

# Bodenverstärkung in der südlichen Niederrheinischen Bucht

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

**Bernd Weber**

aus Duisburg

Potsdam 2007

Berichterstatter: PD Dr. K.-G. Hinzen

Prof. Dr. K. Krumsiek

Tag der letzten mündlichen Prüfung: 08.06.2007

## **Kurzzusammenfassung**

Die seismische Aktivität der Niederrheinischen Bucht (NB) zwischen den Städten Köln, Bonn, Düren, Jülich und Aachen gehört zu der höchsten Mitteleuropas. Im westlichen Teil der NB, vor allem im Rur Graben an der Grenze zum Hohen Venn und der Eifel, traten in der Vergangenheit zahlreiche schadenverursachende Erdbeben auf. In dem flachen Sedimentbecken der NB wurden signifikante Standorteffekte berichtet. Diese Arbeit untersucht die nichtlinearen Effekte unverfestigter Sedimente auf Amplituden und Frequenzgehalt der durch Erdbeben verursachten Bodenbewegungen. Es wurde ein dreidimensionales Modell der Sedimentschichten und der Tektonik der südlichen NB erstellt. Aus diesem Modell wurden 670 lithostratigraphische Profile in Form virtueller Bohrlöcher auf einem Gitter mit einem Abstand von 2 km entnommen und den lithologischen Einheiten ingenieurseismologische Parameter (wie Scherwellengeschwindigkeit, Dichte, Schermodul und Dämpfung) zugeordnet. Für jedes virtuelle Bohrloch wurden 200 Parametermodelle erstellt, deren ingenieurseismologische Parameter innerhalb ihres Unsicherheitsbereiches variieren. Das nichtlineare Bodenverhalten bezüglich Schermodul und Dämpfung ist in Form von scherdehnungsabhängigen Schermodul- und Dämpfungskurven berücksichtigt worden. Da die korrekten Materialeigenschaften häufig nicht bekannt sind und diese Kurven innerhalb einer Materialgruppe (wie Sand, Kies, Ton, Schluff, Lehm oder Braunkohle) stark variieren, wurden die Schwankungsbereiche durch zufallsgenerierte Kurven berücksichtigt. Die resultierenden eindimensionalen Modelle wurden dazu verwendet, Scherwellenverstärkungen mit einer erweiterten Version des Programms SHAKE91 zu berechnen. Die nichtlinearen Effekte wurden durch die Verwendung von Anregungen mit den Maximalbeschleunigungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g untersucht. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgte in Form von Karten der Frequenz und Verstärkung der Grundmode und der Mode mit der maximalen Verstärkung inklusive der aus den Variationsrechnungen resultierenden Streubereiche für die jeweilige Frequenz und Verstärkung. Weiterhin wurden die Ergebnisse dieser Arbeit mit anderen Studien, welche die Bodenantwort untersuchen, verglichen.

## **Abstract**

The Southern Lower Rhine Embayment (LRE), including the cities of Cologne, Bonn, Dueren, Juelich and Aachen, belongs to the regions with the highest seismicity in Europe North of the Alps. In the Western part of the LRE, particularly in the Roer Valley and at the border to the outcropping paleozoic bedrock in the Southwest, several damaging earthquakes happened during historic and recent times. In the shallow sedimentary basin of the LRE significant site effects have been reported. This thesis examines the non-linear effects of the unconsolidated sediments on amplitudes and frequency content of earthquake ground motions. In a first step a three-dimensional geological model of the sedimentary layers and tectonics is developed for the southern LRE. From this 670 virtual boreholes on a 2x2 km grid are extracted. To each lithostratigraphic unit shear wave velocity and density derived from depth depend relations are assigned. The resulting 670 one-dimensional models are used to calculate shearwave amplifications with a randomized version of SHAKE91. The engineering seismological parameters (shearwave velocity, density and thickness) are varied within their uncertainty ranges. Shear modul and damping depend on shear strain and the corresponding relations show a high variability within on material family (like clay, gravel, loam, sand, silt and lignite). These relations are also varied within their uncertainty range. Non-linear effects are studied by applying input accelerations of 0.01 g, 0.1 g, and 1 g (PGA), respectively. Maps of frequency and amplification of the fundamental mode, the mode with the highest amplification and the scatter of these parameters for the different rock accelerations are presented. The outcome of the model calculations is compared with results from previous studies based on different modelling approaches.

# Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
2	Standorteffekte	7
2.1	Empirische Studien zu Standorteffekten	7
2.2	Eindimensionale Bodenantwortanalyse	11
2.2.1	Theoretische Betrachtung	11
2.2.2	Bodenantwortanalyse mittels des äquivalent-linearen Ansatzes	15
2.2.3	Verifizierungsstudien	18
2.3	Beckeneffekte	22
2.4	Topographieeffekte	28
3	Die Niederrheinische Bucht	32
3.1	Geologische Entwicklung	32
3.2	Stratigraphie und Lithologie der Niederrheinischen Bucht	36
3.3	Tektonik	49
3.4	Seismizität	53
4	Modell der südlichen Niederrheinischen Bucht	59
4.1	Eingangsinformationen	59
4.2	Modellierungsprozess	61
4.3	Qualitätsabschätzung	65
4.4	Übersicht	66
5	Modellierung der Bodenantwort	70
5.1	Eingangsinformationen	70
5.1.1	Scherwellengeschwindigkeit	70
5.1.2	Dichte	73
5.1.3	Schermodul und Dämpfung	75
5.1.4	Anregung	80
5.2	Vorgehensweise der numerischen Modellierung	81
5.3	Ergebnisse	84
5.3.1	Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g PGA	84
5.3.2	Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g PGA	89
5.3.3	Berechnungen mit einer Anregung von 1 g PGA	92
5.3.4	Einfluss der Anregungsstärke	93
5.3.5	Bodenantwort ausgewählter Standorte	98
5.3.5.1	Standort Erft-Scholle	98
5.3.5.2	Standort Kölner-Scholle	99
5.3.5.3	Standort südliche Rur-Scholle	101
5.3.5.4	Standort Tagebau Hambach	102
5.3.5.5	Standort südliche Kölner-Scholle	104
5.3.5.6	Standort südlicher Randbereich der Niederrheinischen Bucht	106
5.3.5.7	Standort südöstlicher Randbereich der Niederrheinischen Bucht	107
5.4	Diskussion	109

6	Verifizierung der Ergebnisse und Vergleich mit anderen Studien	112
6.1	Abschätzung der Bodenantwort mittels der H/V-Methode	112
6.1.1	„H/V noise ratio“-Methode	112
6.1.2	„H/V spectral ratio of weak motion“-Methode	114
6.2	Lineare Bodenantwortanalyse	119
7	Zusammenfassung und Schlussfolgerung	122
8	Literatur	128
	Anhang A	
	Anhang B	
	Anhang C	
	Anhang D	

# 1 Einführung

Naturkatastrophen wie Erdbeben, Überschwemmungen und Wirbelstürme sind unvermeidbar, ihre Folgen können jedoch durch Vorsorgemaßnahmen abgemildert werden. Während des 20. Jahrhunderts wurden weit über 1000 Erdbeben mit katastrophalen Folgen registriert, die insgesamt den Tod von 1.5 – 2.0 Millionen Menschen zur Folge hatten (Coburn & Spence, 2002). Um die Anzahl der Todesopfer sowie die wirtschaftlichen Verluste in Zukunft zu senken, muss man die seismische Gefährdung, das Schadenspotential und das resultierende Risiko abschätzen, um geeignete Vorsorgemaßnahmen treffen zu können. Im Vordergrund steht hierbei die angemessene Dimensionierung bzw. Ertüchtigung von Bauwerken, damit die zu erwartenden Erdbebenbelastungen nicht zu strukturellen Schäden führen.

Die Einschätzung des Risikos für Menschen und Infrastruktur ist nicht nur in Gebieten mit hoher Seismizität wichtig. Gerade in Gebieten mit leichter bis moderater Seismizität, wie zum Beispiel der Niederrheinischen Bucht (NB), die zu einer typischen Intraplattenregion gehört, ist die Kenntnis der Gefährdung ein grundlegender Schritt für alle Vorsorgemaßnahmen. In solchen Gebieten wird meist nicht mit starken Bodenbewegungen gerechnet, da aufgrund der hohen Wiederkehrperioden starker Erdbeben nur ein Bruchteil dieser Beben in den historischen Aufzeichnungen erfasst ist. Paläoseismische Untersuchungen der letzten Jahre in der NB geben Hinweise auf deutlich stärkere Erdbeben mit Magnituden größer Mw 6 (Camelbeeck & Meghraoui, 1998; Vanneste et al., 2001; Vanneste & Verbeeck, 2001), als sie in den historischen Aufzeichnungen aufgeführt sind. Zur Erstellung von Bauvorschriften, wie zum Beispiel der DIN4149, der deutschen Baunorm für erdbebensicheres Bauen, ist es jedoch unabdingbar, die seismische Gefährdung einer Region zu kennen. Vor allem in dicht besiedelten Gebieten mit einer sehr aufwändigen Infrastruktur wie der NB, kann eine Unterdimensionierung von Bauwerken zu hohen wirtschaftlichen Schäden oder sogar zum Verlust von Menschenleben führen. Neben der Erdbebengefahr, die im Wesentlichen durch die regionale Tektonik bestimmt wird, spielt, auf bestimmte Standorte bezogen, die lokale Geologie eine sehr wichtige Rolle.

Für die seismische Gefährdungsanalyse wird häufig eine Zonierung vorgenommen. Diese kann in Makro- und Mikrozonierung unterteilt werden. Bei der Makrozonierung wird das relevante Gebiet, z.B. das Territorium eines Staates oder Landes, nach tektonischen bzw. seismologischen Gesichtspunkten in Zonen mit verschiedenen Graden der zu erwartenden

Intensität für unterschiedliche Eintrittswahrscheinlichkeiten eingeteilt. Für Deutschland wurden Einteilungen von Grünthal, Mayer-Rosa & Lenhardt (1998) und Leydecker & Aichele (1998) erstellt. Die Festlegung solcher Zonen basiert im Wesentlichen auf den Erdbebenkatalogen und den Kenntnissen der lokalen und regionalen Tektonik. Mit dieser Zonierung werden also die potentiellen seismischen Quellen modelliert. Der lokale Untergrund an einem Standort wird in einer Makrozonierung jedoch nicht berücksichtigt. Diese Charakteristika der Einwirkseite werden in Mikrozonierungen untersucht, die den Einfluss der lokalen geologischen und ingenieurseismologischen Eigenschaften des Untergrundes auf die zu erwartende Bodenantwort modellieren. Schon in der frühen Phase der modernen Seismologie wurde erkannt, dass der lokale Untergrund einen großen Einfluss auf die Bodenerschütterung hat. So schreibt Reid (1910): „Experience shows that the damage done by destructive earthquakes is much greater on alluvial soils than on solid rock“. Er erkannte diesen Zusammenhang, da beim Erdbeben von San Francisco 1906 die auf Lockersedimenten stehenden Häuser größere Schäden aufwiesen, als solche auf Festgestein. Bei diesem Erdbeben wurden ca. 3000 Menschen durch direkte oder indirekte Einflüsse getötet (Hansen & Condon, 1989). Es wurden ca. 28000 Häuser zerstört und der Sachschaden betrug ca. 400 Mio. USD (1906) (NOAA, 1972). Dank der modernen Versicherungswirtschaft stehen heutzutage zahlreiche Schadensanalysen zur Verfügung. So zeigte sich beim Erdbeben von Mexico City 1985, dessen Stadtgebiet im Bereich eines Sedimentbeckens liegt, anhand der Schadensdaten, dass der Hauptteil der Schäden im Bereich flacher Sedimente mit Mächtigkeiten zwischen 30 m und 45 m entstand. Die Verteilung der Gebäudeschäden zeigte, dass vor allem Hochhäuser mit 8 bis 16 Stockwerken betroffen waren, weil die Resonanzfrequenz dieser Gebäude mit der Resonanzfrequenz des Untergrundes übereinstimmte. Insgesamt ergaben sich Variationen der seismischen Intensität von 2 Graden (Seed et al., 1988). Auch die desaströsen Schäden vieler anderer Erdbeben in der jüngeren Zeit (Loma Prieta, 1989; Iran, 1990; Philippinen, 1990; Northridge, 1994; Kobe, 1995; Taiwan, 1999; Türkei, 1999) sind auf den Einfluss des lokalen Untergrundaufbaus und der Topographie zurückzuführen (Hartzell, Carver & Williams, 2001; Kawase, 2003; Fletcher & Wen, 2005). Dieser Einfluss wird unter dem Begriff Standorteffekte („site effects“) zusammengefasst.

Die Verstärkung der Bodenbewegung durch Standorteffekte wird unter anderem durch einen starken Impedanzkontrast zwischen Sediment und Festgestein hervorgerufen. Dieser führt dazu, dass sich seismische Wellen im Sedimentpaket konstruktiv überlagern können. Neben



diesem schon bei einem eindimensionalen, also lateral homogenen, Aufbau des Untergrundes auftretendem Effekt, kommt es an lateralen Heterogenitäten, z.B. Schwankungen in der Sedimentmächtigkeit, Verwerfungen oder Beckenkanten, zur Generierung von Oberflächenwellen durch Konversion, was zu einer Verstärkung und einer erhöhten Dauer der Bodenbewegung führen kann (z.B. Olsen, 2000; Frankel & Stephenson, 2000; Joyner, 2000; Choi, Stewart & Graves, 2005; Goto et al., 2005). Auch die Topographie kann die Bodenbewegung beeinflussen. So kommt es an Bergspitzen zu Verstärkungen und an Bergfüßen zu Abschwächungen durch Fokussierung oder Streuung der Wellenenergie (Bard & Tucker, 1985; Geli, Bard & Jullien, 1988; Pedersen et al., 1994; Assimaki, Gazetas & Kausel, 2005).

Da bisher keine Standards für Mikrozonierungen existieren, werden zahlreiche Verfahren zur Quantifizierung der Standorteffekte angewandt. Das einfachste Verfahren ist die Festlegung der zu erwartenden Bodenantwort anhand einer relativ groben Bodenklassifikation. Eine Reihe empirischer Verfahren basiert auf der Bestimmung der Verstärkung aus beobachteten Bodenbewegungen an einem Standort. Die als „*standard spectral ratio*“ (SSR) bezeichnete Methode wird nach Lacave, Bard & Koller (1999) weltweit am häufigsten eingesetzt (z.B. von Darragh & Shakal, 1991; Field & Jacob, 1995; Hartzell, 1998; Hartzell, Carver & Williams, 2001; Di Giulio et al., 2005). Sie vergleicht die Bodenbewegung an einem Standort mit der eines nahe gelegenen Referenzstandorts, meist eines Festgesteinsstandortes. Neben dieser Methode existieren noch Methoden, die auf dem spektralen Verhältnis der horizontalen zur vertikalen Komponente der Bodenbewegung (H/V) desselben Standortes basieren. Bei der als „H/V noise ratio“ bezeichneten Methode werden zur Bildung des spektralen Verhältnisses Bodenunruheaufzeichnungen verwendet. Diese Methode wurde zum Beispiel von Lermo, Francisco & Chavez-Garcia (1995), Fäh et al. (1997), Parolai & Galiana-Merino (2006) und im Bereich der NB von Ibs-von Seht & Wohlenberg (1999), Parolai et al. (2002), Scherbaum, Hinzen & Ohrnberger (2003), Hinzen, Weber & Scherbaum (2004) und Richwalski et al. (2006) angewendet. Sie ermöglicht die Abschätzung der Grundresonanzfrequenz des Untergrundes an einem Standort und bei Anwendung von Arraytechniken die Ermittlung der Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit aus der Dispersionsanalyse von Oberflächenwellen. Einen ähnlichen Ansatz verwendet die „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode, bei der das H/V-Verhältnis meist aus den Scherwellenphasen schwacher Erdbeben gebildet wird. Diese Methode wurde zum Beispiel von Chavez-Garcia et al. (1996) in Nordgriechenland, von Bonilla et al. (1997) in Kalifornien und von Zaré et al. (1999) im Iran angewandt. Folgt

man Kawase (2003), dann ist die physikalische Modellierung des Untergrundes als ein Medium, durch welches sich seismische Wellen ausbreiten, die geeignetste Methode, um Standorteffekte zu charakterisieren. Durch die Modellierung ist es möglich, die Bodenbewegung für jede erdenkliche Anregung und jeden Untergrund zu simulieren. Falls die Anregung so stark ist, dass der Boden nicht mehr linear reagiert, kann ein äquivalent lineares oder ein nichtlineares Verfahren zur Simulation des tatsächlichen Verhaltens des Untergrundes, bezogen auf sein Dämpfungs- und Scherverhalten, verwendet werden. Der Nachteil dieser Modellierung ist, dass ein erheblicher Aufwand erforderlich ist, den Aufbau des Untergrundes und seiner ingenieurseismologischen Eigenschaften zu ermitteln. Ein ingenieurseismologisches Modell des Untergrundes ist wegen der komplexen Natur notwendigerweise mit (oft starken) Vereinfachungen verbunden. Die gängigste Methode der Modellierung der Bodenantwort ist die eindimensionale äquivalent-lineare Bodenantwortanalyse. Die am häufigsten eingesetzte Software, die auf dieser Methode beruht, ist das Programm SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992), bzw. andere Modifikationen des Quellcodes des Programms SHAKE (Schnabel et al., 1972). So wurden zum Beispiel Untersuchungen unter Verwendung von SHAKE91 von Idriss (1990), Dickenson (1994), Chang (1996), Darragh & Idriss (1997), Molnar, Cassidy & Dosso (2004) und Andrade & Borja (2006) durchgeführt. Viel komplexer gestalten sich Methoden mit zwei- oder dreidimensionalen Modellen. So zum Beispiel die Finite-Differenzen- oder Finite-Element-Ansätze, die erlauben, die dreidimensionale Wellenausbreitung zu modellieren. Beide Ansätze sind jedoch rechenintensiv und benötigen eine Vielzahl von Eingangsinformationen. Für die NB wurde eine Modellierung der Bodenantwort mittels der Finite-Differenzen-Methode von Ewald et al. (2006) durchgeführt. Ewald et al. modellierten jedoch wegen der bestehenden Grenzen der Rechenkapazität nur Frequenzen bis  $\sim 1$  Hz, so dass der bauwerksrelevante Frequenzbereich zwischen 1 Hz und 10 Hz des seismischen Spektrums weitgehend unberücksichtigt blieb.

Da die NB ein flaches Sedimentbecken ist und die meisten relevanten Erdbebenherde in der Kruste unter diesem Becken liegen, fallen die Wellen meist steil ein. Abschnittsweise sind in weiten Bereichen des Beckens die Sedimentschichten eben und planparallel. Daher ist es sinnvoll, zunächst mit eindimensionalen Modellen zu arbeiten. Dabei wird in Kauf genommen, dass mögliche zwei- oder dreidimensionale Beckeneffekte nicht berücksichtigt werden, wodurch es zu einer Unterschätzung der Standorteffekte kommen kann. Gerade um Beckeneffekte, wie sie zum Beispiel für die NB von Ewald et al. (2006) berechnet wurden,

interpretieren zu können, ist es wichtig, die Ergebnisse solcher Berechnungen mit denen einfacherer Modellansätze, wie flächendeckenden 1D-Modellen, zu vergleichen. Aufgrund des flachen Reliefs der Oberfläche des Sedimentbeckens der NB können Topographieeffekte vernachlässigt werden. Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) bestimmten die Bodenantwort mittels einer eindimensionalen Bodenantwortanalyse für den Raum Köln. Das Untersuchungsgebiet hatte eine Fläche von ca. 400 km<sup>2</sup> und liegt im östlichen Bereich des geologischen Modells der vorliegenden Arbeit. Aufgrund der Annahme eines linearen Scher- und Dämpfungsverhaltens der Lockersedimente, wurden die nichtlinearen Effekte, die bei starken Anregungen einen erheblichen Einfluss auf die Bodenantwort haben, in der Studie nicht berücksichtigt. Die Verwendung eines äquivalent linearen Ansatzes, der ein nichtlineares Scher- und Dämpfungsverhalten approximiert, führt daher vor allem bei Bodenantwortanalysen für starke Anregungen zu praxisnahen Ergebnissen.

Ziel dieser Arbeit ist es, den Einfluss der ingenieurseismologischen Eigenschaften des Untergrundes auf die Bodenantwort im Bereich der südlichen NB flächendeckend zu untersuchen und die durch die Unkenntnis der exakten ingenieurseismologischen Parameter bestehenden Unsicherheiten in den Ergebnissen der Bodenantwortanalyse zu ermitteln. Die gute Kenntnis des geologischen Aufbaus, die vorliegenden ingenieurseismologischen Parameter, die relativ hohe Dichte der seismischen Stationen sowie die moderate Seismizität, die einen Vergleich unterschiedlicher Methoden zur Bestimmung der Bodenantwort ermöglicht, machen die NB zu einem idealen Untersuchungsgebiet. Die Abschätzung des Einflusses der Unkenntnis der exakten tiefenabhängigen ingenieurseismologischen Parameter wird über die Berechnung der Bodenantwort zahlreicher variierender Parametermodelle erreicht. Für die Berechnung der Bodenantwort wurde das Programm SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992) modifiziert und für eine automatisierte Berechnung erweitert. Die für die Modellierung benötigten Schichtinformationen wurden einem im Rahmen dieser Arbeit erstellten dreidimensionalen geologischen Modell entnommen und den geologischen Schichten wurden die für die äquivalent-lineare Bodenantwortanalyse erforderlichen ingenieurseismologischen Parameter, wie Scherwellengeschwindigkeit, Dichte, Schermodul und Dämpfung, zugeordnet. Die Ergebnisse der Modellrechnungen wurden anschließend mit den Ergebnissen anderer Studien (Bormann, et al., 2004; Tyagunov et al., 2006) die mit der „H/V noise ratio“-Methode und einer linearen Bodenantwortanalyse arbeiteten, verglichen.

### Gliederung:

In Kapitel 2 werden zunächst die geowissenschaftlichen Grundlagen für die Mikrozonierung erläutert. Im dritten Kapitel wird die regionale Geologie und Tektonik der NB beschrieben. In Kapitel 4 wird das im Rahmen dieser Arbeit erstellte dreidimensionale geologische Modell der südlichen NB vorgestellt. Kapitel 5 beschäftigt sich mit den ingenieurseismologischen Parametern des Untergrundes, dem Ablauf und der Auswertung der Modellierung. Weiterhin werden die Ergebnisse der Modellierung präsentiert. In Kapitel 6 wird ein Vergleich der Ergebnisse dieser Arbeit mit den Resultaten anderer Studien im Bereich der NB durchgeführt. In Kapitel 7 erfolgt eine Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Arbeit. Kapitel 8 listet die in dieser Arbeit verwendete Literatur auf. In Anhang A sind die lithostratigraphischen Profile der aus dem geologischen Modell generierten virtuellen Bohrlöcher dargestellt. Anhang B zeigt Grafiken der Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen und die zugehörige Datenbasis. Die Karten der Ergebnisse sind in Anhang C großformatig dargestellt. Anhang D listet die Resonanzfrequenzen und die Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen aus dem Vergleich der H/V-Methode mit den Modellierungsergebnissen auf.

## 2 Standorteffekte

Der oft komplexe Einfluss des Untergrundes auf die Bodenbewegung bei Erdbeben an einem Standort wird durch den Begriff „Standorteffekte“ beschrieben. Standorteffekte äußern sich durch die Änderung der Amplitude, des Frequenzinhaltes sowie der Dauer der Bodenbewegung. Sie sind abhängig von dem Aufbau und den geophysikalischen Eigenschaften der Sediment-/Festgesteinsäule unter dem Standort (siehe Kapitel 2.2), der Form und der Füllung der geologischen Großstrukturen wie Sedimentbecken (siehe Kapitel 2.3) und der Topographie (siehe Kapitel 2.4).

Der Einfluss der geologischen Gegebenheiten auf die Bodenerschütterung war schon im 19. Jahrhundert bekannt. MacMurdo (1824) stellte nach dem Erdbeben in der Region Kachchh (Indien) von 1819 mit einer Magnitude ( $M_w$ ) von  $7.7 \pm 0.2$  (Bilham, 1999) fest: „buildings situated on rock were not by any means so much affected ... as those whose foundations did not reach the bottom of the soil“ (Kramer, 1996). Mallet (1862) untersuchte die Schäden des Erdbebens von Neapel am 16. Dezember 1857 mit einer Magnitude ( $M_S$ ) von 7.0 (Benedetti et al., 1998) und erkannte ebenfalls den Einfluss der lokalen Geologie. Wood (1908) und Reid (1910) zeigten am Fall des San Francisco Erdbeben mit der Magnitude ( $M_w$ ) 7.7 (Wald et al., 1993) am 18. April 1906, dass die Intensität der Bodenbewegung vom Aufbau des lokalen Untergrundes abhängt. Gutenberg (1927) entwickelte erstmals standortabhängige Verstärkungsfaktoren aus mikroseismischen Aufzeichnungen für Standorte mit unterschiedlichen geologischen Untergründen. Auch im späten 20. Jahrhundert wurden Standorteffekte, die für die desaströsen Schäden in vielen Regionen bei großen Erdbeben verantwortlich waren, beobachtet. Die weiträumigen Zerstörungen in Mexico City (Mexiko) durch das Guerrero Erdbeben (1985,  $M_S=8.1$ ), im Becken von San Francisco (USA) durch das Loma Prieta Beben (1989,  $M_S=7.1$ ), in den Küstenregionen um Kobe (Japan) durch das Kobe Beben (1995,  $M_S=6.9$ ) und in Adapazari (Türkei) durch das Kocaeli Beben (1999,  $M_S=7.8$ ) sind nur einige Beispiele, anhand derer Standorteffekte eindrucksvoll verdeutlicht wurden.

### 2.1 Empirische Studien zu Standorteffekten

Die Quantifizierung von Standorteffekten aus Starkbebenaufzeichnungen setzt die Beseitigung der Quell- und Ausbreitungseffekte voraus. Zur Quantifizierung werden zwei unterschiedliche Ansätze verwendet. Der Erste vergleicht die gemessene Bodenbewegung eines Lockersedimentstandortes mit der eines Referenzstandortes (Festgestein), der zweite

Ansatz kommt ohne einen Referenzstandort aus. Für den Ansatz mit Referenzstation gilt: Wenn der Lockersedimentsstandort und die Referenzstation nahe beieinander liegen, beinhalten beide Bodenbewegungen ähnliche Quell- und Ausbreitungseffekte, so dass ein Vergleich der beiden Bewegungen eine Abschätzung der Standorteffekte ermöglicht. Untersuchungen dieser Art, bei denen entweder die Antwort- oder die Fourieramplitudenspektren verglichen werden, auch als SSR-Methode („Standard Spectral Ratio“) bezeichnet, wurden z.B. von Borchardt (1970), Borchardt & Gibbs (1976), Rogers et al. (1984), Darragh & Shakal (1991) und Hartzell et al. (1997, 2000) durchgeführt.

Der zweite Ansatz benötigt keine Referenzstation und kann auf alle verfügbaren Erdbebenaufzeichnungen angewandt werden. Bei der HVSR-Methode („Horizontal-to-Vertical-Spectral Ratio“) wird das Spektrum der horizontalen Komponente einer Aufzeichnung auf das Spektrum der vertikalen Komponente desselben Standortes normiert. Die Spektren werden hierbei aus dem durch die Scherwellen (S-Wellen) dominierten Bereich der Aufzeichnung berechnet. Generell weisen die mittels der HVSR-Methode bestimmten Amplitudenverstärkungsfunktionen eine gute Übereinstimmung mit denen der SSR-Methode auf (Lermo & Chavez-Garcia, 1993; Tsuboi, Saito & Ishihara, 2001). In einigen Studien zeigen sich jedoch Unterschiede in den Amplitudenverstärkungen (Field & Jacob, 1995; Bonilla et al., 1997), wodurch die Verwendung dieser Methode einschränkt wird. In einer Modifizierung der HVSR-Methode wird das vertikale Spektrum des Standortes durch ein Referenzspektrum (für Festgestein) ersetzt, das aus Bodenbewegungsmodellen gewonnen wurde (z.B. Sokolov, 1997; Lee & Anderson, 2000; Field et al., 2000).

Nachfolgend werden einige ausgewählte Studien über die Quantifizierung von Standorteffekten vorgestellt:

Borchardt & Gibbs (1976) und Rogers et al. (1984) untersuchten im Gebiet von San Francisco und Los Angeles die Aufzeichnungen von nuklearen Explosionen in Nevada. Sie ermittelten Übertragungsfunktionen mittels der SSR-Methode von Standorten mit unterschiedlichem geologischen Untergrund. Die Referenzstationen standen auf steifen granitischen oder kristallinen Gesteinen. Die höchsten Amplitudenverstärkungen (~10) traten an Standorten mit schlickigem/schlammigem Untergrund („bay mud“) auf. Die Verstärkungen an Standorten auf alluvialen Sedimenten in San Francisco und Los Angeles waren kleiner (~2-5). Standorte,

deren Untergrund aus sedimentären Festgesteinen bestand, wiesen Verstärkungen um den Faktor 3 auf.

Darragh & Shakal (1991) ermittelten mittels der SSR-Methode die Verstärkungen durch den Untergrund an zwei Fels-Lockersediment-Stationspaaren anhand von Aufzeichnungen des Loma Prieta Erdbebens und dessen Nachbeben. Das erste Stationspaar bestand aus dem Lockersedimentstandort Treasure Island und dem Festgesteinsstandort Yerba Buena Island (San Francisco-Oakland-Gebiet). Sie stellten für Frequenzen um 1 Hz fest, dass während des Hauptbebens ( $M_L=7.0$ ) die Verstärkungen an der Lockersedimentstation um den Faktor 4 lagen und bei den Nachbeben mit abnehmender Magnitude bis auf den Faktor 25 bei Magnitude ( $M_L$ ) 3.3 zunahm. Das zweite Stationspaar, das aus den Stationen Gilroy #2 (Sediment) und Gilroy #1 (Fels) bestand, wies dagegen keine deutliche Abhängigkeit der Verstärkungsfaktoren von der Magnitude der Erdbeben auf.

Pratt et al. (2003) untersuchten die Verstärkungen durch das Sedimentbecken von Seattle (USA, Washington State) anhand des Chi-Chi Erdbebens (Taiwan, 1999,  $M_w=7.6$ ), zwei lokalen Erdbeben und fünf Sprengungen. Die Studie zeigt die Wirkung eindimensionaler Effekte (siehe Kapitel 2.2) und dreidimensionaler Beckengeometrie (siehe Kapitel 2.3) auf die Bodenbewegung. Bei den zuerst eintreffenden Raumwellen wurde die Verstärkung durch eindimensionale Effekte (Impedanzkontrast, Resonanz) dominiert und es traten frequenzabhängige Amplitudenverstärkungen mit Faktoren zwischen 4 und 6 auf. Die dreidimensionalen Effekte erhöhten die Amplituden dieser zuerst ankommenden Wellen (nur) um den Faktor 2-3. Die eindimensionalen Effekte hatten somit fast den doppelten Einfluss auf die zuerst von unten in das Seattle Becken eintretenden Wellen wie die dreidimensionalen Effekte.

Cara et al. (2005) verwendeten die Nachbeben des Molise Erdbeben (Italien, 2002,  $M_w=5.7$ ), um den lokalen Verstärkungseffekt durch laterale Variationen der oberflächennahen Geologie in der Stadt San Giuliano zu untersuchen. Die Analyse von Wellenformen zeigte, dass in dem Bereich, wo Tone den Untergrund bildeten und starke Schäden auftraten, die Maximalamplituden der S-Wellen bis zu einem Faktor 6 höher waren, als an einer wenige hundert Meter entfernten Festgesteinsstation.

Lermo & Chavez-Garcia (1993) verglichen die SSR-Methode mit der HVSR-Methode anhand von Erdbebenaufzeichnungen und kamen zu dem Ergebnis, dass die HVSR-Methode eine erste Abschätzung der Eigenfrequenz des Untergrundes und der zugehörigen Verstärkung ermöglicht.

Bonilla et al. (1997) schätzten die Standortverstärkung aus Coda-Wellen, S-Wellen und mittels der HVSR-Methode aus Aufzeichnungen von Nachbeben des Northridge Erdbebens (1994) ab. Die Verstärkungen wurden für die Coda- und S-Wellen mittels der SSR-Methode und einer Inversionsmethode bestimmt. Sie stellten fest, dass die HVSR-Methode dieselben vorherrschenden Maxima zeigt wie die anderen beiden Methoden und sie zur Abschätzung der Frequenzen, an denen Verstärkungsmaxima auftreten, geeignet ist. Aufgrund der teilweise großen Unterschiede in den ermittelten Amplituden der Verstärkung an zahlreichen Standorten im Vergleich zu den anderen beiden Methoden, ist sie nach Ansicht der Autoren jedoch nicht geeignet, die Verstärkungen zu bestimmen.

Tsuboi, Saito & Ishihara (2001) kommen zu einem anderen Ergebnis. Sie berechneten spektrale Verhältnisse zwischen Aufzeichnungen an der Sedimentoberfläche und Bohrlochaufzeichnungen des Festgesteinsuntergrundes und verglichen diese mit den Übertragungsfunktionen, die sie mittels der HVSR-Methode bestimmten. Die Ergebnisse zeigten, dass die HVSR-Methode eine gute Abschätzung der Verstärkungen im Frequenzbereich zwischen 1–4 Hz ermöglicht, wenn die oberflächennahe Geschwindigkeitsstruktur relativ einfach und wenn das Verhältnis von Signal zu Rauschen adäquat ist.

Hartzell (1998) untersuchte anhand spektraler Verhältnisse von Sediment- und Festgesteinsstationen von starken und schwachen Bodenbewegungen das Ausmaß der nichtlinearen Bodenantwort im Gebiet um Los Angeles während des Northridge Erdbebens (1994). Der Grad der Nichtlinearität wurde anhand von 25 Standorten in und um die Becken von San Fernando und Los Angeles herum, basierend auf dem Verhältnis der spektralen Verstärkungen von schwachen und starken Bodenbewegungen (WSAF = „weak-to-strong spectral amplification factors“), ermittelt. Die Werte der WSAF variieren stark von Standort zu Standort und für die einzelnen Standorte schwanken sie stark in den Frequenzbereichen. Die Komplexität dieser Variationen beruht auf den Unterschieden in den Materialeigenschaften des Untergrundes und der Amplitude sowie dem Frequenzinhalt der



Anregung. Daher ist es nicht möglich, einen bestimmten Beschleunigungs- oder Geschwindigkeitswert anzugeben ab dem Nichtlinearität auftritt. In den Daten des Autors tritt Nichtlinearität erst bei Maximalbeschleunigungen größer  $2 - 3 \text{ m/s}^2$  und Maximalgeschwindigkeiten größer  $0.2 - 0.3 \text{ m/s}$  auf. Es zeigt sich bei allen Standorten im oder in der Nähe des San Fernando Beckens Nichtlinearität, während im Bereich des Los Angeles Beckens nur an einigen isolierten Standorten Nichtlinearität auftritt.

## 2.2 Eindimensionale Bodenantwortanalyse

### 2.2.1 Theoretische Betrachtung

Durch ein Erdbeben erzeugte Raumwellen breiten sich radial vom Erdbebenherd aus. Wenn sie Grenzen zwischen Schichten mit unterschiedlichen Materialeigenschaften erreichen, werden sie reflektiert und refraktiert. Da sich die Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten mit abnehmender Tiefe, vor allem bei Lockersedimenten, verringern, werden von unten einfallende Wellenstrahlen, die auf horizontal gelagerte Schichten treffen, zunehmend in die Vertikale gebrochen, so dass sie nahe der Oberfläche fast vertikal propagieren (Abb. 2-1). Deswegen kann man, wenn zwei- oder dreidimensionale Effekte zu vernachlässigen sind (siehe Kapitel 2.3 und 2.4), ein eindimensionales Modell mit horizontal gelagerten Schichten verwenden, um Standorteffekte zu untersuchen. Da Bauwerke im allgemeinen auf Horizontalbewegungen sensibler reagieren als auf vertikale Bewegungen und horizontal polarisierte S-Wellen (SH-Wellen), die senkrecht auf eine horizontale Schichtgrenze treffen, keine konvertierten Wellen erzeugen, wird nachfolgend von einem eindimensionalen Modell ausgegangen.

Lockersedimente wirken wie ein Filter zwischen dem Eingangssignal, in den meisten Fällen die Bewegung des Festgesteins an der Oberfläche oder des Festgesteins unter den Sedimenten, und dem Ausgangssignal, also die Bodenbewegung an der Oberfläche der Lockersedimente (Abb. 2-1 links). Die Wirkung dieses Filters kann mit Hilfe seiner Übertragungsfunktion beschrieben werden.

