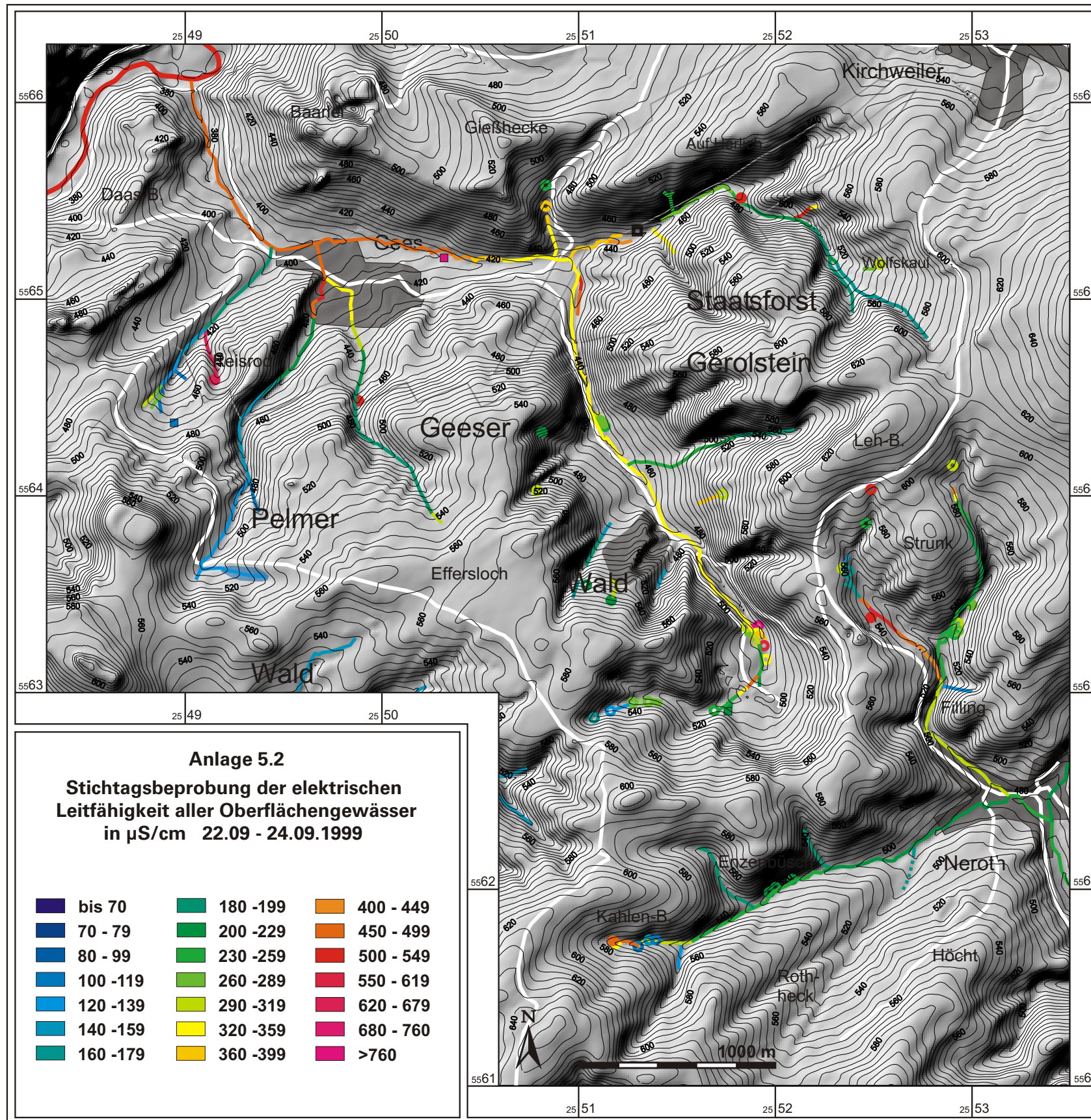
- Schwereanomalie Bouguer in mGal
- - - Totalintensität der Magnetfeld-Anomalie B_T in nT
- ⋯ Paläolandoberfläche
- Paläorelief des Geeser Maars
- ⋯ abgebauter Schlackenkegel
- ⊞ Aufschüttung
- umgelagerte Vulkaniklastika und epiklastische Sedimente
- Schlacken, Pyroklastika in primärer Lagerung
- Schlacken mit erhöhter remanenter Magnetisierung
- matrixfreie Vulkaniklastika und Nebengesteinsbreccie
- Nebengesteinsbreccie des Diatremes
- unterdevonisches Grundgebirge
- B1 B2 Erkundungsbohrung B1 und B2 (Grundwassermessstellen)
- Grundwasserspiegel

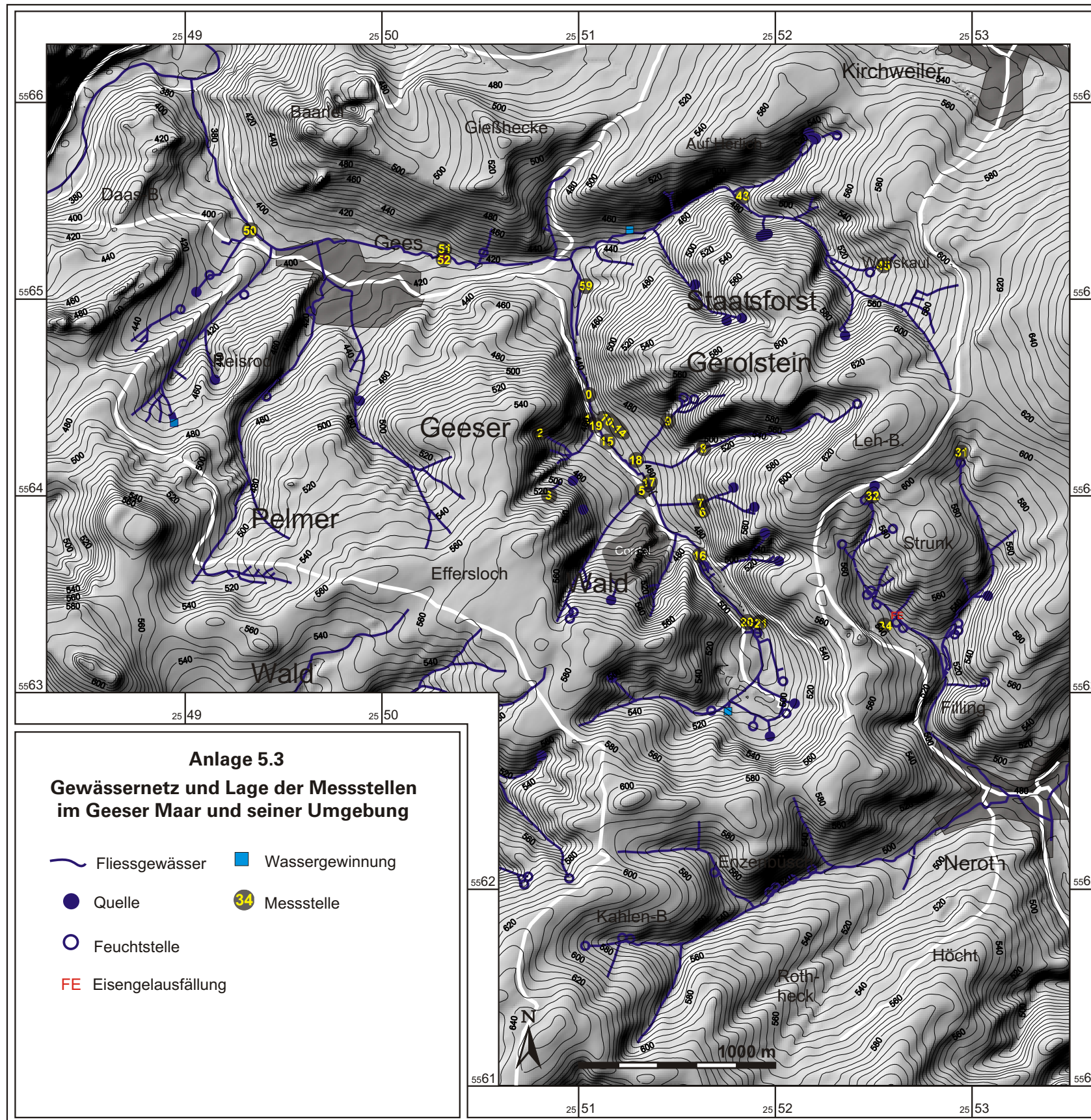


Anlage 4.9 - Geologische Karte des Geeser Maeres (Geländeaufnahme, Interpretation geophysikalischer Störkörpermodelle, Linearanalyse digitaler Geländemodelle)









Tab. 0-1: Messstelle 0
von 06.05.99 bis 07.07.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	24,500	10,4	380
08.05.99		10	361
15.05.99		9,5	353
22.05.99		9,5	377,6
07.06.99		10,2	374
10.06.99	19,281	9,6	377
11.06.99	19,716		
18.06.99	14,046	9,9	257
25.06.99	15,038	9	359
05.07.99	14,140	11,6	358
11.07.99	11,363	11,6	343
19.07.99	9,010	11,7	348
26.07.99	9,803	10,6	327
01.08.99	9,786	10,9	339
03.08.99	10,610	10,6	325
24.08.99	10,183	10,1	328
01.09.99	10,920	10,6	337,44
25.09.99	10,146	10,9	350
10.10.99	6,120	9,8	296
15.11.99	umläufig	4,3	225
18.11.99	21,782	4,9	270
11.12.99	Überlauf >250	6,5	135
20.12.99	55,750	4,1	223
03.02.00	58,356	4,8	215
23.02.00	57,164	5,5	139,6
02.03.00	87,097	4,3	191
09.03.00	76,742	6,7	198
30.03.00	84,735	6,2	191
26.04.00	27,390	9,3	308
26.09.00	22,528		
11.03.01	umläufig		
22.03.01	überläufig		
25.03.01	202,2		
31.03.01	97,5		
07.04.01	95,0		
14.04.01	59,6		
23.04.01	49,8		
28.04.01	148,8		
09.05.01	42,6		
11.05.01	38,3		
26.05.01	28,4		
05.06.01	24,9		
07.07.01	23,7		

(ausschließlich manuelle Datenerfassung)

Tab. 1-1: Messstelle 1
von 20.06.95 bis 19.01.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0		
30.06.95	0		
10.07.95	0		
20.07.95	0		
31.07.95	0		
03.10.95	0		
12.10.95	0		
22.10.95	0		
01.11.95	0		
12.11.95	0		
23.11.95	0		
12.12.95	0		
21.12.95	0		
03.01.96	0		
13.01.96	0		
25.01.96	0		
04.02.96	0		
13.02.96	0		
24.02.96	0		
05.03.96	0,358	1,5	
16.03.96	0,001		
26.03.96	0,383	3,0	
05.04.96	0,001		
15.04.96	0		
25.04.96	0		
05.05.96	0		
15.05.96	0		
25.05.96	0,001		
05.06.96	0		
16.06.96	0		
29.06.96	0,001		
10.07.96	0		
20.07.96	0		
30.07.96	0		
09.08.96	0		
19.08.96	0		
29.08.96	0,001		
08.09.96	0		
20.09.96	0		
29.09.96	0		
09.10.96	0		
19.10.96	0		
31.10.96	0,001		
10.11.96	0,001		
19.01.96	0,001		

Tab. 1-2: Messstelle 1
von 15.11.97 bis 26.07.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
19.02.97	1,888	3,0	
02.03.97	1,080	6,0	
22.03.97	0,082	8,0	
13.04.97	0,014	13,0	
14.05.97	0,252	12,0	
23.05.97	0,040	14,5	
04.06.97	0		
22.06.97	0,403	15,5	
05.07.97	0,300	15,4	
17.07.97	0		
01.09.97	0		
11.10.97	0,002	9,0	
20.10.97	0		
30.10.97	0	6,0	
06.11.97	0		
15.11.97	0,001		
21.11.97	0		
29.11.97	0,001		
05.12.97	0		
14.12.97	0,133	6,0	
07.01.98	5,950	5,5	
17.01.98	1,002	4,0	
24.01.98	1,483	2,0	
17.02.98	0,097	2,0	
16.05.98	0,001		
26.05.98	0,310	13,5	
04.06.98	0,511	15,5	
22.06.98	0		
04.07.98	0		
23.07.98	0,006	10,5	
06.08.98	0,005	10,0	
11.08.98	0		
27.08.98	0,005	9,0	
08.05.99	0,090	13	154
15.05.99	0		
22.05.99	0		
07.06.99	0		
10.06.99	0		
11.06.99	0		
18.06.99	0		
25.06.99	0		
05.07.99	0		
11.07.99	0		
19.07.99	0		
26.07.99	0		

Tab. 1-3: Messstelle 1
01.08.99 bis 25.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
01.08.99	0		
03.08.99	0		
24.08.99	0		
01.09.99	0		
24.09.99	0		
10.10.99	0		
10.10.99	0		
15.11.09	0		
18.11.99	0		
11.12.99	0		
20.12.99	0,241	2,5	152
04.02.00	0,137	4,2	138
23.02.00	0,876	4,4	83,7
02.03.00	2,017	4,1	126
09.03.00	1,188	5,6	125
30.03.00	2,025	6	131
25.04.00	0		

Tab. 2-1: Messstelle 2
von 20.06.95 bis 16.03.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0,008		
30.06.95	0,005	11,0	
10.07.95	0,003	12,0	
20.07.95	0,001	12,0	
31.07.95	0,001	14,0	
03.10.95	0,001	11,0	
12.10.95	0,001	11,0	
22.10.95	0,001	8,0	
01.11.95	0,001		
12.11.95	0,001		
23.11.95	0,001		
12.12.95	0		
21.12.95	0,001		
03.01.96	0,001		
13.01.96	0		
25.01.96	0,001		
04.02.96	0,001	0,0	
13.02.96	0,001	0,0	
24.02.96	0,001	0,0	
05.03.96	0,001		
16.03.96	0,001		

Tab. 2-2: Messstelle 2
von 26.03.96 bis 15.11.97

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
26.03.96	0,072	4,5	
05.04.96	0,025	3,5	
15.04.96	0,011	4,5	
25.04.96	0,009	6,0	
05.05.96	0,008	6,0	
15.05.96	0,015	6,0	
25.05.96	0,039	7,0	
05.06.96	0,007	8,0	
16.06.96	0,007	9,0	
29.06.96	0,007	9,0	
10.07.96	0,002		
20.07.96	0,001		
30.07.96	0,001		
09.08.96	0,001		
19.08.96	0,001		
29.08.96	0,001		
08.09.96	0,001		
20.09.96	0,001		
29.09.96	0,001		
09.10.96	0,001		
19.10.96	0,001		
31.10.96	0,001		
10.11.96	0,003	7,0	
19.01.96	0,023	6,5	
30.11.96	0,050	6,0	
10.12.96	0,057	6,0	
29.12.96	0,020	4,0	
01.02.97	0,031	4,0	
08.02.97	0,059	4,5	
19.02.97	0,597	4,5	
02.03.97	0,172	5,0	
22.03.97	0,056	5,5	
13.04.97	0,013	6,0	
14.05.97	0,038	6,0	
23.05.97	0,024	6,0	
04.06.97	0,008	7,0	
22.06.97	0,202	6,0	
05.07.97	0,722	7,0	
17.07.96	0,014	8,5	
01.09.97	0,001	12,0	
11.10.97	0		
20.10.97	0,004	8,5	
30.10.97	0,003		
06.11.97	0,004	7,0	
15.11.97	0,014	6,0	

Tab. 2-3: Messstelle 2
von 21.11.97 bis 26.09.00

21.11.97	0,006	6,0	
29.11.97	0,008	6,5	
05.12.97	0,016	4,5	
14.12.97	1,550	3,5	
07.01.98	1,035	6,0	
17.01.98	0,105	6,0	
24.01.98	0,176	4,5	
17.02.98	0,011	5,0	
16.05.98	0,018	8,0	
26.05.98	0,010	8,0	
04.06.98	0,038	8,5	
22.06.98	0,020	9,0	
04.07.98	0,008	9,0	
23.07.98	0,008	12,5	
06.08.98	0,003	12,0	
11.08.98	0,002	12,0	
27.08.98	0,007	8,0	
07.05.99	0,054	7,7	120,1
08.05.99	0,051	7,5	115
15.05.99		8,2	117
22.05.99	0,022	8	136,88
07.06.99	0,015	9,3	152
09.06.99	0,017	8,8	154,6
11.06.99	0,016	9	158,5
18.06.99	0,011	9,5	114,1
25.06.99	0,009	9,2	169
06.07.99	0,008	10,5	181,5
11.07.99	0,005	11,6	173
19.07.99	0,006	11,8	192
26.07.99	0,003	11,5	197
01.08.99	0,002	12,8	198,5
03.08.99	0,002	12,2	200
24.08.99	0,006	11,6	213
24.09.99	0,004	12,2	247
10.10.99	0,009	10,3	203
15.11.99	0,021	7,8	131
18.11.99	0,019	7,4	147
11.12.99	0,278	7,3	92
20.12.99	0,260	6,7	90
04.02.00	0,205	6	90,8
23.02.00	0,307	6	88,9
02.03.00	0,715	5,8	52
09.03.00	0,500	5,9	79
30.03.00	0,632	5,9	76
26.04.00	0,086	7,1	102,3
26.09.00	0,005	10,8	138,6

Tab. 3-1: Messstelle 3
von 20.06.95 bis 19.01.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0,008		
30.06.95	0,010	15,5	
10.07.95	0,003	16,0	
20.07.95	0,083	17,0	
31.07.95	0,008	17,0	
03.10.95	0,001		
12.10.95	0,008	12,5	
22.10.95	0,001		
01.11.95	0,001		
12.11.95	0		
23.11.95	0,001		
12.12.95	0		
21.12.95	0,001		
03.01.96	0,014	2,5	
13.01.96	0,031	5,0	
25.01.96	0,001	0,0	
04.02.96	0,001	0,0	
13.02.96	0,001	0,0	
24.02.96	0,001	0,0	
05.03.96	0,001		
16.03.96	0,001		
26.03.96	0,070	3,0	
05.04.96	0,014	2,0	
15.04.96	0,023	4,5	
25.04.96	0,001		
05.05.96	0,001		
15.05.96	0,001		
25.05.96	0,018	8,0	
05.06.96	0,015	12,0	
16.06.96	0,001		
29.06.96	0,001		
10.07.96	0,001		
20.07.96	0,001		
30.07.96	0,001		
09.08.96	0,001		
19.08.96	0,001		
29.08.96	0,089	10,5	
08.09.96	0,001		
20.09.96	0,001		
29.09.96	0		
09.10.96	0,010	9,0	
19.10.96	0,001		
31.10.96	0,003	6,5	
10.11.96	0,010	6,0	
19.01.96	0,032	3,0	

Tab. 3-2: Messstelle 3
von 30.11.96 bis 11.06.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
30.11.96	0,041	3,0	
10.12.96	0,079	2,0	
29.12.96	0,013	5,0	
01.02.97	0,027	1,0	
08.02.97	0,075	1,5	
19.02.97	0,166	2,5	
02.03.97	0,115	6,0	
22.03.97	0,029	3,5	
13.04.97	0,022	5,0	
14.05.97	0,092	8,0	
23.05.97	0,034	7,0	
04.06.97	0,003	10,5	
22.06.97	0,090	9,0	
05.07.97	0,051	9,5	
17.07.97	0,022	12,0	
01.09.97	0,001		
11.10.97	0,001		
20.10.97	0,001		
30.10.97	0,001		
06.11.97	0,014	7,0	
15.11.97	0,014	4,0	
21.11.97	0,002	3,0	
29.11.97	0,055	5,0	
05.12.97	0,020	4,5	
14.12.97	0,123	2,5	
07.01.98	0,312	6,0	
17.01.98	0,119	4,0	
24.01.98	0,097	1,0	
17.02.98	0,022	4,0	
16.05.98	0,020	10,0	
26.05.98	0,019	9,0	
04.06.98	0,039	12,5	
22.06.98	0,183	12,5	
04.07.98	0,010	10,0	
23.07.98	0		
06.08.98	0		
11.08.98	0,002	17,0	
27.08.98	0		
07.05.99	0,033	10,2	245
08.05.99	0,038	9,5	238
15.05.99	0,024	8,2	231
22.05.99	0,020	9	264,32
07.06.99	0,012	11,5	276
09.06.99	0,010	9,2	259
11.06.99	0,010	9,2	274

Tab. 3-3: Messstelle 3
von 18.06.99 bis 26.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
18.06.99	0,004	10,2	208
25.06.99	0,006	8,9	301
06.07.99	0,003	12,6	309
11.07.99	0,002	14,7	282
19.07.99	0,001	13,9	306
26.07.99	0,002	13,3	300
01.08.99	0,001	14,9	321
03.08.99	0,001	13,8	313
24.08.99	0,003	13,4	311
24.09.99	0,002	12,7	354
10.10.99	0,014	10	283
15.11.99	0,037	5,2	210
18.11.99	0,034	4,6	250
11.12.99	0,097	5,6	174
20.12.99	0,078	4,1	181
04.02.00	0,091	4,4	178,5
26.04.00	0,045	9	212

Tab. 5-2: Messstelle 5
von 26.03.96 bis 15.11.97

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
26.03.96	1,487	4,0	
05.04.96	0,320	2,0	
15.04.96	0,094	5,0	
25.04.96	0,042	6,5	
05.05.96	0,101	6,5	
15.05.96	0,177	6,5	
25.05.96	0,324	8,5	
05.06.96	0,041	10,0	
16.06.96	0		
29.06.96	0		
10.07.96	0,027	10,0	
20.07.96	0,001		
30.07.96	0		
09.08.96	0		
19.08.96	0		
29.08.96	0		
08.09.96	0,001		
20.09.96	0		
29.09.96	0		
09.10.96	0,003	8,5	
19.10.96	0,001		
31.10.96	0,023	8,0	
10.11.96	0,418	7,0	
19.01.96	1,163	3,5	
30.11.96	0,874	2,5	
10.12.96	0,582	1,5	
29.12.96	0,090	0,0	
01.02.97	0,606	0,0	
08.02.97	0,907	0,5	
19.02.97	2,550	3,5	
02.03.97	1,555	6,2	
22.03.97	0,016	4,5	
13.04.97	0,183	5,5	
14.05.97	0,687	9,5	
23.05.97	0,210	9,0	
04.06.97	0,003	8,5	
22.06.97	1,816	10,0	
05.07.97	0,886	10,5	
17.07.97	0,050	11,5	
01.09.97	0		
11.10.97	0,019	10,0	
20.10.97	0,002	9,0	
30.10.97	0,001	4,0	
06.11.97	0,046	6,0	
15.11.97	0,218	5,0	

Tab. 5-1: Messstelle 5
von 20.06.95 bis 16.03.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0,014		
30.06.95	0		
10.07.95	0		
20.07.95	0,001		
31.07.95	0,001		
03.10.95	0		
12.10.95	0		
22.10.95	0		
01.11.95	0		
12.11.95	0		
23.11.95	0,001		
12.12.95	0		
21.12.95	0		
03.01.96	0,121	3,0	
13.01.96	0,293	3,0	
25.01.96	0,075	1,0	
04.02.96	0,001	0,0	
13.02.96	0,086	2,0	
24.02.96	0,012	1,5	
05.03.96	0,725	5,0	
16.03.96	0,115	2,5	

Tab. 5-3: Messstelle 5
von 21.11.97 bis 09.05.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
21.11.97	0,099	5,0	
29.11.97	0,530	4,5	
05.12.97	0,185	2,0	
14.12.97	1,774	3,5	
07.01.98	6,050	6,0	
17.01.98	1,713	4,0	
24.01.98	1,677	2,0	
17.02.98	0,337	2,0	
16.05.98	0,012	10,0	
26.05.98	0,050	10,5	
04.06.98	0,139	11,5	
22.06.98	0,003	11,5	
04.07.98	0		
23.07.98	0,001		
06.08.98	0		
11.08.98	0		
27.08.98	0		
08.05.99	0,640	11	125
15.05.99	0,199	9,8	115
22.05.99	0,097	9,7	127,44
07.06.99	0,119	10,9	132
11.06.99	0,059	10,5	137,8
18.06.99	0		
25.06.99	0		
05.07.99	0		
11.07.99	0,001		
19.07.99	0		
26.07.99	0		
01.08.99	0		
03.08.99	0		
24.08.99	0		
01.09.99	0		
24.09.99	0		
10.10.99	0,134	10,6	107
15.11.99	0,448	5,6	95
18.11.99	0,370	4,5	105
11.12.99		6,5	69
20.12.99	2,296	2,5	94
03.02.00	2,454	4,2	89,8
23.02.00	2,592	4,1	55,3
02.03.00	5,005	3,2	80
09.03.00	4,810	6,3	85
30.03.00	4,549	5,3	85
25.04.00	0,705	10,4	115,4
09.05.01	0,445		

Tab. 6-1: Messstelle 6
von 20.06.95 bis 19.01.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0,007		
30.06.95	0,002	15,0	
10.07.95	0,008	16,0	
20.07.95	0,001	17,0	
31.07.95	0,003	17,0	
03.10.95	0,006	11,5	
12.10.95	0,008	13,0	
22.10.95	0,002	8,0	
01.11.95	0,005	9,5	
12.11.95	0,001		
23.11.95	0,003	7,0	
12.12.95	0,002	3,5	
21.12.95	0,001	2,5	
03.01.96	0,002	3,0	
13.01.96	0,007	5,5	
25.01.96	0,001	0,0	
04.02.96	0,001	0,0	
13.02.96	0,001	0,0	
24.02.96	0,001	0,0	
05.03.96	0,020	5,0	
16.03.96	0,011	3,5	
26.03.96	0,035	4,5	
05.04.96	0,017	3,0	
15.04.96	0,009	7,0	
25.04.96	0,009	9,5	
05.05.96	0,008	7,5	
15.05.96	0,013	7,0	
25.05.96	0,014	8,0	
05.06.96	0,003	12,5	
16.06.96	0,001		
29.06.96	0,001		
10.07.96	0,001	11,0	
20.07.96	0		
30.07.96	0		
09.08.96	0,001		
19.08.96	0		
29.08.96	0,117	11,0	
08.09.96	0,005	10,0	
20.09.96	0,001		
29.09.96	0,001		
09.10.96	0,007	9,0	
19.10.96	0,014	8,5	
31.10.96	0,013	8,0	
10.11.96	0,020	7,0	
19.01.96	0,092	5,0	