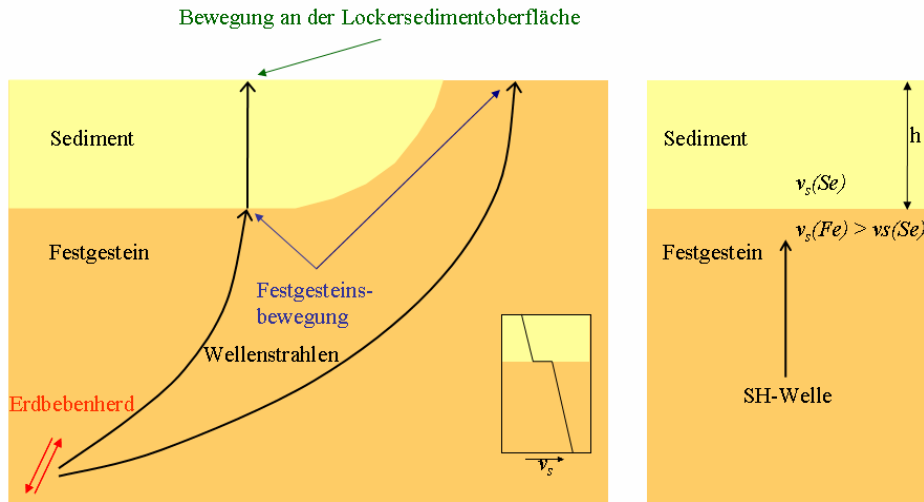


Abb. 2-1:  
 Links: Schematische Wellenwege von Raumwellen in Medien mit Geschwindigkeitsgradienten und Bezeichnung der Bodenbewegung  
 Rechts: Eindimensionaler Fall einer Schicht über einem Festgesteinshalbraum mit senkrecht einfallender SH-Welle

Nachfolgend wird anhand vereinfachter eindimensionaler Modelle (Abb. 2-1 rechts) der Einfluss der Sedimenteigenschaften und der Sedimentmächtigkeit auf die Übertragungsfunktionen erläutert. Der einfachste Fall ist eine Schicht ohne Dämpfung über einem steifen Halbraum. Die zugehörige Verstärkungsfunktion (Abb. 2-2), also der Betrag der komplexen Übertragungsfunktion, lautet für diesen Fall (nach Kramer, 1996):

$$|F(\omega)| = \frac{1}{|\cos(\omega h / v_s)|} \quad (2.1)$$

mit

$\omega$     Kreisfrequenz

$h$     Schichtmächtigkeit der Lockersedimente

$v_s$     Scherwellengeschwindigkeit der Lockersedimente

Strebt  $\omega h / v_s$  gegen  $\pi/2 + n\pi$ , geht der Nenner gegen 0 und  $|F(\omega)|$  gegen unendlich. Es tritt Resonanz auf.

Wenn innerhalb des Sedimentes Dämpfung  $\xi$  auftritt ( $\xi > 0$ ), bleibt der Nenner der zugehörigen Verstärkungsfunktion (2.2) größer Null und die Verstärkung bleibt endlich (Abb. 2-3). Je größer die Dämpfung ist, desto kleiner werden die Amplituden.

$$|F(\omega)| \approx \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega h / v_s) + [\xi(\omega h / v_s)]^2}} \quad (2.2)$$

$\xi$     Dämpfung der Lockersedimente

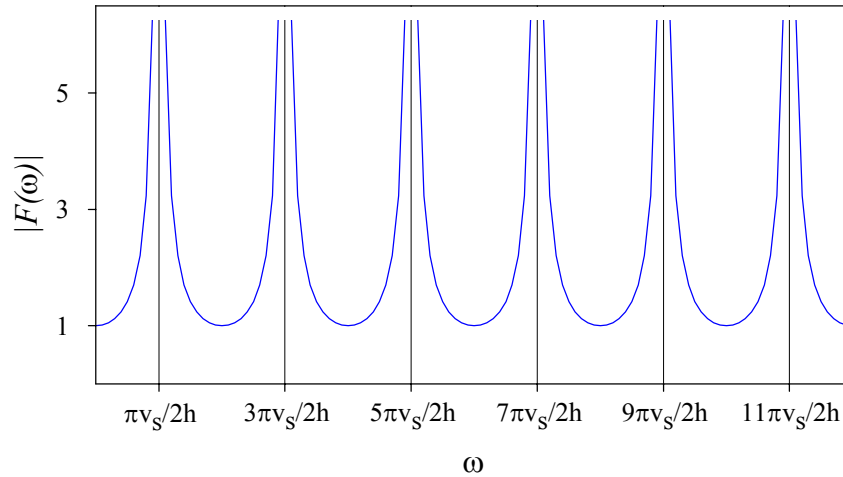


Abb. 2-2: Beispiel der Verstärkungsfunktion einer homogenen Sedimentschicht auf steifer Festgesteinsschicht ohne Dämpfung.

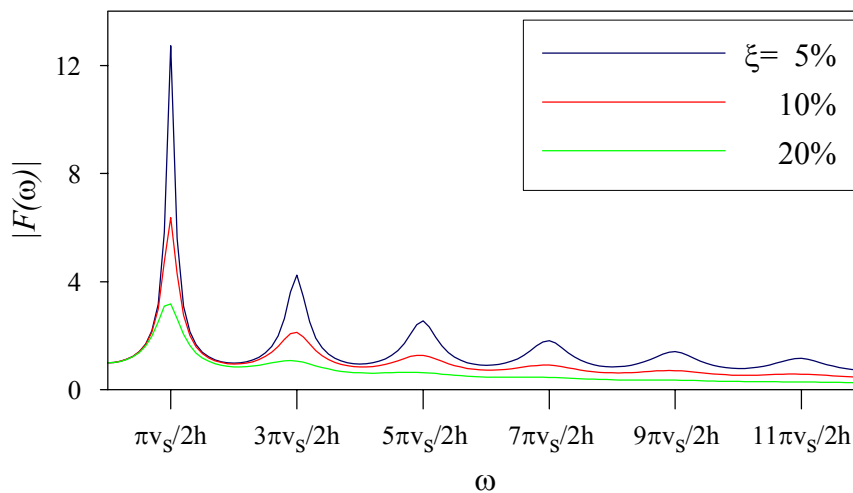


Abb. 2-3: Verstärkungsfunktion einer Lockersedimentschicht mit 5%, 10% oder 20% Dämpfung auf einem steifen Festgestein

Die Frequenzen der lokalen Maxima sind die Eigenfrequenzen der Sedimentschicht. Die  $n$ -te Eigenfrequenz ist:

$$\omega_n \approx \frac{v_S}{h} \left( \frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (2.3)$$

Der Dämpfungseffekt nimmt mit wachsender Frequenz zu. Die größte Verstärkung tritt daher bei der niedrigsten Eigenfrequenz, auch als Grundresonanzfrequenz  $\omega_0$  bezeichnet, auf:

$$\omega_0 = \frac{\pi v_S}{2h} \quad (2.4)$$

Beide Beispiele gehen von einem steifen Festgestein aus, so dass die Bewegung des Festgesteins nicht durch die Bewegungen des Sedimentes beeinflusst wird. Die Wellenergie, die von unten in das Sediment eintritt, wird in diesem „gefangen“, da die von der freien Oberfläche reflektierten Wellen von der Festgesteinsgrenze total reflektiert werden. Wenn das

Festgestein jedoch elastisch modelliert wird, fließt ein Teil der Wellenenergie aus der homogenen Sedimentschicht wieder in das Festgestein zurück. Da im Fall einer dämpfenden Sedimentschicht der Betrag der komplexen Übertragungsfunktion nicht in einer einfachen Formel angegeben werden kann (Kramer, 1996), wird, um den bedeutenden Effekt des elastischen Festgesteins zu erläutern, der Fall eines Sediments ohne Dämpfung auf einem elastischen Festgestein beschrieben. In diesem Fall lautet die Verstärkungsfunktion (Kramer, 1996):

$$|F(\omega, \xi = 0)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega h / v_s) + I^2 \sin^2 \omega h / v_s}} \quad (2.5)$$

mit

$I$  Impedanzverhältnis zwischen Sedimentschicht und Festgestein

Die Steifigkeit des Festgesteins wird durch das komplexe Impedanzverhältnis  $I^*$  berücksichtigt:

$$I^* = \frac{\rho_{Se} v_{S_{Se}}^*}{\rho_F v_{S_F}^*} \quad (2.6)$$

mit

$\rho_{Se}$  Dichte des Sediments

$v_{S_{Se}}^*$  komplexe Scherwellengeschwindigkeit des Sediments

$\rho_F$  Dichte des Festgesteins

$v_{S_F}^*$  komplexe Scherwellengeschwindigkeit des Festgesteins

Abbildung 2-4 zeigt die Verstärkungsfunktionen für drei Impedanzverhältnisse. Je geringer das Impedanzverhältnis ist, desto höhere Verstärkungen treten bei den Eigenfrequenzen auf.

Für die Analyse der Bodenantwort eines realen geologischen Untergrundes muss man von einem Mehrschichtfall mit unterschiedlichen Materialeigenschaften der Schichten, wie Geschwindigkeit, Dichte, Dämpfung und Schermodul, ausgehen. Da es in diesem Fall zu multiplen Reflexionen der Wellen kommt, ist die Übertragungsfunktion deutlich komplizierter als im Fall einer Schicht über einem Halbraum und es bietet sich eine numerische Lösung zur Analyse der Bodenantwort, zum Beispiel mittels des Programms SHAKE bzw. SHAKE91 (Schnabel et al., 1972), an.

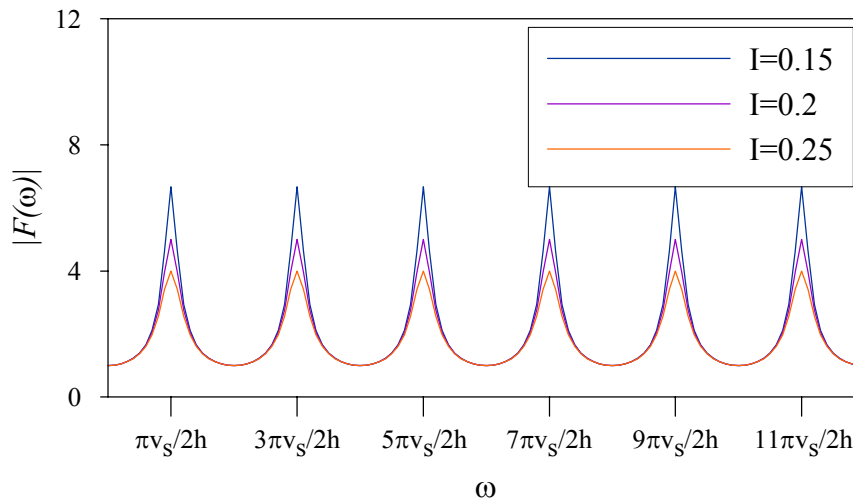


Abb. 2-4: Verstärkungsfunktion einer ungedämpften Sedimentschicht über einem elastischen Festgestein für unterschiedliche Impedanzverhältnisse.

### 2.2.2 Bodenantwortanalyse mittels des äquivalent-linearen Ansatzes

Da sich Lockersedimente nur bei Scherdehnungen unterhalb eines gewissen Grenzwertes, nach Hardin & Drnevich (1972) beträgt dieser  $10^{-5}$ , linear in Bezug auf die Scher- und Dämpfungseigenschaften verhalten, muss bei höheren Scherdehnungen das nichtlineare Verhalten des Bodens berücksichtigt werden. Die Nichtlinearität äußert sich bei zunehmender Stärke der Anregung der Lockersedimente in einer Verringerung der Schersteifigkeit und der Scherwellengeschwindigkeit und einer Erhöhung der Dämpfung. Bezogen auf die Standorteffekte kommt es zu einer Erniedrigung der dominanten Frequenzen und Verringerung der Verstärkungsfaktoren (Kawase, 2003).

Um diesem nichtlinearen Verhalten des Bodens Rechnung zu tragen, muss der lineare Ansatz modifiziert werden, um sinnvolle Abschätzungen der Bodenantwort für praktische Anwendungen zu ermöglichen. Mit Hilfe des äquivalent-linearen Ansatzes kann eine Näherung des nichtlinearen Spannungs-Dehnungs-Verhalten von zyklisch beanspruchten Sedimenten erfolgen (Kramer, 1996).

Lockersedimente weisen ein sehr komplexes Materialverhalten bei einer dynamisch zyklischen Belastung auf, das sich durch eine Steifigkeitsreduktion des elastischen Schubmoduls  $G_{max}$  in Abhängigkeit von der zyklischen Scherdehnung  $\gamma$  näherungsweise beschreiben lässt. Durch die Steifigkeitsreduktion bei zunehmender Scherspannung zeigt die Spannungs-Dehnungskennlinie die Form einer geschlossenen Hystereseschleife (Abb. 2-5). Die Steigung der Kurve ist von der Steifigkeit des Sedimentes abhängig, die an jedem Punkt

während des Belastungsprozesses durch die Tangente des Schermoduls  $G_{tan}$  beschrieben werden kann.  $G_{tan}$  variiert während des Zyklus, der mittlere Wert über die ganze Schleife kann jedoch näherungsweise über die Sekante des Schermoduls  $G_{sec}$  mit der Scherspannung  $\tau_c$  und Scherdehnungsamplitude  $\gamma_c$  berechnet werden.

$$G_{sec} = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad (2.7)$$

Der Energieverlust pro Belastungszyklus  $W_D$  kann einer äquivalenten viskosen Dämpfung  $\xi$  gleichgesetzt werden (Studer & Koller, 1997).

$$\xi = \frac{W_D}{4\pi W_S} \quad (2.8)$$

$W_S$  ist gleich der maximalen Scherdehnungsenergie.

Ursache für den Energieverlust kann z.B. Reibung an den Kornkontaktflächen des Lockersedimentes sein (Whitman, 1970).

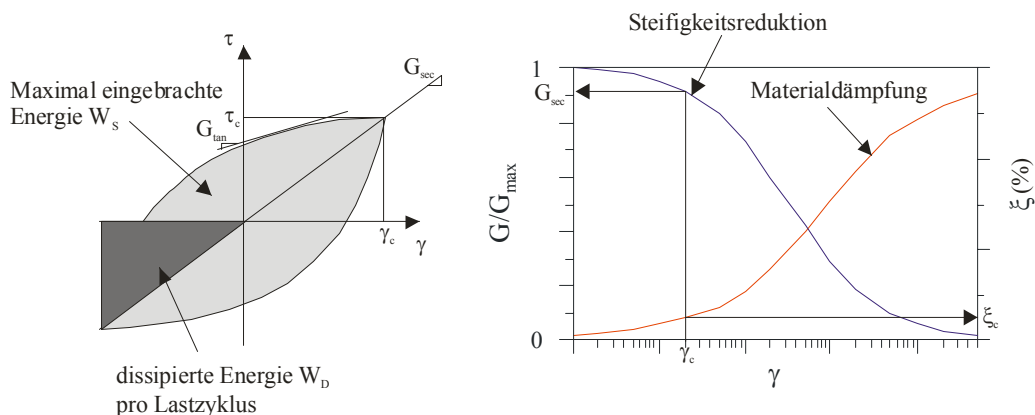


Abb. 2-5:

Links: Hystereseschleife mit der Scherspannung  $\tau_c$ , der Scherdehnung  $\gamma_c$ , des Sekantenmoduls  $G_{sec}$  und des Tangentenmoduls  $G_{tan}$

Rechts:  $G/G_{max}$ - $\gamma$  (blau) und  $\xi$ - $\gamma$  Kurve (rot). In die Kurven sind die zu der Scherdehnung  $\gamma_c$  gehörigen Werte des normierten Schermoduls  $G_{sec}$  und der Dämpfung  $\xi_c$  eingezeichnet.

Die Steifigkeitsreduktion und das Dämpfungsverhalten werden häufig in Form einer normierten Schermodul-Scherdehnungskurve ( $G/G_{max}$ - $\gamma$ -Kurve) und einer Dämpfung-Scherdehnungskurve ( $\xi$ - $\gamma$ -Kurve) beschrieben (Abb. 2-5 rechts). In den letzten Jahrzehnten wurden eine Vielzahl derartiger Kurven von verschiedenen Autoren veröffentlicht (Seed & Idriss, 1970; Seed et al., 1986; Sun et al., 1988; Vucetic & Dobry, 1991). In Kapitel 5 sind ausgewählte  $G/G_{max}$ - $\gamma$ - und  $\xi$ - $\gamma$ -Kurven abgebildet.

Die Werte für den Schermodul und die Dämpfung lassen sich durch Feldmethoden wie Reflexions-/Refraktionsseismik, SASW, Down- und Crosshole-Messungen, dynamische Eindringversuche und andere, sowie Laborversuche (wie Resonant-Column-Versuch), Ultraschallmessungen, zyklische Scherversuche und zyklische Triaxialversuche ermitteln. Studer & Koller (1997) geben eine Übersicht über die Methoden und ihre Vor- und Nachteile.

Die Labortests, mit denen die Steifigkeitsreduktion- und Dämpfungsverhältnis-Kurven bestimmt werden, verwenden eine einfache harmonische Belastung und charakterisieren das Dehnungsniveau durch die Maximalamplitude der Dehnung. Bei einem reellen Erdbeben sind die in einer Zeitfolge auftretenden Scherdehnungen jedoch aperiodisch und die maximale Amplitude tritt auch nur bei einigen Spitzen auf. Daher ist es allgemein üblich, das Dehnungsniveau der transienten Bodenbewegung durch die effektive Scherdehnung zu beschreiben, die wie aus empirischen Untersuchungen ermittelt, zwischen 50% und 70% der maximalen Scherdehnung liegt. Zur Ermittlung der effektiven Scherdehnung wird häufig ein Wert für das Verhältnis von effektiver Scherdehnung zu maximaler Scherdehnung  $R_\gamma = 0.65$  angesetzt (Kramer, 1996). Idriss & Sun (1992) berechnen das Verhältnis nach:

$$R_\gamma = (\text{Magnitude der Anregung} - 1) / 10 \quad (2.9)$$

Durch den äquivalent-linearen Ansatz sind der Schermodul  $G$  und die Dämpfung  $\xi$  für jede Schicht während der gesamten Belastungsdauer konstant.

Die Dämpfung in Lockersedimenten ist nach Hardin & Black (1966, 1969) und Dobry (1970) im ingenieurseismologisch relevanten Frequenzbereich frequenzunabhängig. Damit die Werte kompatibel mit der in die Schicht induzierten Spannung sind, wird ein iterativer Prozess verwendet, der im Folgenden kurz erläutert wird (Abb. 2-6). Die Berechnung beginnt mit geschätzten Schermodul- und Dämpfungswerten, die demselben Dehnungswert zugeordnet sind, meist dem der kleinsten Scherdehnung. Mit diesen Werten werden die Bodenantwort und die Zeitreihe der Scherdehnung für jede Schicht berechnet. Die effektive Scherdehnung wird aus der maximalen Scherdehnung in der berechneten Scherdehnungszeitreihe und dem Verhältnis  $R_\gamma$  ermittelt. Ausgehend von der effektiven Scherdehnung werden die nächsten Werte für Schermodul  $G$  und die Dämpfung  $\xi$  aus der  $G/G_{max}-\gamma$ - und der  $\xi-\gamma$ -Kurve bestimmt. Diese Iteration wird solange durchgeführt bis die Unterschiede in den berechneten Schermodul- und Dämpfungswerten zwischen zwei aufeinander folgenden Iterationen unter

einem bestimmten Grenzwert liegen. Nach Schnabel et al. (1972) liegen die Unterschiede bei 3-5 Iterationen unter 5-10%.

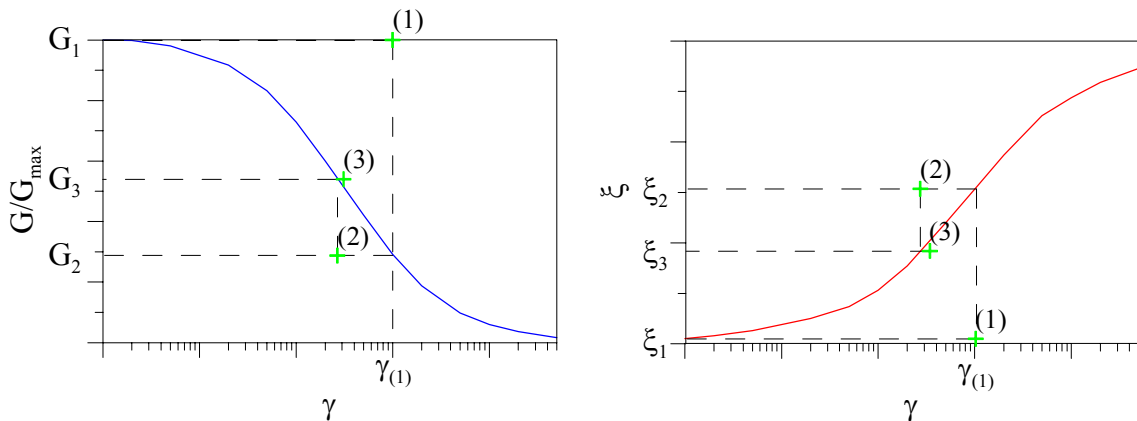


Abb. 2-6: Iteration zur Bestimmung von scherdehnungskompatiblen Schermodul- und Dämpfungswerten. Für die Werte des Schermoduls  $G_{(1)}$  und der Dämpfung  $\xi_{(1)}$  ergibt sich eine effektive Scherdehnung  $\gamma_{(1)}$ . Da diese größer als die nach der  $G/G_{\max}$ - $\gamma$  und der  $\xi$ - $\gamma$  Kurve zu  $G_{(1)}$  und  $\xi_{(1)}$  gehörige Scherdehnung ist, wird eine Iteration benötigt. Die nächste Iteration verwendet die Werte  $G_{(2)}$  und  $\xi_{(2)}$ , die kompatibel mit  $\gamma_{(1)}$  sind. Die äquivalent lineare Analyse wird wiederholt und die Parameter überprüft bis scherdehnungskompatible Werte für  $G$  und  $\xi$  berechnet sind.

Der äquivalent lineare Ansatz zur eindimensionalen Bodenantwortanalyse von geschichteten Medien wurde in dem Programm SHAKE (Schnabel et al., 1972) umgesetzt.

### 2.2.3 Verifizierungsstudien

In vielen Studien wurden SHAKE und zahlreiche Programme, die auf einem nichtlinearen Ansatz beruhen, für die Verifizierung der Leistungsfähigkeit von eindimensionalen Bodenantwortanalysen verwendet. Etliche dieser Studien verwendeten nahe beieinander liegende Lockersediment- und Festgesteinsaufzeichnungen, um die mit der Festgesteinsbewegung als Anregung berechneten Bodenantwortspektren der Lockersedimentoberfläche mit den aus den Lockersedimentaufzeichnungen ermittelten Bodenantwortspektren vergleichen zu können. Tabelle 2-1 listet einige dieser Studien auf.

Erdbeben	Untersuchungsgebiet	Literatur	Programm
1985 Michoacan-Guerrero	„Soft clay“ – Mexico City	Seed et al. (1987)	SHAKE
1989 Loma Prieta	“Bay Mud” – Bucht von San Francisco (11 Standorte)	Idriss (1990)	SHAKE
		Dickenson (1994)	SHAKE, MARDESRA
	“Deep stiff clay” – Oakland, Emeryville; Gilroy (4 Standorte)	Chang (1996)	SHAKE, DMOD
		Darragh & Idriss (1997)	SHAKE
1994 Northridge	“Deep alluvium” – Sylmar, Hollywood, Santa Monica (3 Standorte)	Chang et al. (1996)	SHAKE, DMOD

Tabelle 2-1 : Studien über eindimensionale Bodenantwortanalysen nach Stewart et al. (2001)



Die modellierten Bodenantworten an den Lockersedimentstandorten dieser Studien stimmen über einen großen Frequenzbereich angemessen gut mit den aufgezeichneten Bodenantworten überein. Abbildung 2-7 zeigt die aus den Aufzeichnungen bestimmten und von Dickenson (1994) mittels der Programme SHAKE und MARDESRA berechneten Bodenantwortspektren für weiche Tone für die Standorte Larkspur Ferry Terminal (USA) und Treasure Island (USA). Die Kurven beider berechneter Bodenantwortspektren für den Standort Larkspur Ferry Terminal zeigen einen ähnlichen Verlauf wie das aufgezeichnete Bodenantwortspektrum. Jedoch kommt es bei dem Programm SHAKE zu einer Überschätzung und bei MARDESRA zu einer Unterschätzung der Bodenantwort. Für den Standort Treasure Island stimmen die Bodenantwortspektren sehr gut überein. Die Resultate waren für die tiefen festen Sedimente unterschiedlich. Abbildung 2-8 zeigt den Vergleich zwischen den von Wang (1990) mit den Programmen SHAKE und DMOD berechneten Bodenantwortspektren und den, aus Aufzeichnungen bestimmten, Bodenantwortspektren für tiefe und feste nordkalifornische Tone. Während sich für Frequenzen über 1 Hz gute Übereinstimmungen zeigen, weisen die Spektren für Frequenzen kleiner 1 Hz teilweise große Unterschiede auf. Die von Wang (1990) berechneten Bodenantwortspektren für tiefe alluviale Standorte in der Region Los Angeles weisen dagegen eine schlechte Übereinstimmung auf. Die berechneten Bodenantwortspektren liegen deutlich unter denen aus den Aufzeichnungen bestimmten (z.B. Abb. 2-9). Die Unterschiede in den Übereinstimmungen zwischen den berechneten und den aus den Aufzeichnungen ermittelten Bodenantworten für die Meeresbuchtgebiete um San Francisco und den Standorten im Raum Los Angeles können vielleicht in den im Raum Los Angeles auftretenden Beckeneffekten (vor allem bei langen Perioden) begründet sein (Stewart et al., 2001). Hartzell et al. (2000) zeigten in Studien, dass für schwache Anregungen in einigen Fällen die eindimensionale Modellierung geeignet ist, um die beobachtete Verstärkung von Frequenzen kleiner 2 Hz zu erklären.

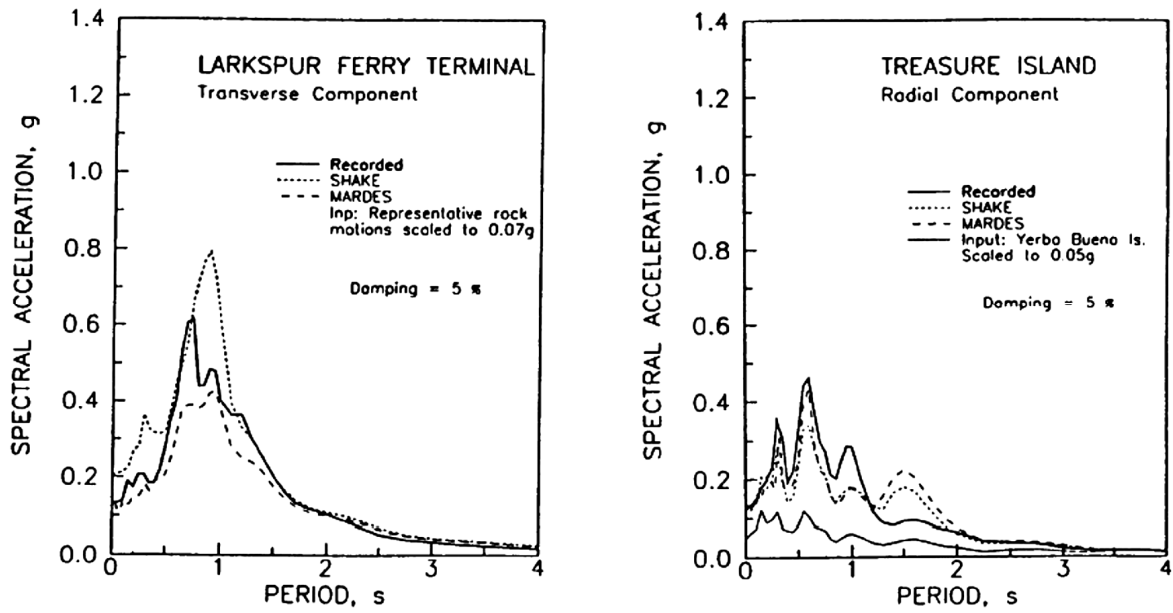


Abb. 2-7: Vergleich zwischen aufgezeichneten und berechneten (SHAKE, MARDESRA) Antwortspektren mit einer Dämpfung des Schwingers von 5% für repräsentative Standorte mit weichen Tönen (aus Dickenson, 1994).

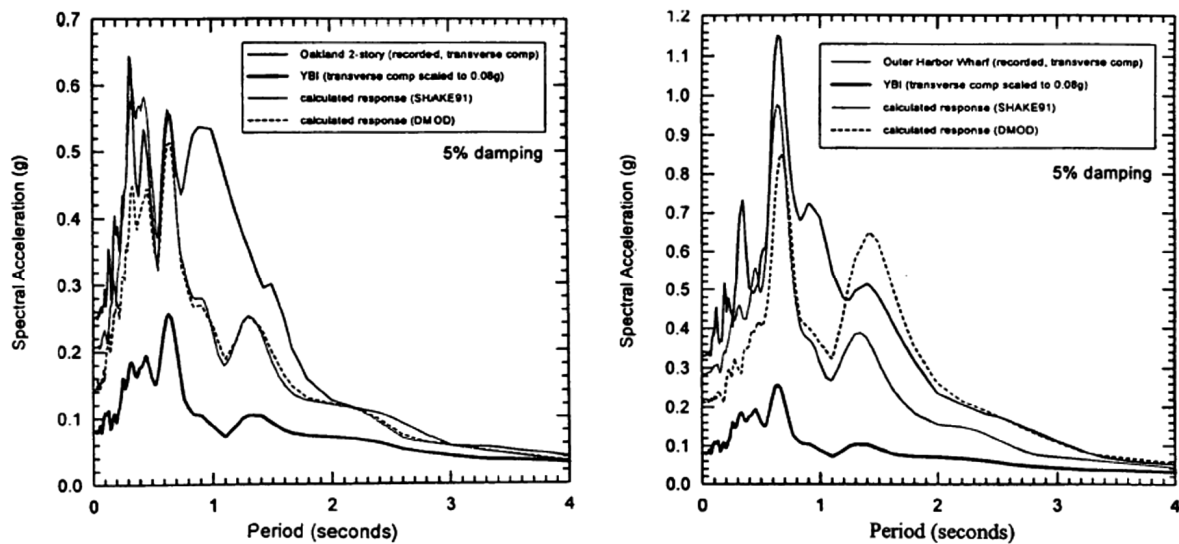


Abb. 2-8: Vergleich zwischen aufgezeichneten und berechneten (SHAKE, MARDESRA) Antwortspektren mit einer Dämpfung des Schwingers von 5% für ausgewählte Standorte in der Bucht von San Francisco mit tiefen, steifen Tönen (aus Chang, 1996)

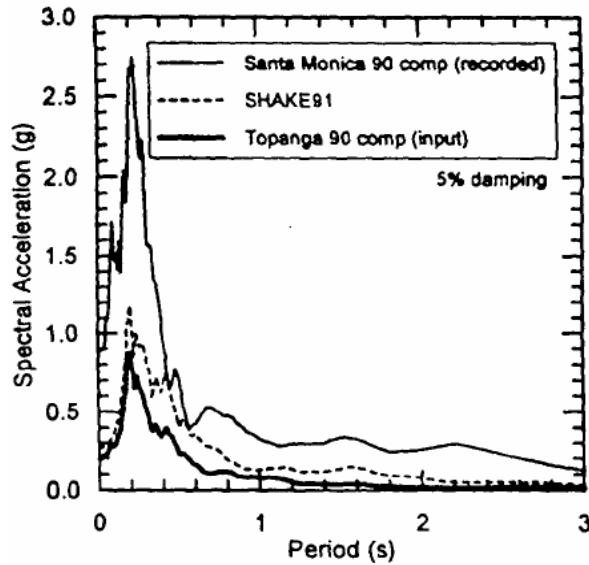


Abb. 2-9: Vergleich zwischen aufgezeichnetem und berechnetem (SHAKE) Antwortspektrum mit einer Dämpfung des Schwingers von 5% für tiefe alluviale Sedimente in der Region Los Angeles (aus Chang, 1996)

Ein wichtiges Ergebnis der erwähnten Studien ist, dass die Genauigkeit der Vorhersage der Bodenantwortspektren stark von der Amplitude, dem Frequenzgehalt und der Dauer der Festgesteinsanregung abhängt. Zum Beispiel erzielte Idriss (1993) relativ gute Übereinstimmungen zwischen den Spektren aus Aufzeichnungen und den berechneten Spektren am Standort Treasure Island, wenn er als Anregung die Festgesteinsbewegung des nahegelegenen Standortes Yerba Buena Island verwendete. Es zeigten sich jedoch sehr stark schwankende Übereinstimmungen bei der Verwendung von Aufzeichnungen anderer Festgesteinsstandorte im Bereich San Francisco-Oakland-Berkely. Da die Charakteristika (Amplitude, Frequenzgehalt) der Festgesteinsanregung nur vermutet werden können, lässt dies auf eine große Unsicherheit in den Ergebnissen der Bodenantwortanalyse durch die Unsicherheit und Variabilität der Anregung schließen. In Bezug auf die Variabilität der Bodenbewegung an Festgesteinsstandorten sagt Idriss (1978) „... the scatter in recorded peak acceleration on one site is comparable to any difference in peak acceleration that may exist because of site conditions“. Auch Rogers et al. (1984) fanden heraus, dass die seismische Antwort von Festgesteinsstandorten sehr unterschiedlich sein kann und einige Standorte starke Bodenantworten aufweisen.

Eine direktere Verifizierung der Methode der eindimensionalen Bodenantwortanalyse ermöglichen die Aufzeichnungen von vertikalen „Arrays“. Viele dieser Anordnungen wurden weltweit aufgebaut und haben Starkbeben aufgezeichnet. Die Daten eines dieser „Arrays“, die „Lotung large-scale test site“ in Taiwan, wurden für die Validierung der Programme SHAKE und SPECTRA verwendet (Chang et al., 1990; Wang et al. 2001; Stewart et al. 2001).

Vergleiche von nichtlinearen und äquivalent-linearen Methoden der Bestimmung eindimensionaler Bodenantwort zeigen, dass die Residuen der Vorhersagen der nichtlinearen Methoden nicht wesentlich kleiner sind, als die der äquivalent-linearen Methoden (Stewart et al., 2001). Die Amplituden der Bodenerschütterungen in diesen Studien sind jedoch relativ klein gegenüber synthetischen Bodenbewegungen wie sie für Studien in seismisch aktiven Regionen, wie zum Beispiel Kalifornien, verwendet werden. Daher sind Stewart et al. (2001) der Ansicht, dass für einen endgültigen Vergleich, ob die nichtlineare oder die linear-äquivalente Methode bessere Ergebnisse bei sehr starken Beben ergibt, noch weitere Studien notwendig sind. Generell führt eine nichtlineare Berechnung bei starker Anregung und weichen Lockersedimentprofilen zu niedrigeren Verstärkungsfaktoren als die linear-äquivalente Berechnung (Stewart et al., 2001).

### **2.3 Beckeneffekte**

Viele Ballungsräume in erdbebengefährdeten Gebieten (z.B. Mexico City und Los Angeles) liegen auf oder in der Nähe von alluvialen Becken. Daher ist der Einfluss von Sedimentbecken auf die Amplitude, den Frequenzinhalt und die Schwingungsdauer der Bodenbewegung bei Erdbeben von großer Bedeutung. Die Sedimente eines Beckens sind geologisch jünger und haben niedrigere Scherwellengeschwindigkeiten als die darunter liegenden Festgesteine. Bestimmend für die Beckeneffekte sind die Tiefe und die Form der Becken sowie die physikalischen Eigenschaften der Sedimente (Bard & Gariel, 1986).

Unter dem Begriff „Beckeneffekte“ werden die Einflüsse unterschiedlicher Vorgänge zusammengefasst: (1) die Generierung von Oberflächenwellen durch die Beckenränder, (2) die konstruktive und destruktive Interferenz von Raumwellen und Oberflächenwellen im Randbereich eines Beckens sowie (3) die Fokussierung von seismischen Wellen durch geologische Strukturen. Neben diesen nur in Sedimentbecken auftretenden Effekten, wird die Bodenantwort an Standorten in den Becken natürlich auch durch die eindimensionalen Verstärkungseffekte, wie in Kapitel 2.2 beschrieben, beeinflusst.

Wenn von einem Erdbebenherd abgestrahlte Raumwellen mit Wellenlängen, die einem Vielfachen des Krümmungsradius eines Beckenrandes entsprechen, auf ein Sedimentbecken mit einem großen Geschwindigkeitskontrast zwischen Festgestein und Lockersediment treffen, kommt es zu einer starken Beugung der Raumwellen und einer Transformation in Oberflächenwellen, die im Becken mehrfach reflektiert werden (Lay & Wallace, 1995;

Kawase, 2003). Trifft eine von unten einfallende Welle auf ein horizontal geschichtetes Sediment, so kommt es zur Reflexion der Wellen an der freien Oberfläche. Dabei ist der Einfallswinkel  $i$  kleiner als der kritische Einfallswinkel und es treten Resonanzeffekte auf. Die Energie der Welle wird jedoch nicht in der Schicht „gefangen“ (Abb. 2-10 A). Synthetische Seismogramme der Bodenbewegung zeigen bei gleicher Anregung hohe Amplituden am Lockersedimentstandort im Vergleich zum Felsstandort. Durch den hohen Impedanzkontrast zwischen Lockersedimenten und Festgestein kommt es zu Mehrfachreflexionen und zu Resonanz (Abb. 2-10 B-C). Wenn von unten einfallende Wellen mit gleichem Auftauchwinkel, wie bei dem einfachen horizontal geschichteten Fall, jedoch durch einen steil abfallenden Beckenrand, in das Becken eintreten, werden sie innerhalb des Sediments gefangen, sofern der Einfallswinkel  $i$  der an der Oberfläche reflektierten Wellen größer als der kritische Einfallswinkel ist (Abb. 2-10 D). Die Seismogramme für die Standorte an einem Beckenrand zeigen ähnliche Verstärkungen, wie beim eindimensionalen Fall, weisen jedoch zusätzlich starke spätere Einsätze von Oberflächenwellen und damit eine deutlich höhere Erschütterungsdauer auf (Abb. 2-10 E) (Graves, 1993).

Die Effekte des Beckenrandes können durchaus zu 50% höheren Amplituden bei Frequenzen  $f < \sim 1$  Hz führen, als sie bei ähnlichem Untergrund außerhalb eines Beckens auftreten würden, und die Dauer der Bodenbewegung kann sich verdoppeln (Graves et al., 1998). Die Amplituden von Wellen mit Frequenzen  $f < \sim 1$  Hz werden aufgrund ihrer großen Wellenlängen durch geologische Strukturen, die in Tiefen von Hunderten oder Tausenden Metern liegen, bestimmt.

Da die Geometrie eines Beckens normalerweise ein großes Verhältnis von Längen- zu Tiefenausdehnung besitzt, kommen an Standorten im Zentrum eines Beckens die beckeninduzierten Oberflächenwellen später an als die direkten Raumwellen. Im Fall von Standorten nahe eines steil abfallenden Beckenrandes kann es jedoch vorkommen, dass die beckeninduzierten Wellen zeitgleich mit den von unten in das Becken eintretenden Raumwellen wirken und so eine starke konstruktive Interferenz auftritt (Graves et al., 1998; Kawase, 1996; Pitarka et al. 1998). Kawase (1996) bezeichnet dieses Phänomen als den „Beckenrandeffekt“ und nennt ihn als Ursache für die starke Zerstörung im „damage belt“ beim Kobe Erdbeben (Japan, 1995). Natürlich spielten auch die Verstärkungen durch die weichen oberflächennahen Sedimente in der schwer beschädigten Region von Kobe eine Rolle, vor allem bei höheren Frequenzen (Suetomi & Yoshida, 1998). Jedoch konnten

eindimensionale Studien der Bodenantwort in der Region Kobe weder die Konzentration des Schadens im „damage belt“ noch die Höhe der beobachteten Verstärkung alleine erklären. Auch die großen Zerstörungen im Stadtzentrum von Adapazari durch das Kocaeli Erdbeben (Türkei, 1999) sind nach Goto et al. (2005) größtenteils durch Beckenrandeffekte verursacht worden.

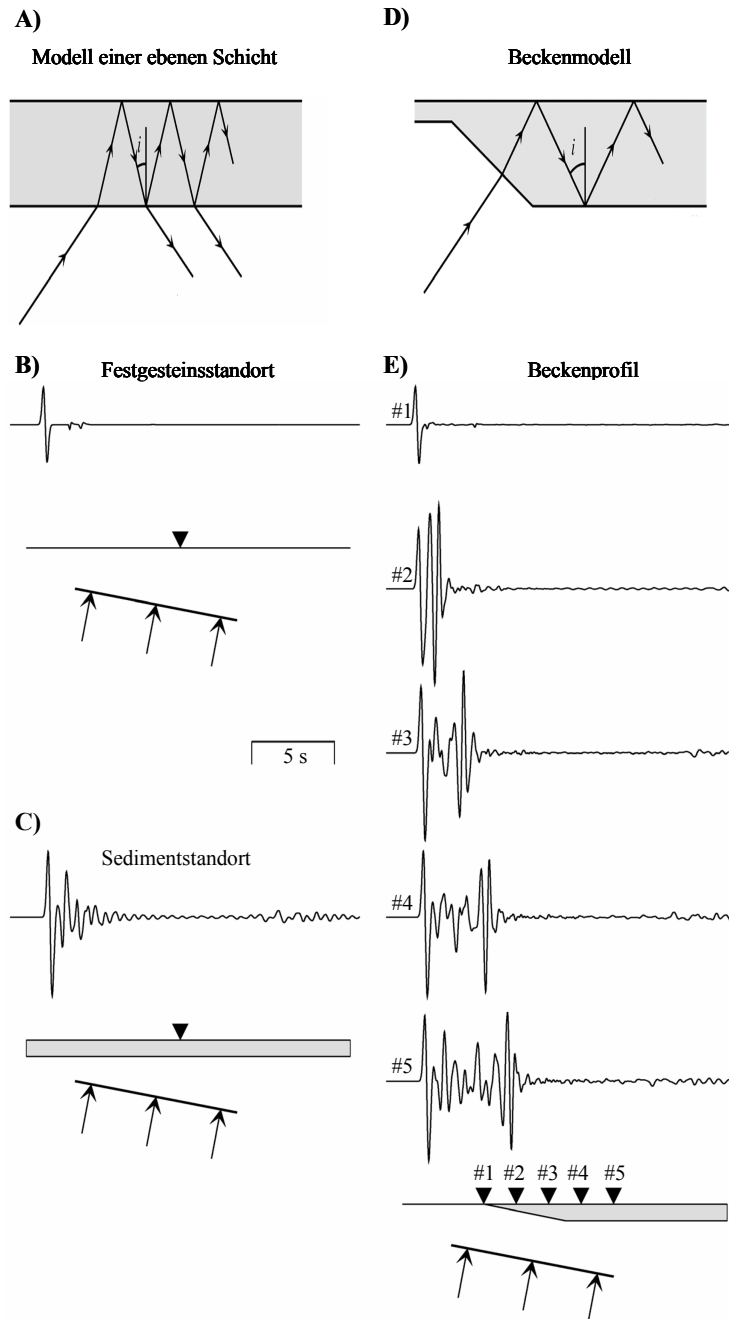


Abb. 2-10:

A: Schematisches Strahlendiagramm von unten in eine Sedimentschicht eintretender Raumwellen, die zwar Resonanz erfahren, jedoch aus der Schicht auch wieder austreten.

B: Synthetische Seismogramme für einen Felsstandort

C: Synthetische Seismogramme für einen Lockersedimentstandort

D: Schematisches Strahlendiagramm von unten in eine Beckenstruktur mit abfallender Flanke eintretender Raumwellen, die im Becken gefangen werden.

E: Synthetische Seismogramme von Standorten am Rande einer Beckenstruktur (nach Graves, 1993).

Ein weiterer Effekt, der in Sedimentbecken auftreten kann, ist die Fokussierung seismischer Wellen. Die Schadensverteilung beim Northridge Erdbeben (Kalifornien, 1994) wies lokale Schadensgebiete auf, wie z.B. Sherman Oaks und Santa Monica, die nicht eindeutig mit den oberflächennahen Bodeneigenschaften erklärt werden können (Hartzell et al., 1997). Während des Northridge Erdbebens könnten tiefer liegende geologische Strukturen einen gleich großen Einfluss auf die Bodenbewegung gehabt haben, wie die oberen 30 m, die normalerweise dazu verwendet werden, um eine Bodenantwort abzuschätzen. Diese tieferen Strukturen können auch Schichten mit hohen Impedanzkontrasten innerhalb des Lockersediments sein (Stewart et al., 2001).

Alex & Olsen (1998) versuchten, den Fokussierungseffekt anhand eines Nachbebens des Northridge Erdbeben zu quantifizieren. Sie stellten durch Simulation des Nachbebens fest, dass die Fokussierung von seismischen Wellen nur eine Verstärkung von ca. 1.6 in einer Region 0.65 km bis 2.4 km südlich der Santa Monica Störung verursachte. In Gebieten unmittelbar südlich der Störung, wo die höchsten Verstärkungen beobachtet wurden, kam es dagegen in den Berechnungen sogar zu Abschwächungseffekten.

Die Bedeutung des Einflusses von Becken auf starke Bodenbewegungen wurde erstmals beim Erdbeben von San Fernando 1971 erkannt. Die Verfügbarkeit von qualitativ hochwertigen, gut verteilten Aufzeichnungen überall im San Fernando- und Los Angeles-Becken ermöglichte eine detaillierte Analyse der Wellenausbreitungseffekte entlang verschiedener durch das Becken verlaufender Profile (Hanks, 1975; Liu & Heaton, 1984). Diese Daten zeigten deutlich die Generierung von Oberflächenwellen, wodurch eine verstärkte Bodenbewegung und eine erhöhte Dauer der Erschütterung innerhalb der Sedimentbecken resultierten.

Vidale & Helmberger (1988) bestätigten diese Hypothese, indem sie die Bodenantworten aus den aufgezeichneten Bodenbewegungen des San Fernando Erdbeben mit den Ergebnissen einer zweidimensionalen Finite-Differenzen Berechnung verglichen.

King & Tucker (1984) zeichneten die Bodenbewegungen entlang Quer- und Längsprofilen mit Längen unter 1000 m über das Chusal Tal nahe der afghanischen Grenze zur ehemaligen Sowjet Union auf. Die Auswertung von Seismogrammen einer Serie kleiner Erdbeben ( $M_L \leq 4.0$ ) deutete darauf hin, dass die eindimensionale Bodenantwortanalyse die mittlere

Antwort von Standorten, die im Zentrum des Sedimentbeckens lagen, vorhersagen konnte. Für Standorte an den Rändern traf dies jedoch nicht zu. Es zeigten sich deutliche Unterschiede zwischen den Verstärkungsfunktionen von Standorten im Zentrum und Standorten an den Rändern, wo, trotz der geringen Entfernung zwischen Zentrum und Rand (<500 m), bis zu fünfmal höhere Bodenbewegungen auftraten als im Inneren des Beckens.

Bard & Gariel (1986) verwendeten einen analytischen zweidimensionalen Ansatz, um die Antwort von Standorten innerhalb von flachen und tiefen alluvialen Becken zu untersuchen. In einem Vergleich der berechneten Übertragungsfunktion für den zweidimensionalen Fall mit derjenigen, die auf der Annahme einer eindimensionalen Wellenausbreitung basierte, wurde die Genauigkeit des eindimensionalen Modells untersucht. Abbildung 2-11 zeigt die Verstärkungsfunktionen im Zentrum des flachen ebenen Beckens (a). Es bestehen nur geringe Unterschiede zwischen den Verstärkungsfunktionen des ein- und des zweidimensionalen Ansatzes. Zum Rand des Beckens treten zum Teil deutliche Unterschiede auf. Auch für das tiefe Becken (b) zeigen sich im Zentrum des Beckens Übereinstimmungen zwischen ein- und zweidimensionaler Berechnung, auch wenn diese weniger gut sind, als im Fall des flachen Beckens. Zum Rand hin wird die Übereinstimmung deutlich schlechter. Für Sedimentbecken mit ungleichmäßiger Form deuten theoretische Studien (z.B. Rial et al., 1992) auf die Entstehung sehr komplexer Bodenbewegungen hin.

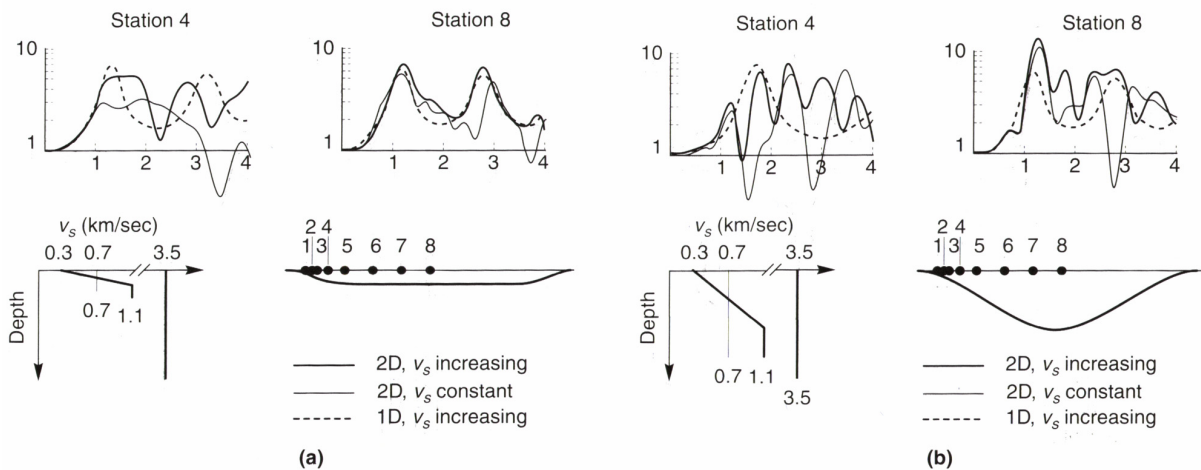


Abb. 2-11: Vergleich der Verstärkungsfunktionen (obere Reihe) für ein- und zweidimensionale Analysen von (a) flachen ebenen Becken und (b) tiefen Becken (aus Kramer, 1996 nach Bard & Gariel, 1986)

Anhand einer Studie, die den Beckeneinfluss auf die Bodenbewegung im Raum der NB untersucht hat, sollen nachfolgend die Komplexität und die Einschränkungen einer dreidimensionalen Modellierung erläutert werden.



Ewald et al. (2003) führten für das Sedimentbecken der NB dreidimensionale elastische Simulationen mit einer Punktquellen-Approximation und visco-elastische Simulationen mit einer Finiten-Quellen-Approximation für mehrere Erdbebenszenarien mit der Finiten-Differenzen-Methode durch. Mit dem verwendeten numerischen Modell war eine Wellenformmodellierung für Frequenzen bis 1 Hz möglich. Als Erdbebenszenarien verwendeten sie die stärksten Erdbeben der letzten 250 Jahre im Raum der NB (Düren, 1756,  $M_L=6.1$ ; Euskirchen, 1951,  $M_L=5.7$ ; Roermond, 1992,  $M_L=5.9$ ) sowie das Erdbeben bei Alsdorf am 22.07.2002 mit einer Magnitude  $M_L$  von 4.9, das an zahlreichen Stationen innerhalb der NB aufgezeichnet wurde. Die Aufzeichnungen des Alsdorfbebens ermöglichten eine Überprüfung der Simulationen.

Die Resultate verdeutlichten, dass die Beckengeometrie einen großen Einfluss auf die Amplitude, die Dauer und die Wellenform der Bodenbewegung hat. Der Vergleich mit den aufgezeichneten Seismogrammen des Alsdorfbebens zeigte, dass die visco-elastische Modellierung mit der Finite-Quellen-Approximation eine wesentlich bessere Übereinstimmung ergab, als die elastischen Simulationen mit der Punkt-Quellen-Approximation. Im Bereich des Beckeninneren, stimmten die Seismogramme in Amplitude, Dauer und Wellenform gut überein. An den steil abfallenden Rändern, bzw. den Störungen, zeigte sich eine deutliche Erhöhung der Amplitude und Dauer der simulierten Seismogramme. Ewald et al. (2004) zeigten, dass Unsicherheiten in den Modellparametern einen großen Einfluss auf die Bodenbewegung haben. So führte zum Beispiel eine zehnpromtente Variation der Beckentiefe zu Variationen von 50% in der Maximalgeschwindigkeit (PGV). Dies zeigt die Notwendigkeit eines sehr detaillierten numerischen Beckenmodells für eine verlässliche Bestimmung der Bodenantwort. Weitere Ursachen für die Unterschiede zwischen den simulierten und aufgezeichneten Bodenbewegungen könnten Streuungen durch die Staffelbrüche in den Randbereichen der NB oder das stark vereinfachte Schichtmodell sein. Nachteile einer dreidimensionalen Simulation sind der große Rechenaufwand und die daraus resultierende nötige Einschränkung des Frequenzbereiches ( $< 1$  Hz) in der Modellierung der Bodenantwort, wodurch große Teile des bauwerksrelevanten Frequenzbereiches (0.5 – 10 Hz) noch nicht berücksichtigt werden können.

Ob statt eines eindimensionalen Modells ein komplexeres zwei- oder dreidimensionales Modell benötigt wird, um verlässliche Resultate zu untersuchen, hängt von der Komplexität des zu untersuchenden Untergrundes, der Lokation der Quelle und dem zu untersuchenden

Frequenzbereich ab. Choi et al. (2005) wiesen darauf hin, dass bei einer Quelle unterhalb des Beckens, die Beckenantwort stark von den Resonanzeffekten und dem Impedanzkontrast zwischen Sediment und Festgestein abhängt. Diese Situation ist dem klassischen Bodenantwortproblem, das häufig mittels einer eindimensionalen Analyse (z.B. Schnabel et al., 1972) gelöst wird, ähnlich. Generell stellten Choi et al. (2005) jedoch fest, dass für Frequenzen kleiner 1.3 Hz der Einsatz eines Beckenmodells sinnvoll ist, um verlässliche Ergebnisse der Bodenantwort zu erhalten. Uetake & Kudo (2005) kamen zu einem ähnlichen Ergebnis. Sie untersuchten die Standorteffekte im Ashigara Valley und zeigten, dass für Frequenzen kleiner 2 Hz ein Beckenmodell nötig ist, um die auftretenden Verstärkungsfaktoren zu erklären, während oberhalb von 2 Hz ein eindimensionales Modell ausreicht.

### 2.4 Topographieeffekte

Es ist seit langem bekannt, dass auch die Topographie einen großen Einfluss auf die Amplitude und den Frequenzinhalt der bei einem Erdbeben auftretenden Bodenbewegung hat. Standorte auf Bergrücken, auf Klippen oder an den Rändern von Schluchten (konvexe Strukturen) weisen systematische Verstärkungen der Bodenbewegung auf (Trifuniac & Hudson, 1971; Pedersen et al. 1994; Assimaki, Gazetas & Kausel, 2005), in engen Tälern, am Fuße steiler Bergketten oder Klippen (konkave Strukturen) werden Abschwächungen beobachtet (Studer & Koller, 1997). Diese Effekte sind abhängig vom Wellentyp, dem Einfallswinkel und dem Azimuth der Ausbreitung (Assimaki, Gazetas & Kausel, 2005). Nach Studer & Koller (1997) sind die Effekte auf die folgenden drei physikalischen Phänomene zurückzuführen:

- Die Sensitivität des Reflexionsverhaltens eintreffender seismischer Wellen in Bezug auf deren Einfallswinkel (insbesondere bei SV-Wellen).
- Fokussierung und Defokussierung von aufsteigenden seismischen Wellen an „gekrümmten“ Oberflächen.
- Streuung (Diffraktion) von eintreffenden seismischen Wellen an topographischen Strukturen und daraus resultierende Interaktionen zwischen eintreffenden und den diffraktierten Wellen.

Aufgrund von Beobachtungen und Messungen wurde das Problem der Streuung und Beugung von seismischen Wellen durch topographische Strukturen häufig untersucht. Der

Schwerpunkt dieser Studien liegt häufig bei zweidimensionalen Simulationen isolierter Bergrücken oder Depressionen der Oberfläche eines homogenen linear elastischen Halbraumes. Die Studien quantifizieren die Verhältnisse von Beschleunigungen an der Spitze und der Basis der Strukturen durch die Anwendung von dichten Instrumentenarrays. Sie sind jedoch generell auf Nachbeben mit geringeren Amplituden oder Mikrobeben beschränkt (z.B. Celebi, 1987; Pederson et al., 1994). Die Bestimmung des Einflusses der Topographie ist schwierig, da dieser nicht immer deutlich von den anderen Standorteffekten zu trennen ist. Auch die Einflüsse benachbarter Täler und Berge oder in der Berechnung vernachlässigte dreidimensionale Einflüsse machen eine quantitative Bestimmung der topographischen Effekte schwierig (Studer & Koller, 1997). Assimaki, Gazetas & Kausel (2005) wiesen daraufhin, dass horizontale Schichtungen und laterale Heterogenitäten von Böden einen bedeutenden Einfluss auf die Erhöhung der Amplituden durch die Topographie haben können und eine Vernachlässigung dieser zu unzureichenden Ergebnissen führen kann.

Geli et al. (1988) und Bard (1995) verglichen die Ergebnisse verschiedener theoretischer und instrumenteller Untersuchungen und kamen zu dem Schluss, dass es eine qualitative Übereinstimmung zwischen Theorie und beobachteten topographischen Effekten gibt. Es lässt sich jedoch nicht immer auch eine quantitative Übereinstimmung finden. Geli et al. (1988) und Bard (1995) ermittelten aus elf analytischen Studien die Gipfel/Basis-Verstärkung im Zeitbereich (z.B. Verhältnis der Maximalbewegungen) zwischen 1-2 (Durchschnitt 1.5) für Bergrücken mit einem Formverhältnis von Höhe zu Breite ( $H/L$ )  $\sim 0.3-0.5$ . Die Verstärkungen im Frequenzbereich für verschiedene Punkte entlang eines Bergrückens sind in Abbildung 2-12 dargestellt. Unabhängig vom Standort auf dem Bergrücken treten die maximalen Verstärkungen bei der dimensionslosen Frequenz  $\eta=2L/\lambda=2$ , was einer Wellenlänge  $\lambda$  gleich der Hälfte der Bergrückenbreite  $L$  entspricht, auf. Die maximal spektrale Verstärkung beträgt für diesen Fall ca. 1.6. Generell liegen die Verstärkungen von P-Wellen unter denen der S-Wellen (Geli et al., 1988). Die Verstärkung ist auch abhängig vom Einfallswinkel des Wellenfeldes (Pedersen et al., 1994), es lässt sich jedoch kein einfacher Zusammenhang erkennen.

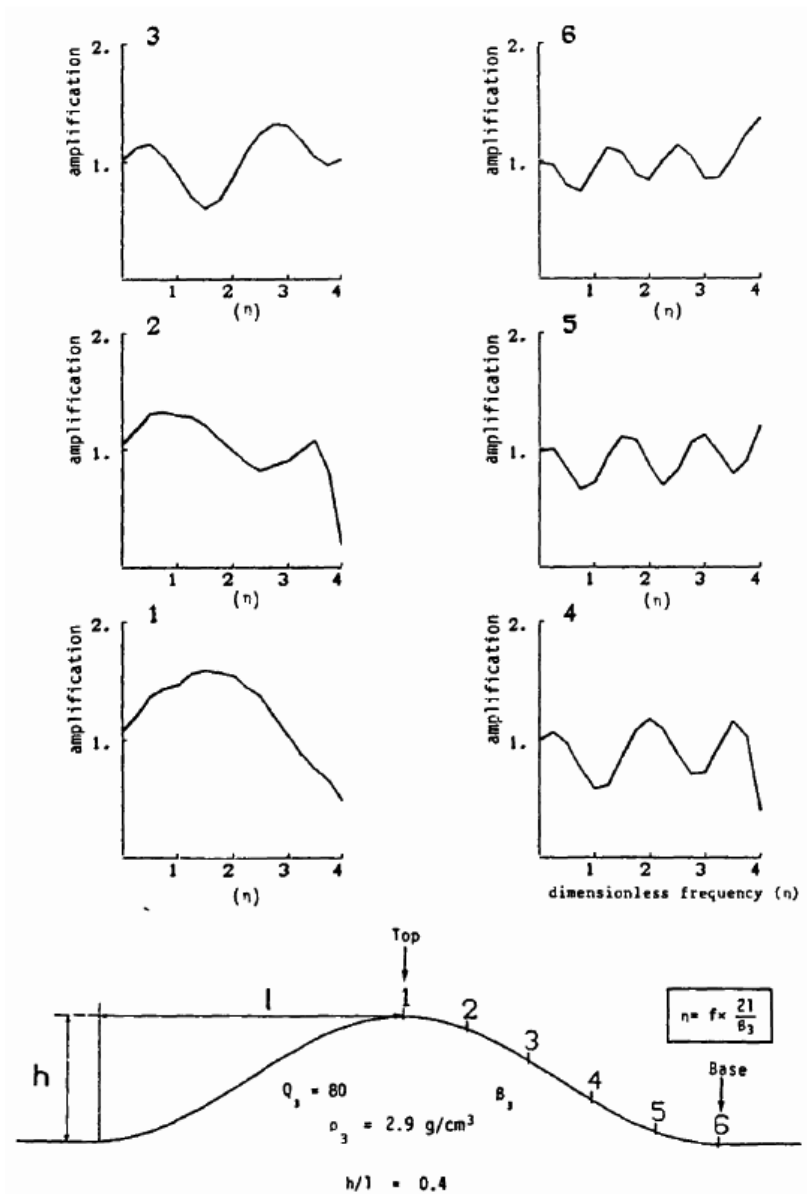


Abb. 2-12: Verstärkung abhängig von der dimensionslosen Frequenz  $\eta$  von vertikal einfallenden SH-Wellen entlang eines Bergrückens (aus Stewart et al., 2001 nach Geli et al., 1988)

Trifunac (1973) untersuchte den Einfluss von Schluchten auf die Bodenbewegung am Beispiel des Schluchtrandes nahe dem Pacoima Dammbauwerk während des San Fernando Erdbebens. Er ermittelte eine Amplitudenreduktion von 20-30% in den ersten Sekunden der starken Bodenbewegungen und eine Amplitudenerhöhung um einen ähnlichen Faktor am Ende der Erschütterungen. Zwischen diesen Zeitabschnitten fand keine erkennbare Verstärkung statt. Der Einfluss der Topographie auf die Bodenbewegung war jedoch nur nennenswert, wenn die Wellenlängen der einfallenden Wellen klein gegenüber dem Radius der Schlucht waren. Wong und Trifunac (1974) und Trifunac (1973) kamen zu dem Ergebnis, dass der Einfallswinkel der SH-Wellen und das Verhältnis der Wellenlänge der einfallenden Wellen zum Radius der Schlucht wichtige Faktoren sind, welche die Verstärkung bestimmen. Diese

Verstärkung bleibt jedoch immer unter dem Faktor 2. Abbildung 2-13 nach Trifunac (1973) zeigt die Variationen der Amplitude der Bodenbewegung als eine Funktion der normierten Frequenz  $\eta=2L/\lambda$  durch eine vereinfachte Schlucht bei vertikal einfallenden SH-Wellen. Die maximale Verstärkung tritt am Schluchtrand auf und bleibt oberhalb von  $\eta=0.5$  nahezu konstant. Die maximale Abschwächung innerhalb der Schlucht liegt bei  $\eta=0.5$ . Bei schräg einfallenden Wellen treten höhere Verstärkungen auf der Seite des Schluchtrandes auf, von der die Wellen einfallen, während sich auf der gegenüberliegenden Seite eine „Schattenzone“ mit Amplitudenminderung zeigt. Nach Wong & Trifunac (1974) verstärken sich diese Effekte mit zunehmender Tiefe der Schlucht. Ähnliche Studien wurden von Wong (1982) und Lee & Cao (1990) für P- und SV-Wellen durchgeführt, die Verstärkung bleibt jedoch unter der von SH-Wellen.

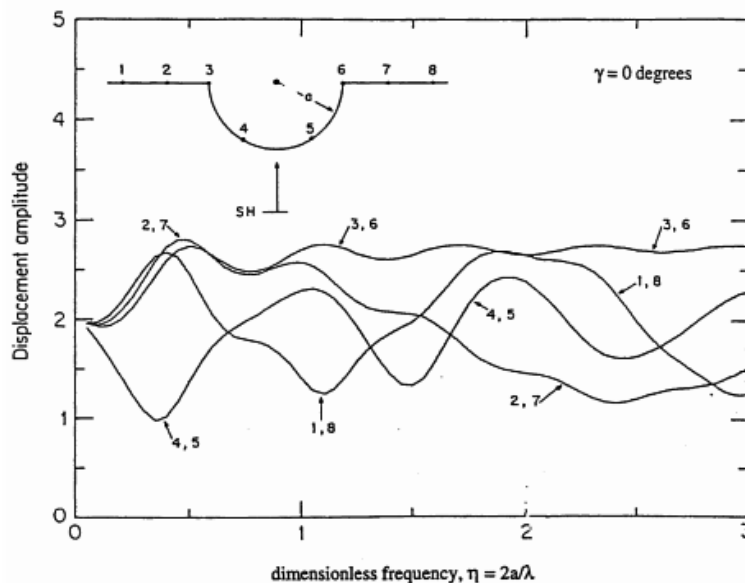


Abb. 2-13: Verstärkung (mit dem Effekt der freien Oberfläche) als Funktion der normierten Frequenz durch eine Schlucht bei vertikal einfallenden SH-Wellen ( $\gamma=0$ ) Trifunac (1973). Die Kurven sind mit den Positionen der Standorte (oben) gekennzeichnet.

Die Verstärkungen einzelner Hangflächen wurden von Sitar & Clough (1983), Ashford et al. (1997) und Ashford & Sitar (1997) untersucht. Es zeigte sich, dass die Verstärkung generell mit größerer Hangneigung und abnehmender Entfernung zum Gipfel ansteigt. Die Verstärkung erreicht mit 1.6 ihr Maximum, wenn das Verhältnis von Hanghöhe zu Wellenlänge ( $H/\lambda$ ) 0.2 beträgt (Ashford et al., 1997). Durch schräg einfallende Wellen in die Hangfläche kann die maximale Verstärkung auf Werte bis 3 bei einem Einfallswinkel von  $30^\circ$  zunehmen. Stewart & Sholtis (1999) untersuchten die topographischen Effekte aus Starkbebenaufzeichnungen und konnten die von Ashford et al. (1997) publizierten Ergebnisse bestätigen.

## 3 Die Niederrheinische Bucht

### 3.1 Geologische Entwicklung

Die Niederrheinische Bucht (NB) ist ein junges aktives Senkungsgebiet am Nordwestrand des variszischen Faltungsgebietes Mitteleuropas, das nach SE keilförmig in diesen Falten- und Überschiebungsgürtel hineinreicht und nach NW in die niederländische Tiefebene übergeht. Die NB trennt das rechtsrheinische Bergische Land von der linksrheinisch gelegenen Nordeifel (Abb. 3-1).

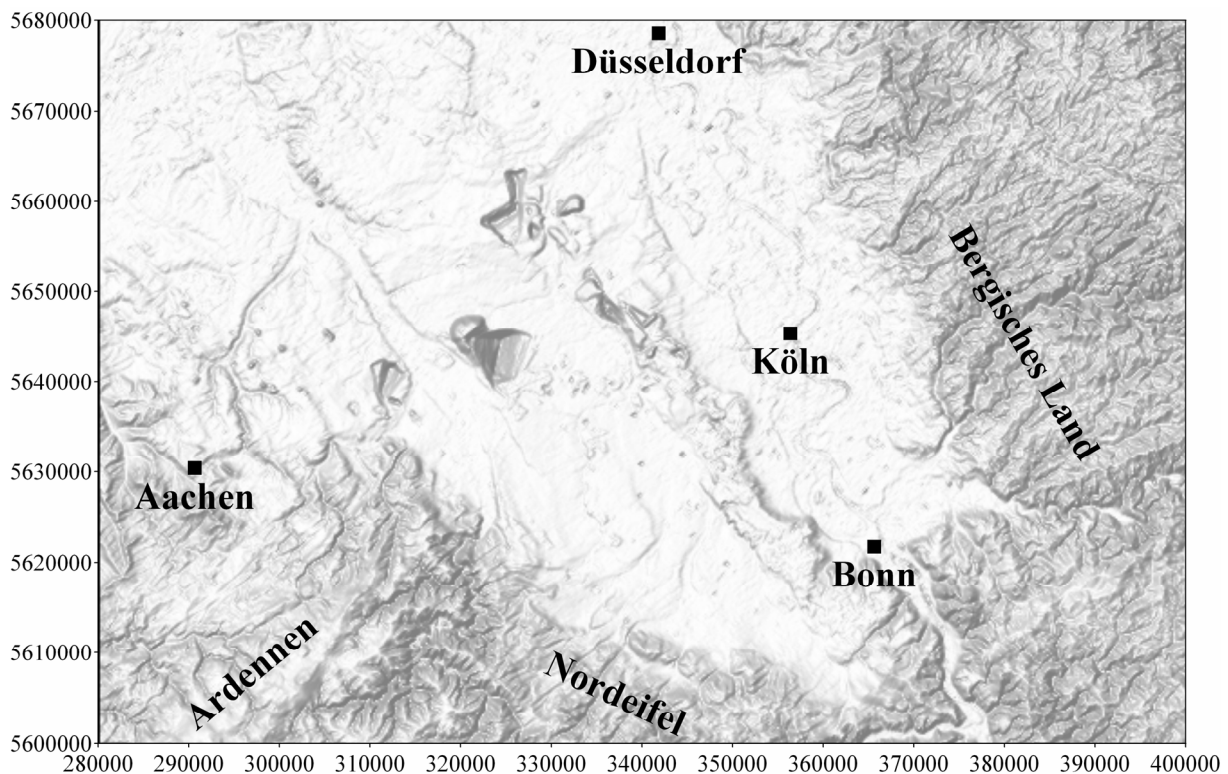


Abb. 3-1: Digitales Geländemodell (NASA, <http://srtm.usgs.gov/index.html>) des Tieflandes der NB mit umgebenden Gebirgszügen.

Die Höhenzüge im NW, SW und SE und der prätertiäre Untergrund sind überwiegend aus Sedimenten des Devons und Karbons aufgebaut. Nach dem Abschluss der kaledonischen Orogenese kam es im Unterdevon zur Zerlegung des passiven Südrandes des Old Red Kontinents in ein komplexes System von Gräben und Horsten durch Rifting, welches zur Entwicklung einer symmetrischen nicht abgeschlossenen Grabenbildung führte (Oncken et al., 1999). In diesem Absenkungsgebiet, dem Rheinischen Trog, wurde kaledonische Molasse abgelagert. Diese Senkungszone umfasste das Eifelbecken und den Moselgraben und wurde durch die herausgehobene Mitteldeutsche Kristallinschwelle (MKS) von einem etwas jüngeren Ozean im Süden getrennt. Die MKS wurde rasch wieder erodiert

und lieferte im Oberdevon Flyschsedimente nach Norden (Krumstiek, 1997). Die Kollisionsdeformation und Akkretion begann mit der einsetzenden kontinentalen Subduktion im späten Unterkarbon (Oncken et al., 1999). Es bildete sich ein Tiefseetrog, in den Kieselschiefer und später Grauwacken geschüttet wurden. Im Bereich der Küste des Old Red Kontinents bildete sich die Kohlenkalkfazies (Krumstiek, 1997). Die Deformation wanderte als orogene Welle von Süden nach Norden. Das stark segmentierte rhenohertzynische Becken wurde bis zum späten Oberkarbon um ca. 180 km verkürzt. Die Schrumpfung wurde durch die Stapelung von Schuppen und Aufsteilungen ausgeglichen. Dabei wurden die Schuppen um bis zu 10-20 km verschoben (Oncken et al., 1999). Im Namur kam es durch die Verzahnung von Avalon und Amorika zum Stillstand der Subduktion. Die subvariszische Saumsenke im Norden wurde mit Molasse des variszischen Gebirges aufgefüllt. Durch die Kollision entstand im Rhenohertzynikum ein „Fold-thrust belt“.

Während die variszische Tektonik der NB im Südwesten stark von Überschiebungen geprägt ist, herrscht im Norden Falten tektonik vor (Wrede & Hilden, 1988). Da die variszischen Faltenzüge nur außerhalb der NB aufgeschlossen sind, muss man den Aufbau des Untergrundes aus den Verhältnissen im umliegenden Bergland ableiten. Einblick in den Festgesteinssockel unter den Lockersedimenten der NB geben nur die punktuellen Tiefbohrungen. Die variszischen Falten verlaufen nicht geradlinig unter dem Niederrheingebiet, sondern sind S-förmig verbogen.