Tab. 6-2: Messstelle 6
von 30.11.96 bis 18.06.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
30.11.96	0,067	4,0	
10.12.96	0,063	3,5	
29.12.96	0,012	0,0	
01.02.97	0,015	3,0	
08.02.97	0,027	3,5	
19.02.97	0,095	3,0	
02.03.97	0,043	6,5	
22.03.97	0,008	6,5	
13.04.97	0,105	4,0	
14.05.97	0,007	8,5	
23.05.97	0,002	9,5	
04.06.97	0,001	10,5	
22.06.97	0,018	9,0	
05.07.97	0,005	10,0	
17.07.97	0	12,0	
01.09.97	0,001		
11.10.97	0,001		
20.10.97	0,001	10,0	
30.10.97	0,001		
06.11.97	0,001		
15.11.97	0,019	5,5	
21.11.97	0,015	5,5	
29.11.97	0,197	6,0	
05.12.97	0,020	7,0	
14.12.97	0,087	5,0	
07.01.98	0,260	6,0	
17.01.98	0,712	5,0	
24.01.98	0,097	3,0	
17.02.98	0,017	5,0	
16.05.98	0,014	13,0	
26.05.98	0,020	10,0	
04.06.98	0,020	12,0	
22.06.98	0,008	13,0	
04.07.98	0,327	10,5	
23.07.98	0,001	13,0	
06.08.98	0,001	13,5	
11.08.98	0		
27.08.98	0,003	10,5	
06.05.99	0,038	12,7	325
08.05.99	0,047	11	316
15.05.99	0,029	12,8	295
22.05.99	0,024	10,6	339,84
07.06.99	0,022	13,7	348
09.06.99	0,018	12,0	333
18.06.99	0,005	12,6	263

Tab. 6-3: Messstelle 6
von 25.06.99 bis 27.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
25.06.99	0,009	11,2	369
05.07.99	0,010	15,0	373
11.07.99	0,001	16,0	374
19.07.99	0,004	16,1	387
26.07.99	0,004	15,2	373
01.08.99	0		
03.08.99	0,001	16,3	372
24.08.99	0,001	14,7	384
24.09.99	0,003	14,6	430
10.10.99	0,028	10,9	279
15.11.99	0,033	5,4	343
18.11.99	0,034	4,3	270
11.12.99	0,590	6,9	179
20.12.99	0,104	3,9	222
04.02.00	0,092	4,9	231
27.04.00	0,036	10,3	292

Tab. 7-1: Messstelle 7
von 20.06.95 bis 26.03.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0,080		
30.06.95	0,021	13,0	
10.07.95	0,025	14,0	
20.07.95	0,090	15,0	
31.07.95	0,087	15,0	
03.10.95	0,101	10,5	
12.10.95	0,011	12,0	
22.10.95	0,013	7,0	
01.11.95	0,020	8,5	
12.11.95	0,008		
23.11.95	0,013	6,5	
12.12.95	0,017	3,5	
21.12.95	0,002	2,5	
03.01.96	0,262	3,0	
13.01.96	0,384	5,5	
25.01.96	0,112	1,0	
04.02.96	0,001	0,0	
13.02.96	0,001	0,0	
24.02.96	0,077	1,0	
05.03.96	0,822	5,0	
16.03.96	0,260	3,5	
26.03.96	0,933	4,0	

Tab. 7-2: Messstelle 7
von 05.04.96 bis 21.11.97

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
05.04.96	0,304	2,5	
15.04.96	0,076	5,0	
25.04.96	0,020	7,0	
05.05.96	0,047	5,5	
15.05.96	0,097	6,0	
25.05.96	0,081	7,5	
05.06.96	0,120	105,0	
16.06.96	0,008	10,5	
29.06.96	0,005	10,5	
10.07.96	0,011	10,0	
20.07.96	0,001		
30.07.96	0,001		
09.08.96	0		
19.08.96	0		
29.08.96	0,357	10,0	
08.09.96	0		
20.09.96	0,001		
29.09.96	0,001		
09.10.96	0,129	8,0	
19.10.96	0,028	8,0	
31.10.96	0,030	7,0	
10.11.96	0,310	6,1	
19.01.96	0,655	4,0	
30.11.96	0,917	4,0	
10.12.96	1,095	3,0	
29.12.96	0,174	0,0	
01.02.97	0,322	2,0	
08.02.97	0,460	3,0	
19.02.97	2,172	3,5	
02.03.97	2,044	5,5	
22.03.97	0,276	4,0	
13.04.97	0,008	7,0	
14.05.97	0,345	6,5	
23.05.97	0,127	6,5	
04.06.97	0,007	8,5	
22.06.97	0,610	8,0	
05.07.97	0,515	8,5	
17.07.97	0,049	10,5	
01.09.97	0,001		
11.10.97	0,002	10,5	
20.10.97	0,018	9,5	
30.10.97	0,005	6,0	
06.11.97	0,238	6,0	
15.11.97	0,258	5,0	
21.11.97	0,189	5,0	

Tab. 7-3: Messstelle 7
von 29.11.97 bis 27.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
29.11.97	0,457	5,0	
05.12.97	0,323	2,0	
14.12.97	0,295	4,5	
07.01.98	4,638	5,5	
17.01.98	0,751	4,5	
24.01.98	2,214	3,0	
17.02.98	0,019	4,0	
16.05.98	0,071	10,0	
26.05.98	0,090	8,0	
04.06.98	0,996	10,0	
22.06.98	0,089	12,5	
04.07.98	0,017	10,0	
23.07.98	0,005	12,0	
06.08.98	0,004	12,0	
11.08.98	0		
27.08.98	0,003	9,0	
06.05.99	0,185	9,1	222
08.05.99	0,202	9	218
15.05.99	0,120	8,5	318
22.05.99	0,097	9	260
07.06.99	0,065	10,8	298
09.06.99	0,067	9,6	274
18.06.99	0,025	11,5	226
25.06.99	0,024	10,1	341
05.07.99	0,025	13	337
11.07.99	0,005	14,7	326
19.07.99	0,007	14,4	361
26.07.99	0,004	13,8	360
01.08.99	0		
03.08.99	0		
24.08.99	0,011	13,3	364
24.09.99	0,006	13,9	403
10.10.99	0,169	10	228
15.11.99	0,393	5,1	175
18.11.99	0,366	4,2	195
11.12.99	8,750	6,5	115
20.12.99	1,084	4	160
04.02.00	1,031	4,3	153
23.02.00	1,595	4,4	95
02.03.00	2,313	4,1	134
09.03.00	2,102	5,8	137
30.03.00	2,117	5,2	135
27.04.00	0,301	8,1	213

Tab. 8-1: Messstelle 8
von 20.06.95 bis 19.01.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	0,380		
30.06.95	0,142	14,0	
10.07.95	0,200	15,0	
20.07.95	0,340	16,0	
31.07.95	0,393	15,0	
03.10.95	0,147	11,5	
12.10.95	0,112	12,0	
22.10.95	0,093	5,0	
01.11.95	0,175	7,5	
12.11.95	0,118		
23.11.95	0,190	6,0	
12.12.95	0,129	3,0	
21.12.95	0,163	2,0	
03.01.96	0,513	2,0	
13.01.96	0,787	5,5	
25.01.96	0,001	0,0	
04.02.96	0,001	1,0	
13.02.96	0,200	1,0	
24.02.96	0,238	1,0	
05.03.96	0,320	5,0	
16.03.96	0,509	2,5	
26.03.96	4,433	4,0	
05.04.96	1,317	2,5	
15.04.96	0,983	4,5	
25.04.96	0,353	7,0	
05.05.96	0,337	5,0	
15.05.96	0,268	6,0	
25.05.96	0,527	8,0	
05.06.96	0,234	11,5	
16.06.96	0,101	10,0	
29.06.96	0,040	10,0	
10.07.96	0,141	11,0	
20.07.96	0,035	11,5	
30.07.96	0,001	13,0	
09.08.96	0,017	13,0	
19.08.96	0,059	14,5	
29.08.96	1,175	9,5	
08.09.96	0,077	7,5	
20.09.96	0,029	8,0	
29.09.96	0,079	9,5	
09.10.96	0,160	8,0	
19.10.96	0,129	7,5	
31.10.96	0,066	6,0	
10.11.96	0,289	5,5	
19.01.96	0,570	12,5	

Tab. 8-2: Messstelle 8
von 30.11.96 bis 18.06.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp, in °C	el, Leitf, in µS/cm
30.11.96	1,519	3,0	
10.12.96	2,733	3,0	
29.12.96	1,105	0,0	
01.02.97	0,313	5,0	
08.02.97	0,821	3,0	
19.02.97	5,000	3,5	
02.03.97	5,000	6,5	
22.03.97	1,583	4,0	
13.04.97	0,310	4,0	
14.05.97	0,713	8,0	
23.05.97	0,404	7,5	
04.06.97	0,061	9,5	
22.06.97	2,315	8,0	
05.07.97	0,626	8,5	
17.07.97	0,484	11,0	
01.09.97	0,023	14,0	
11.10.97	0,046	9,0	
20.10.97	0,026	8,5	
30.10.97	0,007	7,0	
06.11.97	1,164	6,0	
15.11.97	0,400	4,0	
21.11.97	0,199	8,0	
29.11.97	1,007	4,5	
05.12.97	0,488	5,0	
14.12.97	5,192	3,0	
07.01.98	10		
17.01.98	6,206	3,5	
24.01.98	7,400	2,0	
17.02.98	Nicht gemessen		
16.05.98	0,812	10,5	
26.05.98	0,472	9,0	
04.06.98	0,759	10,5	
22.06.98	0,395	12,0	
04.07.98	0,170	10,0	
23.07.98	0,078	12,0	
06.08.98	0,056	11,5	
11.08.98	0,014	15,0	
27.08.98	0,076	8,5	
06.05.99	1,723	9,9	195
08.05.99	1,643	9,5	188
15.05.99	1,244	8,9	180
22.05.99	0,998	9,4	202,96
07.06.99	1,481	10,8	206
09.06.99	1,423	10,2	217
18.06.99	0,922	11,2	169,2

Tab. 8-3: Messstelle 8
von 25.06.99 bis 27.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
25.06.99	0,406	9,6	235
05.07.99	0,385	11,4	243
11.07.99	0,328	15,7	240
19.07.99	0,279	15	249
26.07.99	0,274	13,8	240
01.08.99	0,212	15	231
03.08.99	0,217	14,6	244
24.08.99	0,257	14,2	251
03.09.99	0,293	14,8	259,92
24.09.99	0,281	13,4	262
10.10.99	0,519	10	225
15.11.99	0,833	3,3	178
18.11.99	0,755	2,8	201
11.12.99	11,250	6,6	117
20.12.99	6,048	3,9	156
04.02.00	5,448	4,9	155
23.02.00	5,871	5,1	91,3
02.03.00	7,267	4,2	130
09.03.00	7,505	6,4	136
30.03.00	5,891	5,5	133
27.04.00	1,356	8,8	191,5

Tab. 9-2: Messstelle 9
von 13.02.96 bis 11.10.97

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
13.02.96	0,001	0,0	
24.02.96	0,001	0,0	
05.03.96	0,243	6,0	
16.03.96	0,093	5,0	
26.03.96	0,875	4,0	
05.04.96	0,148	3,5	
15.04.96	0,076	6,5	
25.04.96	0,023	9,5	
05.05.96	0,130	6,0	
15.05.96	0,069	6,0	
25.05.96	0,163	7,0	
05.06.96	0,091	10,0	
16.06.96	0,001		
29.06.96	0,001		
10.07.96	0,001		
20.07.96	0		
30.07.96	0		
09.08.96	0		
19.08.96	0		
29.08.96	0,008	10,5	
08.09.96	0		
20.09.96	0		
29.09.96	0		
09.10.96	0		
19.10.96	0		
31.10.96	0		
10.11.96	0,001		
19.01.96	0,079	5,2	
30.11.96	0,530	5,0	
10.12.96	0,507	4,0	
29.12.96	0,047	0,5	
01.02.97	0,255	2,5	
08.02.97	0,644	3,5	
19.02.97	2,091	3,0	
02.03.97	1,164	5,5	
22.03.97	0,436	5,0	
13.04.97	0,125	6,0	
14.05.97	0,607	6,5	
23.05.97	0,188	8,0	
04.06.97	0,018	10,0	
22.06.97	1,806	7,5	
05.07.97	0,589	8,0	
17.07.97	0,693	10,0	
01.09.97	0,001		
11.10.97	0		

Tab. 9-1: Messstelle 9
von 20.06.95 bis 04.02.96

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.06.95	B		
30.06.95	0,005	14,5	
10.07.95	0,006	16,0	
20.07.95	0,060	14,5	
31.07.95	0,021	15,0	
03.10.95	0		
12.10.95	0		
22.10.95	0		
01.11.95	0		
12.11.95	0		
23.11.95	0		
12.12.95	0		
21.12.95	0		
03.01.96	0,005	4,0	
13.01.96	0,039	6,5	
25.01.96	0,001	0,0	
04.02.96	0,001	0,0	

Tab. 9-3: Messstelle 9
von 20.10.97 bis 02.03.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
20.10.97	0,001		
30.10.97	0,001		
06.11.97	0		
15.11.97	0,001		
21.11.97	0		
29.11.97	0,038	6,0	
05.12.97	0		
14.12.97	1,490	5,5	
07.01.98	6,050	5,5	
17.01.98	1,017	5,0	
24.01.98	1,145	4,0	
16.05.98	0,045	10,5	
26.05.98	0,079	10,0	
04.06.98	0,318	9,0	
22.06.98	0,041	11,5	
04.07.98	0,001	10,0	
23.07.98	0		
06.08.98	0		
11.08.98	0		
27.08.98	0		
06.05.99			
08.05.99	0,393	8,8	98
15.05.99	0,140	9	91
22.05.99	0,050	9	103,84
07.06.99	0,135	10,5	110
18.06.99	0,009	11,3	86,4
25.06.99	0,001		
05.07.99	0,002	14,2	133,2
11.07.99	0,001		
19.07.99	0		
26.07.99	0		
01.08.99	0		
03.08.99	0		
24.08.99	0		
01.09.99	0		
24.09.99	0		
10.10.99	0		
15.11.99	0,208	6,1	96
18.11.99	0,091	5,5	107
11.12.99		6,6	66
20.12.99	1,936	4,7	88
04.02.00	0,595	4,7	88
23.02.00	2,337	4,6	50
02.03.00	4,041	4,1	72

Tab. 9-4: Messstelle 9
von 09.03.00 bis 25.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
09.03.00	1,563	5,3	74
30.03.00	3,425	5,3	74
25.04.00	0,796	9,5	91,9

Tab. 10: Messstelle 10
von 06.05.99 bis 09.05.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	9,191	9	386
08.05.99	8,993	8,5	388
15.05.99	6,410	8,6	338
22.05.99	9,615	8,5	363,44
07.06.99	6,483	8,7	351
10.06.99	6,258	8,6	329
11.06.99	6,197	8,5	344
18.06.99	5,822	9,9	257
25.06.99	5,554	8,2	322
05.07.99	5,073	8,6	314
11.07.99	4,188	8,8	289
19.07.99	4,918	8,8	296
26.07.99	4,000	8,6	275
01.08.99	4,341	8,8	282
03.08.99	3,636	8,7	268
24.08.99	4,329	8,6	273
01.09.99	3,348	8,5	272,46
25.09.99	3,207	8,8	261
10.10.99	3,240	8,6	255
15.11.99	3,164	8	229
18.11.99	3,651	8,4	251
11.12.99	Hochwasser		
20.12.99	6,452	7,8	258
03.02.00	7,616	8	264
23.02.00	7,954	8,2	168
02.03.00	8,077	8,2	178,6
09.03.00	10,040	8,3	248
30.03.00	8,247	8,3	256
26.04.00	7,22	8,5	265
26.09.00	3,98	8,9	253
09.05.01	9,46		

Tab. 11: Messstelle 11
von 06.05.99 bis 09.05.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	0,156	13,7	559
08.05.99	0,156	9	556
15.05.99	0,165	9	496
22.05.99	0,148	9	533,36
07.06.99	0,092	9,1	501
10.06.99	0,092	8,9	501
11.06.99	0,089	8,9	498
18.06.99	0,082	8,9	314
25.06.99	0,054	8,9	348
05.07.99	0,053	9	340
11.07.99	0,036	9	303
19.07.99	0,043	9,1	316
26.07.99	0,018	9	291
01.08.99	0,035	9,1	298
03.08.99	0,026	9,1	286
24.08.99	0,033	8,9	278
01.09.99	0,036	8,8	279,3
25.09.99	0,021	9	259
10.10.99	0,023	8,8	250
15.11.99	0,029	8,3	227
18.11.99	0,037	8,5	233
11.12.99	Hoch- wasser	6,9	160
20.12.99	0,058	8,3	231
03.02.00	0,073	8,4	241
23.02.00	0,084	8,5	165,7
02.03.00	0,097	8,1	230
09.03.00	0,103	8,8	232
30.03.00	0,104	8,5	250
26.04.00	0,092	8,8	310
26.09.00	0,050	8,8	237
09.05.01	0,255		

Tab. 12: Messstelle 12
von 06.05.99 bis 09.05.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	1,741	9,1	359
08.05.99	1,676	8,6	349
15.05.99	1,803	8,6	305
22.05.99	1,416	8,5	325,68
07.06.99	1,193	8,6	311
10.06.99	1,122	8,5	314
11.06.99	1,096	8,6	305
18.06.99	0,979	8,5	195,8
25.06.99	0,946	8,6	279
05.07.99	0,880	8,5	268
11.07.99	0,635	8,6	250
19.07.99	0,765	8,7	253
26.07.99	0,727	8,5	238
01.08.99	0,686	8,7	239
03.08.99	0,673	8,6	232
24.08.99	0,619	8,6	229
01.09.99	0,470	8,5	232,56
25.09.99	0,457	8,6	226
10.10.99	0,568	8,5	219
15.11.99	0,601	8,4	198
18.11.99	0,726	8,6	215
11.12.99	Hochwasser		
20.12.99	1,122	8,2	213
03.02.00	1,241	8,2	220
23.02.00	1,519	7,9	147,8
02.03.00	1,859	8,6	200
09.03.00	1,629	8,4	202
30.03.00	1,512	8,4	211
26.04.00	1,153	8,3	216
26.09.00	0,60	8,6	212
09.05.01	1,803		

Tab. 13: Messstelle 13
von 06.05.99 bis 26.09.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	0,159	9	217
08.05.99	0,156	8,6	211
15.05.99	0,143	8,5	191
22.05.99	0,129	8,5	212,4
07.06.99	0,082	8,7	210
10.06.99	0,077	8,7	213
11.06.99	0,075	8,7	214
18.06.99	0,073	8,9	143,7
25.06.99	0,071	8,6	211
05.07.99	0,078	8,9	213
11.07.99	0,057	8,8	205
19.07.99	0,064	9	212
26.07.99	0,057	8,9	205
01.08.99	0,052	9	210
03.08.99	0,038	9	204
24.08.99	0,049	8,9	209
01.09.99	0,051	9	215,46
25.09.99	0,031	9	217
10.10.99	0,037	8,8	210
15.11.99	0,034	8,4	190
18.11.99	0,031	8,2	209
11.12.99	Hoch- wasser	6,9	
20.12.99	0,076	7,1	208
03.02.00	0,147	7,2	202
23.02.00	0,098	7,6	135
02.03.00	0,152	7,2	196
09.03.00	0,120	7,7	183
30.03.00	0,025	7,1	171
26.04.00	0,116	8,3	216
26.09.00	0,05	9,0	206

Tab. 14: 14 Messstelle 14
von 06.05.99 bis 26.09.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	1,357	9,1	238
08.05.99	1,338	8,5	236
15.05.99	1,466	8,6	214
22.05.99	1,000	8,3	236
07.06.99	0,866	8,5	242
10.06.99	0,858	8,5	236
11.06.99	0,793	8,5	239
18.06.99	0,635	8,3	159,2
25.06.99	0,611	8,4	235
05.07.99	0,450	8,7	245
11.07.99	0,465	8,5	230
19.07.99	0,450	8,6	238
26.07.99	0,378	8,5	229
01.08.99	0,326	8,7	234
03.08.99	0,231	8,6	230
24.08.99	0,330	8,7	237
01.09.99	0,300	8,8	242,82
25.09.99	0,188	9	217
10.10.99	0,204	8,5	236
15.11.99	0,213	8,3	215
18.11.99	0,315	8,0	235
11.12.99	Hoch- wasser		
20.12.99	0,727	8,0	236
03.02.00	1,164	8,0	231
23.02.00	1,435	8,2	155,6
02.03.00	2,106	8,1	207
09.03.00	1,778	8,2	207
30.03.00	1,609	8,0	204
26.04.00	1,115	8,4	246
26.09.00	0,360	8,9	235

Tab.: 15 Messstelle 15
von 08.05.99 bis 26.09.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99		11	255
15.05.99		10,8	251
22.05.99		10,4	278,48
07.06.99		11,6	298
10.06.99	7,069	11	306
11.06.99		9,8	306
18.06.99		11	225
25.06.99		8,6	307
05.07.99	3,584	15,2	318
11.07.99		15,7	307
19.07.99	3,515	14,2	322
26.07.99		13	308
01.08.99	3,07	14,2	325
03.08.99		13,2	311
24.08.99	3,82	11,5	332
01.09.99	4,290	12,5	336,3
25.09.99	4,742	12,8	345
10.10.99		10,3	293
15.11.99		3,7	213
18.11.99	12,135	3,9	255
11.12.99	Hoch- wasser		
20.12.99		3	206
03.02.00	44,191	4	186,6
23.02.00	46,293	4,8	117
02.03.00		3,5	164,5
09.03.00		6,3	166
30.03.00		5,5	160
26.04.00	15,968	10,5	241
26.09.00	12,49	11,2	247

Tab. 16: Messstelle 16
von 06.05.99 bis 07.07.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
06.05.99	7,500	10,8	281
08.05.99		10,5	276
15.05.99		9,5	260
22.05.99		10,2	287,92
07.06.99		11,4	310
10.06.99	5,527	11,1	312
11.06.99		9,7	310,7
18.06.99		10,9	228
25.06.99		9,1	309
05.07.99	5,404	12,8	321
11.07.99		15,1	302
19.07.99	5,430	14,8	316
26.07.99		12,4	308
01.08.99	4,596	13,7	323
03.08.99		12,6	310
24.08.99	4,848	12,8	327
01.09.99	4,580	11,7	345,42
25.09.99	5,180	12,3	352
10.10.99		10	295
15.11.99	17,650	4,4	229
18.11.99	9,902	4,4	276
11.12.99	Überlauf >250	6,5	147
20.12.99	34,560	3,5	237
03.02.00	34,930	4,8	215
23.02.00	29,015	4,8	128,2
02.03.00		4,1	186
09.03.00		6,5	187
30.03.00		5,8	185
26.04.00	12,196	13	263
11.03.01	53,9		
22.03.01	152,7		
25.03.01	126,7		
31.03.01	55,7		
07.04.01	55,7		
14.04.01	32,4		
23.04.01	24,9		
28.04.01	96,0		
09.05.01	19,2		
11.05.01	18,2		
26.05.01	13,9		
05.06.01	13,4		
07.07.01	12,3		

Tab. 17: Messstelle 17
von 05.07.99 bis 26.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
05.07.99	4,557	13,4	324
19.07.99	4,267	14	324
01.08.99	4,607	14,2	324
24.08.99	4,123	13	331
03.09.99	4,703	13,6	332,096
25.09.99	4,707	13	344
10.10.99		10,2	307
15.11.99		3,8	235
18.11.99	9,552	4	286
11.12.99	Hoch- wasser		
20.12.99		3,6	239
03.02.00	37,975	4,8	212
23.02.00	35,400	4,9	130,6
02.03.00		3,8	184
09.03.00		6,4	187
30.03.00		5,7	180
26.04.00	12,183	13,4	262

Tab. 18-1: Messstelle 18
von 08.05.99 bis 20.12.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99	1,809	11,3	165
15.05.99	0,990	10,4	162
22.05.99	0,663	10,4	179,36
07.06.99	0,984	11,9	179
18.06.99	0,233	11	147
25.06.99	0,203	8,1	204
05.07.99	0,197	12,7	212
11.07.99	0,017	14,6	204
19.07.99	0,084	13,4	214
26.07.99	0,083	12,6	206
01.08.99	0		
03.08.99	0		
24.08.99	0,055	13,1	213
03.09.99	0,040	13,3	217,74
24.09.99	0,135	13,1	229
10.10.99	0,498	10,5	168
15.11.99	1,159	3,8	134
18.11.99	0,973	3,5	152
11.12.99	10,833	6,5	35
20.12.99	6,509	2,7	142

Tab. 18-2: Messstelle 18
von 04.02.99 bis 09.05.01

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
04.02.99	6,557	4,2	140
23.02.00	6,932	4,8	83
02.03.00	9,636	3,2	118
09.03.00	9,485	6,8	122
30.03.00	7,839	5,6	111
25.04.00	1,176	14,4	158,6
09.05.01	3,441		