Ursache hierfür ist das Brabanter Massiv, das als starrer Block den herannahenden Faltensträngen Widerstand entgegengesetzte und diese zwang, sich um das Massiv zu schmiegen (Grabert, 1998). Da die Faltenachsen gleichzeitig Querwellungen unterworfen sind, werden das Ruhrkohlebecken und das Aachener Steinkohlerevier durch die NW-SE verlaufende Krefelder Aufwölbung (Achsenkulmination) getrennt (Drozdowski et al., 1998). Die Achsensenke im Raum Aachen setzt sich nach S in die Eifeler Nord-Süd-Zone mit ihrer Aufreihung von Mulden fort. Die Eifeler Nord-Süd-Zone diente als Weg für die späteren Transgressionen der Trias-, Jura- und Kreidemeere. Mit der Faltung wurden auch zahlreiche quer und diagonal zu den Faltenachsen streichende Verwerfungen angelegt, die den Gebirgskörper in einzelne Schollen untergliederten.

Schon im Zechstein war das variszische Gebirge wieder bis auf einen Gebirgsrumpf abgetragen. Es bildete sich ein N-S gerichteter Trog im nördlichen Niederrheingebiet, der

immer wieder das Eindringen des Meeres in den Bereich der NB ermöglichte und bis zum Jura existierte (Wrede & Hilden, 1988). Am Nordrand der Eifel und in der NB begann die Sedimentation des Buntsandsteins erst im Mittleren Buntsandstein und erstreckte sich weit nach N. Über die Eifeler Nord-Süd-Zone, die nach der variszischen Faltung, dem Gebirgsaufstieg und ersten Abtragungen im Mittleren Buntsandstein wieder Sedimentationsgebiet wurde, hatte der Buntsandstein eine Verbindung zur Südeifel und dem Saarland. Im Unteren Muschelkalk war die gesamte NB überflutet. Der Mittlere und Obere Muschelkalk ist nur im Norden vereinzelt und mit stark reduzierten Mächtigkeiten existent. Vom Keuper ist nur das transgredierende Rhät und am Eifelrand Mittelkeuper überliefert (Walter, 1995; Knapp, 1988). Im Zuge dieser Transgression kamen im Unter- und Mitteljura marine Mergel und Tone zur Ablagerung. Im höheren Mittleren und Oberen Jura war das Gebiet der NB wieder Festland, von dem ein Großteil der älteren Jura-Ablagerungen schon wieder abgetragen wurde. Ablagerungen der Kreide sind in der NB nur auf wenige Gebiete beschränkt und nur unvollständig oder geringmächtig ausgebildet. Während die Oberkreide im Aachener Raum an der Oberfläche ansteht, befindet sie sich am Niederrhein unter tertiärer und quartärer Bedeckung. In der Unterkreide war das Gebiet der NB noch Festland. Während der Oberkreide gehört die NB zu zwei verschiedenen Meeresprovinzen. Die Provinz der Münsterländer Oberkreide war von der Aachener Kreide des deutsch-niederländischen Grenzraums durch die Krefelder Aufwölbung getrennt (Hilden & Thiermann, 1988). Das Kreidemeer stieß von NW tief in das Rheinische Schiefergebirge vor. Die überlieferten Kreide-Ablagerungen in der NB sind jedoch im Wesentlichen auf den Rurgraben beschränkt und zwar auf den Schnittpunkt des Rurgrabens mit der seit dem Perm existierenden Senke der Eifeler Nord-Süd-Zone (Pflug, 1958). An der Grenze Kreide/Tertiär zog sich das Meer wieder aus dem Raum der NB zurück und in einzelnen Regionen wurden die Kreidesteine bereits wieder abgetragen.

Zu Beginn des Tertiärs herrschte in Zentraleuropa eine dehnende Krustenbeanspruchung vor. Die NB unterlag einer NNE-SSW gerichteten Kompressionsbeanspruchung (Ahorner, 1975). Es kam zu einer Änderung des Paläostreßfelds bedingt durch die beginnende Öffnung des Nordatlantischen Ozeans (Coney, 1973). Im Mittelmeerraum weisen Rotationen von Mikroplatten auf eine erhebliche Änderung der Bewegungsrichtung der Plattenkollision von Europa und Afrika hin (Dewey et al., 1973).



### 3 Die Niederrheinische Bucht

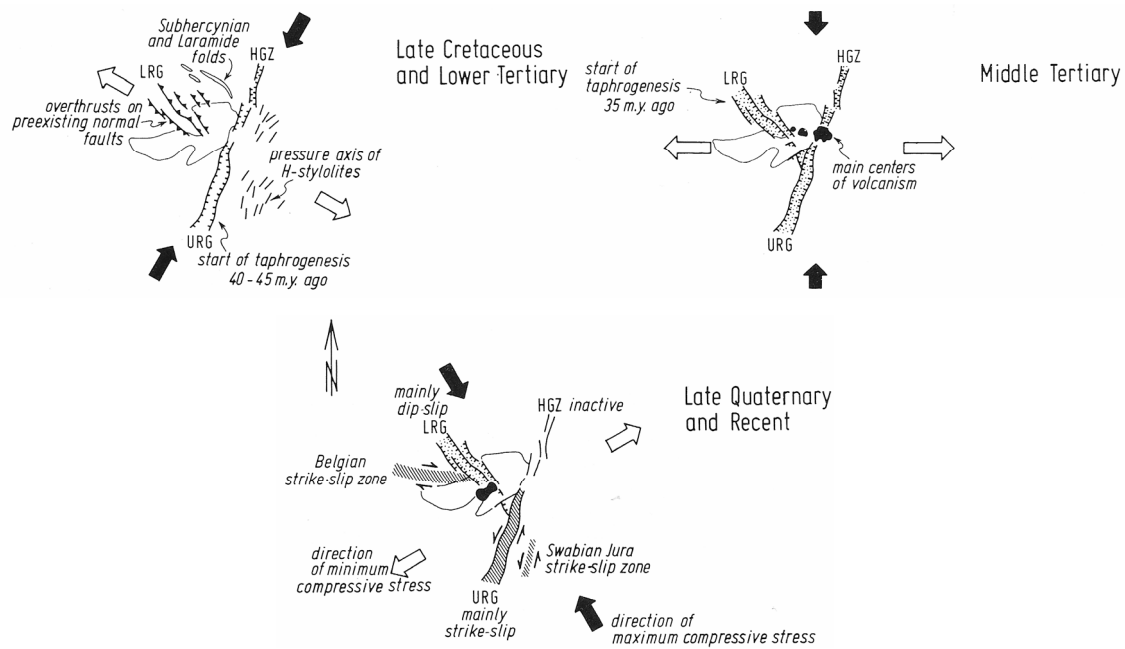


Abb. 3-3: Änderung des Streßfeldes und die tektonische Entwicklung des Rheingrabensystems.  
 URG = Oberer Rheingraben, LRG = Niederrheinische Bucht, HGZ = Hessischer Graben (aus Ahorner, 1975)

Mit Beginn der Änderung der Kompressionsrichtung setzte die Bildung des Oberrheingrabens ein (Abb. 3-3) und mit der Öffnung des Atlantiks zwischen Norwegen und Grönland folgte die Öffnung des Nordsee-Niederrhein-Grabens, dessen südliche Fortsetzung die NB ist. Im Laufe des frühen Paläozän wurde die NB erneut randlich überflutet. Im Eozän fand eine Regression des Meeres statt, es kam zur Erosion und nur vereinzelt zur Ablagerung festländischer Sedimente in örtlich begrenzten Senkungs-zonen (Walter, 1995). Im Mittleren Tertiär existierte eine N-S gerichtete Kompressionsbeanspruchung und eine Dehnung in W-E Richtung, daher traten im Mittleren und besonders im Oberen Oligozän großräumige Senkungen auf, die im Nordwesten begannen und schließlich zur Bildung des ausgedehnten Beckens der NB führten und Meeresvorstöße ermöglichten (Hager & Prüfert, 1988). Schon im Unteren Oligozän drang die Nordsee in breiter Front in die NB vor. Mit der Absenkung der Kölner-Scholle im Mitteloligozän erhielt die NB ihre jetzige Form (Pflug, 1958). Im späten Oligozän kam es zum Zurückweichen des Meeres, es traten jedoch starke Meeresspiegelschwankungen auf. Im Südosten der NB setzten im Vulkankomplex des Siebengebirges erste vulkanische Aktivitäten mit der Förderung von Trachyttuffen ein (Grünhagen, 1981). Im jüngsten Oligozän kam es zu einer hohen Absenkungsrate und einem weiten Vordringen des Meeres, wobei die Nordsee ihre größte Ausdehnung in der NB erreichte. Im Unteren Miozän erfolgte eine Unterbrechung der Sedimentation und im Mittelmiozän zog sich das tertiäre Meer endgültig aus der NB zurück (Walter, 1995).

In den Gebieten, wo sich weder marine noch festländische klastische Sedimente ausbreiteten, kam es im Bereich der Vile zur Akkumulation bis zu 400 m mächtiger Torfschichten, aus denen sich das 100 m mächtige Hauptflöz bildete. Zur Wende Miozän/Pliozän war der Rückzug des Meeres soweit vorangeschritten, dass sich in der NB nur noch festländische Ablagerungen bildeten. Ende des Miozäns erfolgte ein Wechsel in der fluviatilen Sedimentation durch die verstärkte Hebung des Rheinischen Schiefergebirges. Große Absenkungsbeträge ermöglichten ein Vordringen des Meeres in die nördlichen Randgebiete der NB. Durch diesen Anstieg des Meeresspiegels wurde eine Seelandschaft in der Mitte der Bucht gebildet.

Die Wende zwischen Tertiär und Quartär wird über die Klimaverschlechterungen auf der Nordhalbkugel definiert. Der kräftige Temperaturabfall und die zunehmenden Niederschläge führten in Skandinavien zur Bildung mächtiger Eismassen (Klostermann, 1988). Das Quartär wurde im Süden der NB im Wesentlichen durch die Ablagerungen des verflochtenen Flusssystemes von Rhein und Maas, die von dem Wechsel der Kalt- und Warmzeiten abhängig waren, geprägt. Seit dem späten Quartär existiert die rezente NNW-SSE ausgerichtete Kompression mit der daraus resultierenden Dilatation in WSW-ENE. Seit dem frühen Tertiär drehte sich die Kompressionsrichtung also um 60° gegen den Uhrzeigersinn (Ahorner, 1975).

### **3.2 Stratigraphie und Lithologie der Niederrheinischen Bucht**

Der Schwerpunkt liegt im Hinblick auf das geologische Modell auf dem Materialtyp bzw. der Körnigkeit. Die ältesten stratigraphischen Einheiten des Untergrundes in der NB sind teils marine, teils brackische, limnische und terrestrische unterdevonische Ablagerungen auf dem ehemaligen Küsten- und Schelfbereich des Old Red Kontinent (Abb. 3-4). Sie bestehen aus einer eintönigen Wechselfolge überwiegend grauer Tonsteine, Schluffsteine, Sandsteine und Quarzite. Mit Absenkung des Schelfs zu Beginn des Mitteldevons wird die NB deutlich mariner geprägt. Es kommt zum Riffwachstum (Massenkalk). Außerhalb der Riffe entstehen Sand- und Tonsteine. Die oberdevonischen Gesteine bestehen aus Wechselfolgen von Sand-, Ton- und Schluffsteinen (Hilden, 1988a).

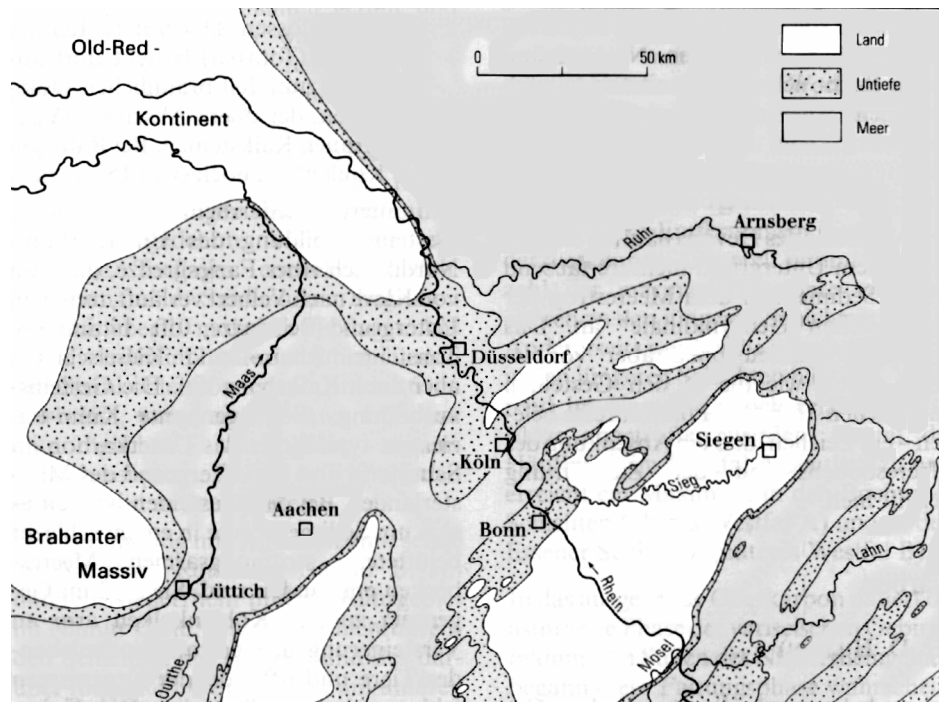


Abb 3-4: Die Verteilung von Land und Meer im Unteren Mitteldevon (Hilden, 1988a)

Die karbonischen Gesteine entstanden in einem flachen gut durchlüfteten Meeresbecken. Es bildeten sich im Raum Aachen mächtige Kohlenkalke. Mit der Hebung des variszischen Gebirges kam es zur Bildung von Vortiefen, welche von Süden mit Sedimenten gefüllt wurden, so dass im tieferen Oberkarbon (Namur) mächtige Wechselfolgen von Tonsteinen, Schluffsteinen und Sandsteinen das Bild bestimmten. Im späteren Oberkarbon (Westfal) wuchsen ausgedehnte Waldmoore auf den Deltaschüttungen der Flüsse, die das Abtragungsmaterial des Gebirges in die subvariszische Saumsenke transportierten. In diesem flachen, ständig absinkenden Küstenbereich vor dem variszischen Gebirge stieß jedoch immer wieder das Meer vor und überdeckte die mächtigen Torflager, aus denen sich die Steinkohleflöze bildeten (Hilden, 1988b). Im Unterperm gehört die südliche und zentrale NB zur gebirgigen variszischen Umrandung der großen „Mittleuropäischen Senke“, in der sich Salzsümpfe und Seen bildeten. In dieses Becken wurde grober Gesteinsschutt aus dem wüstenhaften Hochland in Form von Konglomeraten geschüttet. Auch im Buntsandstein wurde der sandige und tonige Verwitterungsschutt aus dem variszischen Gebirge abgelagert. Insgesamt können sieben Wechselfolgen von Sand- und Ton-/Schluffsteinen abgegrenzt werden. In einem flachen Meer entstanden die für den Unteren Muschelkalk typischen feinkörnigen bis dichten, bankig bis plattigen „Wellenkalke“. Im Mittleren Muschelkalk bildeten sich durch die Abtrennung des Flachmeeres saline Sedimente (Grabert, 1998). Im Oberen Muschelkalk bestimmten Meeresablagerungen das Bild. Während im Norden mächtige Kalk- und Dolomitsteine abgelagert wurden, traten am Eifelrand sandig-mergelige

Dolomite auf. Im Unteren Keuper wurden Ton-, Mergel- und Dolomitsteine abgelagert. Die Ablagerungen des Mittleren Keupers, Ton- bis Mergel- und Kalksteine sowie Gips, wurden in einer weiten Salz-/Ton-Ebene sedimentiert. Erst im Rhätkeuper überflutete das Meer wieder den Niederrhein. Es bildeten sich Ton- und Sandsteine. Das Jura-See bedeckte die heutige NB und lagerte Ton-, Mergel- und Kalksteine ab. Da sich im Oberjura das Meer zurückzog und die NB Abtragungsgebiet wurde, sind jedoch nur noch am Nordrand der Eifel Reste der Ablagerungen des Jura vorhanden (Abb. 3-5).

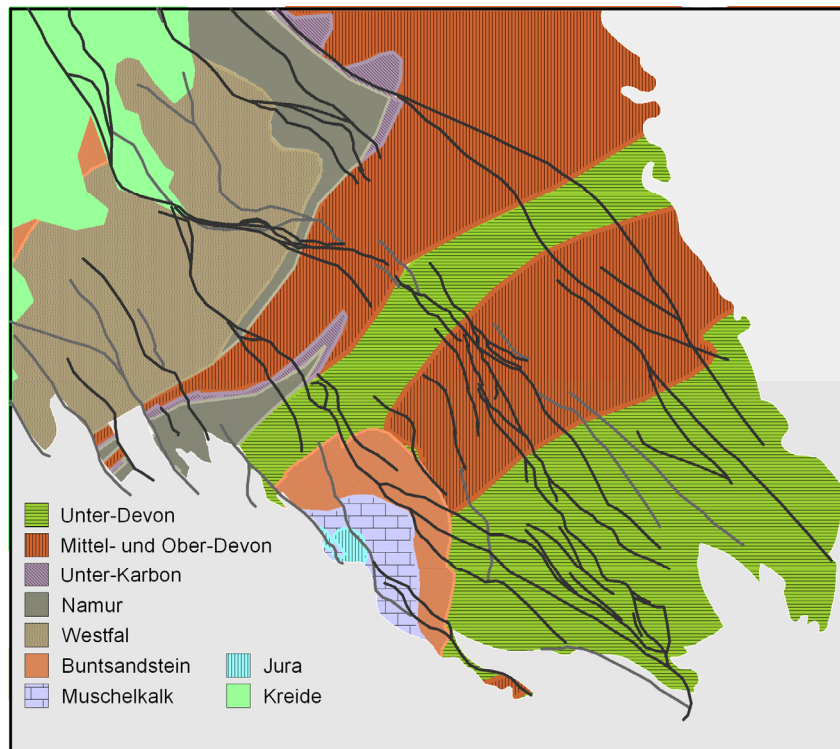


Abb. 3-5: Der prätertiäre Untergrund der NB. Die grauen und schwarzen Linien zeigen nach E und nach W einfallende Verwerfungen an. Die Verbreitung der stratigraphischen Einheiten ist farbig dargestellt. (nach Wrede & Hilden, 1988; Knapp, 1988 und Hilden & Thiermann, 1988)

Auch die Sedimente der Kreide finden sich nur als Relikte. Im Wesentlichen beschränken sie sich auf den deutsch-niederländischen Grenzraum (Aachener Kreide) sowie das nördliche Ruhrgebiet (Hilden & Thiermann, 1988). Die Kreideablagerungen sind bis auf den Aachener Raum von tertiären und quartären Sedimenten überdeckt. In der Unterkreide war die NB landfest. Trias und Jura wurden weiträumig abgetragen.

Durch das feuchtwarme Klima entstand eine tiefgründige Verwitterungsschicht. Über dem verwitterten paläozoischen Grundgebirge liegen im Bereich Aachen die Hergenrather Schichten (Breddin et al., 1963). Sie bestehen aus Schluffen und Tonen sowie Einlagerungen von Feinsanden. An der Basis liegt örtlich kiesiger fluvialer Quarzsand. Über den Hergenrather Schichten folgen die Aachener Schichten. Die Basis bilden die vollmarinen

Flachwasser-Sedimente der Aachener Sande. Darüber liegt eine Wechselfolge von schluffigen Sanden und tonigem Schluff bzw. schluffigem Ton. Nach oben schließt der Aachener Dachschluff an. Zwischen den Vaalser Schichten und den Aachener Schichten besteht eine deutliche Erosionsdiskordanz (Richter, 1985). Die Vaalser Schichten des Untercampan bestehen im Raum Aachen aus bis zu 150 m mächtigen Wechselfolgen von Feinsanden und Schluffen. Im Oberen Untercampan entstand eine Schichtlücke und erst im frühen Obercampan wurden die Zevenwegen Kalke abgelagert. Diese sind aus schwach bis mäßig verfestigtem Mergelkalkstein und schluffigem Mergelstein sowie kalkigen Schluffen und Feinsanden aufgebaut. Durch eine weitere Diskordanz getrennt, folgt der Vylener Kalk des Unteren Maastricht. Er besteht aus 15-100 m mächtigen feinkörnigen wenig verfestigten Mergel- und Kalkmergelsteinen, die Ton, Quarzschluff und Feinsand enthalten. Der 20-30 m mächtige Orsbacher Kalk besteht aus einer Wechsellagerung von reinen Kalksteinen und mürber halbfester Kreide sowie eingeschalteten Feuersteinlagen. Die letzte Ablagerung des Maastricht, der Vetschauer Kalk, besitzt an der Basis eine brekziöse-konglomeratische Bank. Darauf folgen 10-20 cm dicke Bänke harten mergeligen feinsandigen Kalksteins, die mit dünnen Lagen aus mürbem Mergelstein wechsellagern. Die Mächtigkeit des Kalks kann bis zu 30 m betragen (Richter, 1985).

Im Laufe des frühen Paläozän wurde die NB erneut randlich überflutet. Es bildeten sich die marinen Kalke und Mergel der Schichten von Houthem und die tonig sandigen Ablagerungen der Hückelhovener Schichten in der nördlichen Venloer- und der nordwestlichen Rur-Scholle (Hager & Prüfert, 1988). Im späten Paleozän wurden dann der marine Sand von Heers und die Tone von Landen im Bereich der nördlichen Venloer Scholle und der nordwestlichen Rur-Scholle abgelagert. Im Eozän beschränkt sich die Ablagerung von festländischen Sedimenten auf vereinzelte Gebiete, zum Beispiel die nichtmarinen Sande und Tone mit eingeschalteten Braunkohlen der Antweiler-Schichten im Antweiler Graben (Grabert, 1998). Am Ost- und Südrand der NB tritt kein Paläozän auf (Pflug, 1958). Die ältesten Ablagerungen des frühen Oligozäns, die sandigen Ratheimer Schichten, sind nur noch vereinzelt vorhanden. Man nimmt an, dass diese in späterer Zeit wieder abgetragen wurden. Im Südosten kommt es im Unteroligozän zur Ablagerung der Vallendarer Schotter, die von einem aus Lothringen kommenden Fluss-System, das dem Bitburg-Kasseler-Senkungsfeld folgte, stammen (Meyer & Stets, 1996). Es sind schräggeschichtete fluviatile Konglomerate aus überwiegend gut gerundeten Quarzgeröllen (Meyer, 1994).

Im Mittleren und Oberen Oligozän kam es zu großräumigen Senkungen, die das Eindringen des Meeres ermöglichten und zur Ablagerung der 10-40 m mächtigen geröllführenden Walsumer Meeressande führten (Teichmüller, 1958). Der Walsumer Meeressand besteht aus Feinsanden mit einzelnen geringmächtigen Tonlagen und besitzt an der Basis vielfach Kieslagen (Kalterherberg & Karrenberg, 1958). Am Niederrhein wurden küstenferne, sandarme Sedimente abgelagert (Fahrion, 1958). Die darüber abgelagerten 15-70 m mächtigen marinen Tone und Schluffe der Rater Schichten (Teichmüller, 1958) und die Basis der 50-150 m mächtigen Lintforter Schichten (Teichmüller, 1958) weisen auf geänderte Sedimentationsbedingungen hin. An der Basis der Schichten befindet sich eine Aufarbeitungsbrekzie mit darüber gelagerten Feinsanden und Tonen (Kalterherberg & Karrenberg, 1958). Nach oben setzen übergangslos Schluffe und tonige Feinsande mit abnehmendem Tongehalt ein (Fabian, 1958; Richter, 1985).

Im Mitteloligozän wich das Meer zurück. Die Kölner-Scholle begann abzusinken und die NB erhielt ihre jetzige Form. Mit dem Zurückweichen des Meeres kam es im frühen Chatt (Jux & Strauch, 1967) zur Sedimentation der marinen 60-340 m mächtigen Grafenberger Sande im Norden (Teichmüller, 1958). Die Sande sind gleichförmig aufgebaut und werden nur von ein paar schluffreichen Schichten und teilweise einer Mergelbank unterbrochen. Nach oben treten teilweise ungleichförmige Sande mit wechselnden Ton- und Schlufflagen auf (Kalterherberg & Karrenberg, 1958). Die kompletteste Abfolge der Schichten 02-04 (Schneider & Thiele, 1965) befindet sich in der nördlichen Rur-Scholle und in der südlichen Venloer-Scholle. Im Südosten der NB bilden die Bergisch Gladbacher Schichten das zeitliche Äquivalent (Schäfer et al., 2005).

Es traten im späten Oligozän starke Meeresspiegelschwankungen auf, die einen Wechsel der Sedimentation von marinen Sanden und festländischen Tonen mit Braunkohlen zur Folge hatte (Grabert, 1998). Auf Tone mit geringmächtigem Braunkohlenflöz folgen helle Tone mit zunehmendem Sandanteil (Schünemann, 1958). Diese 400 m mächtigen Schichten werden als die „Kölner Schichten“ oder auch Unterflözgruppe bezeichnet (Teichmüller, 1958) (Abb. 3-6) und verzahnen sich nach Norden mit den Grafenberger Sanden. Gegen das südliche Festland gehen sie in tonig lagunäre Bildungen über (Schäfer, Utescher & Hocht, 1997). Die Unterflözgruppe sind die zeitlichen Äquivalente der marinen Ablagerungen des Oberoligozäns im Norden der NB (Teichmüller, 1958).

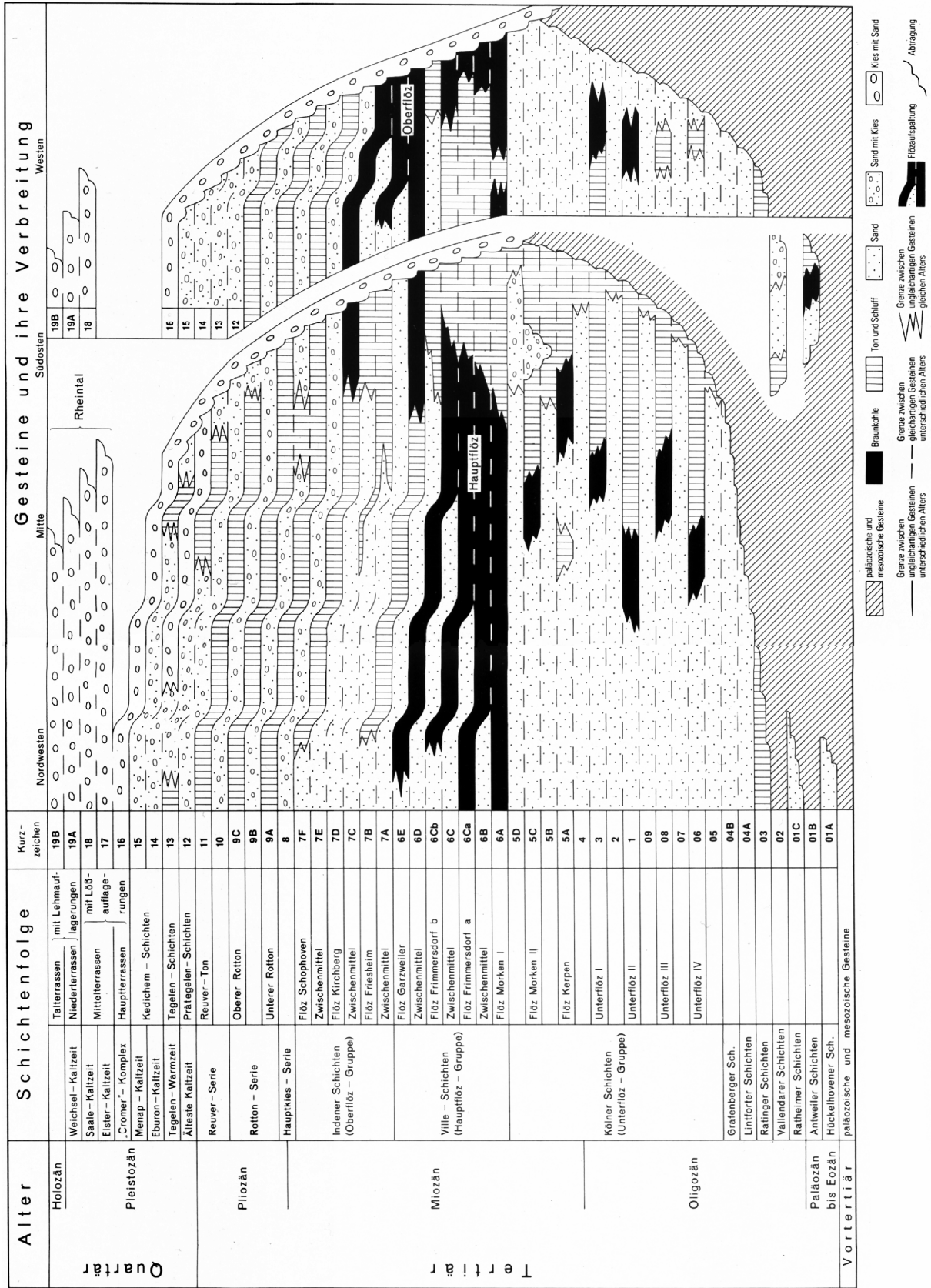


Abb. 3-6: Schichtengliederung im rheinischen Braunkohlenrevier (Hager, 1981)

Im Oberoligozän und vor allem später im Miozän kam es aufgrund der klimatischen, tektonischen und paläogeographischen Verhältnisse zum massiven Wachstum von Mooren in der NB. Aus diesen Mooren entstanden zahlreiche und teilweise sehr mächtige Flöze, die sich in drei Gruppen zusammenfassen lassen. Die Unterflözgruppe, bestehend aus den Kölner-Schichten, die Hauptflözgruppe (Ville-Schichten) und die Oberflözgruppe (Indener-Schichten). Die Kölner-Schichten enthalten im Vergleich zu der Hauptflözgruppe relativ wenig Braunkohle. Die Flöze können bis zu 20 m mächtig werden, sind jedoch räumlich eng begrenzt. Aufgrund des Abstandes der Flöze voneinander und der Anteile der Tone und Sande in den Zwischenmitteln lassen sich die Flöze ohne Hilfsmittel der Pollenanalyse oder Bohrlochmessungen voneinander unterscheiden. Im Bereich der Erft- und Rur-Scholle wird die Zuordnung schwieriger, da hier die Flöze und die umgebenden Tone auskeilen und in Sande übergehen (Hager, 1966).

Im Oberen Oligozän setzte im Südosten der NB der Vulkanismus mit der Förderung der Trachyttuffen ein (Grünhagen, 1981). Sie liegen auf mitteloligozänen Tonen, Sanden und Kiesen (Schünemann, 1958) und werden bis auf einige Kerngebiete von den tertiären Sanden und Tonen überdeckt (Abb. 3-7).

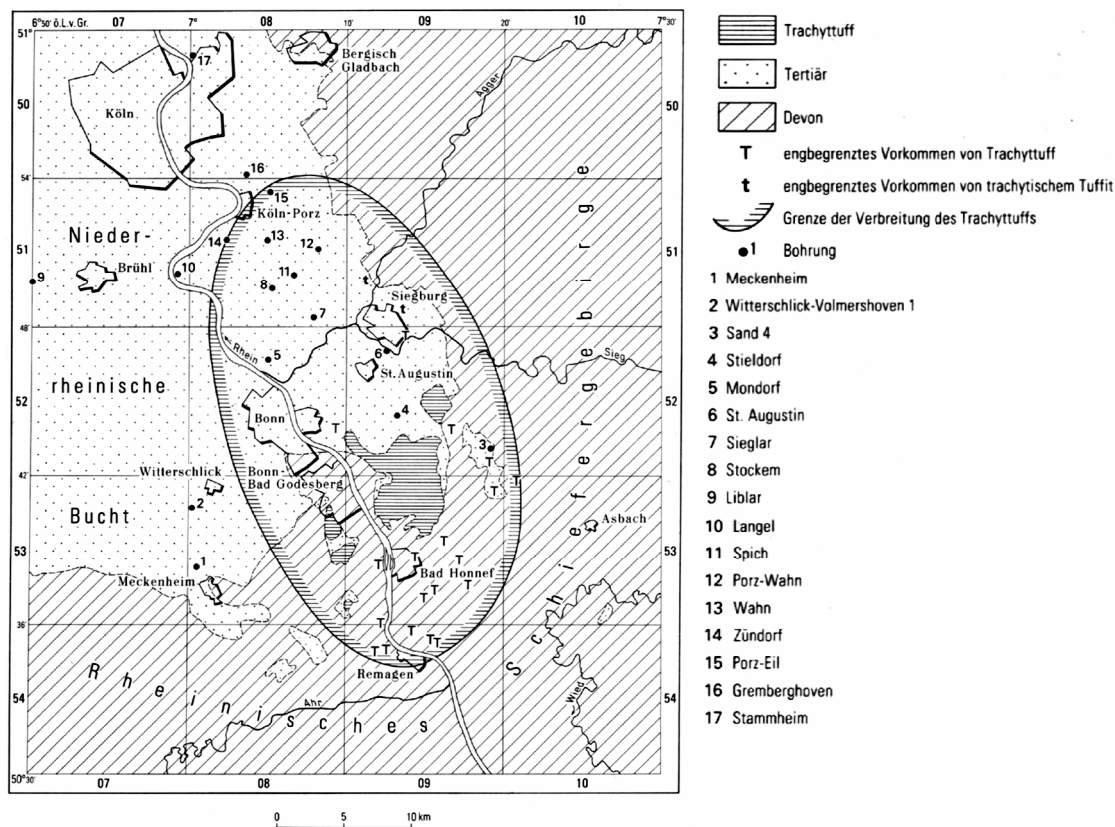


Abb. 3-7: Verbreitung der Trachyttuffe des Siebengebirges (Grünhagen, 1981)



Die großen Mächtigkeiten der jüngsten oligozänen Ablagerungen werden mit dem damaligen Gleichgewicht zwischen Absenkung und Sedimentation begründet, das zu einem weiten Vordringen des Meeres und einer entsprechend langen Sedimentationszeit führte (Kalterherberg & Karrenberg, 1958). Im späten Chatt kam es mit der Ablagerung des Sand 2 (Schneider & Thiele, 1965) zur maximalen Transgression (Utescher, Mosbrugger & Ashraf, 2002). Der Unterbrechung der Ablagerungen im Unteren Miozän (Fabian, 1958) folgte ein totaler Rückzug des Meeres aus der NB. Nun bestimmten limnisch-fluviatile Sande, Kiese und Tone aus den südlichen Höhenlagen die Sedimentation (Walter, 1995).

In den Gebieten, in denen sich weder marine noch festländische klastische Sedimente ausbreiteten, kam es im Bereich der Ville zur lückenlosen Akkumulation bis zu 400 m mächtiger Torfschichten, aus denen sich das 100 m mächtige Hauptflöz bildete. Grund für die mächtige Ausbildung war die Verringerung der Absenkungsrate im Miozän und das daraus entstehende Gleichgewicht zwischen Absenkung und Torfbildung (Teichmüller, 1958). Große Teile des Hauptflözes (Morken 1, Frimmersdorf a+b), bildeten sich in der wärmsten Periode des Neogens. Erst zur Zeit der Akkumulation des oberen Bereichs des Rheinischen Hauptflözes kam es zur Absenkung der Temperatur (Utescher, Mosbrugger & Ashraf, 2002).

Das Hauptbraunkohlenflöz zeigt eine ebene Auflagerungsfläche und die Schichtung spiegelt einen vielfachen Senkungsrhythmus wider. Nach einem Senkungsruck führte der Anstieg des Grundwassers zunächst zur Bildung der „hellen Schichten“ offener Moore. Diesen folgten dann die „dunklen Schichten“ der Bruchwaldmoore, welche bei weiterem Trockenfallen des Moores in Sequoien-Wälder übergingen (Prange, 1958). Der Ausgleich des relativen Anstiegs des Grundwasserspiegels durch Moorwachstum führte zu der extremen Mächtigkeit des Rheinischen Hauptflözes.

Nach SE, SW und NW wird das Rheinische Hauptflöz durch sandige oder tonige Zwischenmittel in drei geringmächtigere Hauptflöze aufgespalten. Das älteste Flöz Morken, das mittlere Flöz Frimmersdorf und das jüngste Flöz Garzweiler. Diese Flöze spalten sich weiter auf, so dass an einigen Stellen bis zu acht Teilflöze entstehen. Diese Aufspaltungen kündigen sich im Süden durch Einschaltungen von Schlufflagen an. Die Zwischenmittel entstanden wahrscheinlich durch Lagunenbildungen zwischen den reinmarinen Ablagerungen im Norden und den Braunkohlenmooren im Süden (Hohoff und Karrenberg, 1958). Die Zwischenmittel nehmen sehr schnell an Mächtigkeit zu, während sich die Mächtigkeit der

Teilflöze nicht erhöht. Daraus resultiert die größere Mächtigkeit der Teilflöze und Zwischenmittel gegenüber dem ungeteilten Hauptflöz. Ursachen hierfür sind die Setzung des Torfes und die Überlagerung mit klastischen Sedimenten, welche die Setzung weiter beschleunigte. Wo die Ablagerung der Zwischenmittel schon begonnen hatte, wurde die Setzung beschleunigt. Ein mächtiges Mittel zwischen Flöz Garzweiler und Flöz Frimmersdorf bildete der 0-90 m mächtige Neurather Sand (Teichmüller, 1958). Die weißen Sande sind jedoch eine Ausnahme. Normal bestehen die Zwischenmittel aus grauen, humosen Sanden (Hohoff & Karrenberg, 1958).