Tab. 19: Messstelle 19
von 07.06.99 bis 26.09.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
07.06.99		11,2	353
10.06.99	10,130	10,6	363
11.06.99		9,5	359
18.06.99		10,8	255
25.06.99		8,4	345
05.07.99	6,225	14,1	340
11.07.99		10,6	320
19.07.99	3,618	13,5	328
26.07.99		12,4	322
01.08.99	4,651	13,5	331
03.08.99		12,3	328
24.08.99	4,071	11	345
01.09.99	4,210	12,1	342
25.09.99	5,293	12,6	343
10.10.99		10,3	294
15.11.99		3,4	214
18.11.99	13,571	4,2	266
11.12.99		6,5	132
20.12.99		3,2	218
03.02.00	57,620	4,3	214
23.02.00	59,606	5,2	153,7
02.03.00		4	216
09.03.00		6,6	175
30.03.00		5,9	220
26.04.00	21,170	9,8	260
26.09.00	14,0	10,9	259

Tab. 20: Messstelle 20
von 01.08.99 bis 26.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
19.07.99	3,930		
01.08.99	3,255	13,9	313
24.08.99	3,892	13,4	308
24.09.99	3,139	12,8	331
10.10.99		10,3	273
15.11.99		5,2	213
18.11.99	8,1	5,1	251
11.12.99	Hoch- wasser		
20.12.99		4	213
03.02.00	22,242	4,8	200
23.02.00			
02.03.00		4,2	175
09.03.00		6,5	178
30.03.00		5,7	170
26.04.00	9,809	13	254

Tab. 21-1: Messstelle 21
von bis 07.05.99 bis 02.03.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
07.05.99	0,075	8,9	461
08.05.99	0,094	8	475
15.05.99	0,062	7,7	476
22.05.99	0,053	8,4	490,88
07.06.99	0,048	9,4	562
08.06.99	0,092	8,6	693
11.06.99	0,044	8,6	633
18.06.99	0,030	9,6	384
25.06.99	0,030	8,4	532
05.07.99	0,035	10,5	613
11.07.99	0,025	11,8	562
19.07.99	0,025	11,5	552
26.07.99	0,015	11,3	500
01.08.99	0,020	12,1	461
03.08.99	0,014	11,9	498
24.08.99	0,029	11,1	631
24.09.99	0,033	11,4	718
10.10.99	0,067	9,5	531
15.11.99	0,122	6,7	346
18.11.99	0,099	6,5	409
20.12.99	0,182	4,4	366
03.02.00	0,270	6,4	380
02.03.00	0,486	4,8	460

Tab. 21-2: Messstelle 21
von 09.03.00 bis 26.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
09.03.00	0,368	6,7	333
30.03.00	0,484	5,7	320
26.04.00	0,084	8,6	534

Tab. 22: Messstelle 22
von 08.05.99 bis 01.08.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99	0,070	8,8	400
15.05.99	0,041	7,9	366
22.05.99	0,043	8,8	396,48
07.06.99	0,049	10,3	363
11.06.99	0,026	8,8	419
18.06.99	0,020	9,4	292
25.06.99	0,021	8,1	431
05.07.99	0,019	12,7	440
11.07.99	0,016	13,8	418
19.07.99	0,016	12,5	440
01.08.99	0,011	12,8	397

Tab. 31-1: Messstelle 31
von 08.05.99 bis 01.09.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99	0,050	9,6	151
15.05.99	0,018	8,4	182
22.05.99	0,011	9,5	207,68
07.06.99	0,015	11,2	134,1
08.06.99	0,011	10,8	148,2
11.06.99	0,001	11,6	191
18.06.99	0,001		
25.06.99	0,001		
05.07.99	0,001	15,9	210
11.07.99	0,001		
19.07.99	0,001		
26.07.99	0,001		
01.08.99	0		
03.08.99	0		
24.08.99	0		
01.09.99	0		

Tab. 31-2: Messstelle 31
von 24.09.99 bis 04.02.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
24.09.99	0		301
10.10.99	0,030	11,2	198
15.11.99	0,130	8,1	154
18.11.99	0,101	7,9	170
11.12.99	4,046	7	110
04.02.00	0,205	5,2	185,4

Tab. 32: Messstelle 32
von 08.05.99 bis 04.02.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99	0,039	7,4	256
15.05.99	0,027	6,7	138
22.05.99	0,014	7,8	155,76
07.06.99	0,024	9	699
08.06.99	0,021	8,3	674
11.06.99	0,014	9,2	196,6
18.06.99	0,003	9,5	87,6
25.06.99	0,004	9	121,3
05.07.99	0,006	11,8	153,3
11.07.99	0,003	14,4	125
19.07.99	0,018	15,4	123
01.08.99	0,001	15,3	115,6
24.08.99	0,005	12,5	135
01.09.99	0		
24.09.99	0,002	13,4	391
18.11.99	0,125	8	208
11.12.99	3,795	6,3	180
04.02.00	0,356	5,2	302

Tab. 34-1: Messstelle 34
von 07.05.99 bis 18.06.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
07.05.99	0,571	10,1	489
08.05.99	0,503	9	431
15.05.99	0,556	8,4	432
22.05.99	0,553	9	467,28
07.06.99	0,447	9,5	486
08.06.99	0,347	9,3	489
11.06.99	0,526	9,2	492
18.06.99	0,372	9,5	87,6

Tab. 34-2: Messstelle 43
von 25.06.99 bis 04.02.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
25.06.99	0,339	9,1	493
05.07.99	0,306	10,6	510
11.07.99	0,293	12,1	493
19.07.99	0,276	12,2	507
26.07.99	0,244	11,7	484
01.08.99	0,247	12,1	456
03.08.99	0,221	12	488
24.08.99	0,206	12,6	523
03.09.99	0,204	12,8	540,36
24.09.99	0,139	12,6	527
10.10.99	0,235	10,4	590
15.11.99	0,294	6,3	554
18.11.99	0,314	6,2	610
11.12.99	1,014	7,2	450
20.12.99	0,655	5,8	576
04.02.00	0,595	6,7	508

Tab. 43: Messstelle 43
von 15.05.99 bis 07.06.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
15.05.99	0,498	7,4	473
22.05.99	0,494	8,5	514,48
07.06.99	0,330	8,7	526
08.06.99	0,415	8,9	491
11.06.99	0,275	8,7	530
18.06.99	0,247	9,2	357
25.06.99	0,254	7,8	524
06.07.99	0,248	9,7	534
11.07.99	0,181	11,3	507
19.07.99	0,194	12,2	527
26.07.99	0,116	11,1	502
01.08.99	0,157	11,1	525
03.08.99	0,109	11	506
24.08.99	0,183	10,6	526
03.09.99	0,188	11,3	525,54
24.09.99	0,120	11,4	521
10.10.99	0,157	9,1	516
15.11.99	0,254	5,9	475
18.11.99	0,313	5,7	524
20.12.99	0,208	6,6	288
04.02.00	1,310	7	504
26.04.00	0,635	8,6	521

Tab. 45: Messstelle 45
von 08.05.99 bis 20.12.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99	0,142	8,3	263
15.05.99	0,110	7,6	276
22.05.99	0,071	8,2	302,08
07.06.99	0,040	9,2	309
08.06.99	0,044	8,9	310
11.06.99	0,040	9	309
18.06.99	0,031	9,3	213
25.06.99	0,032	8,9	306
06.07.99	0,034	10	313
11.07.99	0,025	11,2	305
19.07.99	0,032	11,7	313
26.07.99	0,010	11	298
01.08.99	0,019	11,8	277
03.08.99	0,001	11,7	309
24.08.99	0,025	11,2	311
03.09.99	0,024	11,7	314,64
24.09.99	0,016	12,1	319
10.10.99	0,027	9,9	308
15.11.99	0,045	7,1	300
18.11.99	0,055	7,1	334
20.12.99	0,946	6,5	494

Tab. 50: Messstelle 50
von 08.05.99 bis 15.11.99

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
08.05.99		10,8	377
15.05.99		10,2	371
22.05.99		10,3	375
07.06.99		11	417
11.06.99		9,7	423
18.06.99		11,3	429
25.06.99		9	424
05.07.99		13,2	422
11.07.99		15,2	414
19.07.99		13,4	421
26.07.99		12,5	419
01.08.99		11,1	425
03.08.99		11,7	415
24.08.99		13,3	423
24.09.99		14,3	435
10.10.99		10,5	403
15.11.99		3,6	346

Tab. 51: Messstelle 51
von 01.08.99 bis 25.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
01.08.99	12,1828	12,6	424
24.08.99	16,0582	12,6	421
24.09.99	15,5173	13,6	446
10.10.99		10,1	389
15.11.99		3,6	470
18.11.99	35,135	3,8	314
20.12.99		3,9	273
03.02.00	141,161	5,3	275
23.02.00		5,7	283
02.03.00		4	164,8
09.03.00		6,9	256
30.03.00		6,4	242
25.04.00	64,343	13	353

Tab. 52: Messstelle 52
von 19.07.99 bis 26.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
19.07.99	0,156	10,9	1649
01.08.99	0,084	11	1609
24.08.99	0,077	10,9	1567
03.09.99	0,073	10,7	1535,58
24.09.99	0,055	10,7	1628
10.10.99	0,058	10,6	1570
15.11.99	0,628	10,2	1386
18.11.99	0,076	10	1572
11.12.99	0,105	10,3	1605
20.12.99	0,287	10,3	1654
03.02.00	0,386	10,6	1582
23.02.00	0,382	10,5	1692
02.03.00	0,568	10,2	1182
09.03.00	0,545	10,2	1450
30.03.00	0,258	10,5	1419
26.04.00	0,402	10,6	1675

Tab. 59: Messstelle 59
von 07.05.99 bis 27.04.00

Datum	Abfluss in l/s	Temp. in °C	el. Leitf. in µS/cm
07.05.99	2,000	10,8	526
15.05.99	1,660	8	465
22.05.99	1,240	9,9	509,76
07.06.99	0,977	9,8	523
08.06.99	1,082	9,8	514
11.06.99	0,953	8,6	527
18.06.99	0,745	9,4	354
25.06.99	0,680	7,5	515
06.07.99	0,650	10,4	524
11.07.99	0,494	12,4	497
19.07.99	0,527	10,6	524
26.07.99	0,489	10,4	503
01.08.99	0,423	11,7	520
03.08.99	0,422	10,1	510
24.08.99	0,378	12,7	513
03.09.99	0,418	12	515,28
24.09.99	0,302	12,7	524
10.10.99	0,545	10	528
18.11.99	0,694	3,7	513
11.12.99	1,658	6,5	452
20.12.99	3,340	5,8	458
04.02.00	3,595	6,4	472
23.02.00	4,056	6,8	476
02.03.00	4,863	5,7	286
09.03.00	5,300	7	430
30.03.00	4,188	6,7	410
27.04.00	1,982	8,5	505