In das Beckeninnere drang die Sedimentation der Zwischenmittel jedoch zunächst nicht vor. Erst mit der flächendeckenden klastischen Sedimentation sank auch das Beckeninnere ab. Die Folgen der Setzung des Torfes wurden jedoch oft durch die Tektonik verdeckt (Hager, 1966).

Die Oberflözgruppe wird bzw. wurde in den ehemaligen Tagebauen Düren, Konzendorf, Lucherberg und Inden abgebaut. Das Oberflöz spaltet sich nach Norden in drei Teilflöze auf: Flöz Friesheim, Flöz Kirchberg und Flöz Schophoven (Schäfer, Utescher & Hocht, 1997). Die Oberflözgruppe bildet im Tagebau Inden ein bis zu 40 m mächtiges Flöz. Generell treten die Oberflöze jedoch nur im südwestlichen Raum auf, meist nur in Bereichen, in denen die Hauptflözgruppe nur aus Sanden und Tonen besteht. Im Gegensatz dazu besteht die Oberflözgruppe in den Bereichen der mächtigen Hauptkohleflöze nur aus Sanden und Tonen mit bis zu 100 m Mächtigkeit, so z.B. die mittel- bis grobsandigen Fischbach-Schichten im Bereich der Erft- und Kölner-Scholle. Die Oberflöze sind in diesen Bereichen tonig ausgebildet (Schäfer, Utescher & von der Hocht, 1997). Die Umkehrung der Verhältnisse ist vermutlich nicht zufällig. Wahrscheinlich führte die schnelle Setzung des mächtigen Torfes der Hauptflözgruppe zu einer ständigen klastischen Sedimentation, so dass zur Zeit der Oberflözgruppe keine Bildung von mächtigen Mooren möglich war. Im Bereich der geringmächtigen Torfe der Hauptflözgruppe konnte das langsame Ansteigen des Grundwasserspiegels durch den Torfzuwachs ausgeglichen werden (Hager, 1966). Die Sedimentschüttungen zur Zeit der Ablagerung der Indener Schichten erfolgten durch den Rhein von Süden und evtl. durch Flüsse aus dem Bergischen Land. Die marinen Sande wurden von WNW eingetragen (Boenigk, 1978). Das mäandrierende Flusssystem der Indener Schichten wird von einer lakustrinen Fazies mit hohem Braunkohleanteil beendet (Schäfer et al., 2005).

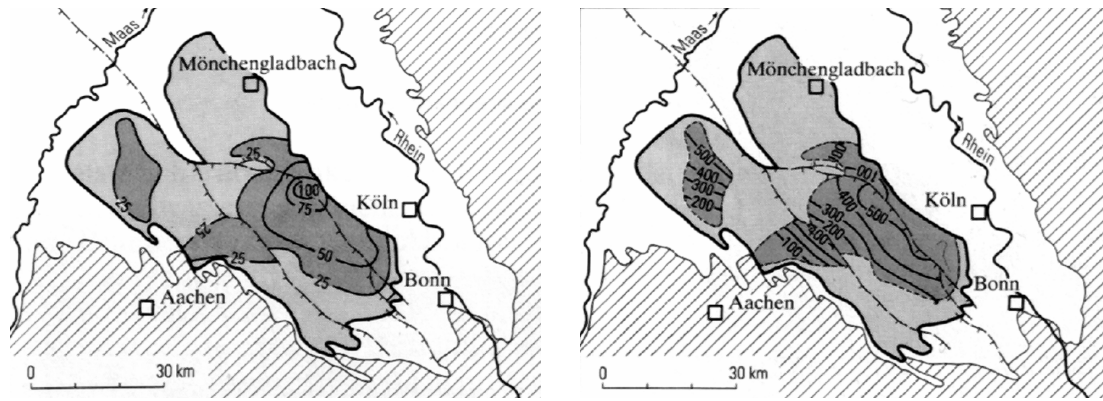


Abb. 3-11: Links: Gesamtmächtigkeit der Braunkohle Rechts: Mächtigkeit des Deckgebirges (Hager & Prüfert, 1988)

Die Abbildung 3-11 zeigt die Gesamtmächtigkeit aller Braunkohlen, soweit die Mächtigkeit über 3 m ist und das Verhältnis Deckgebirgsmächtigkeit zu Kohlenmächtigkeit nicht zu ungünstig wird (Hager & Prüfert, 1988). Die Deckschichten über der Kohle sind im günstigsten Fall weniger als 100 m und im ungünstigsten Fall über 500 m mächtig. Der Abbau der Braunkohle erfolgt im Tagebau (Abb. 3-12) und kann in drei Gebiete eingeteilt werden (Abb. 3-13):



Abb. 3-12: Abbau der Braunkohle im Tagebau (RWE POWER AG)

Im Gebiet der Ville zwischen Köln und Bonn begann der industrielle Braunkohleabbau im 19. Jahrhundert, der heute abgeschlossen ist. Die Überdeckung ist sehr gering, das Verhältnis von Abraum zu Kohle beträgt 0.3:1. Das zweite Gebiet umfasst das Süd-, Mittel- und Nordrevier, erstreckt sich bis zum Erft-Sprung und beinhaltet die Tagebaue Garzweiler, Frimmersdorf, Fortuna und Frechen. Die Abraumbedeckung beträgt hier bis zu 200 m und das Abraum/Kohle-Verhältnis beträgt 3:1. Das dritte Gebiet, das Becken zwischen Erft und Aachen, besitzt die größte Tiefe des Braunkohlenvorkommens. Das Abraum/Kohle-Verhältnis steigt auf 6:1 an.

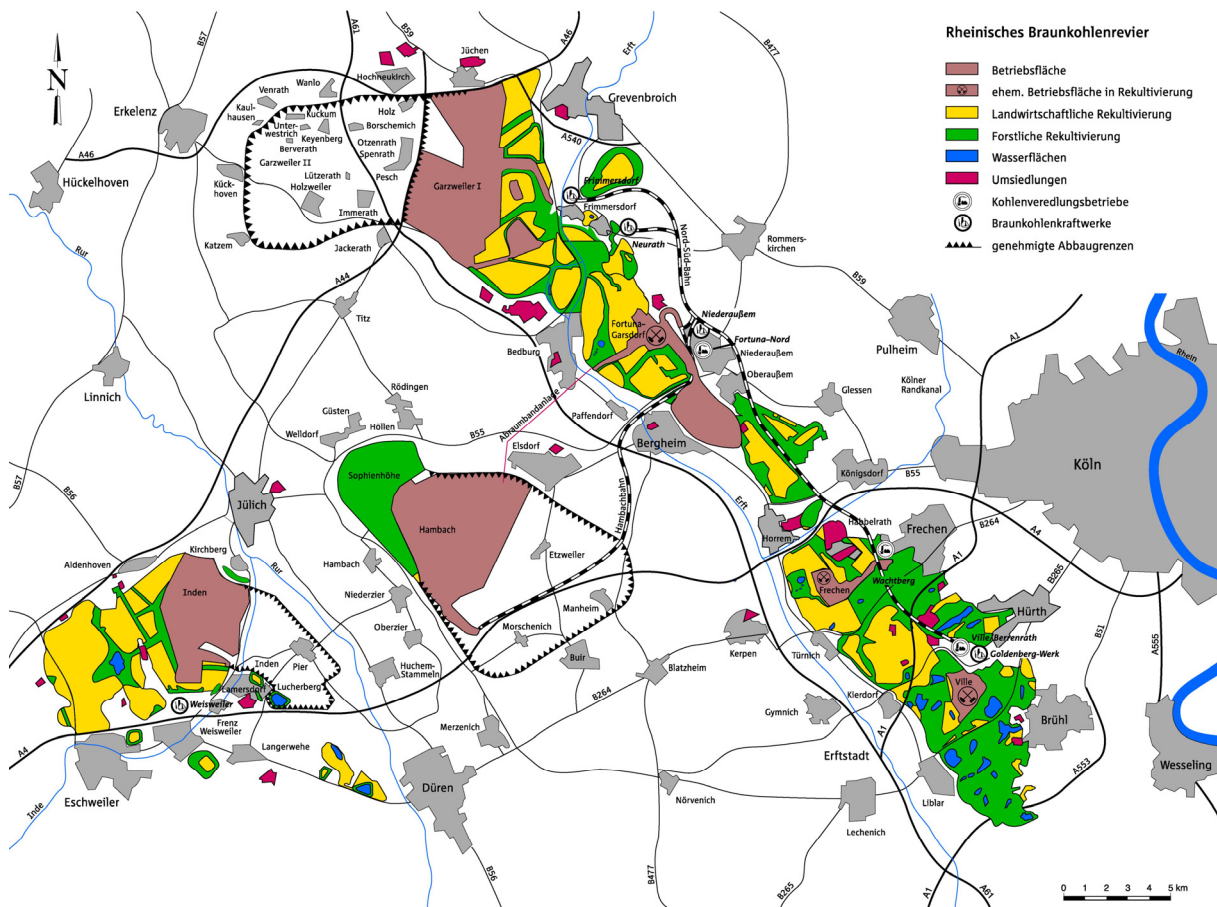


Abb. 3-13: Rheinisches Braunkohlenrevier (RWE POWER AG)

Die tertiären Deckschichten der Braunkohlenformation, die nur Miozän und Oligozän umfasst, werden durch die Ablagerungen des oberen Miozäns und des Pliozäns gebildet (Teichmüller, 1958). Zur Wende Miozän/Pliozän ist der Rückzug des Meeres soweit vorangeschritten, dass die Sedimente der NB nur noch aus festländischen Ablagerungen gebildet wurden. Am Ende des Miozäns erfolgte ein Wechsel in der fluviatilen Sedimentation. Es lagerten sich flächendeckend Kiese und Sande aus den Flüssen Rhein, Mosel, Maas und einem östlichen Zufluss (Boenigk, 1978) mit einer basalen Erosion (Schäfer et al., 2005) über den Indener Schichten ab. Ursache hierfür war die verstärkte Hebung des Rheinischen

Schiefergebirges. Diese fluviatilen Ablagerungen stammen aus verflochtenen Fluss-Systemen und werden als Hauptkies-Serie bezeichnet. In ihr verläuft die Grenze zwischen Miozän und Pliozän. Die fehlenden marinen Einschaltungen und der unzureichende stratigraphische Wert der pflanzlichen Fossilien machte eine genauere Bestimmung der Grenze unmöglich (Grabert, 1998). Die großen Absenkungsbeträge ermöglichten ein Vordringen des Meeres in die nördlichen Randgebiete der NB. Gleichzeitig hatte die große Absenkung im zentralen Teil die Aufnahme mächtiger Sedimente von Rhein und Maas zur Folge. Das Top der Hauptkiese enthält feinkörnige Sedimente einer ästuarischen Fazies (Schäfer et al., 2005).

Durch den Anstieg des Meeresspiegels kam es zur Ausbildung einer Seenlandschaft in der Mitte der Bucht. Es lagerten sich die mächtigen Rottone ab. Die Schichten der Rottone bestehen aus grobkörnigen Sanden eines verflochtenen Flusssystemes, lakustrinen Tonen sowie dünnen Braunkohlenlagen (Schäfer et al., 2005). Zur Zeit der Haupt-Rottone erfolgte die Sedimentschüttung aus Süden über die Mosel. Während der oberen Rotton-Phase wurden neben den Sedimenten der Mosel auch marine Sande aus Westen eingetragen (Boenigk, 1978). Der Komplex aus der Hauptkies-Serie, den Rottonen und der kiesigen Basis der Reuver-Serie wird als Kieseloolith-Schichten bezeichnet (Klostermann, 1992). Über den Kieseloolith-Schichten liegen die Reuver-Tone. Wie die Rottone wurden sie in einer Seenlandschaft abgelagert. Nach Norden werden die Tone durch marine Sande ersetzt.

Über den Reuver-Tonen liegen die aus Kiesen und Sanden mit Toneinschaltungen aufgebauten Älteren Hauptterrassen (Prätegelen Schichten). Sie bilden die ältesten Ablagerungen des Quartärs. Die aufliegenden Tegelen-Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von Kiesen und Tonen mit Schottern an der Basis. Zur Zeit der Prätegelen und Tegelen-Schichten erfolgte die Sedimentation über Rhein und Maas (Boenigk, 1978). Über den Tegelen-Schichten folgt die Jüngere Hauptterrasse aus Kiesen und Sanden mit einer Diskordanz an der Basis. Sie zeigen einen ausgeprägten rhythmischen Aufbau. Im Bereich der Erft-Scholle, der Rur-Scholle und der südlichen Venloer-Scholle bilden die Hauptterrassen die Geländeoberfläche. Generell wurde das Quartär im Süden im Wesentlichen durch die Ablagerungen des verflochtenen Flusssystemes von Rhein und Maas geprägt.

Die Mittelterrassen lassen sich in drei größere Einheiten untergliedern, die Obere, die Mittlere und die Untere Mittelterrasse (Klostermann, 1992). Zwischen der Mittleren und der Unteren Mittelterrasse sowie innerhalb der Unteren Mittelterrasse befinden sich die Ton- und

Schluffhorizonte der Holstein-Warmzeiten. Während der Zeit der Unteren Mittelterrasse drang in der Saale-Kaltzeit das Eis bis in die nördliche NB vor. Es kam zur Bildung von Stauchmoränen. Zur Zeit der Saale-Kaltzeit wurden die Niederterrassen durch das verwilderte Flusssystem des Rheins aufgeschüttet. Die jüngsten Terrassenablagerungen im Holozän bestehen aus aufgearbeitetem Material pleistozäner Terrassen. Die Oberflächen der Kölner- und der Krefelder Scholle werden in weiten Teilen von den Mittel- und Niederterrassen gebildet (Abb. 3-14).

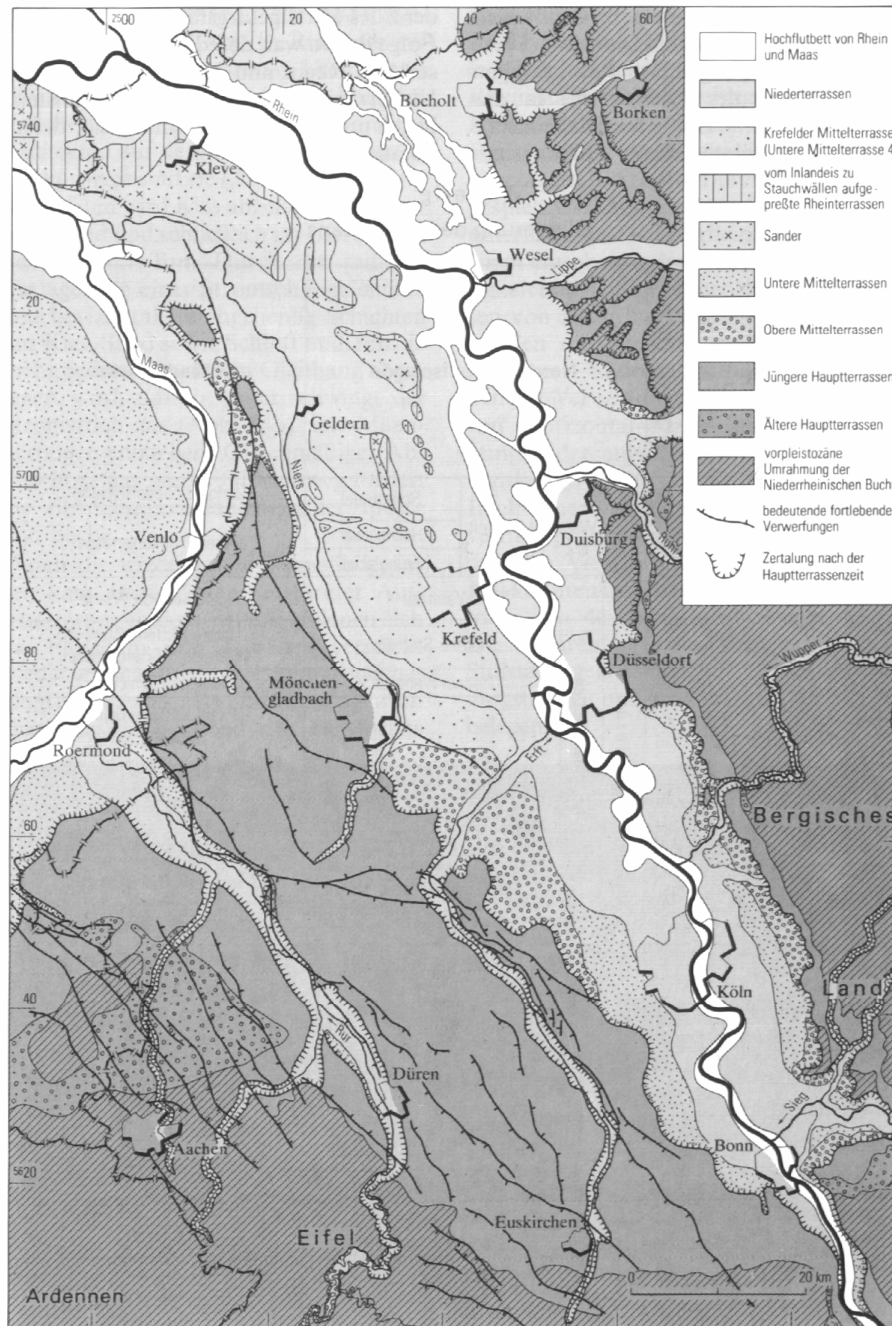


Abb. 3-14: Die Terrassengliederung am Niederrhein (Klostermann, 1988)

### 3.3 Tektonik

Die NB ist durch die großen NW-SE streichenden Störungssysteme in tektonische Baueinheiten untergliedert (Abb. 3-15). Es können eine Nord- und eine Südhälfte unterschieden werden, die etwas südlich von Mönchengladbach durch den Jackerather- und Wassenberger-Horst getrennt werden. Der Süden besteht aus der Kölner-, der Erft- und der Rur-Scholle, wobei das Erftsprung-System die Grenze zwischen der Kölner- und der Erft-Scholle bildet und im Westen das Rurrand-System die Erft-Scholle von der Rur-Scholle abtrennt, die im Osten durch die westlichen Randverwerfungen begrenzt wird. Beide Störungssysteme fallen mit 70-80° ein. Die Abschiebungsfläche besitzt wahrscheinlich einen listrischen Verlauf (Schäfer et al., 2005)

Die nördliche Hälfte gliedert sich von E nach W in den Niederländischen Zentralgraben, der die nördliche Fortsetzung der Rur-Scholle ist, die Venloer- und die Krefelder-Scholle. Die Venloer-Scholle ist durch den Peelrand-Sprung, die nördliche Fortsetzung des Rurrand-Systems, vom Niederländischen Zentralgraben getrennt. Die Grenze zwischen Venloer- und Krefelder-Scholle bildet der Viersener Sprung.

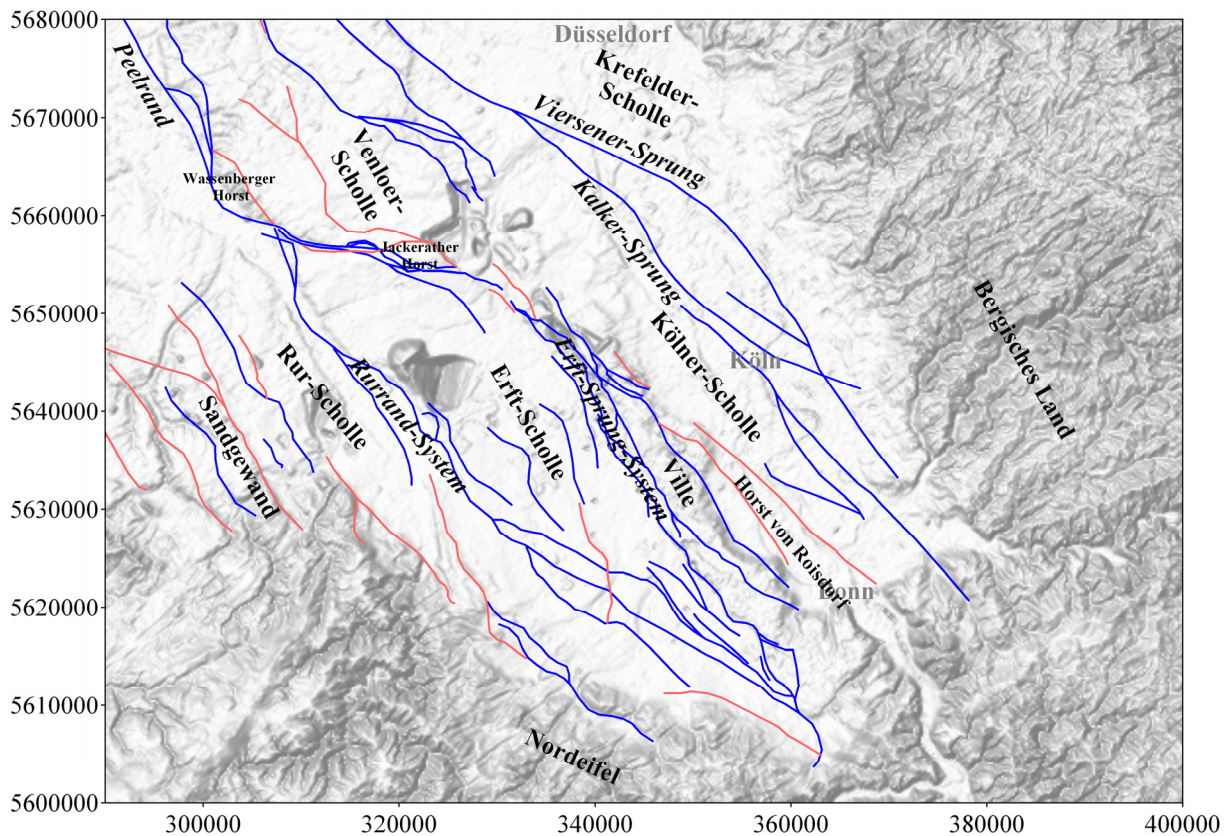


Abb. 3-15: Wichtige tektonische Einheiten der NB. Die blauen- und roten Linien zeigen nach W bzw. nach E einfallende Störungen. Den Hintergrund bildet ein digitales Geländemodell. (NASA, <http://srtm.usgs.gov/index.html>)

Die Rur-Scholle wird durch den Feldbiß von der Limburger Kreidetafel getrennt. Nach S wird dieser durch ein fiederartiges, NW-SE gerichtetes, gestaffeltes System von nach NE einfallenden Abschiebungen, von denen die Sandgewand die bedeutendste ist, abgelöst. An diesen sinkt die Rur-Scholle gegenüber dem Grundgebirge der Nordeifel langsam ab (Walter, 1995). Der Rurrand, die östliche Grenze der Rur-Scholle, ist eine antithetische Verwerfung, die sich von NW aufspaltet. Hier ist die Karbon-Oberfläche um 1000 m verworfen (Fahrion, 1958). Die größeren Sprünge verlaufen parallel oder spitzwinklig zum Gebirgsrand. Das Abtauchen gegen das Becken wird im Wesentlichen durch die Schichtneigung erreicht, teilweise wird die Neigung durch synthetische Brüche verstärkt (Prange, 1958). Die Kippung der Rur-Scholle nach NE setzt im Mitteloligozän ein und hält bis heute an (Herbst, 1958). Durch das unterschiedliche Einfallen zum Beckeninneren entsteht eine zweite schwächere Störungsrichtung, die parallel zum Gebirgsrand verläuft. Nach NW geht die Rur-Scholle in den Niederländischen Zentralgraben über.

An die Rur-Scholle schließt sich nach E die Erft-Scholle an. Sie ist, wie die Rur-Scholle, einseitig nach NE verkippt und wird von einigen antithetischen nach W einfallenden Verwerfungen durchzogen. Nach E einfallende Störungen treten nur vereinzelt auf, die Bedeutendste ist der Rand von Erp im Süden. Im südlichen Teil der NB bildet die Erft-Scholle mit Sedimentmächtigkeiten von bis zu 1300 m das Beckentiefste. Die Senkung im Känozoikum verlief jedoch nicht gleichmäßig. Im Oligozän war die Absenkung sehr stark. Im Unteren bis Mittleren Miozän kommt sie fast zum Stillstand, nimmt im Mittleren Miozän wieder zu und verstärkt sich im Pliozän weiter (Schäfer et al., 2005). Die Senkungsrates betrug über die letzten 15000 Jahre 0.09 mm - 0.15 mm pro Jahr (Cohen et al., 2002). In der Nähe der Tagebaue treten heutzutage aufgrund der Grundwasserabsenkungen Absenkungen von bis zu 30 mm pro Jahr auf (Schäfer et al., 2005).

Der Bereich der stärksten Absenkung wechselt nach NW in den Bereich der Rur-Scholle. Die nördliche Grenze der Erft-Scholle ist der Jackerather Horst. Nach E grenzt die schmale stark zerstückelte Hochlage der Ville an. Sie ist gegenüber der Erft-Scholle stark herausgehoben und wird als eine Teil-Scholle der Kölner-Scholle betrachtet (Walter, 1995). Entlang des staffelförmigen Erft-Sprung-Systems, bestehend aus südlichem Swift-Sprung, dem Erft-Sprung und dem nördlichen Frechener- bzw. Horremer-Sprung, tritt ein Versatz von bis zu 600 m zwischen der Erft-Scholle und der östlichen Kölner Scholle auf (Becker-Haumann, 1997).



Da die Kölner-Scholle in der Kreide und im älteren Tertiär noch Hochgebiet war und erst im Mitteloligozän abgesenkt wurde (Pflug, 1958), liegt die Festgesteinsgrenze bei ca. 200-300 m u. NN. (Abb. 3-16) und die Sedimentmächtigkeit beträgt max. 400 m. Die Kölner-Scholle ist nicht einseitig verkippt, sondern ist ein, bis auf die Ville, durch zahlreiche Verwerfungen gestörter Muldengraben (Prange, 1958). Im Osten der Kölner-Scholle herrschen nach W einfallende Abschiebungen vor. So zum Beispiel der Viersener-, Mühlheimer-, Kalker- und Rodenkirchener-Sprung. All diese Störungen verlaufen durch das Stadtgebiet von Köln. Am Südrand der Scholle bilden N und NW streichende Störungen Horste und Kippschollen, an deren Rändern Tertiär an die Oberfläche tritt (Prange, 1958). Durch die nach E einfallenden Abschiebungen (Bornheimer-Sprung) östlich der Ville zieht sich von Bonn nach NW der Horst von Roisdorf mit einer geringen Lockergesteinsbedeckung. Nach E nimmt die Sedimentmächtigkeit ab. Hier trennen nach W einfallende Staffelbrüche die Kölner-Scholle von dem herausgehobenen rechtsrheinischen Grundgebirge, dem Bergischen Land, ab. Diese Staffelbrüche sind im Tertiär wiederbelebte Querstörungen des variszischen Gebirges (Prange, 1958). Ähnlich flachgründig ist die nach N durch den Viersener Sprung von der Kölner-Scholle abgetrennte Krefelder-Scholle. In beiden Schollen waren die Senkungstendenzen schon am Ende des jungen Tertiärs im Wesentlichen abgeschlossen. Östlich der Krefelder-Scholle liegt die Venloer-Scholle, die zusammen mit dem Erkelenzer Horst die Fortsetzung der Erft-Scholle darstellt (Walter, 1995). An einigen Schollengrenzen sind die Absenkungen bis in die heutige Zeit aktiv, wie an der Seismizität besonders im Südwesten der NB zu sehen ist. Die jungen Verwerfungen zeichnen sich als Geländestufen ab (Schünemann, 1958).

### 3 Die Niederrheinische Bucht

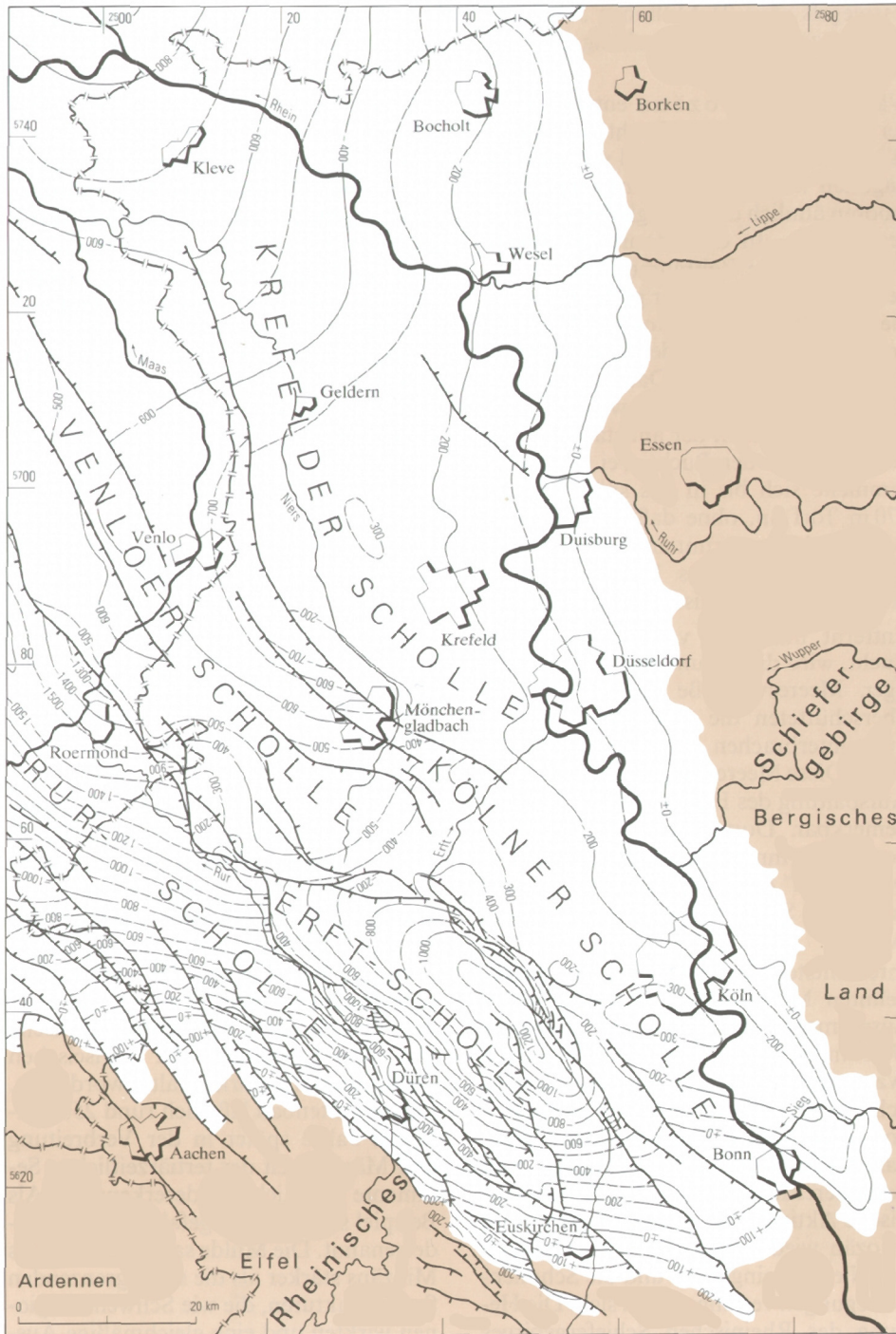


Abb. 3-16: Tiefe (u. NN) der Tertiärbasis (Hager & Prüfert, 1988).

#### 3.4 Seismizität

Die NB gehört neben der Schwäbischen Alb, dem Vogtland und dem Oberrheingraben zu den seismisch aktivsten Gebieten Mitteleuropas (Schwarzbach, 1951; Ahorner, 1968, 1970; Hinzen & Reamer, 2007) und zeigt eine, für eine intraplatten Erdbebenzone typische, leichte bis moderate Seismizität. Erdbeben in Intraplattenregionen weisen deutlich höhere Wiederkehrperioden als gleichstarke Erdbeben an aktiven Plattenrändern auf, so auch in der NB (Gangopadhyay & Talwani, 2003; Hinzen & Reamer, 2007). Sieberg erkannte bereits 1932, dass die Erdbebentätigkeit in Deutschland und damit auch in der NB häufig unterschätzt wird: "Zwar pflegt ... normalerweise das Jahr bloß wenige Erdbeben harmloser Natur zu bringen, die zahlreichen Herden entstammen können. Aber wie die Chroniken lehren, gehören Erdbeben mit erheblichen Schäden und selbst Zerstörungen, die für längere Zeit das öffentliche Leben völlig beherrschen, keineswegs zu den Seltenheiten: mitunter wurde fast Großbebencharakter erreicht. Außerdem sind nicht wenige Erdbeben lokalen Ursprungs, darunter recht kräftige, für Gegenden bezeugt, die als erdbebenfrei angesehen werden." Ursache für die Seismizität der NB ist die Kollision der Afrikanischen Platte mit der Europäischen Platte und der dadurch resultierende Spannungsabbau im seit dem mittleren bis späten Eozän existierenden europäischen Riftsystem, das sich vom Rhone Tal über den Oberrheingraben und die Mittelrheinzone bis in die NB und weiter in den Nordseegraben erstreckt (Ziegler, 1982).

In der westlichen Hälfte des Senkungsgebietes der NB, vor allem im Rurtalgraben und am Bruchrand gegen das Hohe Venn und die Eifel, haben sich seit dem Mittelalter alle 50-150 Jahre immer wieder Schadensbeben mit der Epizentralintensität VIII ereignet. Hinzen & Reamer (2007) bestimmten die in Abbildung 3-17 dargestellte Gutenberg-Richter-Beziehung für die nördlichen Rheinlande. Demnach tritt ein Erdbeben mit der Magnitude 5 ( $M_w$ ) ca. alle 100 Jahre auf.

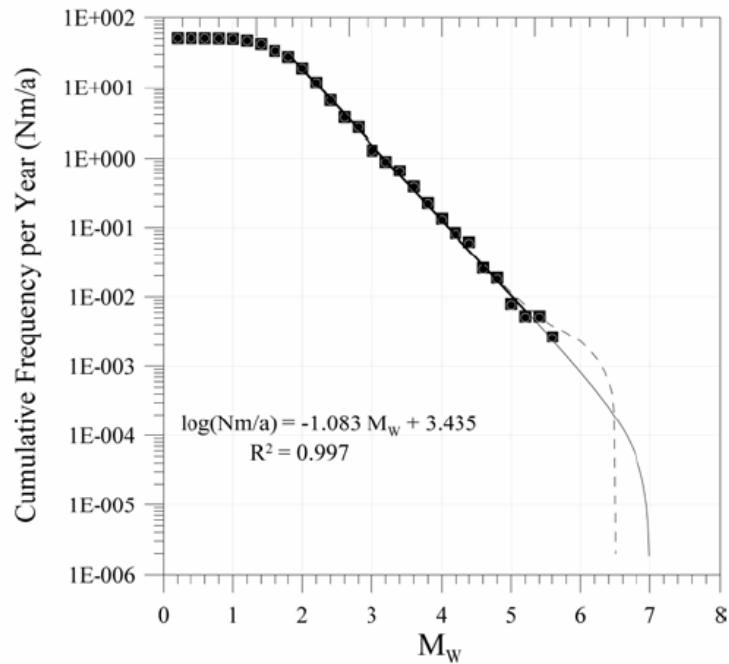


Abb. 3-17: Momentmagnitudenhäufigkeit der nördlichen Rheinlande (Hinzen & Reamer, 2007)

Schon seit dem frühen Mittelalter existieren Meldungen über Erdbebenschäden in der NB. In den meisten Fällen sind die Angaben jedoch zu spärlich, um genauere Aussagen über die Lage der Herdregion oder die Stärke des jeweiligen Bebens machen zu können. Tabelle 3-1 listet die historischen Erdbeben und deren Epizentralintensitäten auf.

Jahr	Epizentrum	Maximalintensität
1223	Köln	VII-VIII
1348	Altenberg	VII
1349	Jülich	VII
1640	Düren	VII-VIII
1673	Rolandseck	VII
1690	Aachen	VII
1755	Gressenich	VII
1756	Gegend von Gressenich	VII-VIII
1756	Düren	VIII
1759	Aachen	VII
1760	Düren	VII
1828	Aachen	VII
1841	Köln	VII
1873	Herzogenrath	VIII
1877	Herzogenrath	VIII
1878	Tollhausen	VIII
1950	Euskirchen	VII
1951	Euskirchen	VII-VIII

Tab. 3-1: Historische Erdbeben im Rheinland mit einer Epizentralintensität (MSK) größer gleich VII (Meidow, 1995)

Das stärkste instrumentell erfasste Beben ereignete sich am 13. April 1992 in Roermond. Es hatte eine Magnitude ( $M_w$ ) von 5.3. Es wurden mehr als 30 Personen verletzt, meist durch herabfallende Kamin- und Dachziegel. Das Epizentrum lag 4 km südwestlich von Roermond. Die größten Schäden entstanden in der Region Heinsberg. Der Sachschaden wurde in Deutschland insgesamt auf 150 Millionen DM beziffert, der Schaden in den Niederlanden hatte in etwa dieselbe Größenordnung (Bertz, 1994). Das Erdbeben wurde in weiten Teilen Zentraleuropas gespürt (Haak et al., 1994). Das letzte Schadensbeben trat am 22. Juli 2002 bei Alsdorf in der Nähe von Aachen auf. Es hatte eine Magnitude ( $M_L$ ) von 4.9 und im Epizentralgebiet lagen die Intensitäten bei VI (Abb. 3-18).

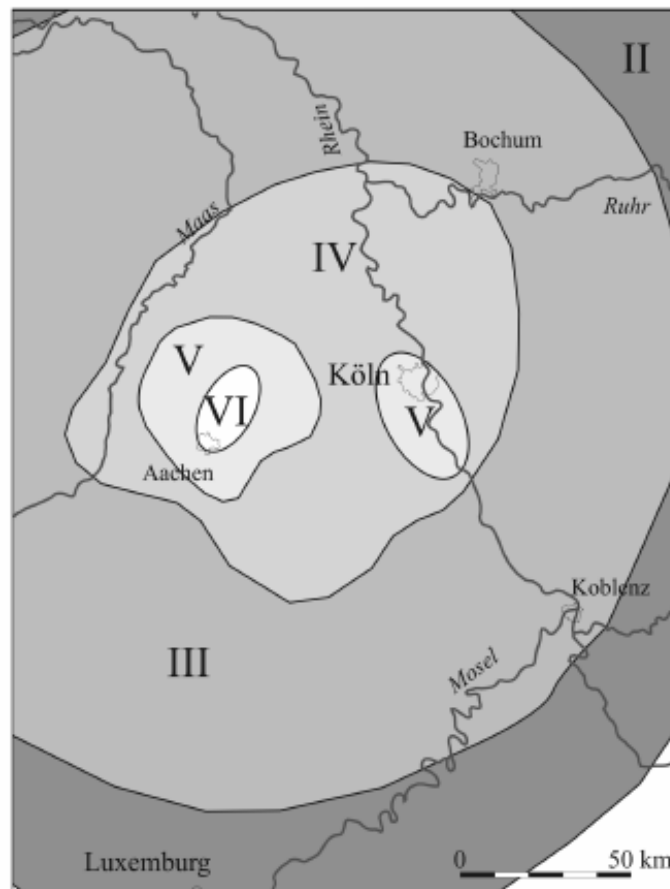


Abb. 3-18: Makroseismische Karte des Erdbebens bei Alsdorf am 22.07.2002 (Hinzen, 2005)

Paläoseismische Untersuchungen der letzten Jahre weisen darauf hin, dass die historischen und instrumentell erfassten Erdbeben nicht die maximal möglichen Erdbeben in der NB darstellen. Camelbeeck & Meghraoui (1998) fanden Hinweise auf drei Erdbeben innerhalb des Holozän mit einer Wiederkehrperiode zwischen 3500 und 5000 Jahren, die einen Versatz der Geländeoberfläche an der Bree-Störung, die die Fortsetzung des Feldbiß bildet, zur Folge hatten. Die Erdbeben hatten Magnituden ( $M_w$ ) von min. 6.3. Vanneste et al. (2001) untersuchten andere Abschnitte der Bree-Störung und fanden 6 weitere Störungen der

Oberfläche, die auf Erdbeben hindeuten. Untersuchungen in paläoseismischen Schurfen am Rurrand von Vanneste & Verbeeck (2001) geben Hinweise auf ein Erdbeben der Magnitude ( $M_w$ ) 6.8 vor etwa 2000 Jahren.

Die Herdregion der NB ist durch einen seismisch sehr aktiven westlichen Teil und einen derzeit eher passiven östlichen Teil mit meist nur mikroseismischer Aktivität gekennzeichnet. Die Erdbebenherde lassen sich mit den in der Quartärzeit aktiven und rezenten Störungen verknüpfen (Ahorner, 1967; Hinzen & Reamer, 2007). Die höchste Seismizität weist der Rurtalgraben auf, der durch den Peelrand im Nordosten und durch den Feldbiß im Südwesten begrenzt ist. Die Bewegungsraten des Peelrandes betragen für den südöstlichen Teil 0.065 mm/a und 0.2 mm/a für den nordwestlichen Teil (Michon & Van Balen, 2005). Für den Feldbiß geben Michon & Van Balen (2003) Bewegungsraten zwischen 0.055 mm/a und 0.065 mm/a an. Für den Erftsprung im östlichen Teil der NB beträgt die Bewegungsrate nach Ahorner (1998) 0.9 mm/a. Betrachtet man jedoch längere Zeiträume, so liegt die Bewegungsrate deutlich niedriger bei 0.05 mm/a bis 0.1 mm/a.

Die Herdtiefen der Erdbeben in der NB liegen zwischen 2 und 25 km (Ahorner, 1967; Reamer & Hinzen, 2004). Die prozentuale Tiefenverteilung der Erdbeben ist nach Reamer & Hinzen (2004):

0-5 km:	32.8 %
5-10 km:	34.7 %
10-15 km:	24.6 %
15-20 km:	1.9 %
20-25 km:	0.2 %

Neben der NB selbst, können auch noch das Mittelrheingebiet mit dem Neuwieder Becken, der Osten Belgiens und der Süden der Niederlande sowie das Stavelot-Venn Massiv für das Schüttergebiet der NB relevante Herdregionen sein. Abbildung 3-19 zeigt die Lage des Epizentrums und die Magnitude von Erdbeben die im Zeitraum zwischen 1600 und 2004 n.Chr. in den nördlichen Rheinlanden auftraten.

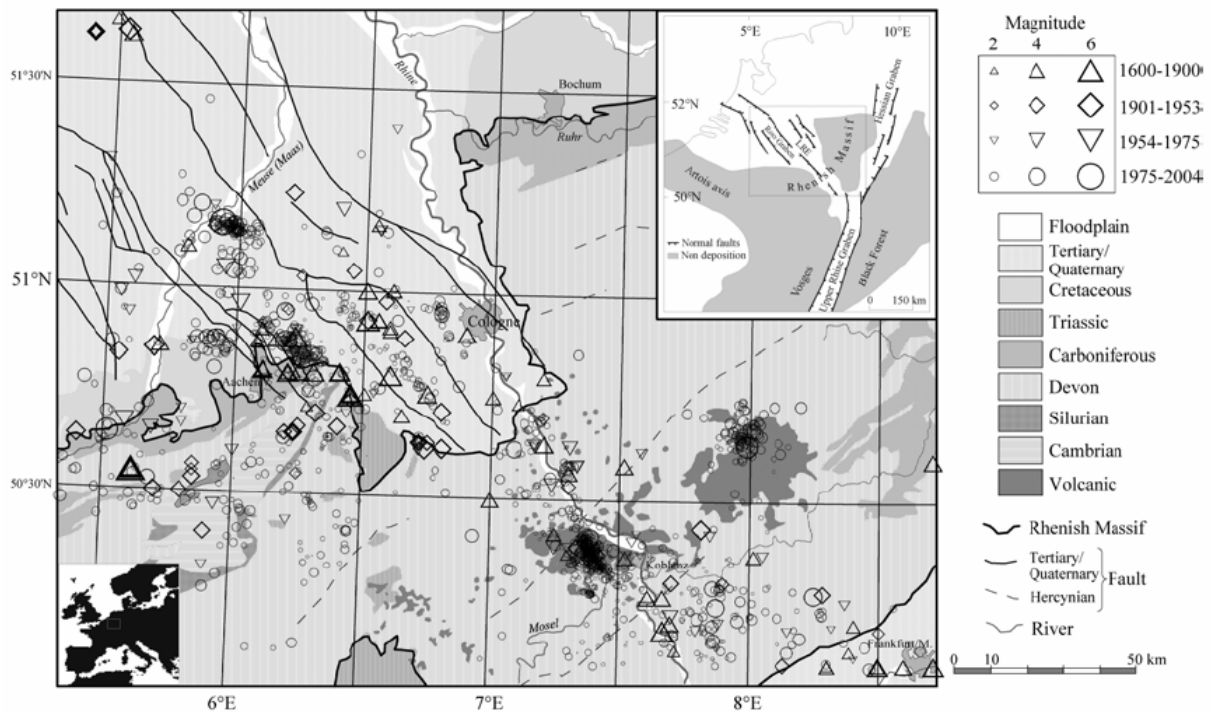


Abb. 3-19: Seismizität der nördlichen Rheinlande. Den Hintergrund bildet eine generalisierte geologische Karte. Die Grafik in der oberen rechten Ecke zeigt die tektonischen Elemente des Rhein-Rhone-Grabensystems. Die unterschiedlichen Symbole der Epizentren stehen für unterschiedliche Zeiträume der Erdbeben und die Größe der Symbole repräsentiert die Magnitude (siehe Legende) (aus Hinzen & Reamer, 2007).

Aufgrund des gemeinsamen Grenzbereichs zwischen der NB, dem Stavelot-Venn Gebiet sowie dem im Grenzbereich unsicheren Störungsverlauf, vor allem in größeren Tiefen, fällt eine Zuordnung der einzelnen Erdbeben zu einer Herdregion nach räumlichen Gesichtspunkten schwer. Eine Auswertung des Herdmechanismus ermöglicht jedoch in vielen Fällen eine bessere Zuordnung. Während das Stavelot-Venn Massiv ein Transversalverschiebungsregime ist, ist die NB ein Abschiebungsregime mit nur geringem Blattverschiebungsanteil (Hinzen, 2003). Die meisten Erdbeben im Stavelot-Venn Massiv haben die Intensität VI bis auf das Erdbeben bei Verviers mit einer Intensität von VII-VIII im Jahre 1692 nicht überschritten (Ahorner, Murawski & Schneider, 1970; Hinzen & Oemisch, 2001). Die letzten stärkeren Erdbeben fanden hier 1911, 1928 und 1951 statt.

Im Süden der NB liegt das Mittelrheingebiet zwischen Bingen und Bonn, das die Verbindung zwischen Oberrheingraben und der NB bildet. Seismisch aktiv ist nur ein schmaler Gebietsstreifen zu beiden Seiten des Rheins. Ahorner, Murawski & Schneider (1970) geben für das Gebiet eine Maximalintensität von VII an. Schadensbeben ereigneten sich in den Jahren 1673 im Siebengebirge, 1869 am Ostrand des Neuwieder Beckens und in den Jahren 1780, 1846 und 1892 zwischen Koblenz und St. Goar. Die Herdtiefen liegen zwischen 3 und 12 km. Das Neuwieder Becken weist eine hohe Mikroseismizität auf (Ahorner, 1983), wobei

die höchste Seismizität am westlichen Rand auftritt. Aufgrund der geringen Herdtiefen und der Nähe zum Vulkangebiet des Laacher Sees, vermuten Hinzen & Reamer (2007) eine Verbindung mit hydraulischen Prozessen im Untergrund. Seit Beginn mikroseismischer Untersuchungen Mitte der 1970-er Jahre deutet sich eine zeitlich schwankende seismische Aktivität im Bereich des Neuwieder Beckens an (Abb. 3-20).

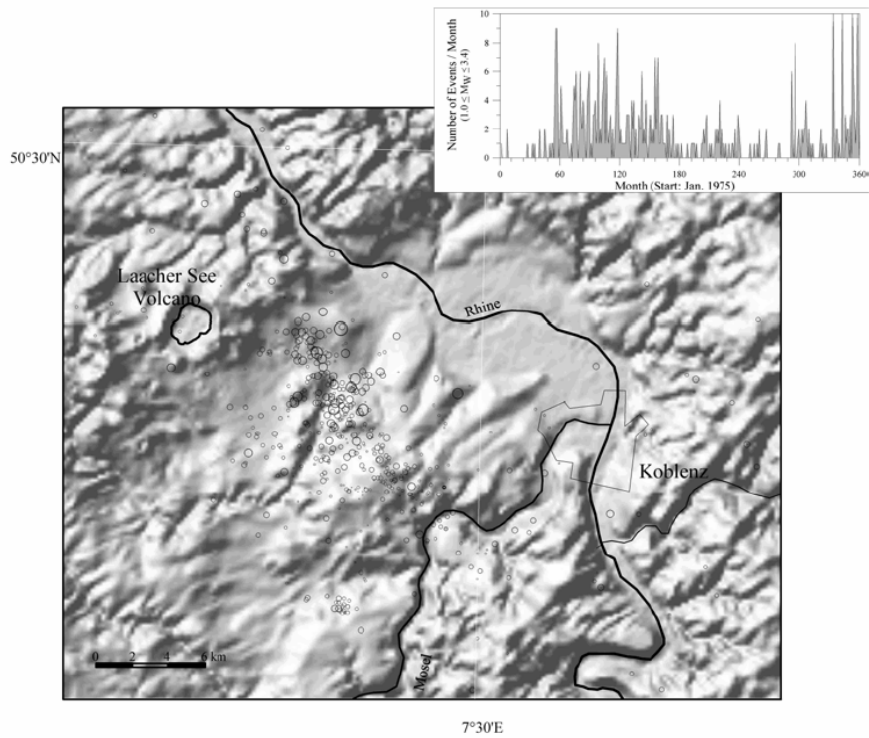


Abb. 3-20: Seismizität des Neuwieder Beckens und der Umgebung im Zeitraum von 1976 bis 2004. Die Magnituden ( $M_w$ ) liegen zwischen 1.0 und 3.4. Die Grafik in der oberen rechten Ecke zeigt die Anzahl der Beben für einen Zeitraum von 360 Monaten (aus Hinzen & Reamer, 2007).



## 4 Modell der südlichen Niederrheinischen Bucht

Das dreidimensionale geologische Modell der südlichen Niederrheinischen Bucht umfasst das Gebiet zwischen den Städten Aachen, Köln und Bonn mit einer Fläche von ca. 3500 km<sup>2</sup>. Das Grundgerüst des Modells bilden 39 SW-NE verlaufende Profile mit einem Abstand von 2 km und Längen zwischen 13 km und 62 km. Die Profile zeigen den Verlauf der lithostratigraphischen Schichten des Quartärs und Tertiärs. Die Modellierung des Festgesteins beschränkt sich auf die Festgesteinsoberkante. Schwerpunkt des Modells sind die Lockersedimente, die aus Schichten mit Haupt- und Nebengemenge aus den Materialien Sand, Ton, Kies, Schluff, Lehm und Braunkohle bestehen. Der generelle Aufbau des Untergrundes in der südlichen Niederrheinischen Bucht besteht aus einer quartären Terrasse aus Kiesen und Sanden an der Oberfläche, die teilweise mit einer Lehmschicht überdeckt ist, darunter liegen tertiäre Kiese, auf die eine Wechsellagerung von tertiären Sanden und Tonen mit eingeschalteten teilweise sehr mächtigen Braunkohlenflözen folgt. Die Gesamtmächtigkeit der Lockersedimente kann im Untersuchungsgebiet zwischen 0 m und 1350 m betragen. Das meist devonische und karbonische Festgestein besteht größtenteils aus Tonschiefern, untergeordnet aus Sandsteinen und Kalksteinen. Im Südwesten des Untersuchungsgebietes bilden Buntsandsteine sowie Mergelsteine des Keuper und des Jura den Festgesteinsuntergrund.

Eine eingehendere Beschreibung der stratigraphischen Einheiten der Niederrheinischen Bucht und der tektonischen Entwicklung erfolgte im Kapitel 3. Aufgrund der teilweise sehr komplexen Schichtzusammensetzung wurden im geologischen Modell nur die Hauptgemenge der Schichten berücksichtigt, da eine detailliertere Schichtzusammensetzung für die vorliegende Aufgabenstellung nicht benötigt wurde und das geologische Modell unnötig verkompliziert hätte.

### 4.1 Eingangsinformationen

Für das Untersuchungsgebiet wurden relevante Informationen über den geologischen Untergrund recherchiert. Im Wesentlichen sind dies Tiefenlinienpläne, geologische Profile und Bohrungen.

Grundlage des Modells bildet das Hydrogeologische Kartenwerk A3 (Breddin, 1954). Breddin hat in den 1950er Jahren dieses Kartenwerk im Auftrag des

Wasserwirtschaftsdezernats des Regierungsbezirks Aachen und des Wasserwirtschaftsdezernats der Landesregierung NRW erstellt. Es wurde so angelegt, dass eine Beurteilung der Auswirkungen der damals in Planung befindlichen großen Braunkohlentieftagebaue auf die Grundwasserverhältnisse in deren Umgebung möglich wurde. Die Ausführung A3 besteht aus Profilen mit einer Tiefe bis zu mehreren 100 m in einem Abstand von 2 km. Das Kartenwerk wurde von der RWTH-Aachen (Nadolny, pers. com.) zur Verfügung gestellt.

Weitere Informationen für das Modell lieferten die zahlreichen Wasserpegel- und Tiefbohrungen sowie geologische Profile, die von der Abteilung Markscheidewesen und Lagerstätte der RWE Power AG (Krüger, pers. com.) zur Verfügung gestellt wurden. Die Bohrungen reichen oft mehrere 100 m in den Untergrund, vielfach bis in den Festgesteinsuntergrund. Auch im Bereich der Erft-Scholle, wo die Sedimentüberdeckung des Grundgebirges bis zu 1350 m betragen kann, durchteufte ein Teil der Bohrungen die Sediment/Festgestein-Grenze. Zusätzlich wurden Bohrungen aus dem Datenbestand des Geologischen Dienstes des Landes Nordrhein-Westfalen (GD NRW) verwendet (Abb. 4-1).

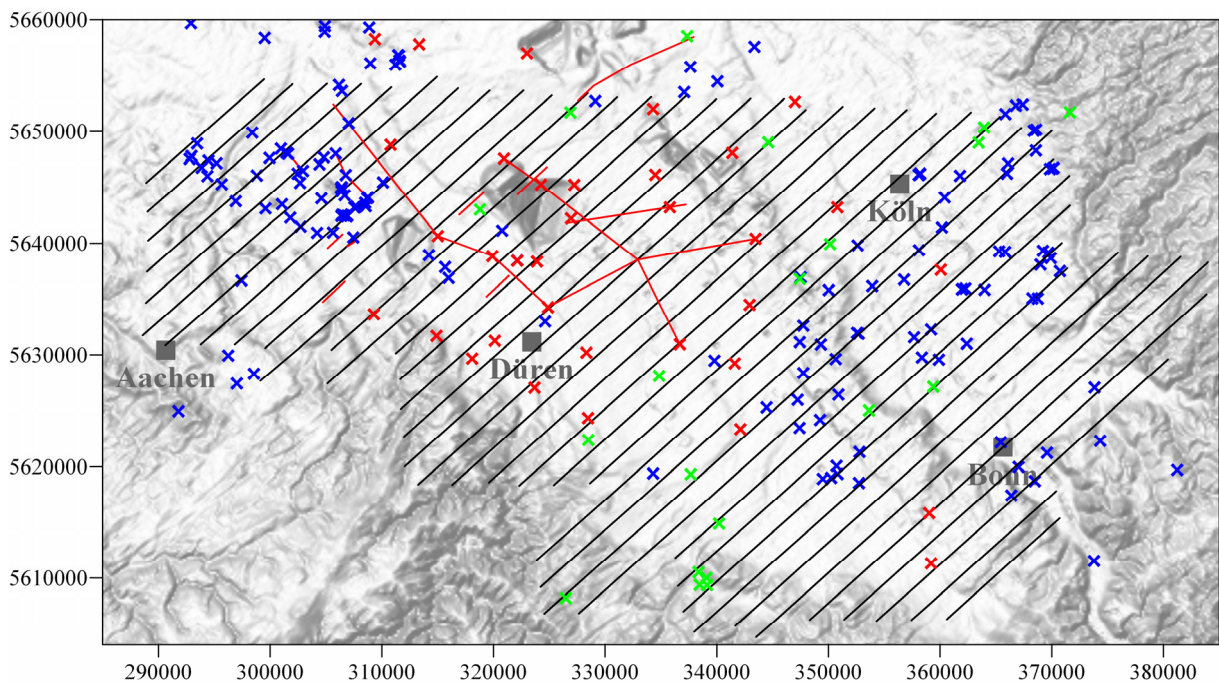


Abb. 4-1: Höhenmodell der südlichen NB. Die roten Kreuze zeigen die Lage der Tiefbohrungen, die von der RWE Power AG zur Verfügung gestellt wurden, die blauen Kreuze die Bohrungen aus den Beständen des GD NRW und die grünen Kreuze die Lage der Bohrungen, an denen die Geschwindigkeitsmessungen und Dichtemessungen von Budny (1984) durchgeführt wurden. Die schwarzen Linien zeigen die Profillinien aus dem hydrogeologischen Kartenwerk, die roten Linien die Profile der RWE Power AG.

Neben dem Tiefenlinienplan der Hauptterrasse von Ahorner (1962) wurden auch die Tiefenpläne der Obergrenze der Reuver-Tone, der Fischbach-Schichten, der Hauptkiesserie,

der oberen Rottone und Haupt-Rottone von Vogler (1959) eingearbeitet. Tabelle 4-1 enthält eine Übersicht über die Menge der verwendeten Informationen.

Art der geologischen Information	Anzahl	Länge/Fläche
Geologische Profile	19	~ 130 km
Bohrungen	94	~ 105 km
Hydrogeologische Profillinien (Breddin)	39	~ 1600 km
Tiefenlinienpläne	5	~ 8000 km <sup>2</sup>

Tabelle 4-1: Menge der verwendeten geologischen Informationen

Für die Modellierung der Verwerfungen standen eine detaillierte Störungskarte für den Bereich der NB der RWE Power AG, eine Störungskarte aus der Arbeit von Ahorner (1962) und die im Hydrogeologischen Kartenwerk eingezeichneten Störungen (Breddin, 1954) zur Verfügung.

Der Festgesteinsuntergrund wurde anhand der zur Verfügung stehenden Bohrungen, die die Festgesteinsgrenze durchteuft haben, nach den Festgesteinsinformationen aus dem Hydrogeologischen Kartenwerk von Breddin (1954) sowie den Informationen über das Vorkommen der stratigraphischen Festgesteinseinheiten aus Publikationen des GD NRW (Hilden, 1988 a/b; Knapp, 1988; Knauff, 1988) modelliert.

Als digitales Höhenmodell (DGM) wurden mit dem DGM50 abgegliche Höhen Daten der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), welche vom US Geological Survey kostenlos und unter public domain zur Verfügung gestellt werden, verwendet.

## 4.2 Modellierungsprozess

Die Realisierung des geologischen Modells erfolgte mit dem Programm GSI3D (Perk, Tezkan & Sobisch, 2005). Es ermöglicht die Einbindung von geologischen Karten, Tiefenlinienplänen, Profilen, Bohrungen und anderen geophysikalischen Daten in eine gemeinsame Datenbasis, anhand derer eine dreidimensionale Modellierung und Visualisierung des geologischen Untergrundes erfolgen kann. Zur Darstellung und Verarbeitung der digitalen Informationen wird im Programm GSI3D eine feste Schichtenfolge benötigt. Den Schichten werden Texturen oder Farben gesondert zugeordnet.

Als Koordinatensystem für das Modell wurde das UTM Koordinatensystem (Zone 32) mit dem Ellipsoid WGS84 verwendet.

Die geologischen Profile, das Hydrogeologische Kartenwerk sowie die Tiefenpläne der stratigraphischen Horizonte in Papierform wurden gescannt und mittels des Programms Didger (Golden Software) digitalisiert. Es wurden Konvertierungsroutinen erstellt, die den Import der Daten in die Modellierungssoftware ermöglichten. Die in Papierform vorliegenden Bohrdaten wurden digital erfasst und in das Programm GSI3D importiert. Das DGM wurde für den Modellbereich zugeschnitten und auf ein Punktgitter mit 200 m Abstand reduziert.

Während des Modellierungsprozesses wurden die Profile des Hydrogeologischen Kartenwerks (Breddin, 1954) unter Verwendung der geologischen Profile, Bohrungen und Tiefenlinienpläne überarbeitet und bis zur Festgesteinsgrenze erweitert. In Bereichen, in denen geologische Profile oder Bohrungen der RWE Power AG oder interpretierte Bohrungen aus den Beständen des GD NRW vorlagen, wurden mit Hilfe dieser Querprofile erstellt und diese für die Überarbeitung und Erweiterung der Profile von Breddin verwendet. Eine Überarbeitung der hydrogeologischen Profile anhand der weniger detaillierten Informationen war abhängig von der Genauigkeit der hydrogeologischen Profile, die Breddin für sein Kartenwerk angibt (Abb. 4-2) und fand nur in Bereichen, in denen eine geringe bis mittlere Genauigkeit vorlag, statt.

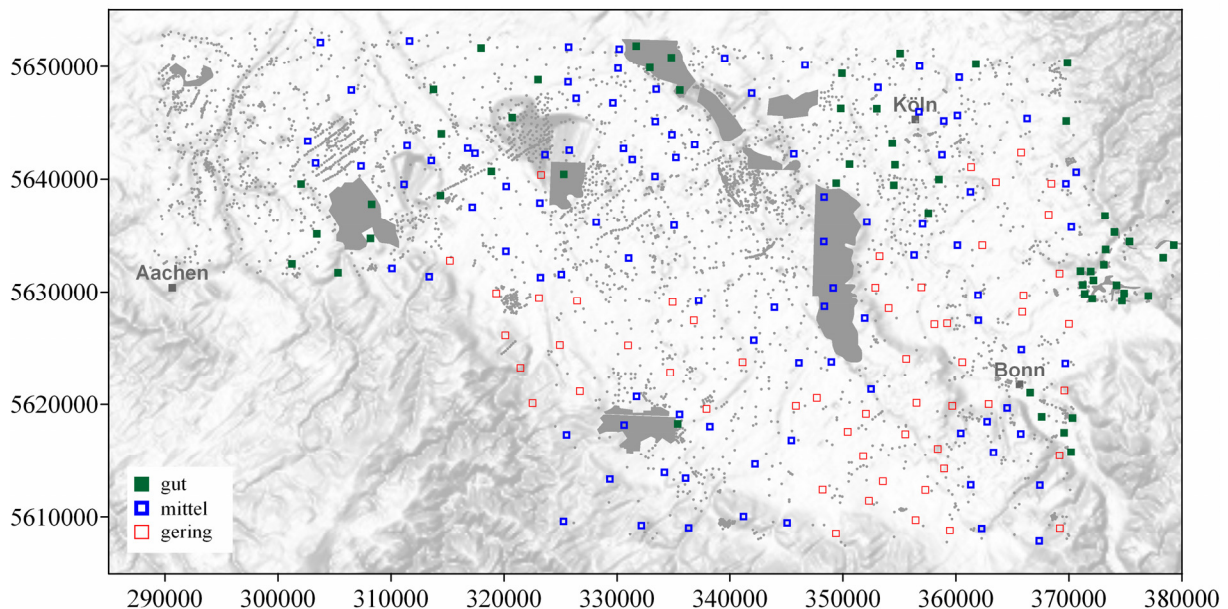


Abb. 4-2: Genauigkeitsangaben des hydrogeologischen Kartenwerkes von Breddin (1954). Die grauen Punkte zeigen die verwendeten Bohrungen, graue Flächen stellen Bohrfelder dar. Die grünen ausgefüllten Vierecke stehen für eine gute Genauigkeit, die halbausgefüllten blauen für eine mittlere und die roten nicht ausgefüllten Vierecke für eine geringe Genauigkeit.

Der Verlauf der W und E einfallenden Störungen wurde anhand der Informationen aus den Störungskarten der RWE Power AG, der Arbeit von Ahorner (1962) und dem Hydrogeologischen Kartenwerk modelliert. Hierzu wurden die Störungsverläufe der drei Quellen miteinander abgeglichen. Als Referenz wurde die Störungskarte der RWE Power AG aufgrund ihrer hohen Detaillierung verwendet. Auch in dieser Karte ist jedoch ein Großteil der Störungsverläufe nur vermutet. Es wurden nur die Störungen in das Modell übernommen, die entweder ebenfalls in einer der beiden anderen Quellen vorhanden waren oder anhand von Bohrdaten nachgeprüft werden konnten. So kann es vorkommen, dass die in der Störungskarte der RWE Power AG eingetragenen Verwerfungen im Modell fehlen oder nicht in voller Länge berücksichtigt wurden. Abbildung 4-3 zeigt die abgeglichenen Störungsverläufe des geologischen Modells.

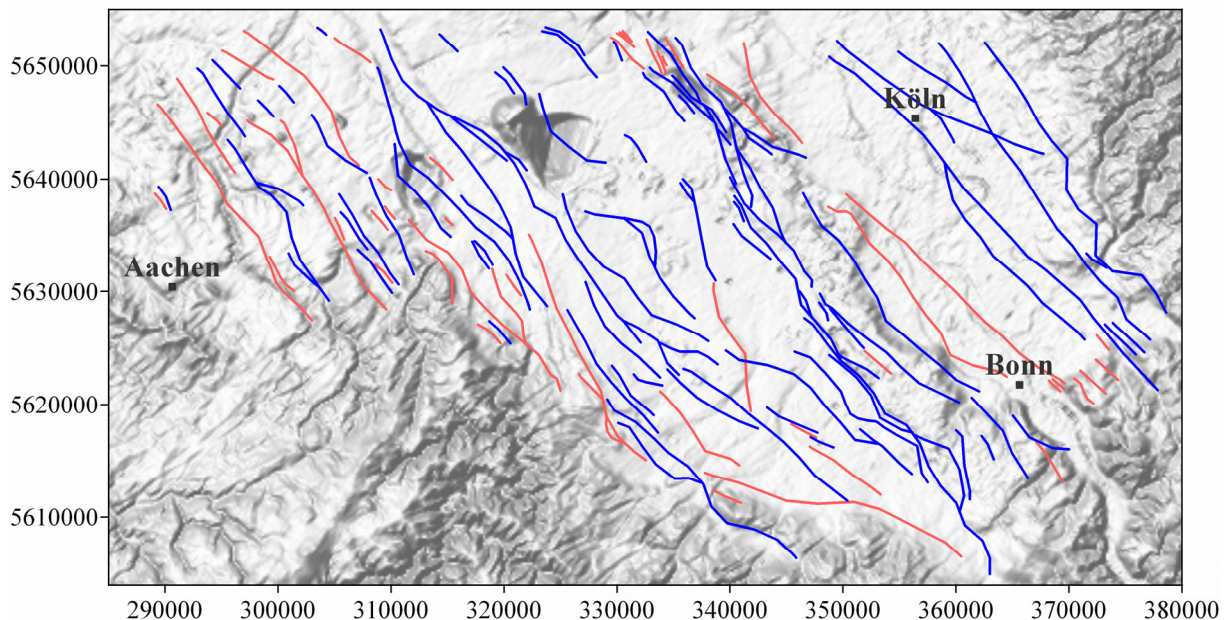


Abb. 4-3: Verlauf der nach E (rot) und W (blau) einfallenden Störungen innerhalb des geologischen Modells

Die stratigraphischen Einheiten des Modells orientieren sich am Normalprofil (Abb. 4-4) für die NB, das von der RWE Power AG verwendet wird und auf der Schichtenfolge von Schneider & Thiele (1965) basiert. Aufgrund der komplexen Schichtung wurden neben den im Normalprofil aufgelisteten Haupteinheiten noch zahlreiche lithologische Untereinheiten definiert. Das Normalprofil ist jedoch nur für den Bereich der westlichen NB (Rur-Scholle bis Ville) ausgelegt, da sich in dieser Region die Braunkohlentagebaue befinden. Neben dieser Schichtenfolge hat Hager (1981) eine Stratigraphie für den SE der NB erstellt, die generell der Schichtenfolge von RWE Power AG ähnelt und ebenfalls auf der stratigraphischen Einteilung von Schneider & Thiele (1965) basiert. Der Unterschied besteht in der Zuordnung der Schicht 02. Während das Normalprofil der Schicht 02 die Walsumer Meeressande

zuordnet, weist die Schichtenfolge von Hager (1981) der Schicht 02 die Vallendarer Schotter zu. Die Walsumer Meeressande treten im Südosten nicht auf und kommen daher bei Hager (1981) nicht vor. Genauso sind die Vallendarer Schotter nicht im Gebiet der Braunkohlentagebaue vorhanden und fehlen im Normalprofil. In der für das geologische Modell verwendeten Schichtenfolge wurden der Schicht 02 sowohl die Walsumer Meeressande als auch die Vallendarer Schotter, jedoch in getrennten lithologischen Untereinheiten, zugeordnet. Dies war aufgrund der klaren räumlichen Trennung und dem unterschiedlichen Materialtyp (Sand/Kies) der beiden Einheiten möglich.

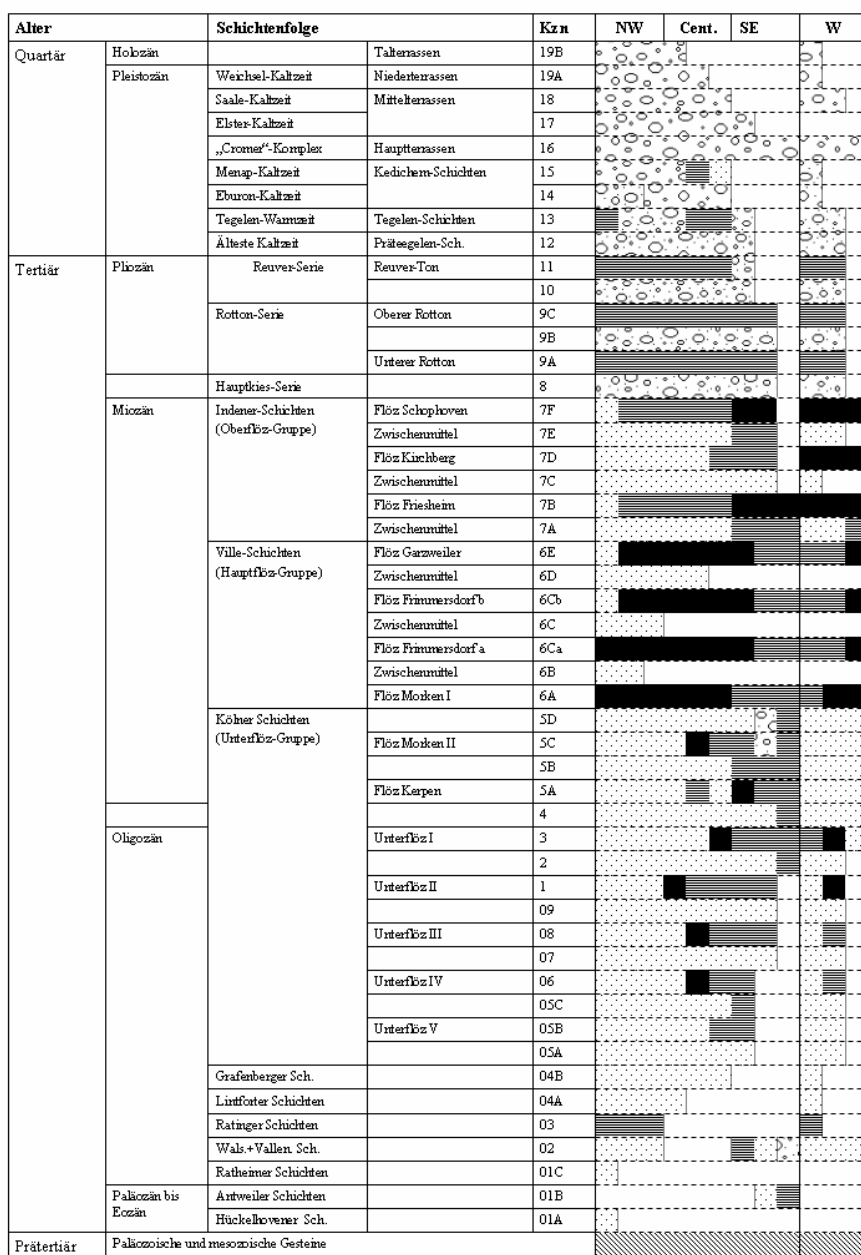


Abb. 4-4: Normalprofil nach Hager (1981) und RWE Power AG (Krüger pers. com.)