Messstelle 0

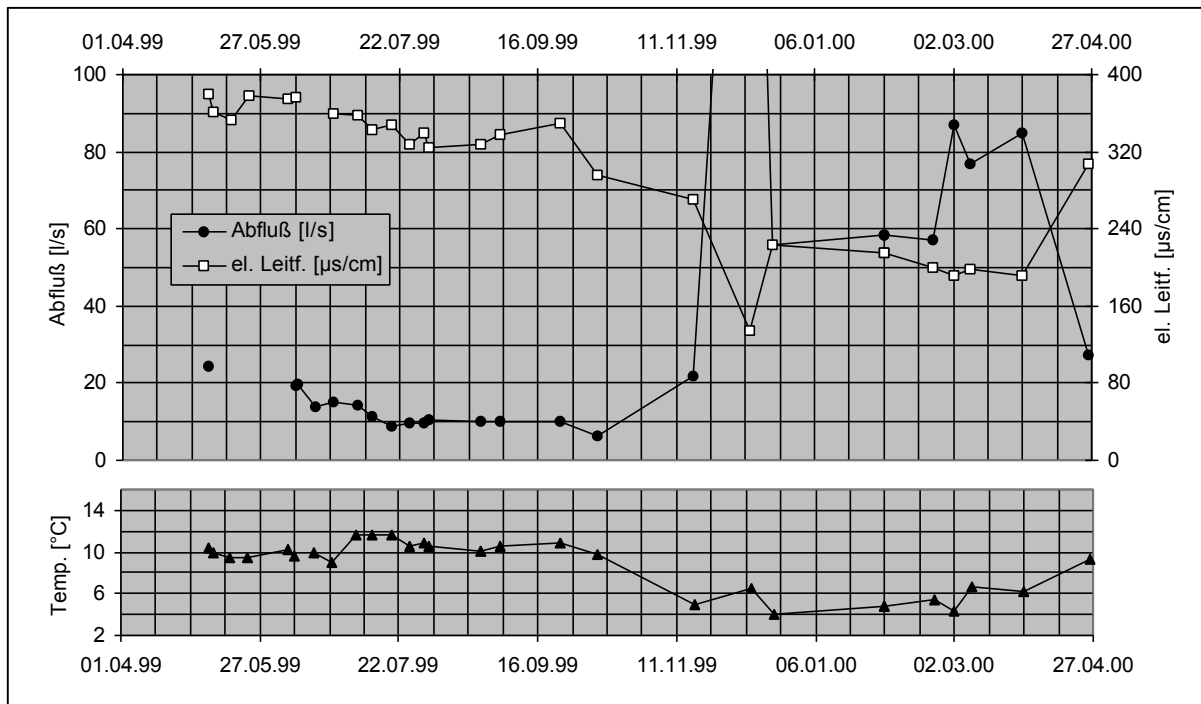


Abb. 0: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 0

Messstelle 1

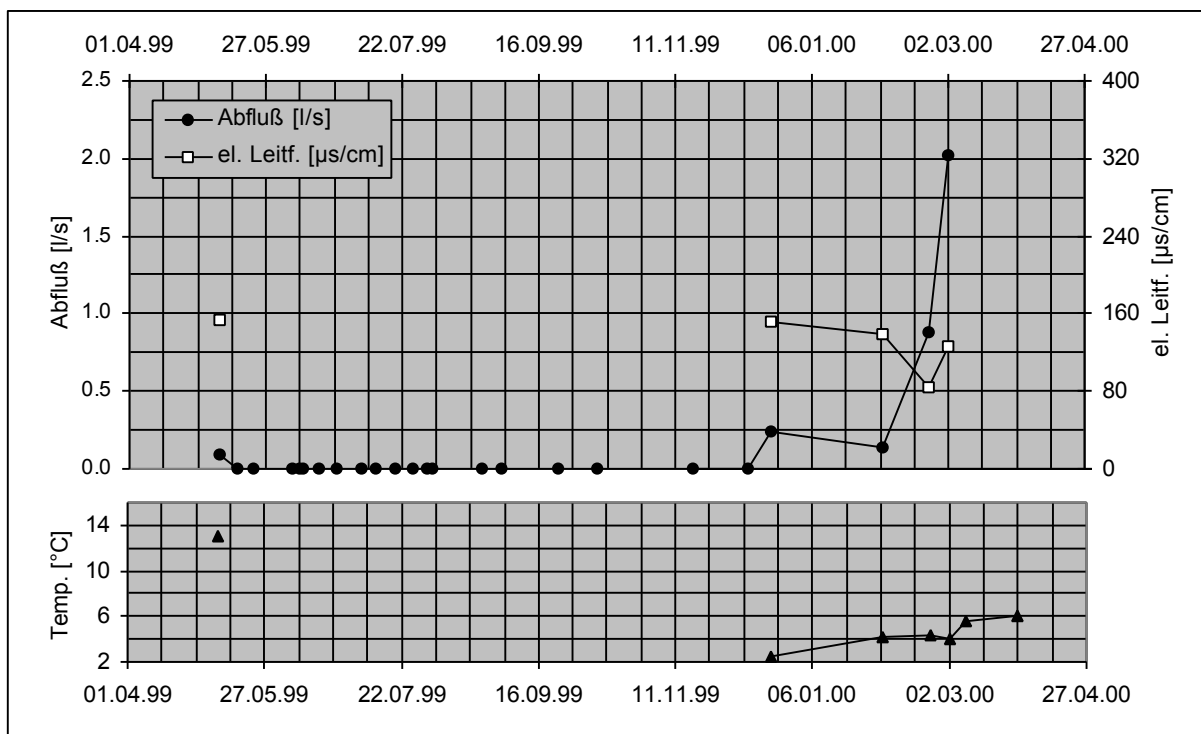


Abb. 1: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 1

Messstelle 2

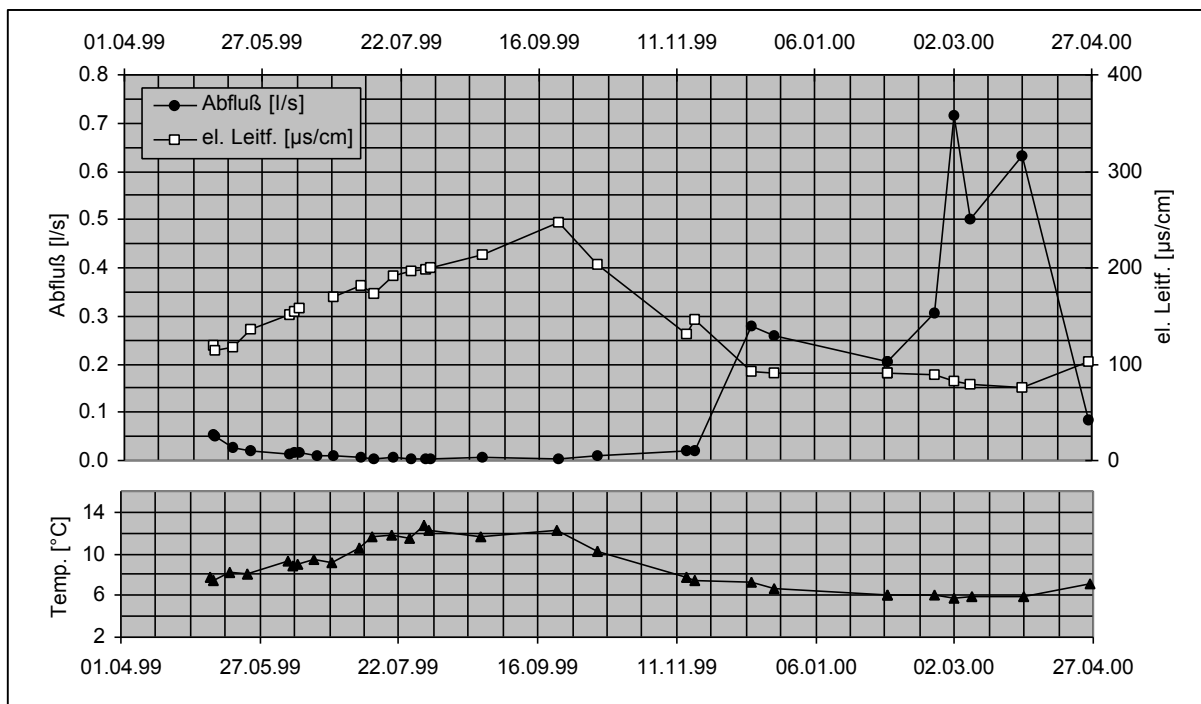


Abb. 2: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 2

Messstelle 3

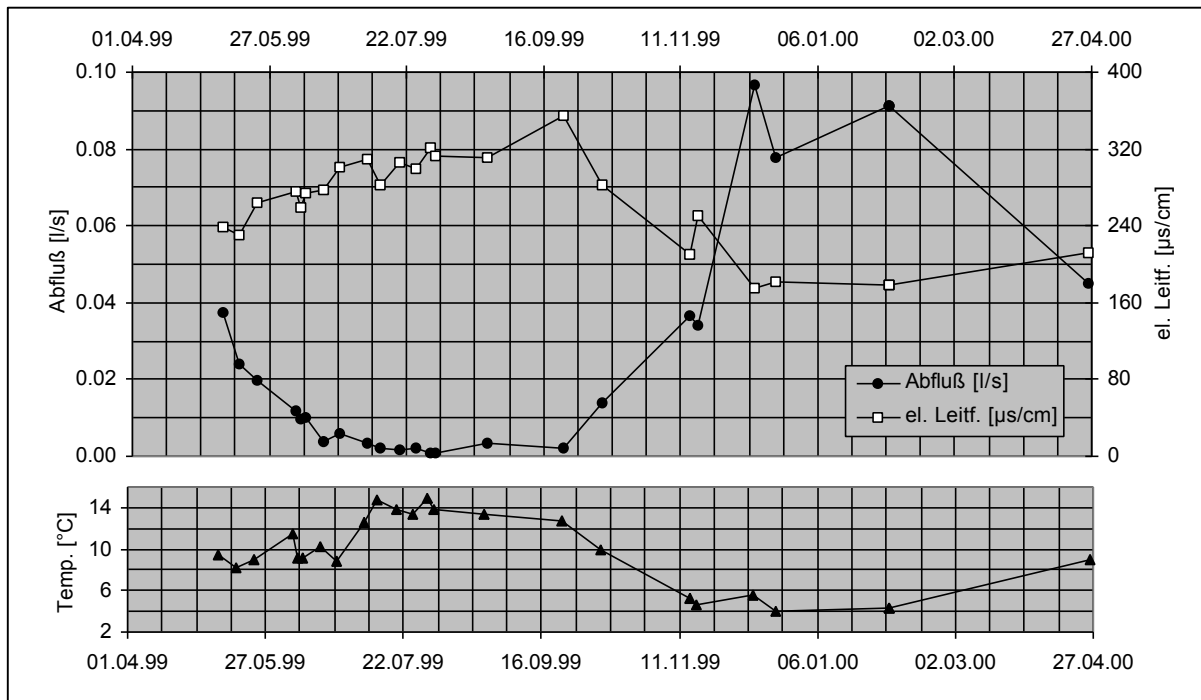


Abb. 3: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 3

Messstelle 5

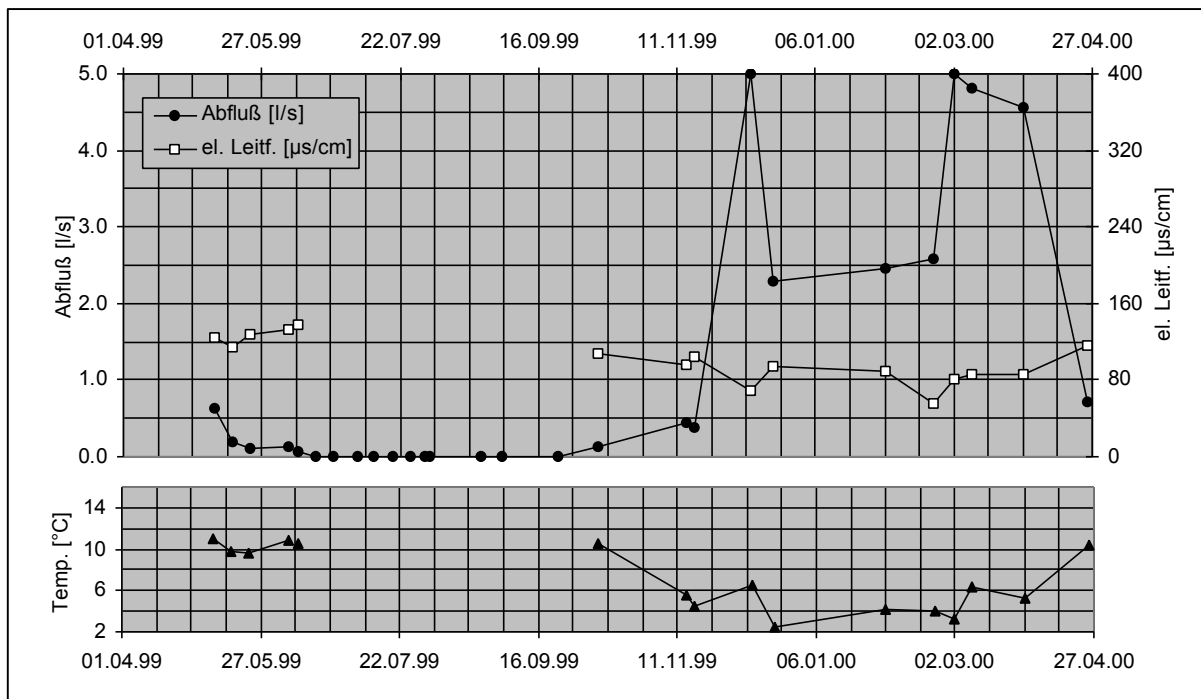


Abb. 5: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 5

Messstelle 6

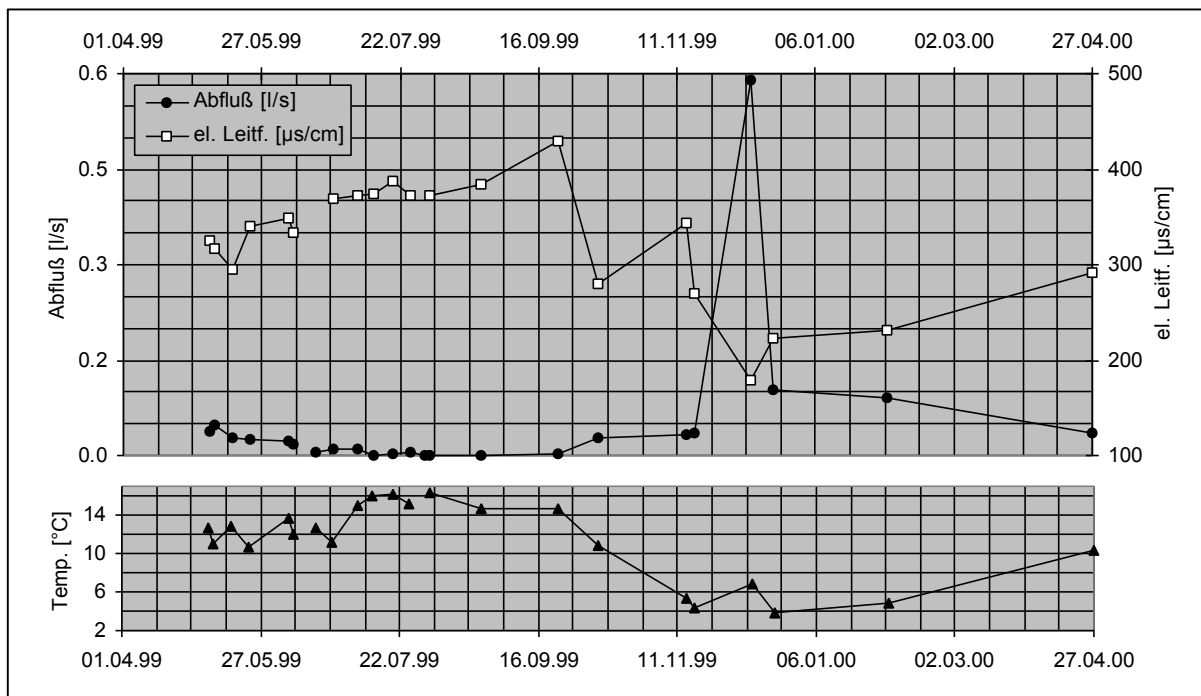


Abb. 6: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 6

Messstelle 7

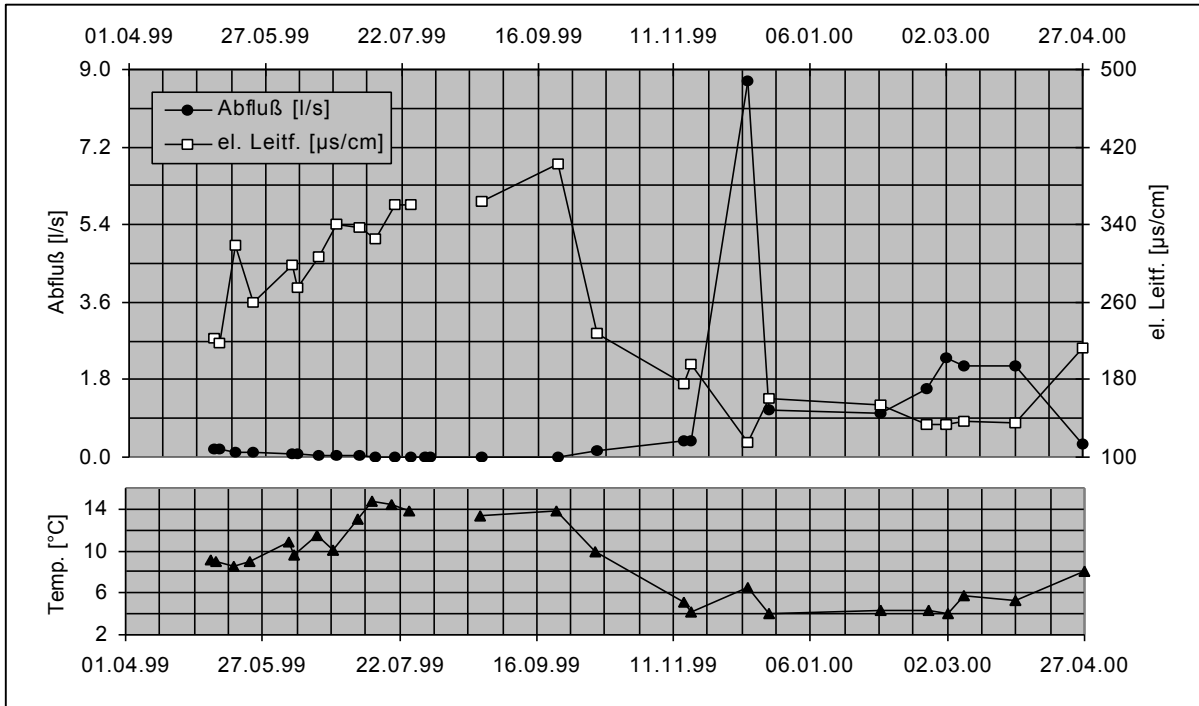


Abb. 7: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 7

Messstelle 8

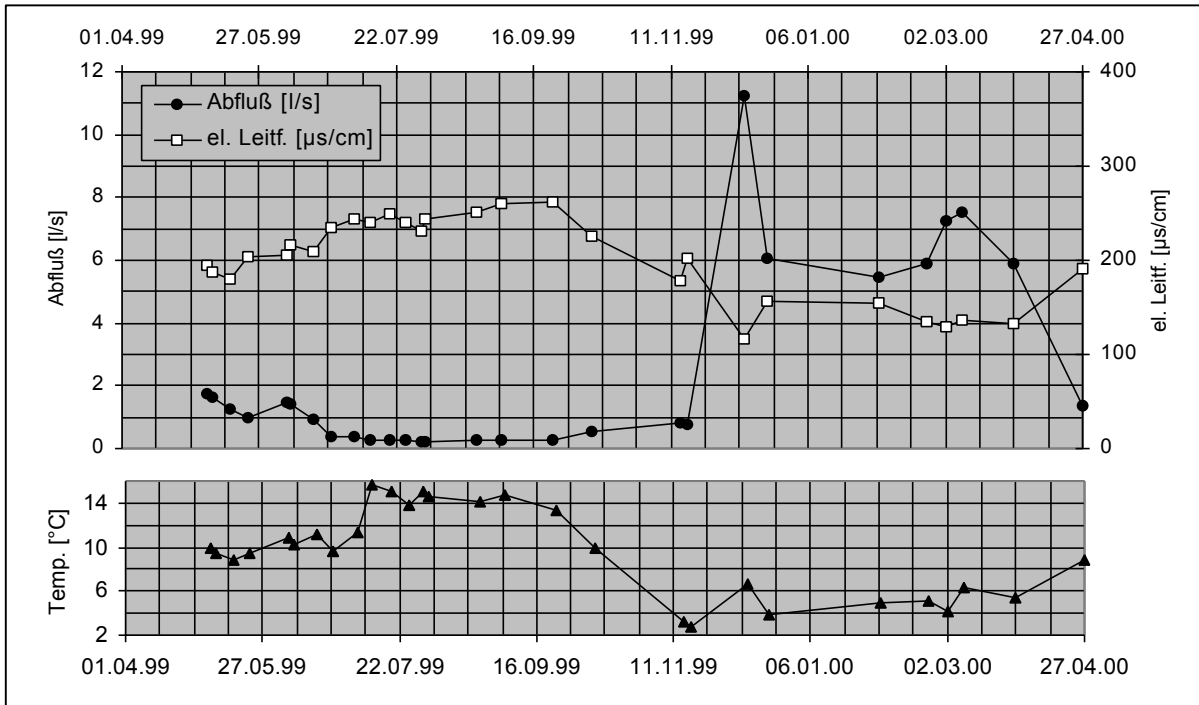


Abb. 8: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 8

Messstelle 9

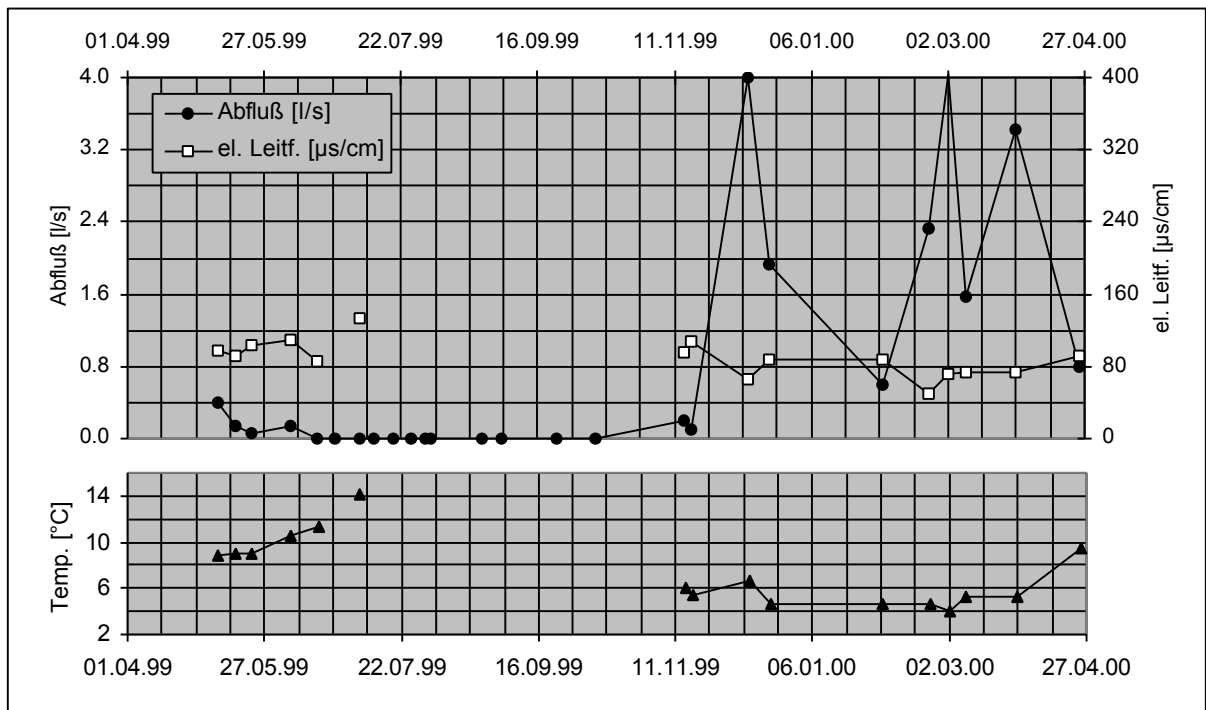


Abb. 9: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 9

Messstelle 10

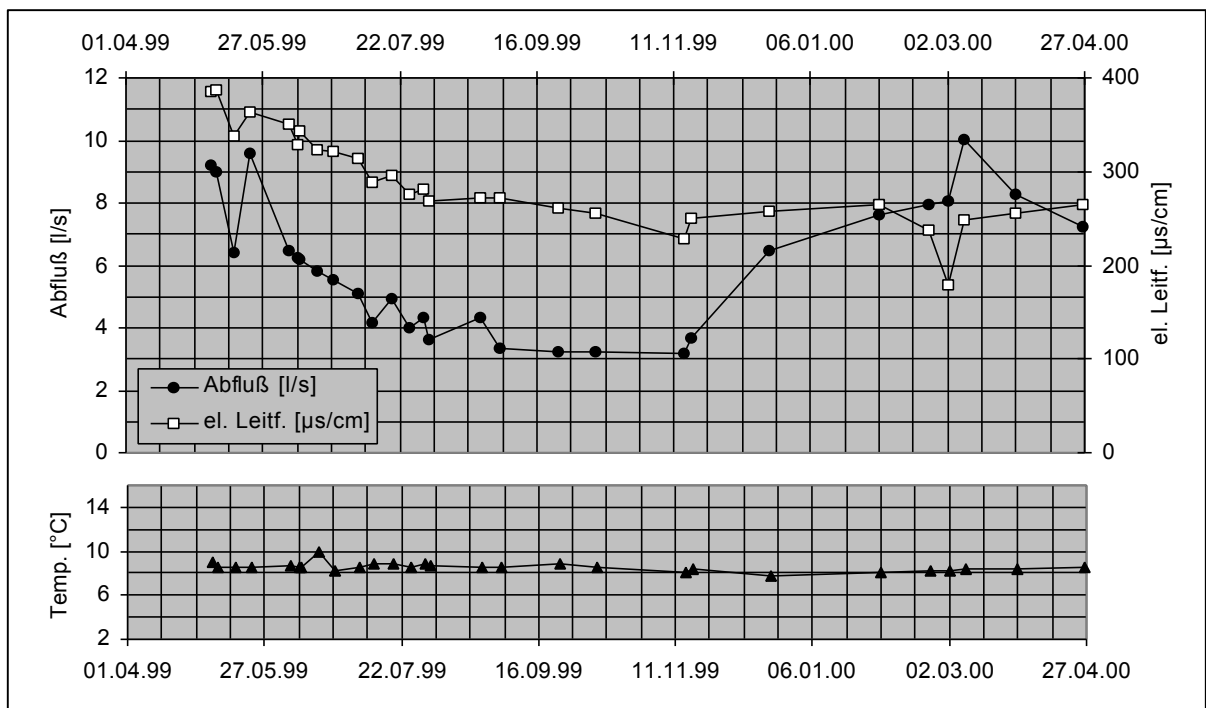


Abb. 10: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 10

Messstelle 11

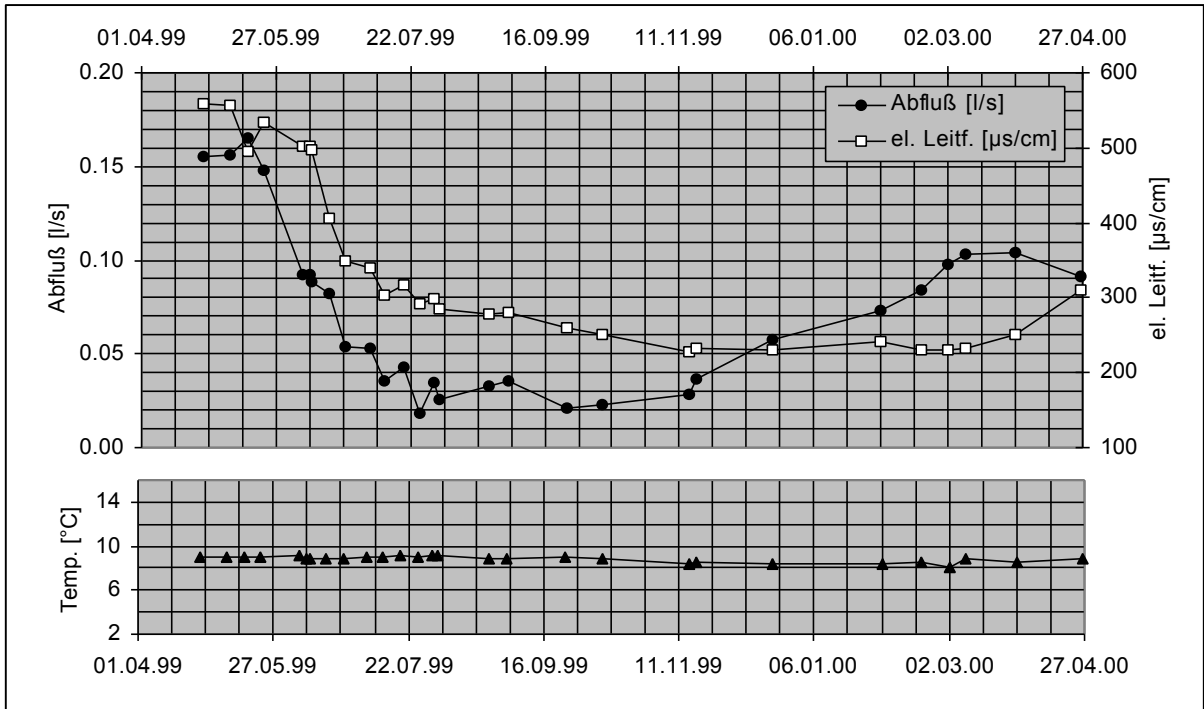


Abb. 11: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 11

Messstelle 12

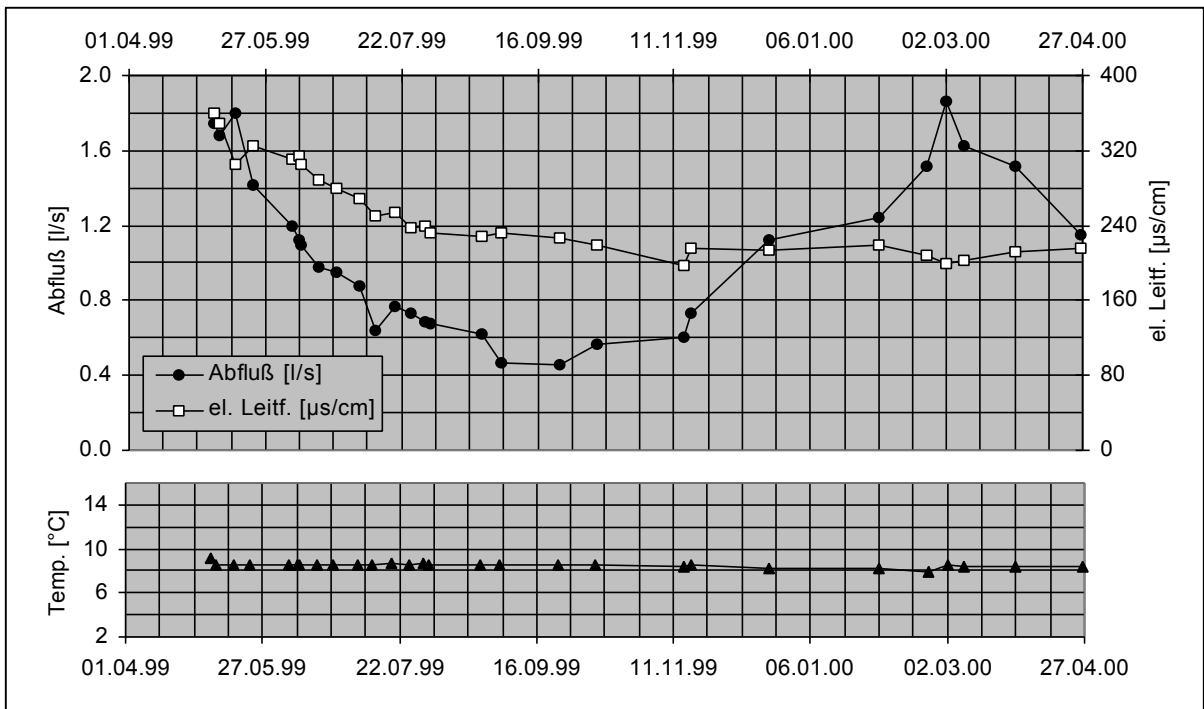


Abb. 12: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 12

Messstelle 13

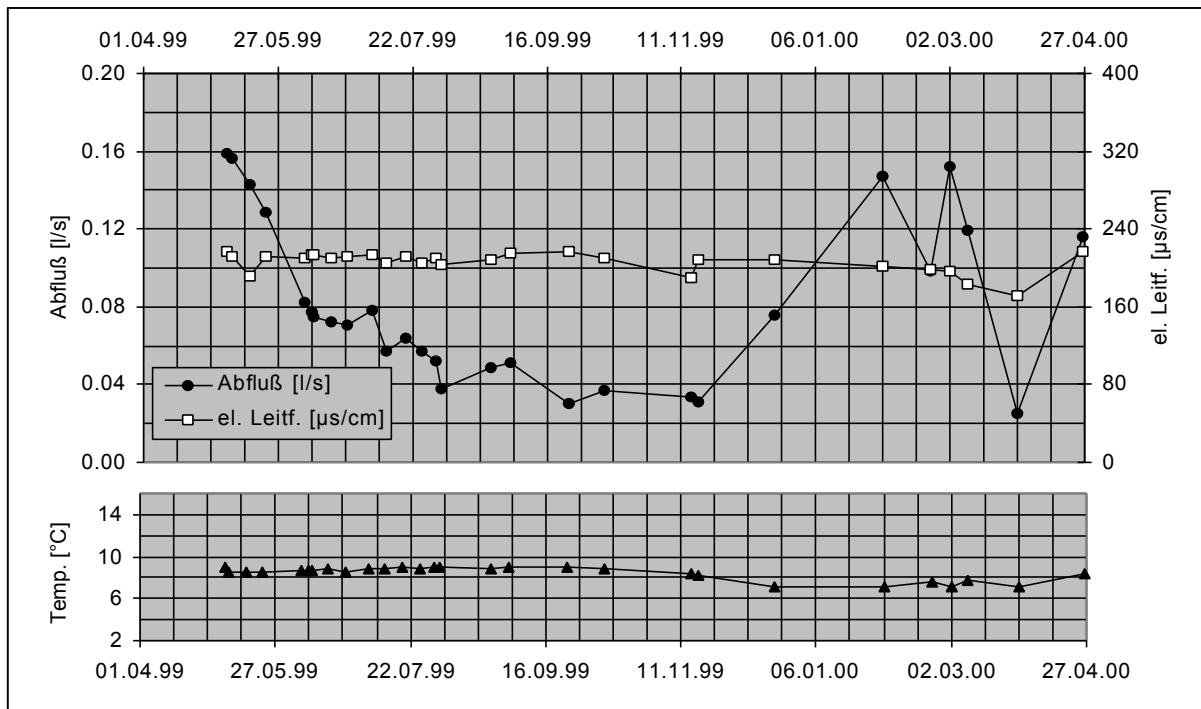


Abb. 13: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 13

Messstelle 14

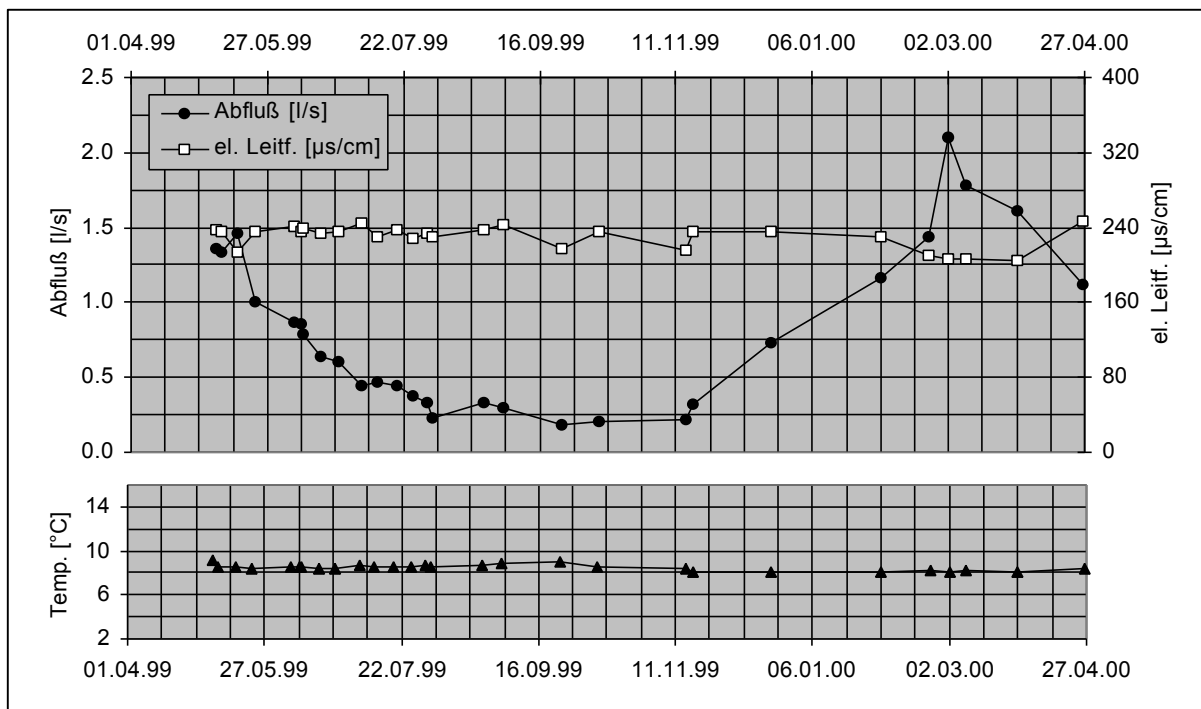


Abb. 14: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 14

Messstelle 15

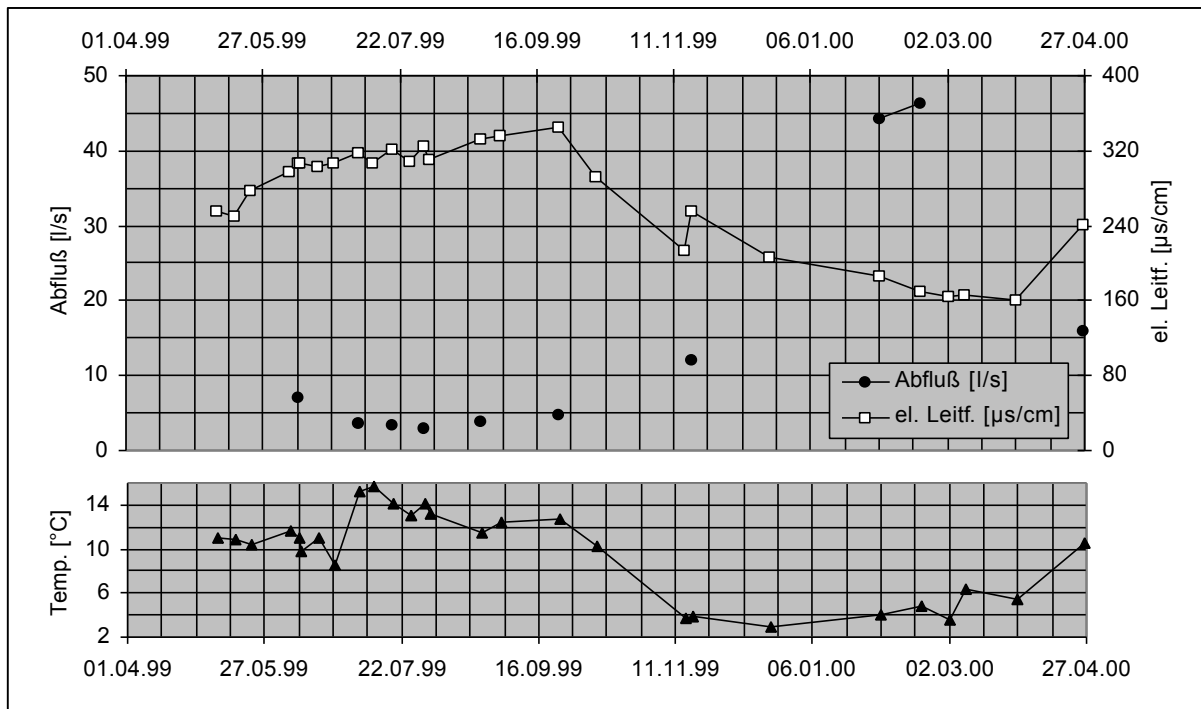


Abb. 15: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 15

Messstelle 16

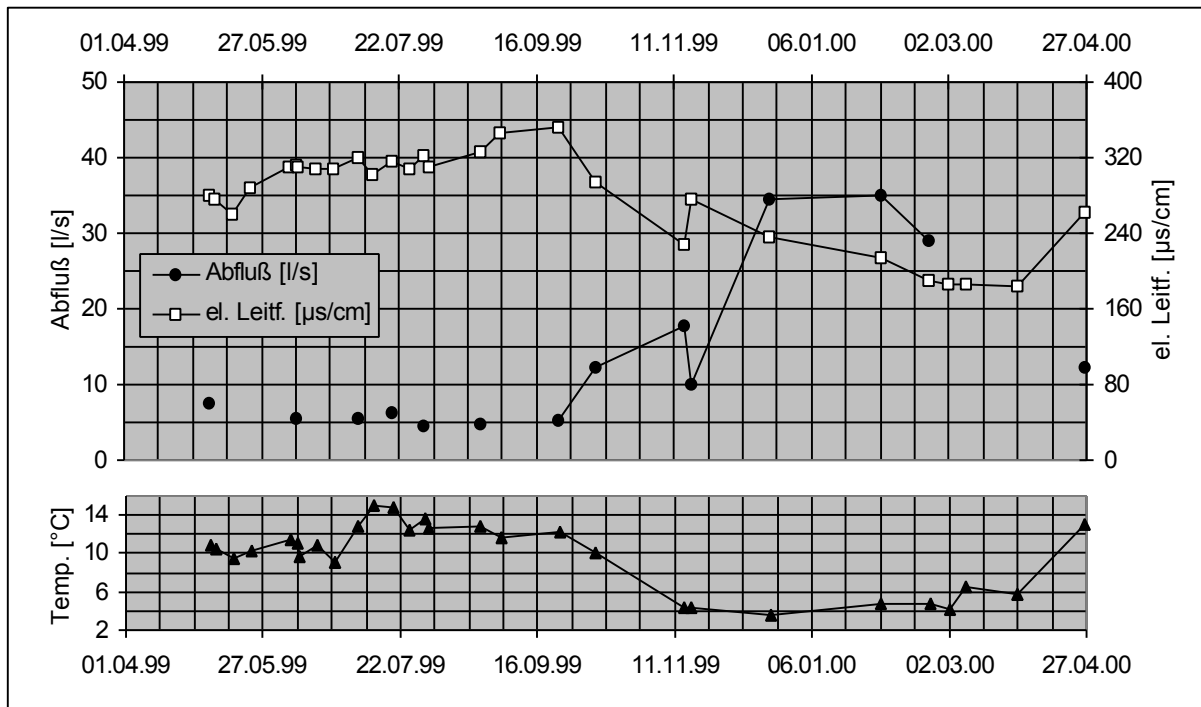


Abb. 16: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 16

Messstelle 17

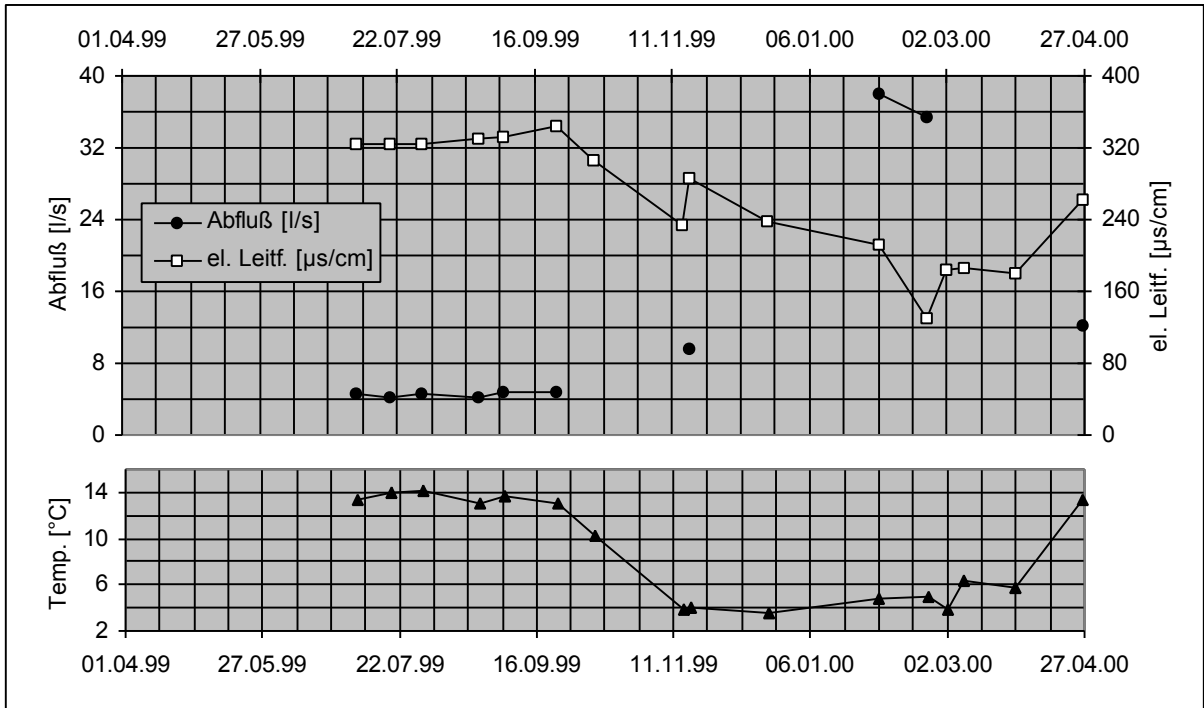


Abb. 17: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 17

Messstelle 18

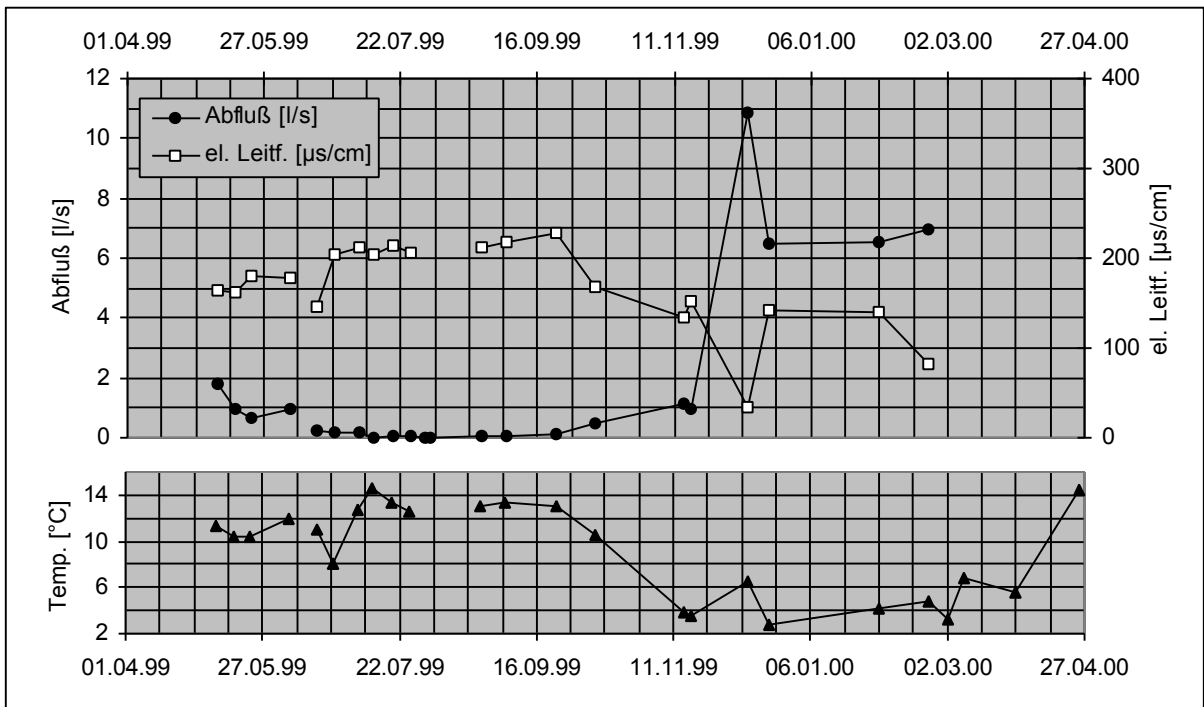


Abb. 18: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 18

Messstelle 19

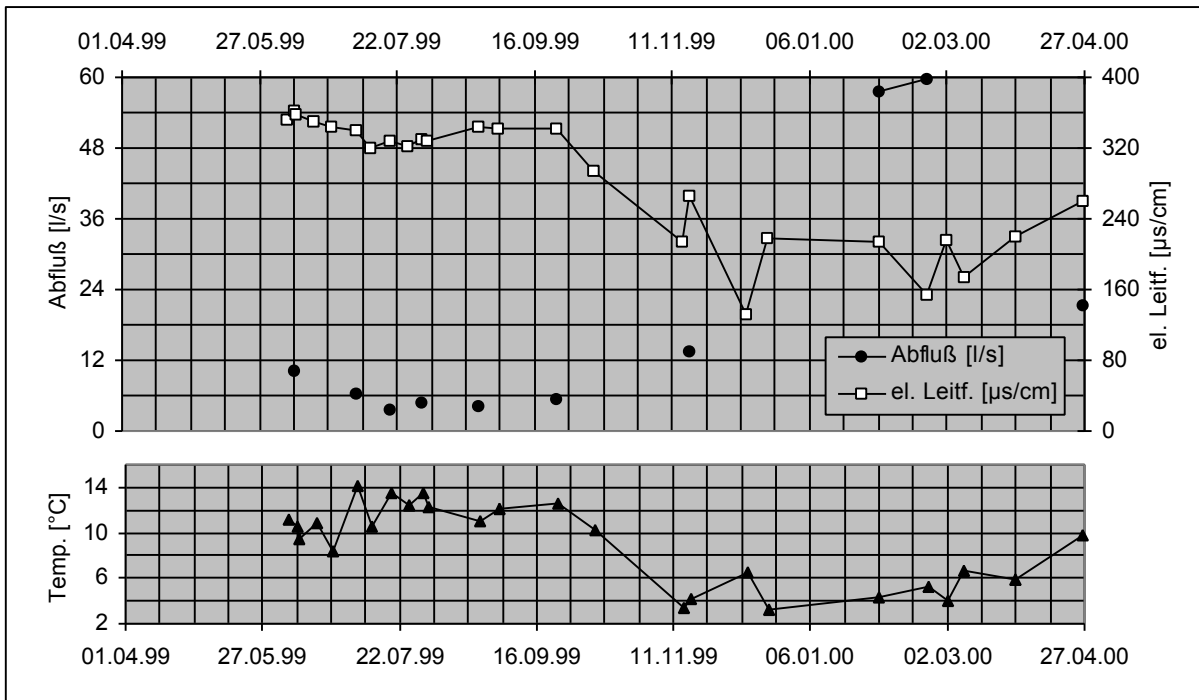


Abb. 19: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 19

Messstelle 20

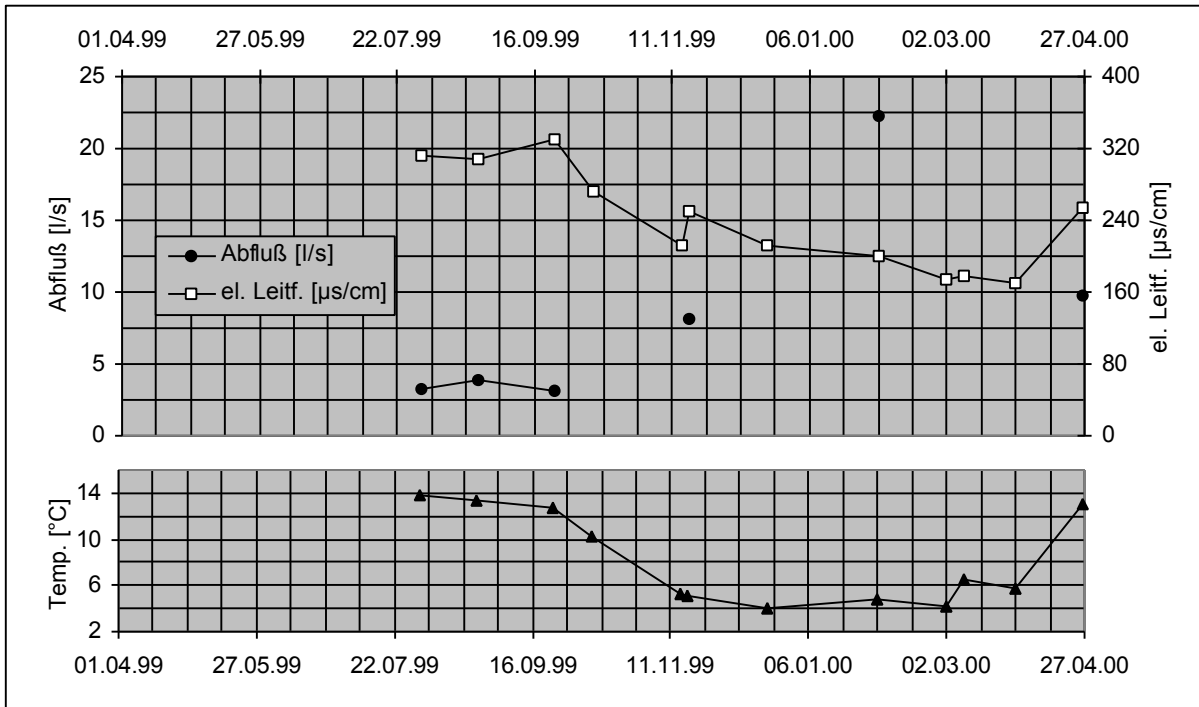


Abb. 20: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 20

Messstelle 21

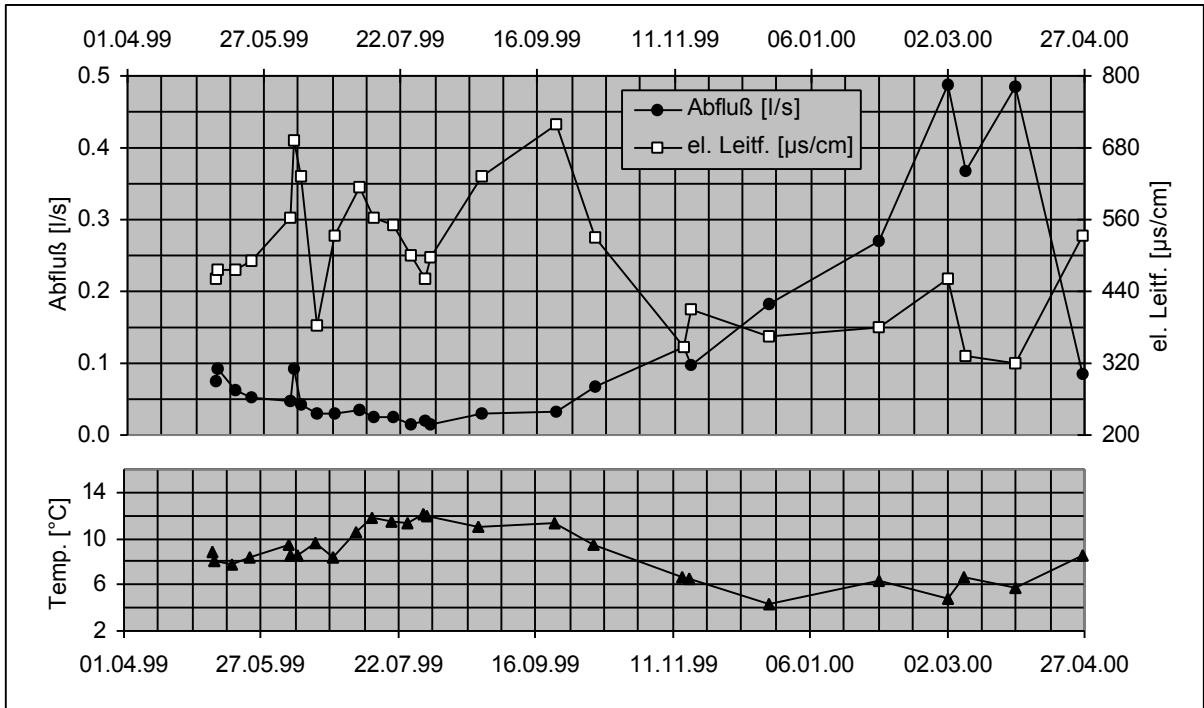


Abb. 21: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 21

Messstelle 31

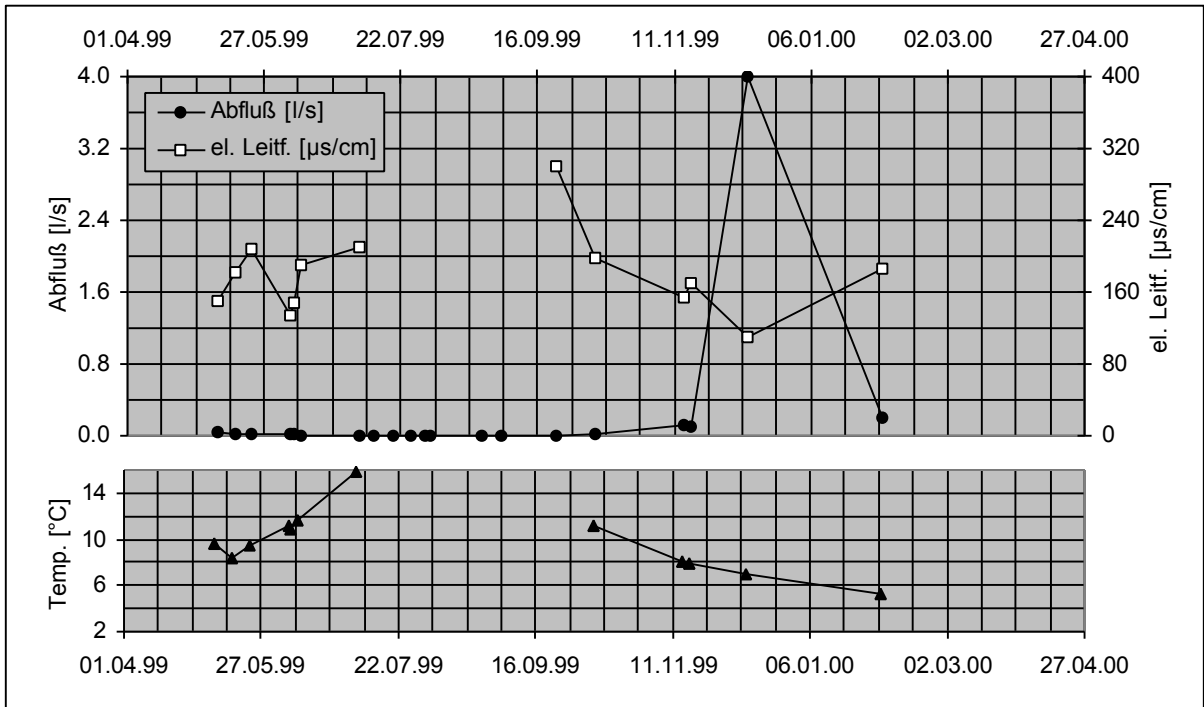


Abb. 31: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 31

Messstelle 32

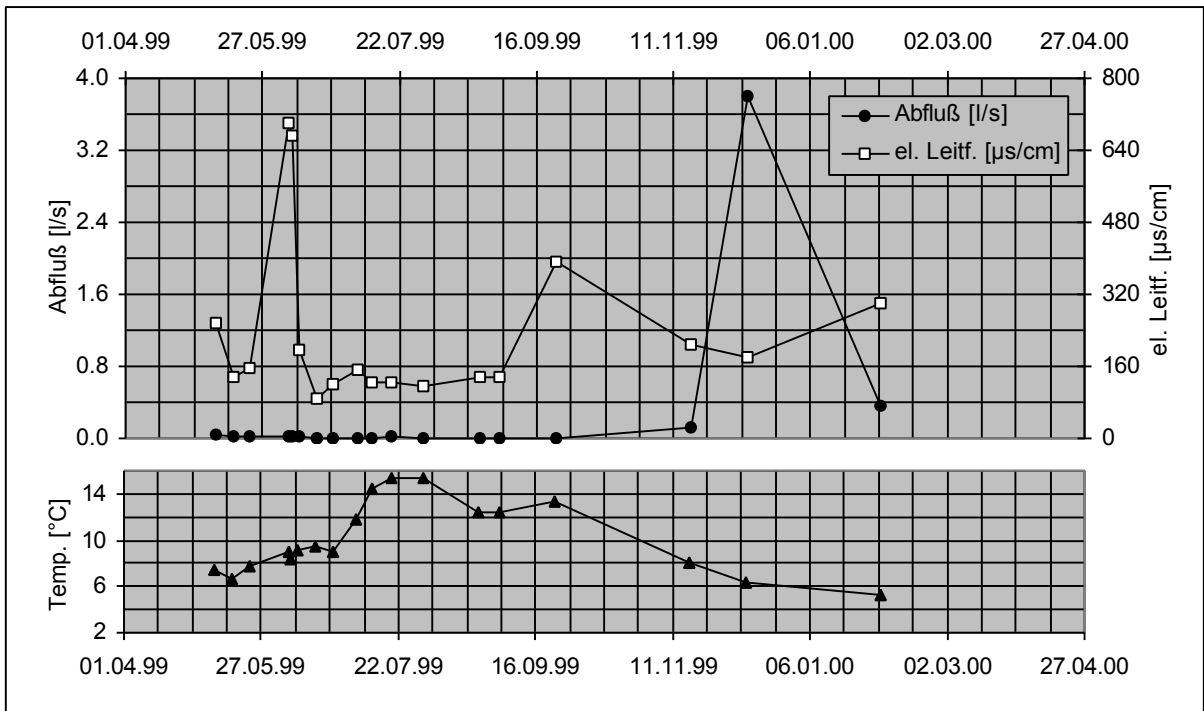


Abb. 32: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 32

Messstelle 34

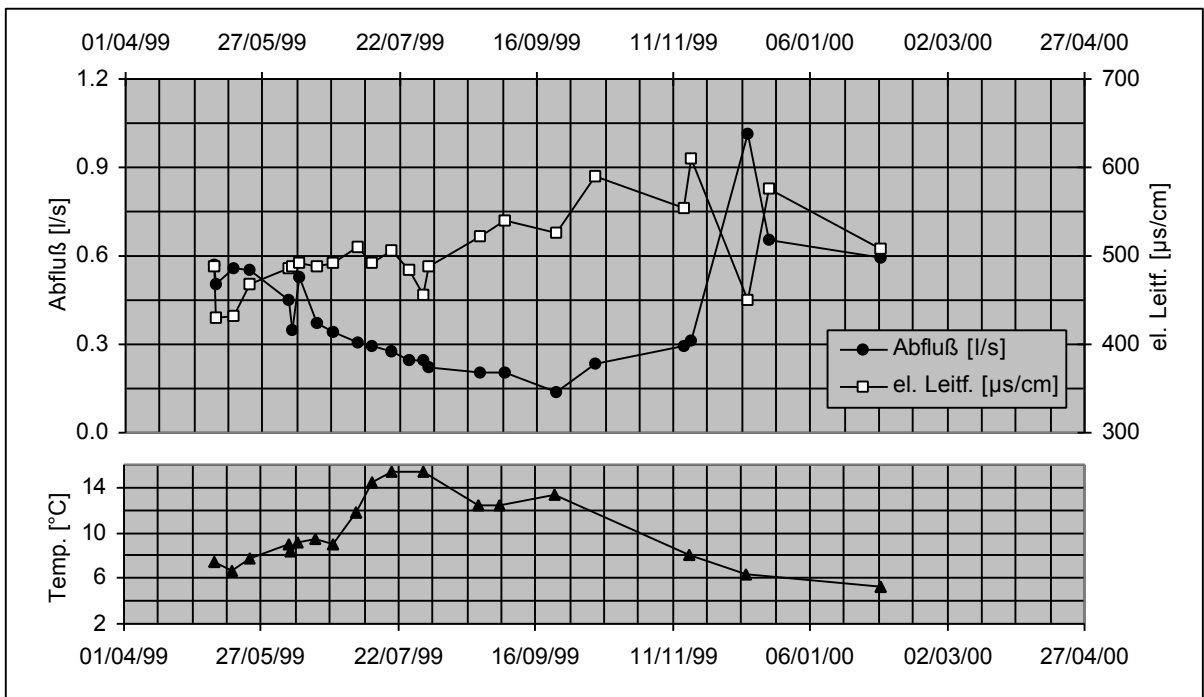


Abb. 34: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 34

Messstelle 43

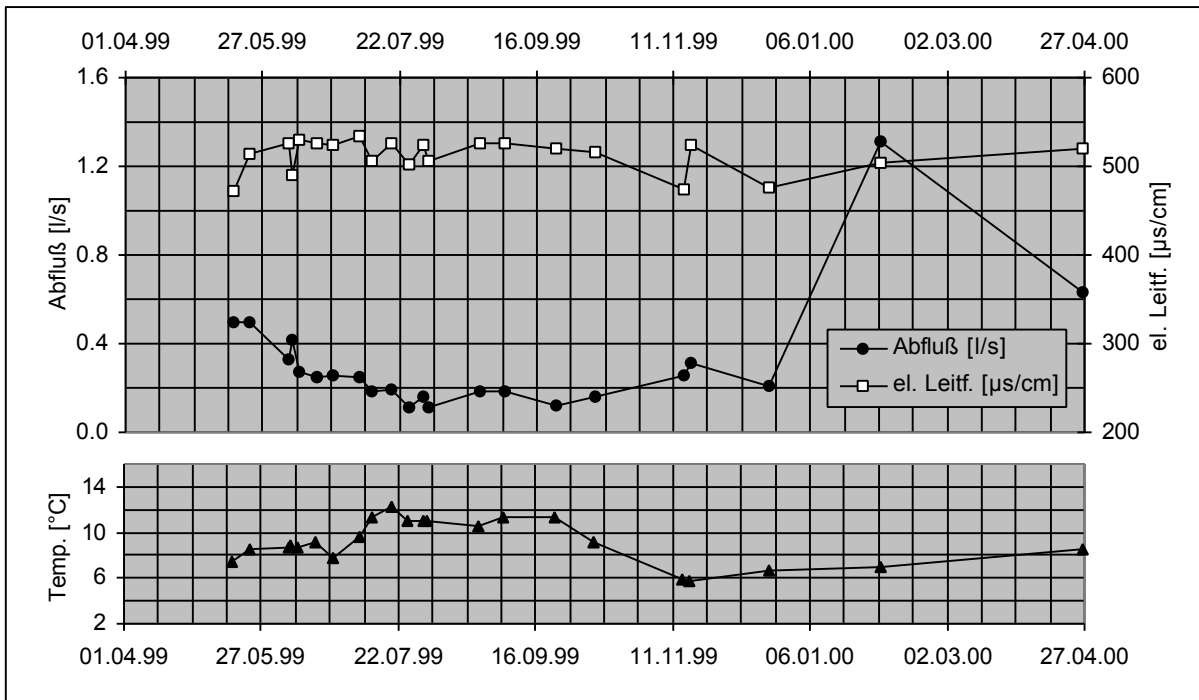


Abb. 43: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 43

Messstelle 45

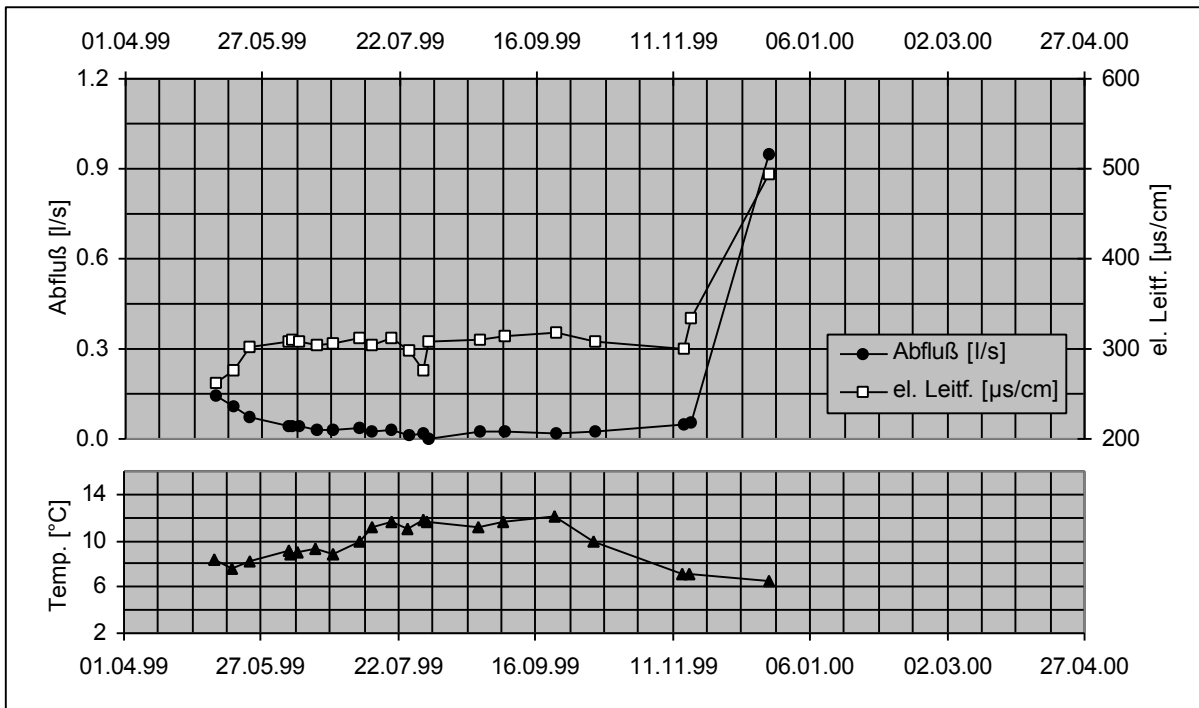


Abb. 45: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 45

Messstelle 51