Da es mit zunehmender Anzahl der Einheiten in der Schichtenfolge zu großen Leistungseinbußen bei der Bearbeitung des Modells im Programm GSI3D kam, wurde versucht, die Anzahl der verwendeten Einheiten möglichst gering zu halten.

### 4.3 Qualitätsabschätzung

Zur Abschätzung der Qualität des geologischen Modells wurden drei Genauigkeitsklassen (A, B, C) eingeführt, die an die Genauigkeitsdarstellung des Hydrogeologischen Kartenwerkes (Breddin, 1954) angelehnt sind. Jedem virtuellen Bohrloch wurde eine Genauigkeitsklasse zugeordnet. Den virtuellen Bohrlochern, die weniger als 500 m von einer für die Überarbeitung verwendeten Bohrung oder einem geologischen Profil (kein hydrogeologisches Profil) entfernt liegen, wurde eine hohe Genauigkeit (A) zugeordnet. Beträgt der Abstand mehr als 500 m und weniger als 1000 m wurde eine mittlere Genauigkeit (B) zugeordnet. Virtuelle Bohrlocher mit Entfernungen größer 1000 m erhielten eine geringe Genauigkeit (C). Für nicht überarbeitete Bereiche wurden die Genauigkeitsdarstellungen von Breddin übernommen, wenn die virtuellen Bohrlocher einen Abstand von weniger als 2000 m zu einer Genauigkeitsangabe von Breddin hatten. Abbildung 4-5 zeigt die Verteilung der Genauigkeitsklassen für das geologische Modell.

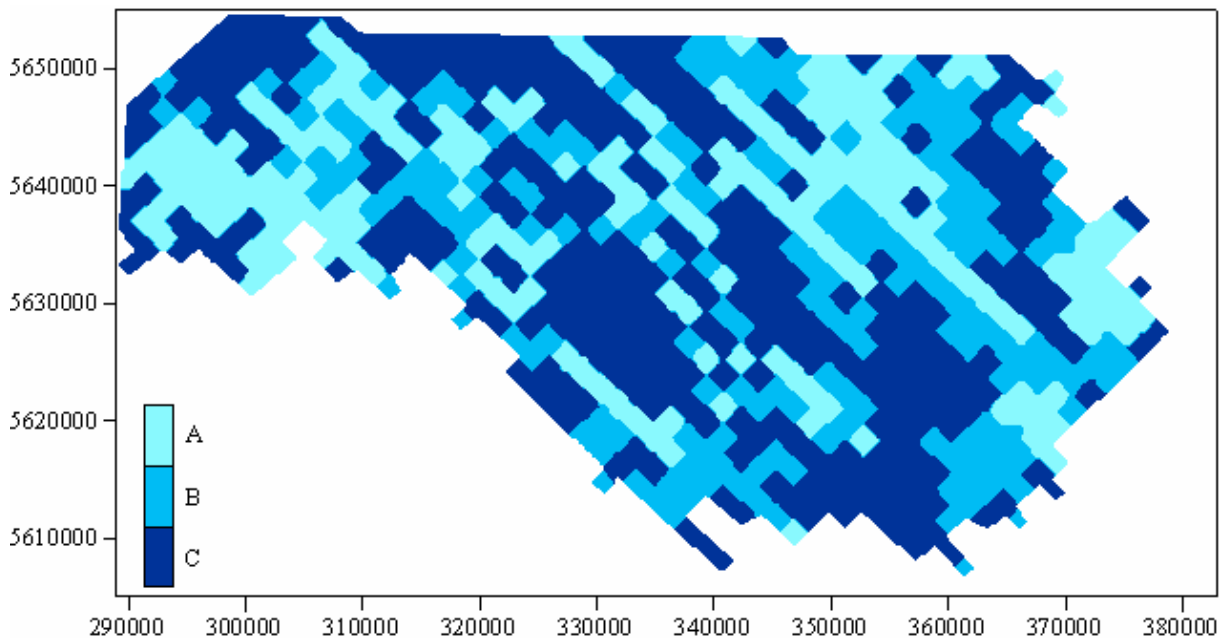


Abb. 4-5: Verteilung der Genauigkeitsklassen des Modells. A steht für eine gute Genauigkeit, B für eine mittlere und C für eine geringe.

### 4.4 Übersicht

Das geologische Modell umfasst den Bereich zwischen den Städten Aachen, Köln und Bonn und besitzt eine Fläche von 3500 km<sup>2</sup>. Aus dem Modell wurden 670 virtuelle Bohrlöcher entlang der Profillinien (bezeichnet als P31 bis P69) mit einem Abstand von 2 km extrahiert (Abb. 4-6). Die virtuellen Bohrlöcher sind in Anhang A dargestellt.

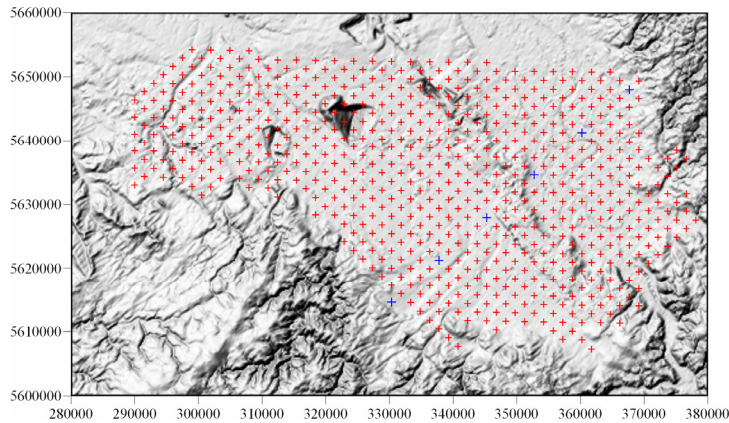


Abb. 4-6: Übersicht über die Verteilung der Bohrlöcher in der NB. Die blauen Kreuze markieren die Positionen der in Abbildung 4-7 dargestellten Bohrungen.

Einige (nicht maßstabstreue) Beispielbohrungen sind in Abbildung 4-7 dargestellt.

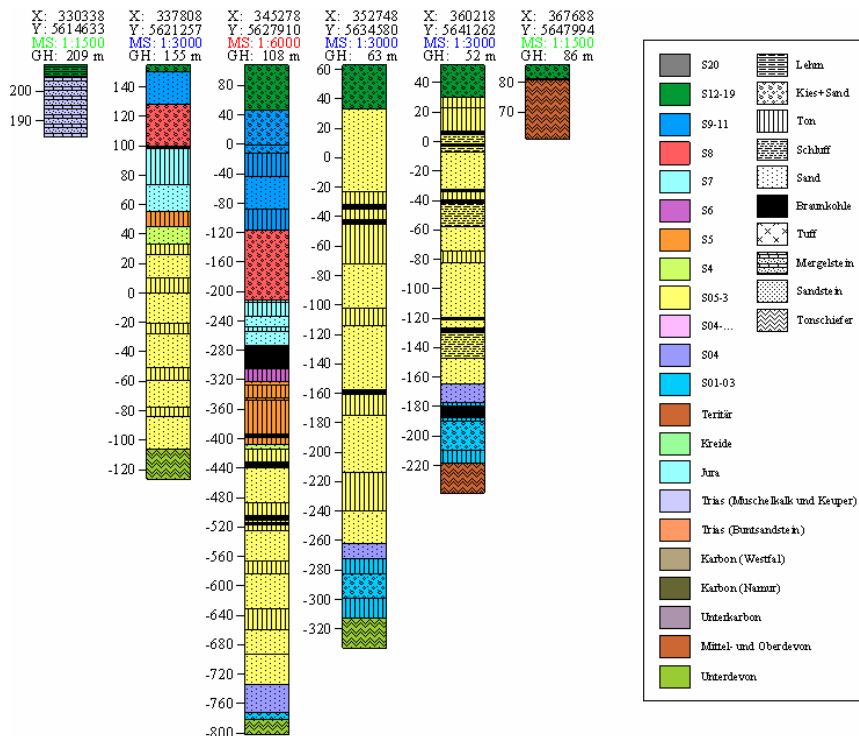


Abb. 4-7: Beispiele einiger Bohrlöcher entlang eines SW-NE verlaufenden Profils mit unterschiedlichen Tiefenmaßstäben. X,Y=UTM Koordinaten, MS=Maßstab, GH=Geländehöhe ü. NN. Schichtbezeichnung nach Schneider & Thiele (1965), S20=künstliche Auffüllung. Die Lage der Bohrlöcher ist in Abbildung 4-6 dargestellt.



Die Abbildungen 4-8 und 4-9 zeigen eine Übersicht des geologischen Modells. Für die Übersicht wurden nur ausgewählte virtuelle Bohrlöcher dargestellt und die einzelnen Schichten in Schichtblöcke zusammengefasst. Die Bohrlöcher enthalten zwischen 1 und 60 Schichten mit Gesamtmächtigkeiten zwischen 1 m und 1350 m.

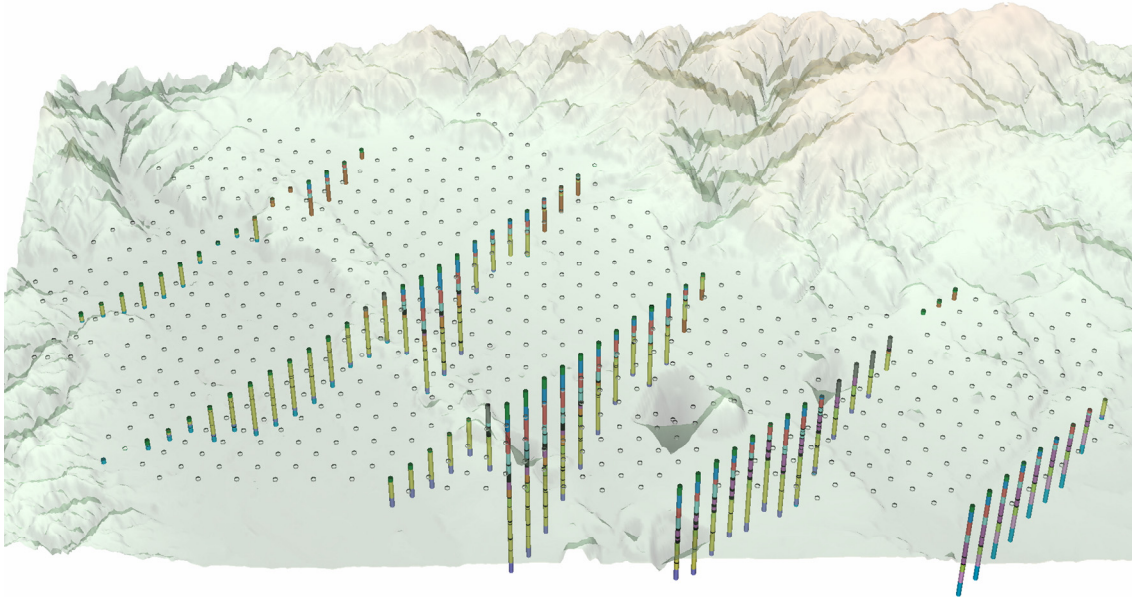


Abb. 4-8: Blick von N auf die südliche NB. Die farbigen Säulen zeigen die Bodenprofile ausgewählter virtueller Bohrlöcher. Die Profile verlaufen NE-SW. Die Farbgebung der Schichten der Bohrlöcher entspricht der in Abbildung 4-7. Die grauen Kreise zeigen die Positionen weiterer virtueller Bohrlöcher.

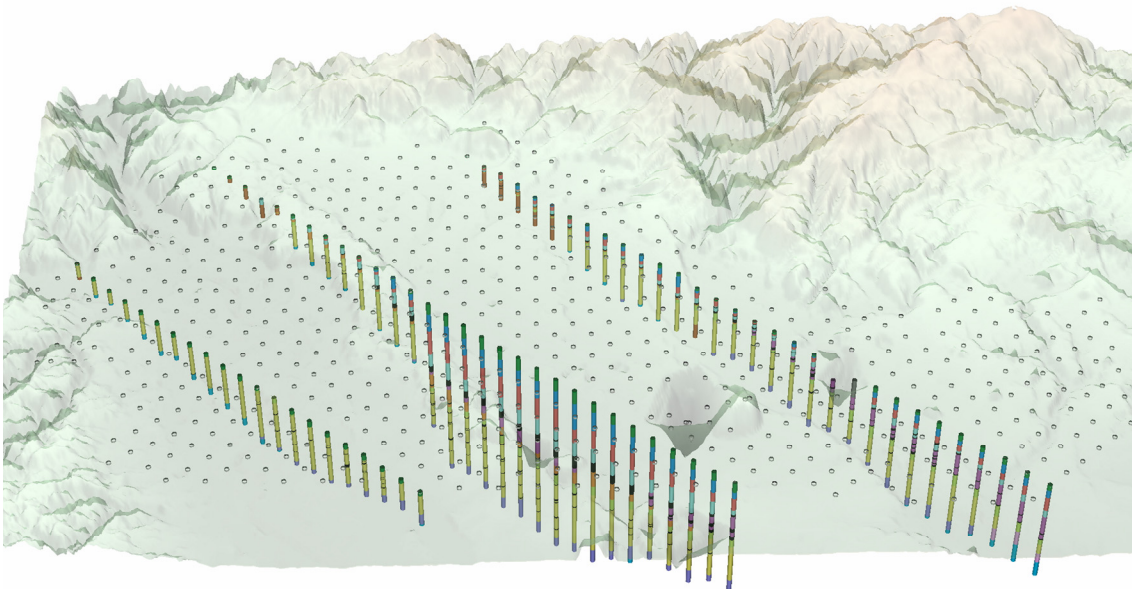


Abb. 4-9: wie Abb. 4-8. Die Bohrprofile verlaufen hier jedoch von NW nach SE

Der unter dem Sediment liegende Festgesteinshalbraum für das jeweilige virtuelle Bohrloch wurde aus den Informationen über die räumliche Verbreitung der stratigraphischen

Festgesteinseinheiten aus Hilden (1988), Knapp (1988) und Knauff (1988) bestimmt. Eine grafische Umsetzung der aus der Literatur zusammengetragenen Informationen erfolgt in Abbildung 4-10. Diesen stratigraphischen Einheiten wurde mit Hilfe der bis ins Festgestein abgeteufte Bohrungen und des Hydrogeologischen Kartenwerks (Breddin, 1954) der lithologische Festgesteinstyp zugeordnet. Aufgrund des sehr komplexen Untergrundaufbaus und des teilweise sehr kleinräumigen Auftretens der unterschiedlichen Festgesteinstypen wurde eine Vereinfachung der Festgesteinsverteilung durchgeführt. Da das unter dem Sediment anstehende devonische Festgestein größtenteils aus Tonschiefern gebildet wird, wurde dieser Gesteinstyp stellvertretend für das devonische Festgestein verwendet. Da auch der karbonische Untergrund größtenteils aus Tonsteinen/-schiefern besteht, wurden diesem ebenfalls Tonschiefer zugeordnet. Dem Festgestein des Buntsandsteins wurde Sandstein, dem des Keupers und des Juras mergelige Dolomite und Mergelsteine zugeordnet.

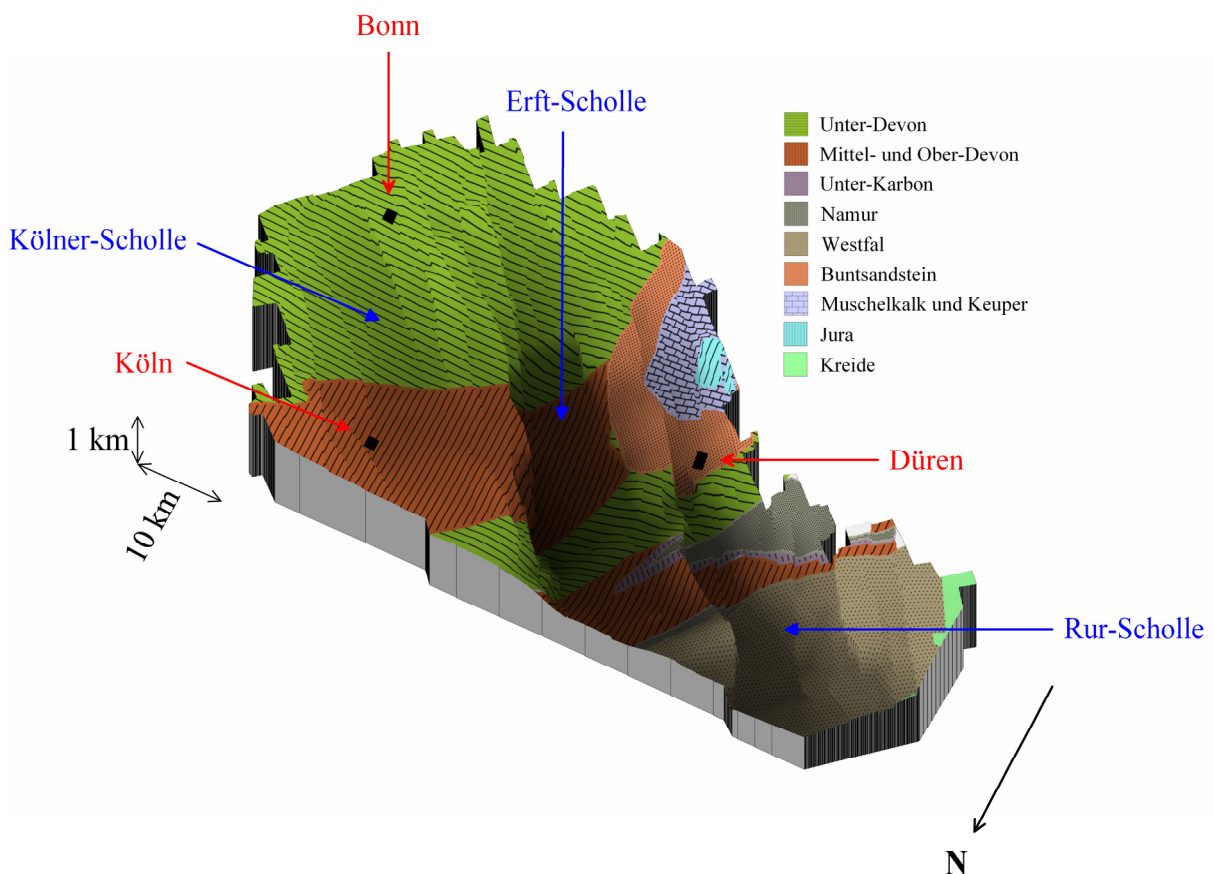


Abb. 4-10: Prätertiärer Festgesteinsuntergrund des dreidimensionalen Modells. Die Schraffuren zeigen die Zeitalter der Festgesteine an. Schatten markieren tieferliegende Bereiche.

Die Abbildungen 4-11 und 4-12 zeigen die Tiefenlinien der prätertiären Schichten und die Gesamtmächtigkeit der quartären und tertiären Sedimente inklusive der Störungen für die modellierten Bereiche.

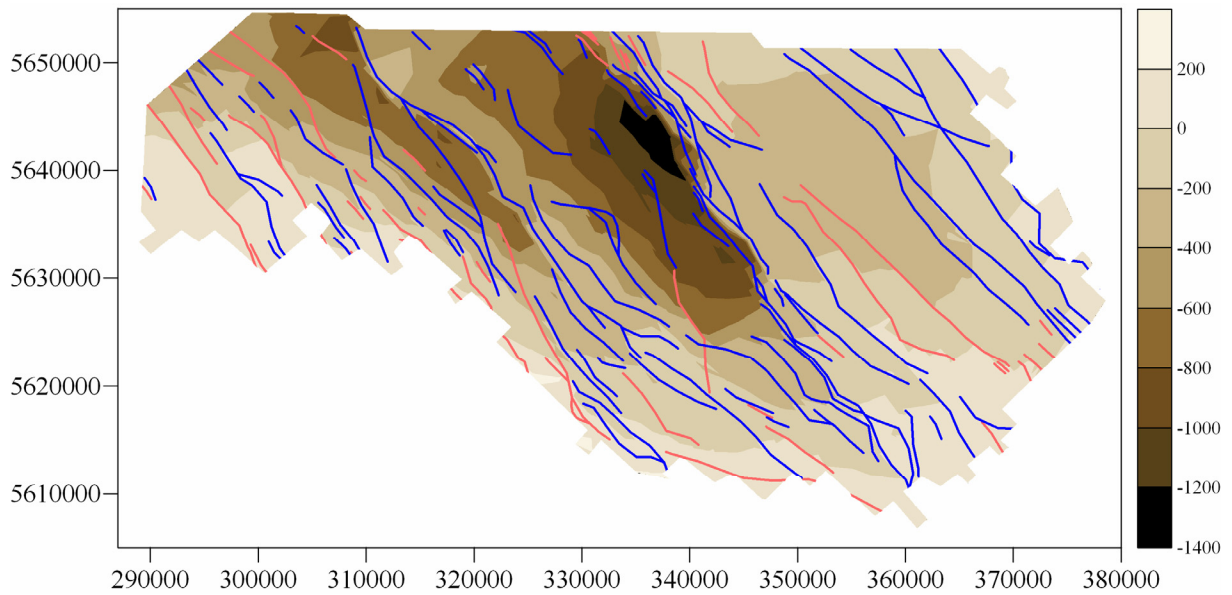


Abb. 4-11: Tiefe (m) der Obergrenze der prätertiären Schichtenfolge über bzw. unter NN. Die roten Linien zeigen nach E einfallende, die blauen nach W einfallende Störungen.

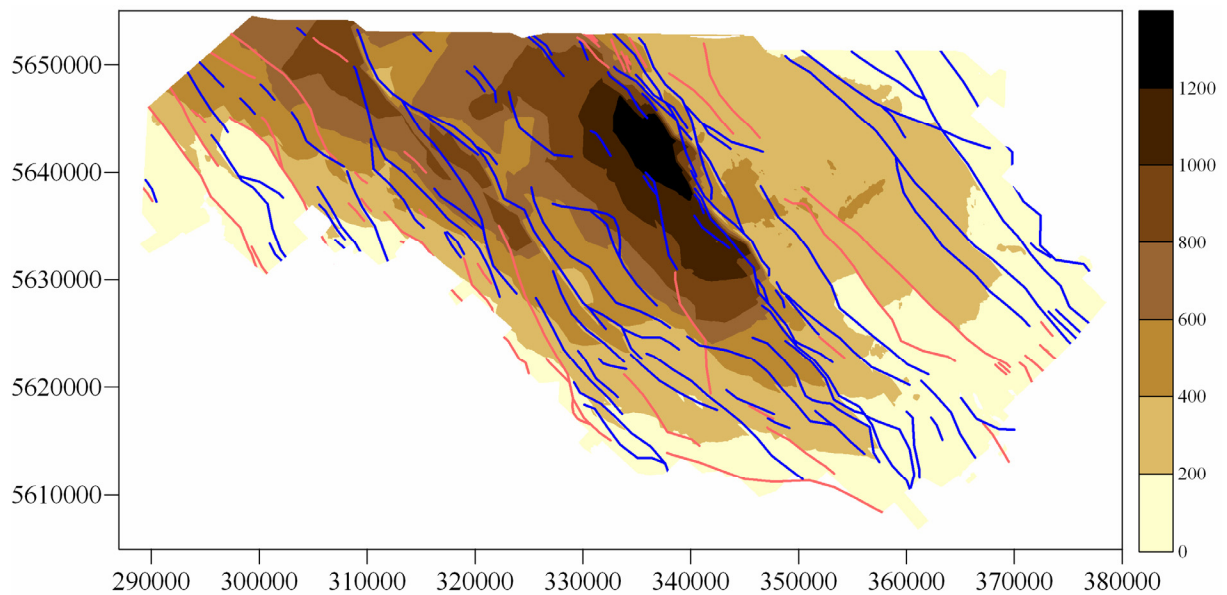


Abb. 4-12: Sedimentmächtigkeit (m) der tertiären und quartären Sedimente.

## **5 Modellierung der Bodenantwort**

Die Untersuchung der Bodenantwort für das Gebiet der südlichen NB wird mit einer erweiterten Version des Programms SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992) durchgeführt. Das Programm verwendet den in Kapitel 2 beschriebenen äquivalent-linearen Ansatz, um das nichtlineare Verhalten des Bodens in Bezug auf Scherfestigkeit und Dämpfung zu nähern. SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992) benötigt, neben einer Anregung in Form einer Beschleunigungszeitreihe, Angaben über das Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefenprofil sowie Informationen über das Scher- und Dämpfungsverhalten der einzelnen Schichtmaterialien des Untergrundes. Als Anregungen für die Berechnung der Bodenantwort wurden Beschleunigungsseismogramme mit Maximalbeschleunigungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g verwendet. Die Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefenprofile der untersuchten Standorte in der südlichen NB wurden mit Hilfe von materialspezifischen Geschwindigkeits- und Dichtefunktionen in Abhängigkeit von der Tiefe, die aus Geschwindigkeitsmessungen und Dichtebestimmungen (Budny, 1984; Brüstle & Stange, 1999; Nunziata et al., 1999; Mason et al., 2004) ermittelt wurden, erstellt.

Zur Abschätzung des Einflusses der häufig unzureichenden Kenntnis der geophysikalischen Parameter an einem Standort wurden für jedes der 670 virtuellen Bohrlöcher 200 Parametermodelle erstellt, deren Werte innerhalb eines festgelegten parameterspezifischen Schwankungsbereiches zufällig verteilt wurden. Für jedes dieser Parametermodelle wurde die Bodenantwort bestimmt. Aus den Ergebnissen wurden dann der Median, das Minimum und das Maximum der Resonanzfrequenzen und der Verstärkung bei den Resonanzfrequenzen ermittelt. Die Ergebnisse werden in Form von Karten präsentiert. Die Bodenantwort einiger ausgewählter Standorte wird näher betrachtet.

### **5.1 Ingenieurseismologische Parameter**

#### **5.1.1 Scherwellengeschwindigkeit**

Budny (1984) führte an 36 Stellen innerhalb und in der Umgebung der NB Geschwindigkeitsmessungen nach der Downhole-Methode durch. Seine Messdaten ermöglichen die Aufstellung von Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen in Form von Exponentialgleichungen für unterschiedliche Materialien nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate. Für die Erstellung der Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen aus dem

Kennwertekatalog von Budny (1984) wurden die Daten zunächst in die folgenden Kategorien gegliedert:

Lockersedimente	Festgesteine
Braunkohle	Mergelstein
Lehm	Sandstein
Kies mit Sandanteil	Tonstein/-schiefer
Sand	
Schluff	
Ton	

Eine weitere Unterteilung nach Alter und Vorbelastung ist nach Budny (1984) nicht notwendig, da nur eine schwache Altersabhängigkeit der Scherwellengeschwindigkeit existiert. Die geologische Vorbelastung (Überkonsolidierung) hat nach Hardin & Drnevich (1970) und Idriss & Seed (1972) vorwiegend einen Einfluss auf kohäsive Lockersedimente (Schluffe und Tone). Nach Budny (1984) kann jedoch aufgrund der wenigen zur Verfügung stehenden Messwerte an Standorten, an denen die ursprüngliche Auflast durch Erosion wesentlich verringert wurde, eine Abhängigkeit von der Vorbelastung nicht erkannt werden.

Da in den Geschwindigkeiten der Festgesteine im Kennwertekatalog von Budny (1984) wie bei den Sedimenten ebenfalls eine Tiefenabhängigkeit erkennbar ist, wurden auch für die Festgesteine Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen erstellt. Neben den oben aufgelisteten Materialien wurden ebenfalls Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen für Kalkstein und Tuff erstellt. Für die Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehung von Sandstein wurde neben den Messwerten von Budny (1984) Geschwindigkeitsmessungen für Buntsandstein im Gebiet des Oberrheingrabens (Brüstle & Stange, 1999) verwendet. Da nicht genügend Werte für die Aufstellung einer gesonderten Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehung für Mergelstein zur Verfügung standen, die Geschwindigkeitswerte jedoch innerhalb der Residuen der Sandsteinwerte lagen, wurden für Mergelstein die Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehung von Sandstein übernommen.

Aufgrund fehlender Geschwindigkeitsmessungen von Tuffen in der NB wurde die Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehung aus Geschwindigkeitswerten von Nunziata et al. (1999) für Tephra ermittelt.

Die Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen lassen sich in einfachen Exponentialgleichungen, wie in Gleichung 5.1 dargestellt, ausdrücken. Die Qualität der Beziehungen lässt sich aus dem Determinationskoeffizienten  $R^2$  (5.2), dem mittleren prozentualen Fehler  $F$  (5.3) und der Standardabweichung  $s$  (5.4) zwischen gemessenen und berechneten Geschwindigkeiten ablesen (Budny, 1984).

$$v_s = v_{s0}(1 + Z)^m \quad (5.1)$$

$v_s$  = Scherwellengeschwindigkeit in der Tiefe  $Z$

$v_{s0}$  = Geschwindigkeit an der Oberfläche ( $Z=0$ )

$Z$  = Lagerungstiefe

$m$  = Exponent zur Bezeichnung der Tiefenabhängigkeit

$$R^2 = \left( \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (v_m - \bar{v}_m) \cdot (v_c - \bar{v}_c)}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (v_m - \bar{v}_m)^2} \cdot \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (v_c - \bar{v}_c)^2}} \right)^2 \quad (5.2)$$

$$F = \frac{100}{n} \cdot \sum \frac{|v_m - v_c|}{v_m} \quad (5.3)$$

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \cdot \sum (v_m - v_c)^2} \quad (5.4)$$

$n$  = Anzahl der Beobachtungen

$v_m$  = gemessene Wellengeschwindigkeit (in m/s)

$v_c$  = berechnete Wellengeschwindigkeit (in m/s)

Material	$v_{s0}$	$m$	$R^2$	$F$	$s$	$n$
Sand	143	0.315	0.76	16.48	85.24	34
Ton	203	0.171	0.53	12.51	55.73	28
Kies	157	0.287	0.70	13.34	91.59	31
Lehm	187	0.212	0.18	17.64	52.72	12
Schluff	202	0.178	0.50	20.92	75.34	14
Braunkohle	70	0.306	0.91	8.00	26.65	5
Tuff	566	0.106	0.25	15.05	137.33	67
Sand- und Mergelstein	409	0.231	0.91	13.27	244.53	5
Tonschiefer	767	0.203	0.67	3.062	56.922	6

Tab. 5-1: Materialspezifische Werte für  $v_{s0}$  (m/s) und  $m$  der Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehung sowie Determinationskoeffizient  $R^2$ , mittlerer prozentualer Fehler  $F$ , Standardabweichung  $s$  und Anzahl der Messwerte  $n$ .

Die für die Aufstellung der materialspezifischen Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen verwendeten Geschwindigkeitswerte sind grafisch in Anhang B dargestellt. Die materialspezifischen Werte für  $v_{s0}$ ,  $m$ ,  $R^2$ ,  $F$ ,  $s$  und  $n$  sind in Tabelle 5-1 aufgeführt.

Abbildung 5-1 zeigt die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für die einzelnen Materialien. Auffällig ist die deutlich niedrigere Geschwindigkeitskurve von Braunkohle, wodurch neben der Sediment/Festgesteins-Grenze auch an den Grenzen der Braunkohlenschichten große Impedanzkontraste auftreten.

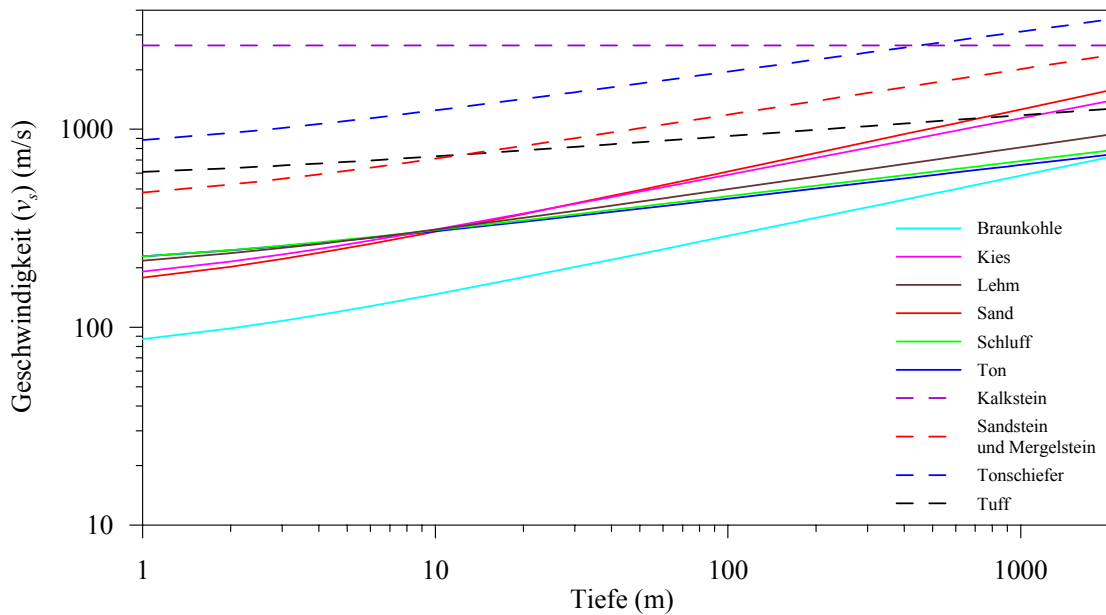


Abb. 5-1: Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für unterschiedliche Locker- und Festgesteinstypen und Tuff

### 5.1.2 Dichte

Im Rahmen seiner Geschwindigkeitsmessungen in der NB und ihrer Umgebung ermittelte Budny (1984) auch die Dichten für Sediment- und Festgesteinsmaterialien. Für die in Kapitel 5.1.1 erwähnten Materialien wurden Dichte-Tiefen-Beziehungen der Form von Gleichung 5.5 (Schön, 1983) nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate aufgestellt. Für die Materialien, für die keine Messwerte im Raum der NB zur Verfügung standen, wurden Messwerte aus der Literatur (Brüstle & Stange, 1999; Mason et al., 2004) verwendet.

$$\rho = \rho_0 + \varepsilon \ln(1 + Z) \quad (5.5)$$

$\rho$  = Dichte in der Tiefe  $Z$

$\rho_0$  = Dichte an der Oberfläche ( $Z=0$ )

$Z$  = Lagerungstiefe

$\varepsilon$  = empirisch zu bestimmender Faktor

Da im Raum der NB keine Dichtebestimmungen für Tuff existieren, wurden Dichten von Mason et al. (2004) verwendet und aufgrund der fehlenden Tiefenangaben  $\rho_0=2200 \text{ kg/m}^3$  und  $\varepsilon=0$  gesetzt. Da die Dichten für Lehme in der NB nur geringe Schwankungen aufweisen, wurden für Lehm  $\rho_0=1900 \text{ kg/m}^3$  und  $\varepsilon=0$  gesetzt. Während  $\rho_0$  und  $\varepsilon$  für Tonschiefer nur aus Messwerten für die NB gewonnen wurden, wurden für die Bestimmung der Werte für Sandstein neben den Messwerten von Budny (1984) auch Messwerte aus Dichtebestimmungen für den Oberrheingraben (Brüstle & Stange, 1999) verwendet. Aufgrund der geringen Anzahl von Werten für Mergelstein konnte keine eigene Dichte-Tiefen-Beziehung erstellt werden. Daher wurden die Werte für Sandstein übernommen. Die Werte für  $\rho_0$  und  $\varepsilon$  nach Gleichung 5.5 für die in Kapitel 5.1.1 erwähnten Materialgruppen sind in Tabelle 5-2 aufgelistet. Die materialspezifischen Dichte-Tiefen-Beziehungen und die zugrunde liegenden Werte sind grafisch in Anhang B dargestellt. Die Qualität dieser Beziehungen wird durch den Determinationskoeffizienten  $R^2$ , den mittleren prozentualen Fehler  $F$  und die Standardabweichung  $s$  angegeben. Die Werte für  $\rho_0$ ,  $\varepsilon$ ,  $R^2$ ,  $F$ ,  $s$  und die Anzahl der verwendeten Werte  $n$  sind in Tabelle 5-2 aufgeführt.

Material	$\rho_0$	$\varepsilon$	$R^2$	$F$	$s$	$n$
Sand	1783	75.55	0.62	2.68	70.52	34
Ton	1942	17.35	0.02	4.63	115.83	28
Kies	1744	70.66	0.34	3.14	76.10	31
Lehm	1900	0.00	-	0.93	42.64	12
Schluff	1802	54.89	0.49	2.68	65.31	14
Braunkohle	1068	91.57	0.47	8.78	155.11	5
Tuff	2200	0.00	-	5.29	273.46	47
Sand- und Mergelstein	1978	57.14	0.95	4.31	123.73	5
Tonschiefer	2281	80.30	0.65	4.600	147.168	6

Tab. 5-2: Materialspezifische  $\rho_0$ - ( $\text{kg/m}^3$ ) und  $\varepsilon$ -Werte der Dichte-Tiefen-Beziehungen sowie Determinationskoeffizient  $R^2$ , mittlerer prozentualer Fehler  $F$ , Standardabweichung  $s$  und Anzahl der Messwerte  $n$ .