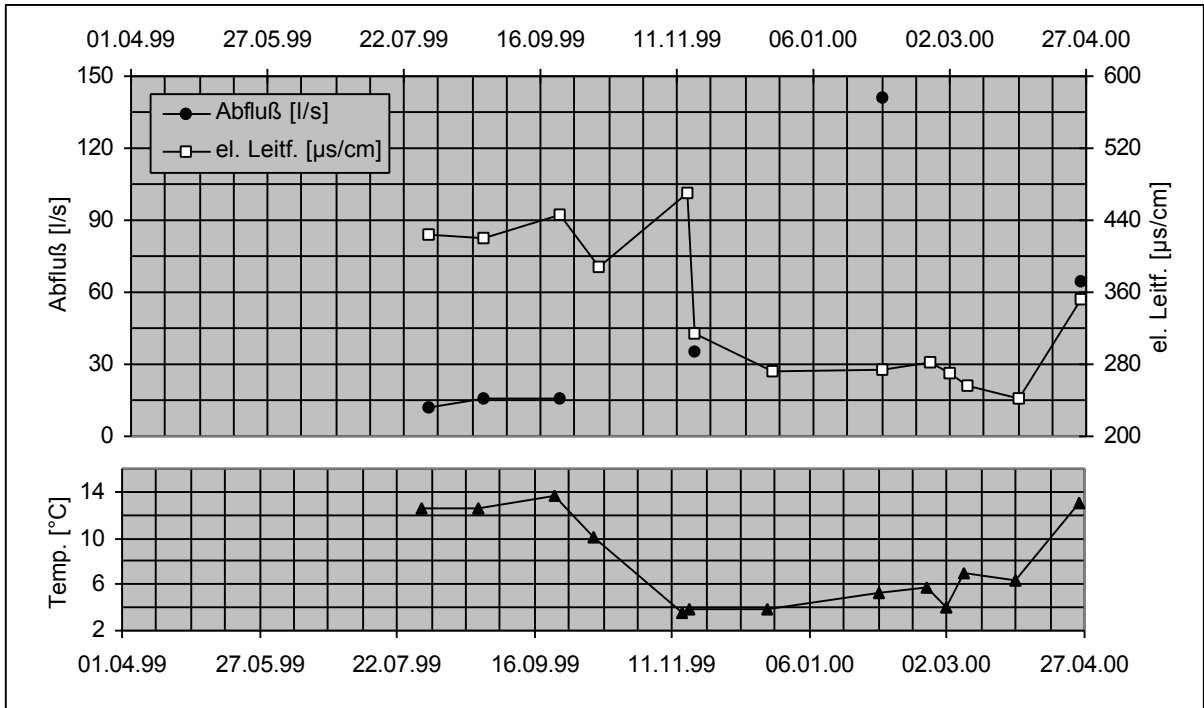


Abb. 51: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 51

Messstelle 52

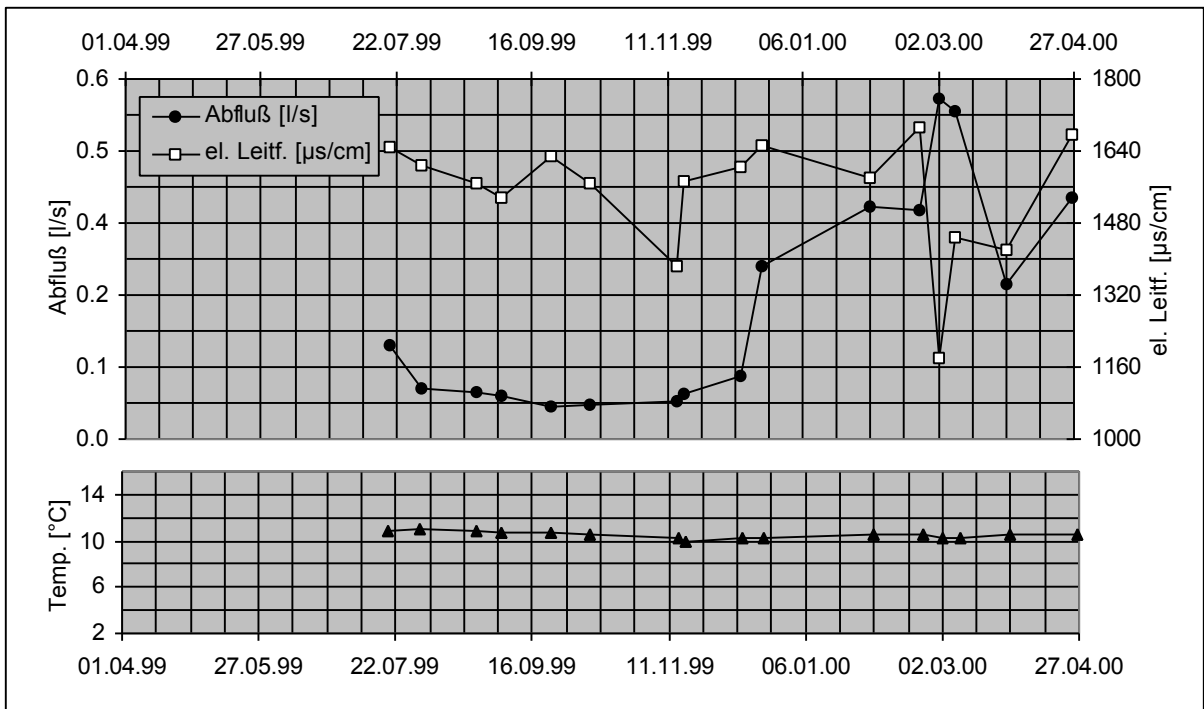


Abb. 52: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 52

Messstelle 59

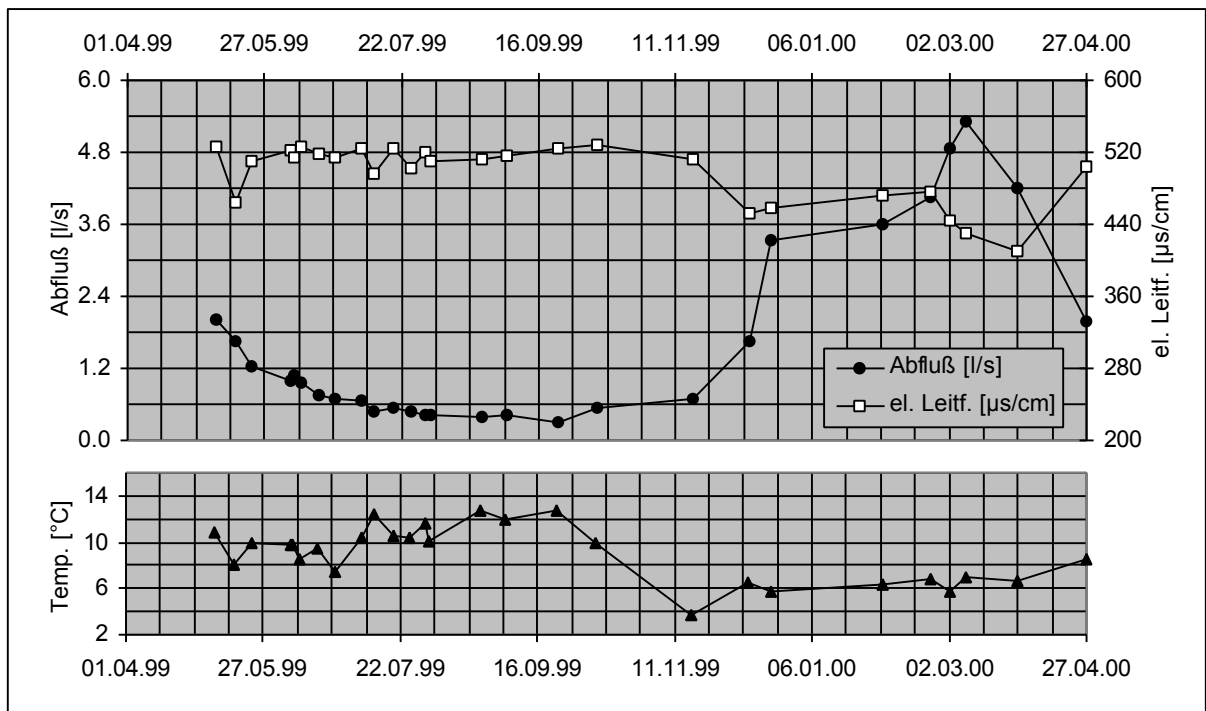


Abb. 59: Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur an der Messstelle 59

Tab. 1: Koordinaten und Höhen der Bohransatzpunkte sowie verschiedener Punkte in Oberflächengewässern

Punkt	Rechtswert in m	Hochwert in m	Höhe in m NN
Geeser Bach (16)	2551635	5563685	ca, 471
Geeser Bach (17)			
Geeser Bach (15) bei B2	2551121,07	5564344,22	444,43 *
Geeser Bach (19)	2551107,90	5564388,43	443,60 *
Geeser Bach (0)			
B1 Bohransatzpunkt	2551205	5564005	471,4
B2 Bohransatzpunkt	2551101	5564347	448,1
Quellhorizont (10)	2551112,45	5564392,43	443,52 *
Quellhorizont (11)	2551117,45	5564390,67	443,62 *
Quellhorizont (12)**	2551119,83	5564388,95	443,64 *
Quellhorizont (13)	2551124,50	5564389,06	443,64 *
Quellhorizont (14)	2551130,59	5564377,51	443,74 *

* Wasserspiegelhöhen

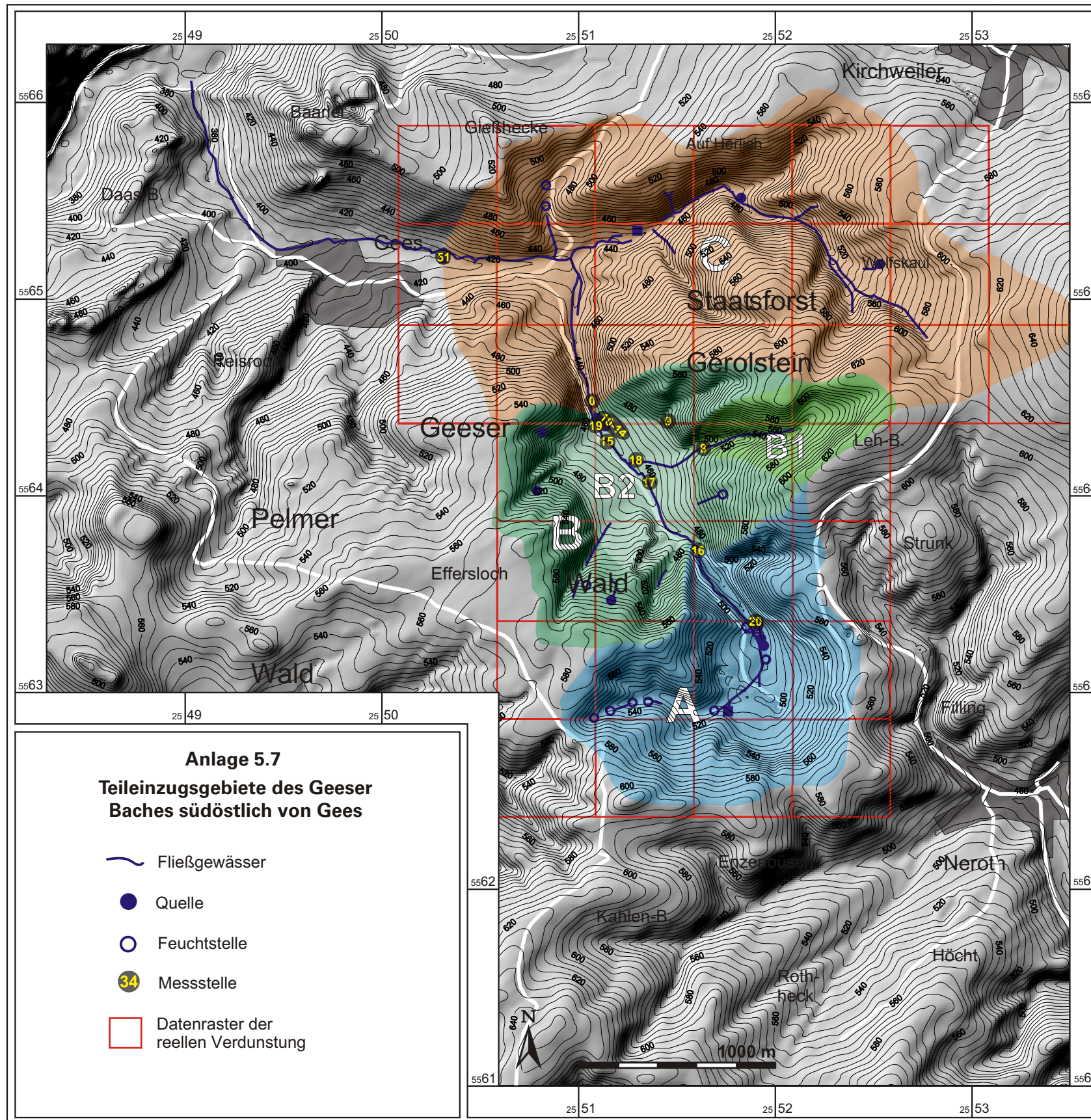
**artesischer Quelldruck bis 443.78 m ü.NN beobachtbar

Tab. 2: Grundwasserzutritte und Grundwasserstände während der Bohrarbeiten

Bohrung	Grundwasserzutritte in m unter Flur	Grundwasserstand in m unter Flur
B1	19 - 21	21,08 fallend
B1	21 - 22	21,03 steigend
B1	24 - 25	24,11
B1	27 - 28	26,86 deutlich steigend
B1	31 - 32	26,95 deutlich steigend
B1	38 - 39	-
B1	40 - 41	-
B1	43 - 45	-
B2	ab 8	bei 4

Tab. 3: Ruhewasserspiegel und Absenkung (nach 4h) während des Klarspülens (26.09.00)

Bohrung	Grundwasserspiegel unter Flur [m]	Absenkung nach 4h Klarspülen [m]	Förderrate während des Klarspülens [l/s]
B1 – Ruhewasserspiegel	26,08		
B1 – Absenkung (nach 4h)	27,18	1,10	0,488
B1 – Wiederanstieg (nach 30 min)	26,39		
B2 – Ruhewasserspiegel	3,79		
B2 – Absenkung (nach 4h)	3,85	0,06	0,625
B2 – Wiederanstieg (nach 30 min)	3,79		



Messstelle 0

Messstellenklasse: Geeser Bach

H: 2551070 R: 5564465 Z: 440 m NN

Tab. 0-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	24.5	10.4	380	6.82	274	Mg-Ca-HCO ₃	4.07	4.06	0.0
10.06.99	19.3	9.6	377	6.91	234	Mg-Ca-HCO ₃	4.05	4.01	0.5
05.07.99	14.1	11.6	358	6.76	183	Ca-Mg-HCO ₃	3.88	3.75	1.8
24.08.99	10.2	10.1	328	6.94	234	Ca-Mg-HCO ₃	3.35	3.49	-2.1
25.09.99	10.1	10.9	350	6.96	248	Ca-Mg-HCO ₃	3.35	3.35	0.1
18.11.99	21.8	4.9	270	7.33	286	Ca-Mg-Na-HCO ₃	2.82	2.72	1.7
03.02.00	58.4	4.8	215	7.00	294	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	2.12	2.05	1.6
26.04.00	27.4	9.3	308	6.85	252	Ca-Mg-HCO ₃	3.24	3.04	3.2
26.09.00	22.5	9.9	267	6.98	73	Ca-Mg-HCO ₃	2.85	2.80	1.0

Tab. 0-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	11.80	7.17	25	27	1.68	9.4	0.010	0.028	0.09
10.06.99	12.05	7.62	25	26	1.66	9.3	0.009	0.033	0.08
05.07.99	12.17	8.06	18	33	1.57	8.8	0.008	0.085	n.a.
24.08.99	10.90	7.27	14	30	1.34	7.5	0.007	0.026	n.a.
25.09.99	10.30	6.27	16	29	1.37	7.7	0.008	0.035	n.a.
18.11.99	13.39	4.76	10	25	1.05	5.9	0.006	0.059	n.a.
03.02.00	11.43	3.27	8	17	0.77	4.3	0.077	0.041	n.a.
26.04.00	11.32	6.25	15	27	1.29	7.2	0.015	0.074	n.a.
26.09.00	12.52	5.09	12	23	1.09	6.1	0.015	0.065	0.09

Tab. 0-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	12	17	201	4	0.01	0.25	n.a.	<10	9.3
10.06.99	13	16	196	5	<0.01	0.34	11.4	38	9.2
05.07.99	11	16	185	4	n.a.	0.38	12.5	30	9.6
24.08.99	12	16	165	6	n.a.	0.36	12.7	16	9.3
25.09.99	13	15	158	5	n.a.	0.34	11.9	12	7.5
18.11.99	18	17	110	4	n.a.	0.24	9.1	<10	9.7
03.02.00	19	18	63	7	n.a.	0.14	6.6	<10	11.5
26.04.00	13	15	140	3	n.a.	0.20	9.7	16	8.7
26.09.00	14	13	128	3	n.a.	0.22	9.3	13	8.7

Messstelle 2

Messstellenklasse: unterdevonisches Grundgebirge

H: 2550820 R: 5564290 Z: 495 m NN

Tab. 2-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
07.05.99	0.054	7.7	120	6.77	377	Mg-Ca-HCO ₃ -SO ₄	1.19	1.15	1.7
09.06.99	0.017	8.8	155	6.73	221	Mg-Ca-HCO ₃	1.54	1.53	0.2
06.07.99	0.008	10.5	182	6.99	224	Ca-Mg-HCO ₃	1.86	1.94	-2.1
24.08.99	0.006	11.6	213	7.08	393	Ca-Mg-HCO ₃	2.29	2.23	1.4
24.09.99	0.004	12.2	247	7.21	320	Ca-Mg-HCO ₃	2.68	2.57	2.0
18.11.99	0.019	7.4	147	8.02	266	Ca-Mg-HCO ₃	1.48	1.47	0.1
04.02.00	0.205	6	91	6.52	197	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	0.93	0.86	4.3
26.04.00	0.086	7.1	102	6.58	352	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	0.94	0.94	-0.3
26.09.00	0.020	10.8	138.6	6.93	76	Ca-Mg-HCO ₃	1.40	1.35	1.9

Tab. 2-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
07.05.99	2.56	1.35	7	9	0.52	2.9	0.001	0.009	<0.05
09.06.99	2.82	2.17	10	10	0.68	3.8	0.001	0.007	<0.05
06.07.99	2.89	1.98	9	18	0.84	4.7	0.001	0.026	n.a.
24.08.99	3.19	2.27	12	22	1.05	5.9	0.001	0.017	n.a.
24.09.99	3.31	2.42	14	26	1.24	6.9	0.001	0.007	n.a.
18.11.99	2.96	1.65	8	13	0.65	3.7	0.002	0.013	n.a.
04.02.00	2.34	1.17	4	10	0.40	2.2	0.001	0.012	n.a.
26.04.00	2.43	1.30	4	9	0.40	2.2	0.001	0.021	n.a.
26.09.00	3.04	1.79	7	13	0.61	3.4	0.001	0.007	0.06

Tab. 2-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
07.05.99	4	16	38	4	<0.01	0.07	n.a.	<10	10.4
09.06.99	5	13	64	5	<0.01	0.06	3.0	12	10.1
06.07.99	5	10	95	3	n.a.	0.09	3.2	<10	9.6
24.08.99	5	9	114	3	n.a.	0.08	3.5	<10	9.5
24.09.99	5	8	137	2	n.a.	0.09	3.6	<10	9.6
18.11.99	4	14	58	7	n.a.	0.09	2.7	<10	10.9
04.02.00	4	18	18	5	n.a.	0.05	2.7	<10	11.7
26.04.00	4	16	31	0	n.a.	0.06	2.7	<10	12.6
26.09.00	4	13	52	7	n.a.	0.05	3.1	<10	8.8

Messstelle 3

Messstellenklasse: unterdevonisches Grundgebirge

H: 2550845 R: 5564090 Z: 490 m NN

Tab. 3-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
07.05.99	0.033	10.2	245	7.95	283	Mg-Ca-HCO ₃	2.54	2.51	0.7
09.06.99	0.010	9.2	259	7.91	237	Mg-Ca-HCO ₃	2.80	2.75	0.9
06.07.99	0.003	12.6	309	7.89	208	Ca-Mg-HCO ₃	3.22	3.23	-0.1
24.08.99	0.003	13.4	311	7.37	289	Ca-Mg-HCO ₃	3.46	3.45	0.1
24.09.99	0.002	12.7	354	8.06	303	Ca-Mg-HCO ₃	3.77	3.63	1.8
18.11.99	0.034	4.6	250	7.83	314	Mg-Ca-HCO ₃	2.61	2.70	-1.7
04.02.00	0.091	4.4	179	7.31	173	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -NO ₃	1.81	1.82	-0.3
26.04.00	0.045	9	212	7.46	350	Ca-Mg-HCO ₃	2.16	2.07	2.2

Tab. 3-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
07.05.99	2.30	1.31	16	22	1.20	6.7	0.004	0.021	0.07
09.06.99	2.25	2.42	19	22	1.32	7.4	0.006	0.033	0.07
06.07.99	2.34	1.65	18	32	1.54	8.6	0.003	0.048	n.a.
24.08.99	2.56	1.80	19	35	1.65	9.2	0.004	0.012	n.a.
24.09.99	2.58	2.52	22	36	1.79	10.0	0.011	0.012	n.a.
18.11.99	2.50	1.73	15	25	1.23	6.9	0.003	0.015	n.a.
04.02.00	2.11	1.26	9	18	0.85	4.7	0.001	0.015	n.a.
26.04.00	2.06	1.35	10	24	1.02	5.7	0.003	0.003	n.a.

Tab. 3-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
07.05.99	4	20	111	10	0.01	0.05	n.a.	<10	9.5
09.06.99	4	19	130	8	<0.01	0.05	1.8	<10	9.4
06.07.99	4	17	165	4	n.a.	0.06	1.9	<10	9.7
24.08.99	4	17	178	5	n.a.	0.05	1.9	<10	8.5
24.09.99	4	18	188	4	n.a.	0.05	2.0	<10	9.1
18.11.99	4	22	126	5	n.a.	0.05	1.9	<10	11.4
04.02.00	4	21	65	13	n.a.	0.05	2.1	<10	11.2
26.04.00	3	17	90	8	n.a.	0.05	2.0	<10	10.6

Messstelle 6

Messstellenklasse: unterdevonisches Grundgebirge

H: 2551620 R: 5563950 Z: 497 m NN

Tab. 6-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	0.038	12.7	325	7.80	223	Mg-Ca-HCO ₃	3.46	3.66	-2.7
09.06.99	0.018	12	333	7.73	231	Mg-Ca-HCO ₃	3.62	3.51	1.6
05.07.99	0.010	15	373	7.69	206	Ca-Mg-HCO ₃	4.08	4.09	-0.2
04.02.00	0.092	4.9	231	7.41	266	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	2.38	2.37	0.3
27.04.00	0.036	10.3	292	7.56	320	Ca-Mg-HCO ₃	3.11	3.05	0.9

Tab. 6-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	4.99	1.12	21	30	1.60	9.0	0.251	0.074	0.11
09.06.99	4.66	1.42	23	29	1.69	9.4	0.133	0.118	0.01
05.07.99	4.19	1.50	22	41	1.93	10.8	0.103	0.054	n.a.
04.02.00	4.83	0.96	12	23	1.07	6.0	0.011	0.033	n.a.
27.04.00	4.49	1.03	17	30	1.44	8.1	0.039	0.158	n.a.

Tab. 6-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	8	32	164	5	<0.01	0.05	n.a.	<10	6.8
09.06.99	8	30	155	8	0.01	0.05	3.5	<10	8.8
05.07.99	7	27	198	5	n.a.	0.06	3.6	<10	8.5
04.02.00	8	35	77	10	n.a.	0.05	3.6	<10	11.5
27.04.00	7	27	136	4	n.a.	0.05	3.8	<10	10.6

Messstelle 7

Messstellenklasse: unterdevonisches Grundgebirge

H: 2551610 R: 5563985 Z: 497 m NN

Tab. 7-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	0.185	9.1	222	7.79	240	Mg-Ca-HCO ₃	2.27	2.24	0.9
09.06.99	0.067	9.6	274	7.84	237	Mg-Ca-HCO ₃	2.95	2.91	0.7
05.07.99	0.025	13	337	7.68	221	Mg-Ca-HCO ₃	3.70	3.77	-0.9
24.08.99	0.011	13.3	364	7.91	318	Mg-Ca-HCO ₃	4.09	4.08	0.1
24.09.99	0.006	13.9	403	7.94	349	Mg-Ca-HCO ₃	4.50	4.74	-2.6
18.11.99	0.366	4.2	195	7.83	333	Mg-Ca-HCO ₃ -SO ₄	1.98	2.06	-1.9
04.02.00	1.031	4.3	153	7.27	292	Ca-Mg-HCO ₃ -NO ₃ -SO ₄	1.80	1.57	-1.3
27.04.00	0.301	8.1	213	7.67	305	Ca-Mg-HCO ₃	3.06	3.12	-0.9

Tab. 7-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	3.82	1.04	15	16	1.04	5.8	0.001	0.020	0.07
09.06.99	3.80	1.19	21	20	1.38	7.7	0.001	0.010	0.08
05.07.99	3.92	1.78	22	33	1.74	9.8	0.001	0.016	n.a.
24.08.99	3.97	1.87	24	38	1.93	10.8	0.002	0.014	n.a.
24.09.99	4.19	2.05	27	40	2.13	11.9	0.002	0.016	n.a.
18.11.99	4.01	1.11	11	17	0.89	5.0	0.002	0.030	n.a.
04.02.00	3.37	0.74	8	15	0.68	3.8	0.024	0.042	<0.05
27.04.00	3.52	1.01	17	30	1.44	8.1	0.001	0.028	n.a.

Tab. 7-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	5	22	87	12	0.01	0.05	n.a.	<10	9.8
09.06.99	6	22	132	8	<0.01	0.05	5.0	<10	9.7
05.07.99	8	20	187	4	n.a.	0.10	4.9	<10	9.4
24.08.99	6	22	207	4	n.a.	0.05	5.1	<10	8.4
24.09.99	7	21	249	2	n.a.	0.06	5.0	<10	8.9
18.11.99	5	26	74	9	n.a.	0.05	5.7	<10	12.4
04.02.00	6	23	42	15	n.a.	0.05	5.5	<10	12.1
27.04.00	5	20	150	6	n.a.	0.05	5.2	<10	10.6

Messstelle 8

Messstellenklasse: unterdevonisches Grundgebirge

H: 2551595 R: 5564260 Z: 490 m NN

Tab. 8-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	1.72	9.9	195	7.96	289	Mg-Ca-HCO ₃ -SO ₄	1.90	1.92	-0.6
09.06.99	1.42	10.2	217	7.99	227	Mg-Ca-HCO ₃	2.26	2.22	0.7
05.07.99	0.39	11.4	243	7.87	237	Ca-Mg-HCO ₃	2.52	2.58	-1.2
24.08.99	0.26	14.2	251	8.13	289	Ca-Mg-HCO ₃	2.65	2.72	-1.4
24.09.99	0.28	13.4	262	8.27	316	Ca-Mg-HCO ₃	2.74	2.70	0.8
18.11.99	0.76	2.8	201	7.98	295	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	2.06	2.12	-1.4
04.02.00	5.45	4.9	155	7.53	172	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -NO ₃	1.51	1.51	0.0
27.04.00	1.36	8.8	192	7.86	324	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	1.84	1.91	-1.9

Tab. 8-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	3.88	1.41	13	13	0.84	4.7	0.002	0.020	0.08
09.06.99	3.93	1.49	15	16	1.02	5.7	0.001	0.015	0.11
05.07.99	4.04	1.89	13	24	1.15	6.4	0.001	0.021	n.a.
24.08.99	4.12	1.98	13	27	1.21	6.8	0.002	0.017	n.a.
24.09.99	4.03	1.98	15	26	1.26	7.0	0.001	0.010	n.a.
18.11.99	4.07	1.63	10	20	0.92	5.2	0.002	0.057	n.a.
04.02.00	3.80	1.05	7	14	0.66	3.7	0.003	0.036	n.a.
27.04.00	4.14	1.39	10	17	0.81	4.5	0.002	0.020	n.a.

Tab. 8-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	6	23	67	11	0.01	0.06	n.a.	<10	9.3
09.06.99	5	20	92	9	<0.01	0.05	4.1	<10	10.0
05.07.99	6	19	119	5	n.a.	0.09	4.6	<10	9.7
24.08.99	5	18	129	6	n.a.	0.11	4.5	<10	9.1
24.09.99	5	16	130	5	n.a.	0.12	4.5	<10	9.6
18.11.99	5	26	77	10	n.a.	0.07	4.4	<10	13.1
04.02.00	6	26	36	13	n.a.	0.05	4.1	<10	12.1
27.04.00	6	21	73	8	n.a.	0.06	4.4	<10	11.6

Messstelle 10

Messstellenklasse: Quellhorizont Geeser Maar

Zulauf:

H: 2551112.45 R: 5564392.43 Z (Bachbett): 443.18 m NN Z (Wasserspiegel): 443.52 m NN

Ablauf:

H: 2551111.20 R: 5564392.77 Z (Bachbett): 443.06 m NN Z (Wasserspiegel): 443.35 m NN

Tab. 10-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	9.19	9	386	6.57	198	Mg-Ca-HCO ₃	4.11	3.99	1.5
10.06.99	6.26	8.6	329	6.58	215	Mg-Ca-HCO ₃	3.67	3.55	1.7
05.07.99	5.07	8.6	314	6.57	235	Ca-Mg-HCO ₃	3.13	3.04	1.6
24.08.99	4.33	8.6	273	6.80	237	Ca-Mg-HCO ₃	2.82	2.73	1.6
25.09.99	3.21	8.8	261	6.82	191	Ca-Mg-HCO ₃	2.63	2.64	-0.2
18.11.99	3.65	8.4	251	6.90	120	Ca-Mg-HCO ₃	2.58	2.56	0.4
03.02.00	7.62	8	264	6.81	301	Ca-Mg-HCO ₃	2.57	2.48	1.7
26.04.00	7.62	8	264	6.81	301	Ca-Mg-HCO ₃	3.21	3.19	0.3
26.09.00	3.98	8.9	253	6.59	77	Ca-Mg-HCO ₃	2.80	2.74	1.0

Tab. 10-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{gcs}	Mn _{gcs}	NH ₄ ⁺
06.05.99	11.30	8.21	24	29	1.70	9.5	0.007	0.010	<0.05
10.06.99	9.46	7.87	21	27	1.53	8.6	0.003	0.009	<0.052
05.07.99	9.78	7.74	13	28	1.26	7.0	0.001	0.010	n.a.
24.08.99	8.04	7.39	10	29	1.14	6.4	0.002	0.075	n.a.
25.09.99	8.01	7.28	11	24	1.05	5.9	0.002	0.006	n.a.
18.11.99	8.48	7.19	10	24	1.01	5.7	0.003	0.006	n.a.
03.02.00	7.51	6.89	10	25	1.03	5.8	0.002	0.009	n.a.
26.04.00	8.15	7.63	12	33	1.33	7.5	0.003	0.002	n.a.
26.09.00	9.61	7.61	11	25	1.09	6.1	0.001	0.002	0.07

Tab. 10-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	9	17	198	7	0.01	0.49	n.a.	<10	7.8
10.06.99	9	16	172	7	<0.01	0.48	13.3	61	7.5
05.07.99	9	16	143	6	n.a.	0.50	13.5	43	9.1
24.08.99	10	16	121	8	n.a.	0.44	13.5	20	8.7
25.09.99	9	15	118	7	n.a.	0.48	13.6	18	8.6
18.11.99	10	16	112	7	n.a.	0.48	13.8	12	8.4
03.02.00	9	17	105	8	n.a.	0.50	13.8	<10	9.1
26.04.00	9	16	153	6	n.a.	0.49	13.9	41	9.3
26.09.00	8	14	129	6	n.a.	0.49	14.2	25	8.4

Messstelle 11

Messstellenklasse: Quellhorizont Geeser Maar

H: 2551117.45 R: 5564390.67 Z (Bachbett): 443.23 m NN Z (Wasserspiegel-Zulauf): 443.62 m NN
 Z (Wasserspiegel-Abfluss): 443.53 m NN

Tab. 11-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	0.156	13.7	559	6.34	254	Mg-Ca-HCO ₃	6.36	5.89	3.8
10.06.99	0.092	8.9	501	6.28	240	Mg-Ca-HCO ₃	5.59	5.50	0.8
05.07.99	0.053	9	340	6.38	250	Mg-Ca-Na-HCO ₃	3.65	3.48	2.5
24.08.99	0.033	8.9	278	6.63	263	Ca-Mg-HCO ₃	2.87	2.85	0.4
25.09.99	0.021	9	259	6.63	239	Ca-Mg-HCO ₃	2.58	2.62	-0.7
18.11.99	0.037	8.5	233	6.75	314	Ca-Mg-Na-HCO ₃	2.40	2.34	1.2
03.02.00	0.073	8.4	241	6.67	324	Ca-Mg-HCO ₃	2.46	2.36	2.1
26.04.00	0.092	8.8	310	6.34	272	Ca-Mg-HCO ₃	3.27	3.13	2.2
26.09.00	0.050	8.8	237	6.75	93	Ca-Mg-HCO ₃	2.43	2.35	1.7

Tab. 11-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	26.80	9.75	40	33	2.47	13.8	0.003	0.006	<0.05
10.06.99	22.50	8.96	35	31	2.19	12.3	0.003	0.015	<0.05
05.07.99	17.86	7.61	16	27	1.34	7.5	0.002	0.018	n.a.
24.08.99	13.50	6.93	12	23	1.05	5.9	0.001	0.013	n.a.
25.09.99	12.14	6.50	11	19	0.94	5.3	0.002	0.009	n.a.
18.11.99	12.32	6.17	10	18	0.85	4.8	0.002	0.004	n.a.
03.02.00	10.09	5.90	10	21	0.94	5.2	0.003	0.007	n.a.
26.04.00	13.61	7.36	14	27	1.24	7.0	0.005	0.002	n.a.
26.09.00	10.87	6.47	10	20	0.89	5.0	0.001	0.002	0.06

Tab. 11-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	8	19	314	7	<0.01	0.99	n.a.	<10	5.5
10.06.99	8	21	285	8	<0.01	0.95	18.4	164	6.1
05.07.99	9	20	162	8	n.a.	0.94	17.4	71	8.5
24.08.99	9	19	124	9	n.a.	0.79	16.6	33	8.1
25.09.99	9	19	109	9	n.a.	0.77	16.1	25	8.6
18.11.99	10	20	90	9	n.a.	0.82	16.2	15	10.7
03.02.00	9	22	90	10	n.a.	0.80	16.8	13	8.4
26.04.00	8	20	143	7	n.a.	0.89	17.0	43	8.8
26.09.00	9	20	94	7	n.a.	0.78	15.8	20	8.3

Messstelle 12

Messstellenklasse: Quellhorizont Geeser Maar

H: 2551119.83 R: 5564388.95 Z (Bachbett): 443.23 m NN Z (Wasserspiegel-Zulauf): 443.64 m NN
 Z (Wasserspiegel-Abfluss): 443.57 m NN

Tab. 12-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	1.74	9.1	359	6.57	261	Mg-Ca-HCO ₃	3.84	3.66	2.4
10.06.99	1.12	8.5	314	6.45	243	Mg-Ca-HCO ₃	3.19	3.17	0.3
05.07.99	0.88	8.5	268	6.59	238	Ca-Mg-HCO ₃	2.82	2.69	2.4
24.08.99	0.62	8.6	229	6.97	276	Ca-Mg-HCO ₃	2.30	2.52	-4.6
25.09.99	0.46	8.6	226	7.34	224	Ca-Mg-HCO ₃	2.18	2.23	-1.1
18.11.99	0.73	8.6	215	7.16	307	Ca-Mg-HCO ₃	2.18	2.14	1.0
03.02.00	1.24	8.2	220	7.02	314	Ca-Mg-HCO ₃	2.20	2.14	1.5
26.04.00	1.15	8.3	216	7.10	268	Ca-Mg-HCO ₃	2.56	2.46	1.9
26.09.00	0.60	8.6	212	6.79	63	Ca-Mg-HCO ₃	2.18	2.16	0.4

Tab. 12-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	12.10	7.85	23	24	1.55	8.7	0.001	0.533	<0.05
10.06.99	10.36	7.31	18	21	1.28	7.1	0.001	0.006	<0.05
05.07.99	10.27	7.04	11	26	1.10	6.1	0.001	0.011	n.a.
24.08.99	7.38	6.74	8	23	0.90	5.1	0.002	0.029	n.a.
25.09.99	6.40	6.52	9	20	0.87	4.9	0.001	0.007	n.a.
18.11.99	7.16	6.56	8	20	0.85	4.8	0.002	0.020	n.a.
03.02.00	6.27	6.47	8	21	0.88	4.9	0.001	0.054	n.a.
26.04.00	8.08	7.17	10	24	1.01	5.7	0.002	0.002	n.a.
26.09.00	6.64	6.71	8	21	0.86	4.8	0.001	0.002	0.06

Tab. 12-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	9	20	173	9	0.01	0.57	n.a.	<10	7.8
10.06.99	9	19	144	9	<0.01	0.54	14.2	53	7.8
05.07.99	8	19	117	8	n.a.	0.53	14.0	32	11.5
24.08.99	9	17	108	8	n.a.	0.53	13.5	10	8.6
25.09.99	10	16	90	8	n.a.	0.50	13.0	<10	7.3
18.11.99	10	16	85	8	n.a.	0.50	13.3	<10	8.9
03.02.00	9	20	81	9	n.a.	0.53	13.6	<10	8.9
26.04.00	9	19	103	7	n.a.	0.55	13.9	29	9.8
26.09.00	10	16	87	7	n.a.	0.52	13.2	<10	8.2

Messstelle 13

Messstellenklasse: Quellhorizont Geeser Maar

H: 2551124.50 R: 5564389.06 Z (Bachbett): 443.25 m NN Z (Wasserspiegel-Zulauf): 443.64 m NN
 Z (Wasserspiegel-Abfluss): 443.58 m NN

Tab. 13-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	0.159	9	217	7.41	221	Mg-Ca-HCO ₃	2.09	2.13	-1.0
10.06.99	0.077	8.7	213	7.41	236	Mg-Ca-HCO ₃	2.09	2.09	0.2
05.07.99	0.078	8.9	213	7.27	220	Ca-Mg-HCO ₃	2.07	2.10	-0.5
24.08.99	0.049	8.9	209	7.34	255	Ca-Mg-HCO ₃	2.22	2.07	3.6
25.09.99	0.031	9	217	7.57	232	Ca-Mg-HCO ₃	2.07	2.15	-1.8
18.11.99	0.031	8.2	209	7.29	232	Ca-Mg-HCO ₃	2.13	2.02	2.7
03.02.00	0.147	7.2	202	7.19	302	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	2.02	1.98	0.9
26.04.00	0.116	8.3	216	7.10	270	Ca-Mg-HCO ₃	2.11	2.06	1.0
26.09.00	0.050	9	206	7.01	66	Ca-Mg-HCO ₃	2.09	2.05	1.1

Tab. 13-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	5.93	6.52	12	14	0.83	4.6	0.002	0.008	<0.05
10.06.99	6.03	6.47	11	15	0.83	4.7	0.004	0.003	<0.05
05.07.99	5.96	7.12	8	20	0.82	4.6	0.001	0.014	n.a.
24.08.99	6.23	7.13	7	24	0.88	4.9	0.002	0.005	n.a.
25.09.99	6.20	6.97	8	20	0.81	4.6	0.001	0.010	n.a.
18.11.99	6.93	6.48	8	20	0.83	4.6	0.012	0.175	n.a.
03.02.00	5.46	5.93	7	21	0.81	4.6	0.002	0.027	n.a.
26.04.00	5.93	6.97	7	22	0.83	4.7	0.003	0.008	n.a.
26.09.00	6.62	7.21	8	20	0.81	4.5	0.001	0.011	0.06

Tab. 13-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	8	17	87	7	0.02	0.56	n.a.	<10	8.0
10.06.99	8	19	81	8	<0.01	0.60	13.3	<10	7.9
05.07.99	8	19	82	7	n.a.	0.61	13.5	<10	10.8
24.08.99	8	20	78	8	n.a.	0.58	13.8	<10	8.5
25.09.99	8	20	83	8	n.a.	0.57	12.6	<10	8.6
18.11.99	8	20	74	8	n.a.	0.69	13.2	<10	8.9
03.02.00	8	21	74	7	n.a.	0.52	12.2	<10	8.7
26.04.00	8	18	82	6	n.a.	0.58	13.5	<10	9.6
26.09.00	8	20	79	7	n.a.	0.57	13.8	<10	8.1

Messstelle 14

Messstellenklasse: Quellhorizont Geeser Maar

H: 2551130.59 R: 5564377.51 Z (Bachbett): 443.49 m NN Z (Wasserspiegel-Zulauf): 443.74 m NN

Tab. 14-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	1.357	9.1	238	7.80	162	Mg-Ca-HCO ₃	2.39	2.31	1.7
10.06.99	0.858	8.5	236	7.59	225	Mg-Ca-HCO ₃	2.36	2.42	-1.2
05.07.99	0.450	8.7	245	7.39	237	Ca-Mg-HCO ₃	2.51	2.35	3.4
24.08.99	0.330	8.7	237	7.54	253	Ca-Mg-HCO ₃	2.44	2.36	1.6
25.09.99	0.188	9	217	7.63	220	Ca-Mg-HCO ₃	2.39	2.41	-0.2
18.11.99	0.315	8	235	7.54	248	Ca-Mg-HCO ₃	2.42	2.41	0.2
03.02.00	1.164	8	231	7.34	314	Ca-Mg-HCO ₃	2.36	2.26	2.1
26.04.00	1.115	8.4	246	7.15	151	Ca-Mg-HCO ₃	2.40	2.30	2.1
26.09.00	0.360	8.9	235	7.25	115	Ca-Mg-HCO ₃	2.48	2.44	0.9

Tab. 14-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	4.94	6.43	13	18	1.00	5.6	0.029	0.054	<0.05
10.06.99	4.94	6.23	13	18	0.99	5.6	0.009	0.008	<0.05
05.07.99	4.84	6.62	9	29	1.06	6.0	0.002	0.003	n.a.
24.08.99	5.01	6.69	8	27	1.02	5.7	0.001	0.003	n.a.
25.09.99	5.00	6.63	9	26	1.00	5.6	0.002	0.008	n.a.
18.11.99	5.15	6.22	9	26	1.02	5.7	0.002	0.009	n.a.
03.02.00	4.71	6.24	9	25	1.00	5.6	0.004	0.019	n.a.
26.04.00	4.87	6.61	9	26	1.01	5.6	0.009	0.022	n.a.
26.09.00	6.75	6.75	9	26	1.00	5.6	0.002	0.002	0.06

Tab. 14-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	10	14	99	6	0.01	0.48	n.a.	<10	8.4
10.06.99	10	13	107	6	<0.01	0.49	12.2	<10	7.5
05.07.99	10	13	103	5	n.a.	0.49	12.3	<10	9.3
24.08.99	10	13	103	6	n.a.	0.49	12.1	<10	8.7
25.09.99	10	13	106	6	n.a.	0.49	12.6	<10	8.7
18.11.99	11	14	105	6	n.a.	0.51	12.2	<10	8.4
03.02.00	10	15	96	6	n.a.	0.48	12.3	<10	8.4
26.04.00	10	13	101	5	n.a.	0.48	12.4	<10	9.6
26.09.00	10	13	109	5	n.a.	0.47	12.5	<10	7.7

Messstelle 15

Messstellenklasse: Geeser Bach

H: 2551121.07 R: 5564344.22 Z (Bachbett): 444.26 m NN Z (Wasserspiegel): 444.43 m NN

Tab. 15-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
10.06.99	7.1	11	306	8.05	225	Mg-Ca-HCO ₃	3.22	3.17	0.9
05.07.99	3.6	15.2	318	7.67	239	Ca-Mg-HCO ₃	3.34	3.33	0.2
24.08.99	3.8	11.5	332	7.89	234	Ca-Mg-HCO ₃	3.53	3.44	1.2
25.09.99	4.7	12.8	345	8.02	209	Ca-Mg-HCO ₃	3.57	3.58	-0.3
18.11.99	12.1	3.9	255	7.82	359	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	2.62	2.68	-1.1
03.02.00	44.2	4	187	7.10	289	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl-SO ₄	1.82	1.82	-0.1
26.04.00	16.0	10.5	241	7.61	232	Ca-Mg-HCO ₃	2.38	2.33	1.1
26.09.00	12.5	11.2	247	7.50	137	Ca-Mg-Na-HCO ₃	2.57	2.52	0.8

Tab. 15-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{gcs}	Mn _{gcs}	NH ₄ ⁺
10.06.99	12.45	4.06	20	19	1.29	7.2	0.012	0.060	0.08
05.07.99	11.49	5.00	14	30	1.35	7.6	0.009	0.064	n.a.
24.08.99	12.00	5.33	14	34	1.43	8.0	0.005	0.034	n.a.
25.09.99	11.26	5.34	16	32	1.47	8.2	0.010	0.051	n.a.
18.11.99	13.23	2.76	11	22	0.99	5.5	0.007	0.075	n.a.
03.02.00	11.30	1.53	7	13	0.63	3.5	0.068	0.816	n.a.
26.04.00	10.84	2.79	10	21	0.92	5.1	0.012	0.055	n.a.
26.09.00	12.43	2.88	10	22	0.97	5.4	0.015	0.110	0.09

Tab. 15-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
10.06.99	18	15	141	3	<0.01	0.19	7.8	<10	9.5
05.07.99	15	15	156	2	n.a.	0.24	8.9	<10	8.4
24.08.99	17	15	159	3	n.a.	0.27	9.3	<10	9.6
25.09.99	17	14	170	2	n.a.	0.20	9.3	<10	8.6
18.11.99	22	16	102	3	n.a.	0.10	6.4	<10	11.8
03.02.00	21	19	43	7	n.a.	0.06	4.7	<10	12.3
26.04.00	16	14	94	1	n.a.	0.05	5.9	<10	12.0
26.09.00	16	11	110	2	n.a.	0.11	6.6	<10	9.2

Messstelle 16

Messstellenklasse: Geeser Bach

H: 2551635 R: 5563685 Z: 471 m NN

Tab. 16-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
06.05.99	7.5	10.8	281	8.17	198	Mg-Ca-HCO ₃	2.94	2.82	2.1
10.06.99	5.5	11.1	312	8.02	228	Mg-Ca-HCO ₃	3.30	3.24	0.9
05.07.99	5.4	12.8	321	8.07	184	Ca-Mg-HCO ₃	3.37	3.43	-0.8
24.08.99	4.8	12.8	327	8.05	281	Ca-Mg-HCO ₃	3.49	3.55	-0.8
25.09.99	5.2	12.3	352	8.12	289	Ca-Mg-HCO ₃	3.74	3.69	0.7
18.11.99	9.9	4.4	276	8.24	345	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	2.91	2.88	0.4
03.02.00	34.9	4.8	215	7.36	339	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	2.06	2.03	0.8
26.04.00	12.2	13	263	7.94	293	Ca-Mg-HCO ₃	2.64	2.58	1.0

Tab. 16-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
06.05.99	12.20	3.82	17	19	1.15	6.4	0.015	0.046	0.08
10.06.99	11.98	4.46	19	22	1.33	7.4	0.012	0.050	0.09
05.07.99	10.38	5.15	15	31	1.39	7.8	0.011	0.090	n.a.
24.08.99	11.10	5.55	15	33	1.43	8.0	0.009	0.030	n.a.
25.09.99	13.12	6.15	17	33	1.50	8.4	0.012	0.045	n.a.
18.11.99	14.87	3.30	11	25	1.08	6.1	0.017	0.086	n.a.
03.02.00	14.50	2.10	8	15	0.69	3.8	0.010	0.069	n.a.
26.04.00	11.28	3.58	11	23	1.03	5.8	0.015	0.053	n.a.

Tab. 16-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
06.05.99	15	16	123	3	0.02	0.05	n.a.	<10	9.7
10.06.99	16	14	148	4	0.04	0.24	8.6	<10	9.2
05.07.99	14	14	164	3	n.a.	0.28	9.4	<10	9.6
24.08.99	14	15	170	3	n.a.	0.30	9.7	<10	9.4
25.09.99	17	15	170	6	n.a.	0.41	9.7	<10	9.3
18.11.99	23	16	113	4	n.a.	0.16	7.2	<10	11.5
03.02.00	27	17	49	7	n.a.	0.10	5.4	<10	11.9
26.04.00	16	14	111	2	n.a.	0.05	7.3	<10	10.3

Messstelle 17

Messstellenklasse: Geeser Bach

H: 2551350 R: 5564035 Z: 455 m NN

Tab. 17-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
05.07.99	4.6	13.4	324	8.08	185	Ca-Mg-HCO ₃	3.39	3.55	-2.3
24.08.99	4.1	13	331	8.11	257	Ca-Mg-HCO ₃	3.52	3.52	0.1
25.09.99	4.7	13	344	7.93	309	Ca-Mg-HCO ₃	3.58	3.60	-0.2
18.11.99	9.6	4	286	7.87	3.5	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	3.03	2.97	1.1
03.02.00	38.0	4.8	212	7.29	327	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	1.99	1.96	0.9
26.04.00	12.2	13.4	262	7.98	291	Ca-Mg-HCO ₃ -Cl	2.52	2.57	-0.9

Tab. 17-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{gcs}	Mn _{gcs}	NH ₄ ⁺
05.07.99	11.18	5.07	15	31	1.39	7.8	0.008	0.043	n.a.
24.08.99	12.00	5.43	15	32	1.43	8.0	0.004	0.026	n.a.
25.09.99	11.48	5.37	16	32	1.47	8.2	0.007	0.043	n.a.
18.11.99	15.85	3.32	11	27	1.13	6.3	0.014	0.065	n.a.
03.02.00	13.79	1.83	8	14	0.67	3.8	0.009	0.063	n.a.
26.04.00	10.02	3.44	10	24	1.00	5.6	0.013	0.057	n.a.

Tab. 17-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
05.07.99	15	14	171	2	n.a.	0.26	9.2	<10	9.6
24.08.99	16	14	165	3	n.a.	0.31	9.7	<10	9.4
25.09.99	17	14	170	3	n.a.	0.26	9.4	<10	9.2
18.11.99	25	16	113	4	n.a.	0.15	7.2	<10	12.1
03.02.00	26	18	45	7	n.a.	0.07	5.3	<10	12.1
26.04.00	18	14	106	2	n.a.	0.05	6.7	<10	9.9

Messstelle 19

Messstellenklasse: Geeser Bach

H: 2551107.90 R: 5564388.43 Z (Bachbett): 443.30 m NN Z (Wasserspiegel): 443.60 m NN

Tab. 19-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
05.07.99	6.2	14.1	340	7.07	216	Ca-Mg-HCO ₃	3.55	3.72	-2.4
24.08.99	4.1	11	345	7.46	226	Ca-Mg-HCO ₃	3.59	3.50	1.2
25.09.99	5.3	12.6	343	7.64	199	Ca-Mg-HCO ₃	3.50	3.58	-1.1
18.11.99	13.6	4.2	266	7.44	263	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	2.67	2.64	0.6
03.02.00	57.6	4.3	214	7.18	314	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -Cl	1.87	1.84	0.9
26.04.00	21.2	9.8	260	6.82	273	Ca-Mg-HCO ₃	2.87	2.78	1.6
26.09.00	14.0	10.9	259	6.82	115	Ca-Mg-Na-HCO ₃	2.61	2.58	0.6

Tab. 19-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
05.07.99	11.19	6.71	16	31	1.45	8.1	0.008	0.046	n.a.
24.08.99	12.20	6.39	15	33	1.45	8.1	0.004	0.031	n.a.
25.09.99	10.73	5.31	16	31	1.45	8.1	0.006	0.055	n.a.
18.11.99	13.47	3.22	11	23	1.00	5.6	0.006	0.087	n.a.
03.02.00	11.26	2.02	8	14	0.66	3.7	0.061	0.057	n.a.
26.04.00	10.93	4.32	12	26	1.14	6.4	0.014	0.072	n.a.
26.09.00	12.75	3.43	11	22	0.98	5.5	0.012	0.091	0.10

Tab. 19-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
05.07.99	14	14	183	3	n.a.	0.28	10.1	14	9.2
24.08.99	16	14	164	4	n.a.	0.28	10.4	<10	9.2
25.09.99	16	14	170	2	n.a.	0.26	10.0	<10	9.0
18.11.99	22	16	101	3	n.a.	0.12	6.9	<10	12.0
03.02.00	21	18	46	7	n.a.	0.08	5.1	<10	11.8
26.04.00	15	14	124	2	n.a.	0.06	7.2	14	10.0
26.09.00	17	12	112	2	n.a.	0.11	6.9	<10	9.1

Messstelle 20

Messstellenklasse: Geeser Bach

H: 2551925 R: 5563320 Z: 495 m NN

Tab. 20-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in µS/cm	pH- Wert	eH- Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanz- fehler in %
24.08.99	3.9	13.4	308	7.79	274	Ca-Mg-HCO ₃	3.80	3.84	-0.4
24.09.99	3.1	12.8	331	7.80	143	Ca-Mg-HCO ₃	3.41	3.27	2.0
18.11.99	8.1	5.1	251	7.46	117	Ca-Mg- HCO ₃ -Cl	2.58	2.57	0.2
03.02.00	22.2	4.8	200	7.16	270	Ca-Mg-Na- HCO ₃ -Cl	1.89	1.97	-1.9
26.04.00	9.8	13	254	7.81	180	Ca-Mg-HCO ₃	2.54	2.48	1.2

Tab. 20-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
24.08.99	16.10	6.86	13	37	1.46	8.2	0.083	0.083	n.a.
24.09.99	10.52	5.59	15	32	1.40	7.8	0.084	0.147	n.a.
18.11.99	11.57	3.39	9	24	0.99	5.6	0.063	0.087	n.a.
03.02.00	11.77	1.94	7	15	0.66	3.7	0.016	0.059	n.a.
26.04.00	9.23	3.68	11	23	1.02	5.7	0.073	0.130	n.a.

Tab. 20-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
24.08.99	19	18	167	11	n.a.	0.67	6.1	<10	8.7
24.09.99	14	14	154	3	n.a.	0.32	10.2	<10	8.6
18.11.99	20	15	102	2	n.a.	0.19	7.3	<10	11.6
03.02.00	24	16	53	6	n.a.	0.11	5.5	<10	11.0
26.04.00	13	14	110	1	n.a.	0.05	7.2	<10	11.7

Messstelle 21

Messstellenklasse: Quellen mit erhöhter Salzfracht

H: 2551935 R: 5563315 Z: 497 m NN

Tab. 21-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
07.05.99	0.075	8.9	461	8.07	259	Na-Mg-Ca-Cl-HCO ₃	4.52	4.29	2.6
08.06.99	0.092	8.6	693	7.84	126	Na-Mg-Ca-Cl-HCO ₃	6.36	6.37	-0.1
05.07.99	0.035	10.5	613	7.85	115	Mg-Na-Ca-HCO ₃ -Cl	5.92	6.01	-0.8
24.08.99	0.029	11.1	631	7.98	252	Na-Mg-Ca-Cl-HCO ₃	6.09	6.14	-0.5
24.09.99	0.033	11.4	718	8.09	253	Na-Mg-Ca-Cl-HCO ₃	6.49	6.64	-1.1
18.11.99	0.099	6.5	409	7.73	171	Na-Ca-Mg-Cl-HCO ₃	3.81	3.76	0.7
03.02.00	0.270	6.4	380	6.86	247	Na-Mg-Ca-Cl	3.52	3.46	0.9
26.04.00	0.084	8.6	534	7.44	147	Na-Mg-Ca-Cl-HCO ₃	4.87	4.78	0.9

Tab. 21-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
07.05.99	40.80	1.93	21	19	1.35	7.5	0.030	0.044	0.06
08.06.99	59.60	2.36	29	26	1.85	10.4	0.015	0.085	0.05
05.07.99	44.80	2.87	25	37	1.95	10.9	0.014	0.020	n.a.
24.08.99	49.00	2.88	25	37	1.94	10.9	0.013	0.059	n.a.
24.09.99	53.00	2.79	27	37	2.06	11.5	0.011	0.065	n.a.
18.11.99	39.80	1.94	12	21	1.01	5.7	0.023	0.090	n.a.
03.02.00	44.40	1.55	10	15	0.77	4.3	0.012	0.102	n.a.
26.04.00	50.50	2.16	16	25	1.31	7.3	0.023	0.044	n.a.

Tab. 21-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
07.05.99	71	18	103	15	0.01	0.09	n.a.	<10	9.0
08.06.99	148	17	99	14	<0.01	0.06	5.4	<10	10.3
05.07.99	97	14	179	3	n.a.	0.10	5.9	<10	10.2
24.08.99	106	14	164	11	n.a.	0.08	10.3	<10	9.9
24.09.99	133	14	149	10	n.a.	0.09	5.8	<10	9.9
18.11.99	70	17	74	14	n.a.	0.09	5.6	<10	11.5
03.02.00	72	28	34	18	n.a.	0.05	5.1	<10	11.4
26.04.00	104	15	84	11	n.a.	0.06	5.5	<10	11.6

Messstelle 31

Messstellenklasse: Quellen mit erhöhter Salzfracht

H: 2552960 R: 5564060 Z: 570 m NN

Tab. 31-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
08.06.99	0.011	10.8	148	7.04	212	Na-Mg-Cl-HCO ₃	1.39	1.33	2.1

Tab. 31-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
08.06.99	15.25	2.16	6	4	0.33	1.8	0.018	0.221	0.09

Tab. 31-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
08.06.99	25	7	28	1	<0.01	0.05	2.5	<10	8.5

Messstelle 32

Messstellenklasse: Quellen mit erhöhter Salzfracht

H: 2552495 R: 5564255 Z: 597 m NN

Tab. 32-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
08.06.99	0.021	8.3	674	6.76	204	Na-Cl	5.78	5.71	0.6

Tab. 32-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
08.06.99	102.0	7.82	9	8	0.57	3.2	0.006	0.052	0.09

Tab. 32-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
08.06.99	182	14	12	6	<0.01	0.05	3.4	<10	10.0

Messstelle 34

Messstellenklasse: Quellen mit erhöhter Salzfracht

H: 2552605 R: 5563390 Z: 525 m NN

Tab. 34-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
07.05.99	0.571	10.1	489	7.78	258	Mg-Ca-Cl-HCO ₃	4.73	4.68	0.5
08.06.99	0.347	9.3	489	7.39	199	Mg-Ca-Cl-HCO ₃	4.51	4.53	-0.2
05.07.99	0.306	10.6	510	7.62	185	Ca-Mg-Cl-HCO ₃	4.70	4.69	0.2
24.08.99	0.206	12.6	523	7.45	296	Ca-Mg-Cl-HCO ₃	4.85	4.96	-1.1
24.09.99	0.139	12.6	527	7.72	303	Ca-Mg-Cl-HCO ₃	4.80	4.89	-1.0
18.11.99	0.314	6.2	610	7.80	268	Ca-Mg-Cl-HCO ₃	5.72	5.98	-2.3
04.02.00	0.595	6.7	508	7.45	207	Ca-Mg-Cl-HCO ₃	4.85	4.91	-0.6

Tab. 34-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
07.05.99	22.30	7.31	22	35	1.78	10.0	0.001	0.007	0.08
08.06.99	17.01	7.09	23	34	1.79	10.0	0.001	0.007	0.07
05.07.99	18.02	7.99	16	48	1.86	10.4	0.003	0.004	n.a.
24.08.99	17.60	8.11	17	50	1.94	10.9	0.006	0.044	n.a.
24.09.99	17.55	7.35	18	47	1.92	10.8	0.002	0.022	n.a.
18.11.99	22.70	7.82	19	60	2.26	12.7	0.002	0.003	n.a.
04.02.00	20.50	7.50	18	46	1.88	10.6	0.001	0.011	n.a.

Tab. 34-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
07.05.99	72	14	115	28	0.01	0.34	n.a.	<10	8.5
08.06.99	74	14	104	28	<0.01	0.34	16.1	<10	9.7
05.07.99	79	14	108	24	n.a.	0.38	16.4	<10	10.4
24.08.99	85	15	110	27	n.a.	0.32	16.8	<10	8.8
24.09.99	84	15	111	25	n.a.	0.35	16.6	<10	9.0
18.11.99	115	15	123	24	n.a.	0.33	15.9	<10	11.8
04.02.00	83	13	111	30	n.a.	0.32	16.4	<10	11.3

Messstelle 43

Messstellenklasse: mitteldevonisches Grundgebirge

H: 2551825 R: 5565545 Z: 475 m NN

Tab. 43-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
08.06.99	0.415	8.9	491	7.88	214	Ca-HCO ₃	5.50	5.27	2.1
06.07.99	0.248	9.7	534	7.97	118	Ca-HCO ₃	5.94	6.01	-0.6
24.09.99	0.120	11.4	521	8.04	339	Ca-HCO ₃	5.58	5.71	-1.2
18.11.99	0.313	5.7	524	7.82	175	Ca-HCO ₃	5.78	5.84	-0.5
04.02.00	1.310	7	504	7.62	147	Ca-HCO ₃	5.77	5.35	3.7
26.04.00	0.635	8.6	521	7.67	323	Ca-HCO ₃	6.00	5.67	2.8

Tab. 43-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
08.06.99	2.51	1.33	11	89	2.67	15.0	0.002	0.051	0.06
06.07.99	2.58	1.47	11	98	2.90	16.2	0.003	0.008	n.a.
24.09.99	2.62	1.46	11	91	2.71	15.2	0.004	0.078	n.a.
18.11.99	2.87	1.71	6	102	2.81	15.7	0.002	0.006	n.a.
04.02.00	2.56	1.27	9	98	2.81	15.7	0.001	0.015	n.a.
26.04.00	2.51	1.22	9	102	2.93	16.4	0.001	0.004	n.a.

Tab. 43-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
08.06.99	4	24	277	7	<0.01	0.05	3.3	<10	10.4
06.07.99	5	29	317	5	n.a.	0.05	2.7	<10	10.7
24.09.99	5	28	300	5	n.a.	0.05	2.8	<10	9.6
18.11.99	5	26	309	6	n.a.	0.05	2.6	<10	10.6
04.02.00	5	24	282	6	n.a.	0.05	2.4	<10	11.0
26.04.00	4	24	304	4	n.a.	0.05	2.5	<10	12.2

Messstelle 45

Messstellenklasse: nicht zuzuordnen

H: 2552625 R: 5565120 Z: 535 m NN

Tab. 45-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
07.05.99	0.044	8.9	310	7.08	204	Mg-Ca-HCO ₃ -Cl	3.15	3.06	1.4
08.06.99	0.034	10	313	7.48	181	Ca-Mg-HCO ₃	3.16	3.19	-0.4
05.07.99	0.016	12.1	319	7.79	278	Ca-Mg-HCO ₃	3.21	3.12	1.3
24.08.99	0.055	7.1	334	7.45	171	Ca-Mg-HCO ₃ -Cl	3.38	3.32	1.0

Tab. 45-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
07.05.99	12.21	4.67	17	22	1.25	7.0	0.002	0.013	<0.05
08.06.99	9.37	1.72	14	30	1.35	7.6	0.004	0.019	n.a.
05.07.99	6.57	1.39	16	32	1.44	8.1	0.001	0.060	n.a.
24.08.99	13.65	1.78	13	34	1.37	7.7	0.001	0.003	n.a.

Tab. 45-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
08.06.99	26	23	102	11	<0.01	0.10	2.9	12	8.7
06.07.99	21	20	125	8	n.a.	0.14	2.7	<10	9.7
24.09.99	18	17	130	8	n.a.	0.15	2.7	<10	9.2
18.11.99	35	23	100	13	n.a.	0.12	3.0	<10	9.4

Messstelle 52 (Geeser Drees)

Messstellenklasse: nicht zuzuordnen

H: 2550225 R: 5565215 Z: 411 m NN

Tab. 52-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S/cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
26.04.00	0.402	10.6	1675	5.91	92	Ca-HCO ₃	21.90	21.94	-0.1

Tab. 52-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
26.04.00	5.13	5.41	40	354	10.50	58.8	3.82	9.55	0.93

Tab. 52-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
26.04.00	5	33	1288	0	n.a.	0.25	16.8	1466	1.4

Messstelle 59

Messstellenklasse: mitteldevonisches Grundgebirge

H: 2551005 R: 5565040 Z: 425 m NN

Tab. 59-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
07.05.99	2.00	10.8	526	8.19	255	Ca-Mg-HCO ₃	5.93	5.82	0.9
08.06.99	1.08	9.8	514	8.03	207	Ca-Mg-HCO ₃	5.80	5.72	0.7
06.07.99	0.65	10.4	524	8.08	190	Ca-Mg-HCO ₃	5.91	5.94	-0.3
24.08.99	0.38	12.7	513	8.05	288	Ca-Mg-HCO ₃	5.82	5.90	-0.7
24.09.99	0.30	12.7	524	8.01	298	Ca-Mg-HCO ₃	5.87	5.75	1.1
18.11.99	0.69	3.7	513	7.93	144	Ca-Mg-HCO ₃	5.87	5.99	-1.0
04.02.00	3.60	6.4	472	7.75	248	Ca-Mg-HCO ₃	5.37	5.38	-0.1
27.04.00	1.98	8.5	505	7.96	279	Ca-Mg-HCO ₃	5.77	5.53	2.2

Tab. 59-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
07.05.99	3.55	1.22	22	79	2.87	16.1	0.002	0.008	0.09
08.06.99	3.61	1.14	23	75	2.80	15.7	0.002	0.013	0.06
06.07.99	3.26	1.54	21	80	2.87	16.0	0.003	0.013	n.a.
24.08.99	3.41	1.59	22	77	2.82	15.8	0.001	0.010	n.a.
24.09.99	3.34	1.70	23	76	2.84	15.9	0.001	0.022	n.a.
18.11.99	4.03	1.49	20	81	2.83	15.8	0.002	0.030	n.a.
04.02.00	3.60	1.06	15	79	2.59	14.5	0.001	0.011	n.a.
27.04.00	3.46	1.14	17	85	2.80	15.7	0.003	0.005	n.a.

Tab. 59-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
07.05.99	7	41	284	7	<0.01	0.05	n.a.	<10	9.7
08.06.99	7	40	279	7	<0.01	0.05	2.7	<10	9.8
06.07.99	7	41	293	5	n.a.	0.05	2.5	<10	9.7
24.08.99	7	41	290	6	n.a.	0.05	2.6	<10	8.9
24.09.99	7	42	279	6	n.a.	0.05	2.3	<10	9.0
18.11.99	7	49	283	8	n.a.	0.05	2.4	<10	11.0
04.02.00	6	35	264	9	n.a.	0.05	2.2	<10	11.4
27.04.00	6	34	278	5	n.a.	0.05	2.2	<10	13.6

Messstelle B1 (stündliche Probennahme während des Freispülens)

Kraterfüllung Geeser Maar

H: 2551205 R: 5564005 Z: 471.4 m NN (Bohransatzpunkt)

Tab. B1-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
26.09.00	0.49	8.6	236	7.64	372	Ca-Mg-HCO ₃	2.75	2.60	2.9
26.09.00	0.48	8.6	237	7.62	314	Ca-Mg-HCO ₃	2.58	2.43	2.9
26.09.00	0.48	8.6	265	7.72	106	Ca-Mg-HCO ₃	2.56	2.42	2.9
26.09.00	0.49	8.6	239	7.83	84	Ca-Mg-HCO ₃	2.52	2.50	0.2
26.09.00	0.45	8.5	222	7.70	35	Ca-Mg-HCO ₃	2.58	2.54	0.8

Tab. B1-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
26.09.00	3.40	5.17	7	37	1.22	6.8	0.051	0.519	0.16
26.09.00	3.30	4.83	7	35	1.15	6.4	0.020	0.052	0.12
26.09.00	3.34	4.94	7	34	1.14	6.4	0.016	0.027	0.11
26.09.00	3.25	4.67	7	33	1.12	6.3	0.013	0.024	0.08
26.09.00	3.32	4.66	7	35	1.15	6.5	0.017	0.128	0.09

Tab. B1-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
26.09.00	4	15	127	6	n.a.	0.20	10.8	<10	7.1
26.09.00	4	14	117	6	n.a.	0.22	11.0	<10	7.5
26.09.00	4	13	117	7	n.a.	0.31	10.9	<10	6.8
26.09.00	4	15	118	8	n.a.	0.25	11.1	<10	7.3
26.09.00	4	15	120	8	n.a.	0.35	10.7	<10	7.0

Messstelle B2 (stündliche Probennahme während des Freispülens)

Kraterfüllung Geeser Maar

H: 2551101 R: 5564347 Z: 448.1 m NN (Bohransatzpunkt)

Tab. B2-1: Physiko-chemische Parameter und Summenparameter der Ionen

Datum	Abfluss in l/s	T in °C	Leitf. in $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH-Wert	eH-Wert	Wassertyp	Kationen in meq/l	Anionen in meq/l	Ionenbilanzfehler in %
26.09.00	0.620	9.2	278	8.01	184	Mg-Ca-HCO ₃	2.98	2.98	-0.1
26.09.00	0.630	9.2	279	7.61	162	Mg-Ca-HCO ₃	2.97	2.96	0.0
26.09.00	0.630	9.3	256	7.67	55	Mg-Ca-HCO ₃	2.95	2.90	0.9
26.09.00	0.630	9.2	268	7.56	38	Mg-Ca-HCO ₃	2.96	2.90	1.1
26.09.00	0.630	9.2	270	7.62	33	Mg-Ca-HCO ₃	3.01	2.93	1.2

Tab. B2-2: Kationen in mg/l, Gesamthärte in mmol/l sowie Gesamthärte in Grad deutscher Härte

Datum	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Gesamthärte	Gesamthärte °g	Fe _{ges}	Mn _{ges}	NH ₄ ⁺
26.09.00	7.49	21.70	14	19	1.05	5.9	0.021	0.028	0.07
26.09.00	7.74	21.70	14	19	1.03	5.8	0.018	0.022	0.09
26.09.00	7.88	21.30	14	18	1.03	5.8	0.018	0.007	0.06
26.09.00	7.93	21.50	14	19	1.03	5.8	0.016	0.005	0.06
26.09.00	7.99	21.80	14	19	1.05	5.9	0.016	0.010	<0.05

Tab. B2-3: Anionen und gelöste nicht dissoziierte Stoffe in mg/l

Datum	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si	CO ₂	O ₂
26.09.00	4	15	154	2	n.a.	0.31	14.2	<10	6.4
26.09.00	4	15	153	3	n.a.	0.31	15.3	<10	6.0
26.09.00	3	13	152	2	n.a.	0.32	16.1	<10	6.5
26.09.00	3	13	153	2	n.a.	0.31	16.5	<10	6.1
26.09.00	3	13	154	2	n.a.	0.32	16.5	<10	6.1

Hydroisotopische Messwerte (Hydroisotop Schweitkirchen GmbH)

Messstelle	^3H in TU	$e\ ^3\text{H}$ in TU	$\delta^{18}\text{O}$	$e\ \delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$e\ \delta^2\text{H}$	$\delta^{13}\text{C}$	$e\ \delta^{13}\text{C}$
B1-1	12.7	1.1	-8.83	0.15	-62.3	1.5	-15.84	0.3
B1-5	13.5	1.1	-8.85	0.15	-59.6	1.5	-19.66	0.3
B2-1	13.7	1	-8.91	0.15	-60.7	1.5	-15.12	0.3
B2-5	13.1	1	-8.91	0.15	-61.5	1.5	-15.82	0.3
0	10	1.1	-8.31	0.15	-58	1.5	-13.1	0.3
2	7.6	1.1	-8.42	0.15	-59	1.5	-21.62	0.3
10	14.4	1.1	-8.78	0.15	-60.7	1.5	-16.74	0.3
11	14.5	1.1	-8.93	0.15	-63.1	1.5	-14.1	0.3
12	15.6	1.3	-8.66	0.15	-60.7	1.5	-17.81	0.3
13	14.6	0.9	-8.57	0.15	-60.1	1.5	-19.19	0.3
14	11.8	1	-8.69	0.15	-60.5	1.5	-19.69	0.3
15	9.4	1.1	-8	0.15	-55.8	1.5	-14.77	0.3
19	13.1	1.3	-8.04	0.15	-54.9	1.5	-14.37	0.3