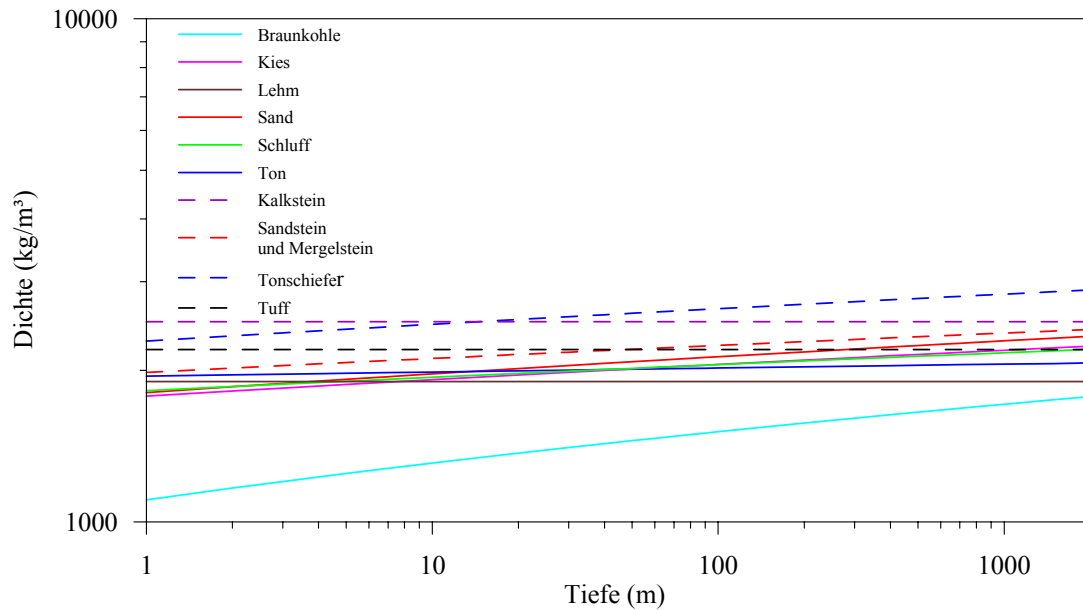


Abb. 5-2: Dichte-Tiefen-Funktionen für unterschiedliche Locker- und Festgesteinstypen und Tuff

Auffällig ist die deutlich niedrigere Dichte der Braunkohle im Vergleich zu den restlichen Materialien, vor allem bei geringen Tiefen.

### 5.1.3 Schermodul und Dämpfung

Der Schermodul und die Dämpfung haben einen großen Einfluss auf die Bodenantwort. Dieser Einfluss zeigte sich zum Beispiel beim Mexico City Erdbeben (1985). So traten an Standorten mit Tonen mit einem hohen Plastizitätsindex (PI), die gegenüber Tonen mit einem niedrigen PI höhere Schermodule und geringere Dämpfungen aufweisen (Abb. 5-3), hohe Verstärkungen auf. Dagegen fielen die Verstärkungen an Standorten, bei denen Tone mit einem niedrigeren PI den Untergrund bilden, geringer aus (Vucetic & Dobry, 1991). Der PI ist definiert als Differenz der Wassergehalte der Fließ- und der Ausrollgrenze (Hartge & Horn, 1999) und steigt generell mit zunehmendem Tonanteil des Materials an.

Seit den 1970er Jahren wurde eine Vielzahl von Beziehungen zwischen normiertem Schermodul bzw. Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung, wie in Kapitel 2 erläutert, publiziert (z.B. Seed & Idriss, 1970; Sun et al. 1988; Hardin, 1978; Anderson & Woods, 1975; Vucetic & Dobry, 1991). Dobry & Vucetic (1987) und Vucetic & Dobry (1991) geben einen Überblick über zahlreiche dieser Studien.

Generell lassen sich Sedimente in zwei Gruppen untergliedern: bindige Sedimente (Lehme, Schluffe, Tone) mit einem  $PI > 0$  und nichtbindige (rollige) Sedimente (Sande & Kiese) mit

einem  $PI=0$ . Unklar ist die Einteilung für Tuffe. Sie liegen je nach dem Grad der Verschweißung wahrscheinlich dem Verhalten nach zwischen rolligen Sedimenten und Festgesteinen. Da die genaue Zusammensetzung von Haupt- und Nebengemenge der Materialien häufig nicht genau bekannt ist, wurden für die Berechnung der Bodenantwort für jeden Materialtyp Schermodul- und Dämpfungs-Scherdehnungsbeziehungen ausgewählt, die den möglichen Wertebereich des Schermoduls bzw. des Dämpfungsverhältnisses in Abhängigkeit von der Scherdehnung für die zufällig variierten Parameter begrenzen.

Für die bindigen Materialien wurden die Schermodul- und Dämpfungs-Scherdehnungsbeziehungen von Vucetic & Dobry (1991) verwendet. Coche & Laughlin (1985) geben für Tone einen durchschnittlichen  $PI$  von 45 an. Sun et al. (1988) geben einen  $PI$  bis über 80 für Ton an. Daher wurden für Ton die Kurven für Materialien mit einem  $PI$  von 15 und 100 (Vucetic & Dobry, 1991) als Begrenzung des Wertebereichs verwendet. Abbildung 5-3 zeigt den für Tone festgelegten Wertebereich sowie die begrenzenden Kurven für  $PI=15$  und  $PI=100$ .

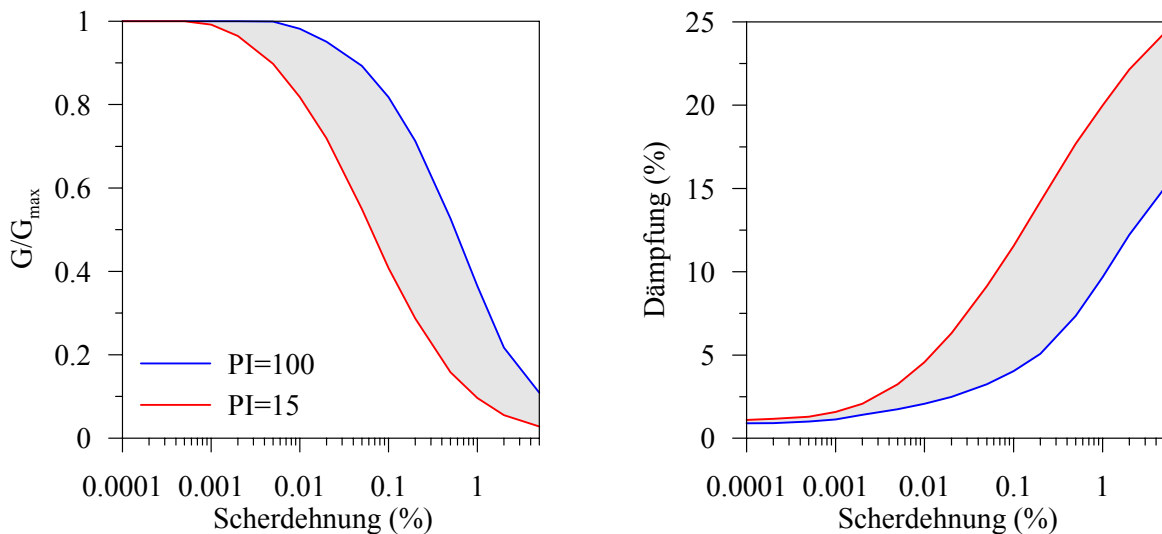


Abb. 5-3: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für Materialien mit einem Plastizitätsindex von 15 bzw. 100 (Vucetic & Dobry, 1991). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung von Tonen.

Coche & Laughlin (1985) geben für Schluffe einen durchschnittlichen  $PI$  von 7 an. Daher wurden für Schluffe die Schermodul- und Dämpfungskurven für  $PI=0$  und  $PI=15$  (Vucetic & Dobry, 1991) als Begrenzung des Wertebereichs gewählt (Abb. 5-4).

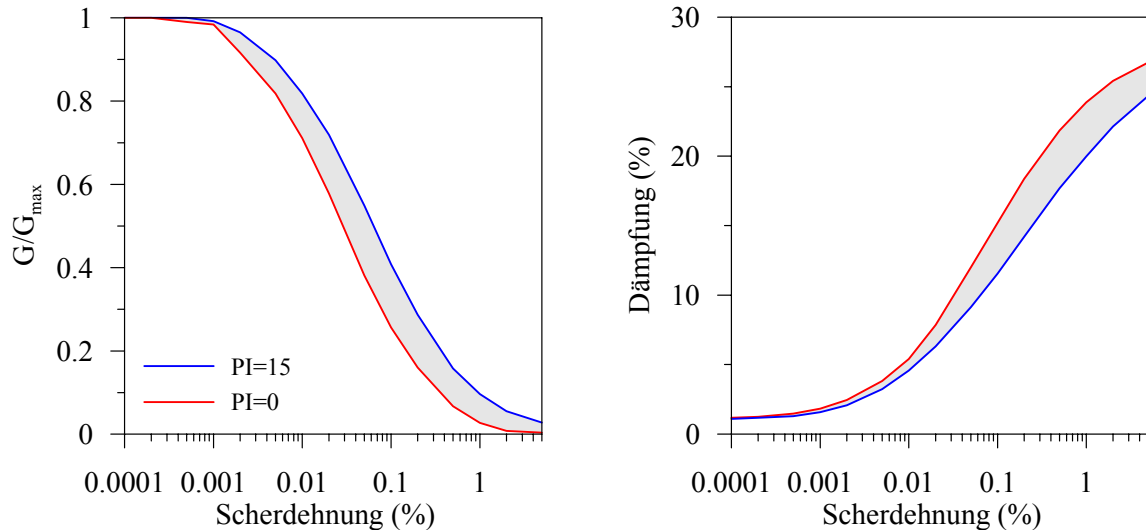


Abb. 5-4: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für Materialien mit einem Plastizitätsindex von 0 bzw. 15 (Vucetic & Dobry, 1991). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung für Schluff.

Für Lehm wurden die Kurven für Materialien mit einem  $PI=0$  (Sand) und einem  $PI=30$  (Ton) als Begrenzung verwendet (Abb. 5-5), da sich Lehm aus den Materialien Sand, Ton und Schluff mit wechselnden Anteilen zusammensetzt.

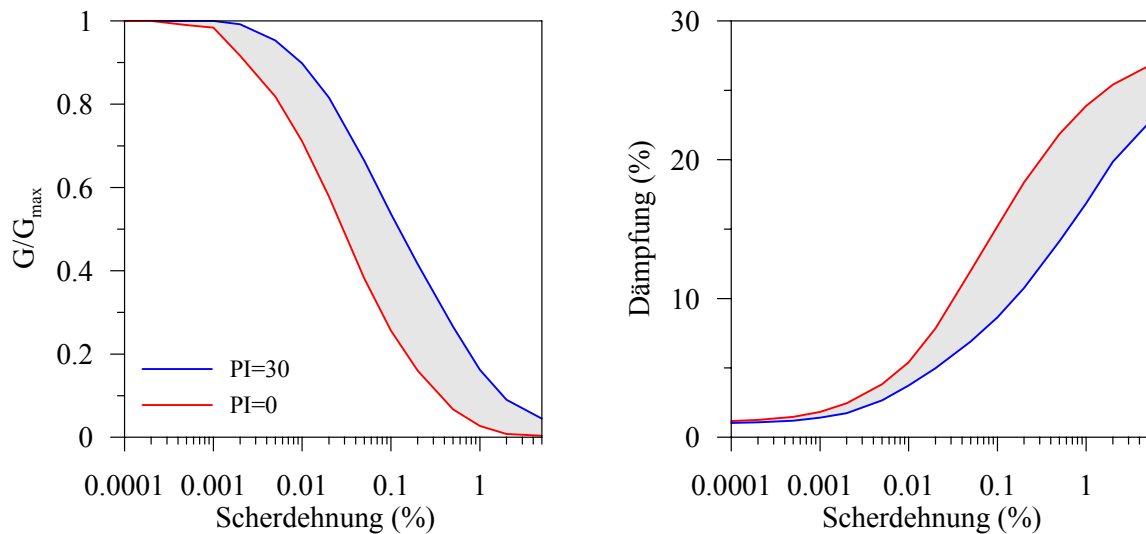


Abb. 5-5: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für Materialien mit einem Plastizitätsindex von 0 bzw. 30 (Vucetic & Dobry, 1991). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung für Lehm.

Die Schermodul- und Dämpfungskurven für rollige, nichtbindige Sedimente (Sande, Kiese) stammen aus den Arbeiten von Seed & Idriss (1970a) sowie Seed et al. (1986). Yule & Wahl (1996) empfehlen für kiesige Sande die „*lower bound sand*“-Kurve und für schluffige oder tonige Sande die „*upper bound sand*“-Kurve von Seed & Idriss (1970a) zu verwenden. Diese wurden zur Begrenzung des Schermodul- und Dämpfungs-Wertebereichs für Sand verwendet (Abb. 5-6).

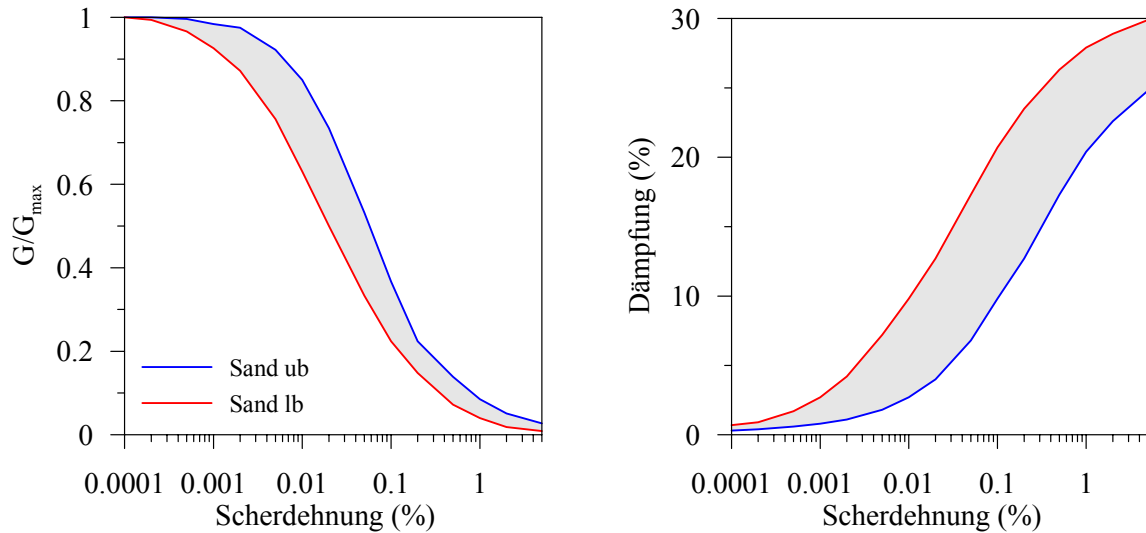


Abb. 5-6: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für kiesige („*lower bound*“=lb) und schluffige oder tonige („*upper bound*“=ub) Sande (Seed & Idriss, 1970a). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung für Sand.

Für Kiese wurden als Begrenzungskurven die „*lower bound sand*“-Kurve von Idriss & Seed (1970) und die Kurve für „Gravel“ (Kies) aus Seed et al. (1986) verwendet (Abb. 5-7).

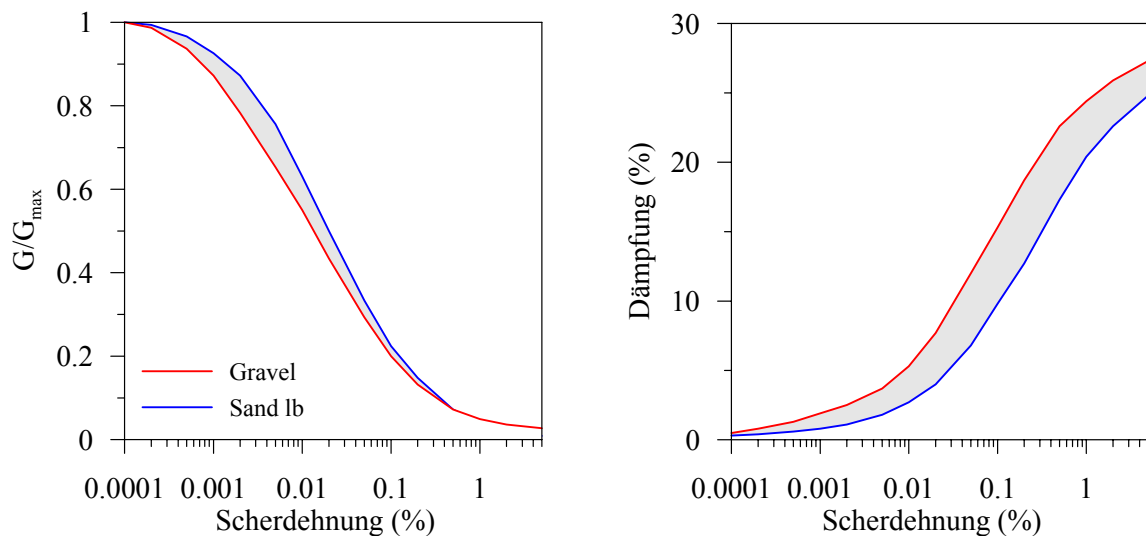


Abb. 5-7: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für kiesige Sande („*lower bound*“=Sand lb) (Seed & Idriss, 1970a) und Kiese („Gravel“) (Seed et al., 1986). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung für Kies.

Budny (1984) schlug aufgrund der fehlenden Schermodul- und Dämpfungskurven für Braunkohlen die Verwendung der Kurven für Torfe vor. Daher wurden für Braunkohle die Kurven für Torfe von Seed & Idriss (1970b) und Boulanger et al. (1998) verwendet. Die beiden Kurvenpaare dienen als Begrenzung des Wertebereiches (Abb. 5-8). Da die Dämpfungskurve für „Union Peat“ (Seed & Idriss, 1970b) nur für geringe Scherdehnungen (<0.04 %) gilt, wurde diese für höhere Scherdehnungen extrapoliert.

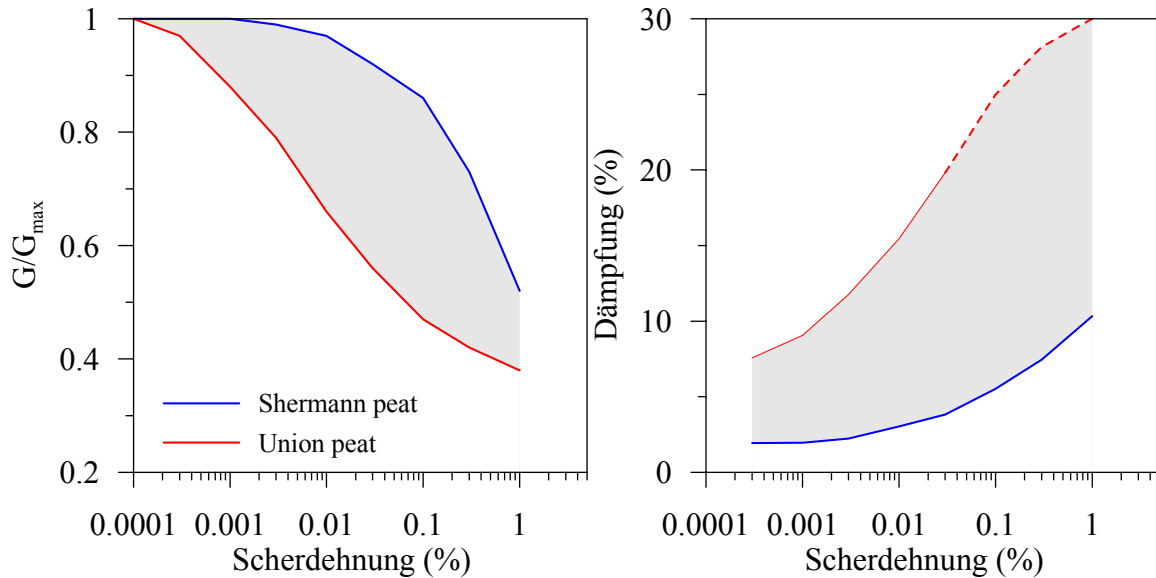


Abb. 5-8: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für „Shermann peat“-Torf (Boulangier et al., 1998) und „Union peat“-Torf (Seed & Idriss, 1970b). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung für Braunkohle.

Da für Tuffe keine Schermodul- und Scherdehnungskurven aus der Literatur bekannt sind, wurde versucht, anhand der Materialeigenschaft von Tuff den Schwankungsbereich abzuschätzen. Aufgrund der sehr stark variierenden Eigenschaften von Tuffen, abhängig davon wie stark die Tephra z.B. Lapilli oder Schlacke „verschweißt“ ist, wird das Materialverhalten zwischen dem von Kiesen oder Sanden und Festgestein liegen. Deswegen wurden für Tuffe die Kurven für Festgestein (Seed & Idriss, 1970a) und Kies (Seed et al., 1986) als Begrenzung des Wertebereichs verwendet (Abb. 5-9).

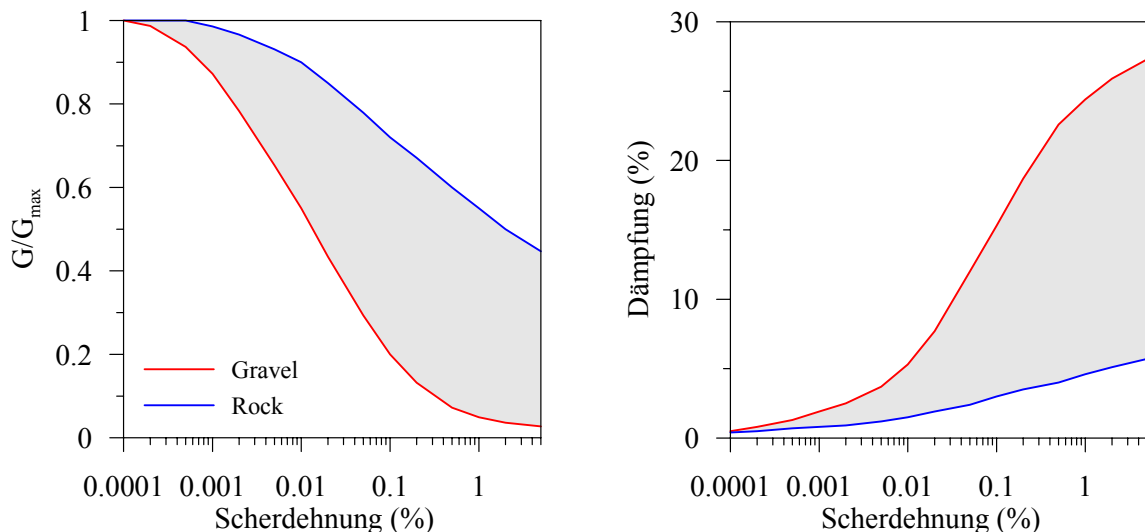


Abb. 5-9: Kurven des normierten Schermoduls und der Dämpfung in Abhängigkeit von der Scherdehnung für „Gravel“ (Kies) (Seed et al., 1986) und „Rock“ (Festgestein) (Seed & Idriss, 1970a). Der graue Bereich zeigt den angenommenen Schwankungsbereich des Schermoduls und der Dämpfung für Tuff.

### 5.1.4 Anregung

Frequenzgehalte der Aufzeichnungen von Erdbeben werden vom Herdprozess und den Ausbreitungseffekten bestimmt. Da der Frequenzgehalt der Anregung einen erheblichen Einfluss auf das Ergebnis der Bodenantwortanalyse haben kann, ist es sinnvoll, Anregungen ohne herd- und ausbreitungsspezifische Frequenzgehalte zu verwenden, um allgemeingültige Ergebnisse zu erzielen. Als universelle Anregungsfunktion wurden aus dem Normspektrum der DIN4149, der Norm für erdbebensicheres Bauen in Deutschland, für Festgesteinsstandorte in der Erdbebenzone 3 spektrumskompatible Zeitverläufe generiert und für die Berechnung verwendet. Das Spektrum gibt die frequenzabhängige Beschleunigung für eine Eintrittswahrscheinlichkeit von 10 % in 50 Jahren für Festgesteinsstandorte in der höchsten Erdbebenzone an. Es wurde ein synthetisches Seismogramm mit einer Länge von 20 s mittels des Programms TARSC THS, welches nach der Methode von Deodatis (1996) arbeitet, erstellt. Da die Anregung im Programm SHAKE91 zur weiteren Berechnung der Bodenantwort in den Frequenzbereich überführt wird, ist diese Länge des Seismogramms für den relevanten Frequenzbereich von 0.1 Hz bis 20.0 Hz ausreichend. Die Abtastfrequenz des synthetischen Seismogramms beträgt 100 Hz. Das synthetische Seismogramm wurde für die Bodenantwortanalyse im Programm SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992) auf die Maximalbeschleunigungen von 0.01 g, 0.1 g bzw. 1 g skaliert (Abb. 5-10).

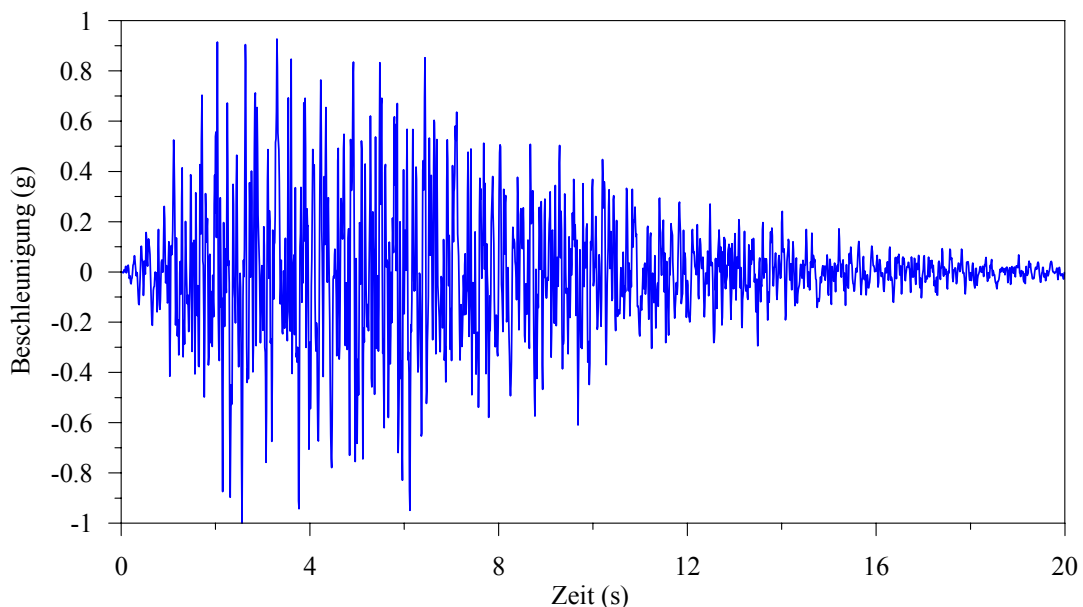


Abb. 5-10: Auf 1 g PGA skaliertes synthetisches Seismogramm, das für die Berechnungen der Bodenantwort verwendet wurde.

In Abb. 5-11 sind das Quellspektrum der DIN4149 und das mittels des Programms TARSC THS realisierte Spektrum der als Anregung verwendeten Zeitreihe abgebildet.

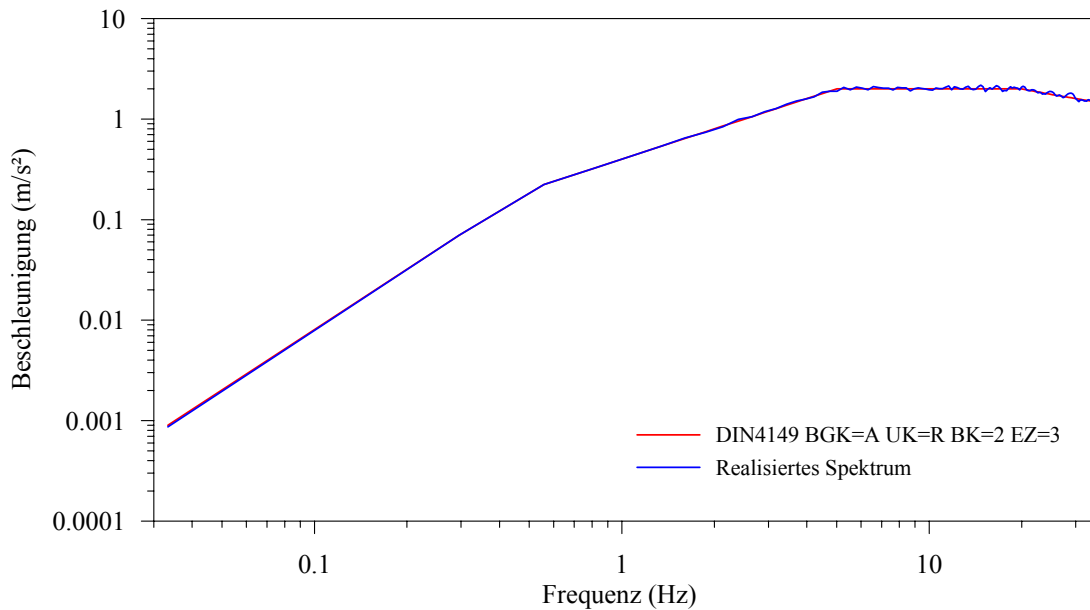


Abb. 5-11: Zielspektrum der DIN4149 (rot) und realisiertes Spektrum (blau) der als Anregung verwendeten Zeitreihe

## 5.2 Vorgehensweise der numerischen Modellierung

Für den südlichen Teil des Lockersedimentbeckens der NB wurden aus dem geologischen Modell 670 Bohrprofile mit einem Abstand von 2 km entnommen. Zur Abschätzung des Einflusses der Unkenntnis der exakten Parameter für Mächtigkeit, Geschwindigkeit, Dichte, Scherverhalten und Dämpfung der einzelnen Schichten wurden aus jedem Bohrprofil 200 Modelle, deren geophysikalische Parameter in dem jeweiligen festgelegten Schwankungsbereich zufällig variieren, generiert. Diese Parametermodelle wurden für die numerische Modellierung der Bodenantwort mittels des Programms SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992), das für die Durchführung von Variationsrechnungen erweitert wurde, verwendet. Die Erweiterungen umfassen die Erhöhung der möglichen Schichten auf 150 und Anpassungen für die Automatisierung der Berechnung. Neben dem Programm SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992) wurden weitere Programme zur Generierung der variierenden Parametermodelle und zur Auswertung der Einzelergebnisse entwickelt. Die Anzahl von 200 Variationen pro Bohrloch stellte nach Testrechnungen mit geringerer und höherer Anzahl von Variationen einen guten Kompromiss zwischen Rechendauer und der Anforderung, die Abhängigkeit der Ergebnisse von der Zufallsverteilung der Parameter zu reduzieren, dar. Die Berechnung der Übertragungsfunktionen für die Parametermodelle wurde für Anregungen mit Maximalbeschleunigungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g durchgeführt.

Für die Generierung der Parametermodelle wurden Scherwellengeschwindigkeit, Dichte und Schichtmächtigkeit innerhalb des materialspezifischen Schwankungsbereichs, der einem  $2\sigma$ -Bereich entspricht, normalverteilt variiert. Zur Festlegung des Schwankungsbereichs wurde der mittlere prozentuale Fehler der materialspezifischen Geschwindigkeits- bzw. Dichte-Tiefen-Beziehungen auf das nächste ganzzahlige Vielfache von 5 % gerundet (siehe Anhang C). Das minimale Vielfache ist 5 %. Für die Schichtmächtigkeit wurde ein Schwankungsbereich von  $\pm 10$  % angenommen. Um den Effekt eines verwitterten Festgesteins auf die Bodenverstärkung zu berücksichtigen, wurde eine Verwitterungsschicht, mit einer gleichverteilten Mächtigkeit zwischen 0 m und 30 m, unter der Sedimentbasis eingefügt. Die maximale Mächtigkeit wurde anhand der Annahmen der Mächtigkeit für die Verwitterungsschicht in der Kölner Scholle von Diesel & Großsteinbeck (1962) festgelegt. Die Geschwindigkeit und die Dichte der Verwitterungsschicht wurden zwischen der Geschwindigkeit bzw. der Dichte des vollständig verwitterten Festgesteinsmaterials und des nicht verwitterten Festgesteins für die Tiefe der Sedimentbasis gleichverteilt variiert. Die materialspezifischen Kurven des normierten Schermoduls und des Dämpfungsverhältnisses wurden zwischen den Begrenzungskurven variiert, in dem ein zufälliger gleichverteilter prozentualer Wert zwischen 0 und 1 mit der Differenz zwischen den Kurven an den jeweiligen Stützstellen multipliziert und auf die untere Kurve addiert wurde. Die zufälligen materialspezifischen Schermodul- und Dämpfungskurven wurden anfangs einmal für jedes Parametermodell bestimmt. Eine Variation pro Schicht war aufgrund der Funktionsweise von SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992) nicht möglich.

Abbildung 5-12 zeigt als Beispiel die 200 Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile für einen Standort (UTM-X: 355736/ UTM-Y: 5645369) nahe des Kölner Doms. Das Bohrprofil besteht aus einer Wechsellagerung von Sanden und Tonen mit eingeschaltetem Braunkohlenflöz und einer an der Oberfläche liegenden Kiesschicht. Auffällig ist der relativ große Impedanzkontrast durch das Braunkohlenflöz in etwa 80 m Tiefe, der sich in den Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profilen durch große Sprünge bemerkbar macht.



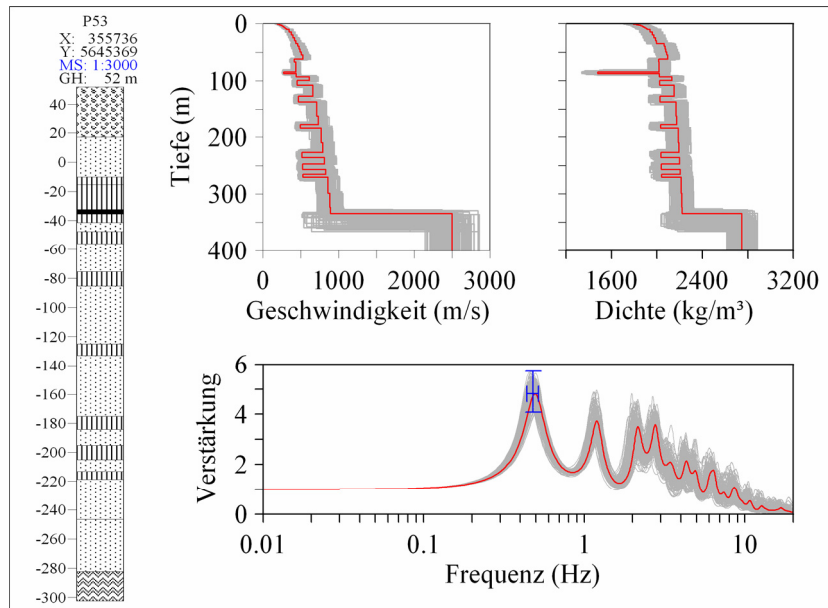


Abb. 5-12: Im Bohrprofil (links) repräsentieren nicht ausgefüllte Kreise Kiese, Punkte Sande, vertikale Linien Tone und schwarze Bereiche Braunkohlen. Die Werte über dem Bohrprofil geben Profilkennung des geologischen Modells, UTM-X Wert, UTM-Y Wert, Tiefenskalierung und Geländehöhe an. Die grauen Linien in den Abbildungen zu den Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefenprofilen (oben) zeigen die 200 variierenden Geschwindigkeits- bzw. Dichte-Tiefenprofile. Die roten Linien zeigen die Kurven für ein Modell ohne Parametervariation. Die grauen frequenzabhängigen Verstärkungskurven (unten) stellen die aus den Parametervariationen mit einer Anregung von 0.1 g berechneten Verstärkungsfunktionen dar. Das blaue Kreuz markiert im Schnittpunkt den Median der Grundresonanzfrequenz und den Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz. Die Fehlerbalken des Kreuzes zeigen in der Horizontalen den Streubereich der Grundresonanzfrequenz und in der Vertikalen den der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz aus den 200 Variationen.

Die Kurven des normierten Schermoduls bzw. der Dämpfung in Abhängigkeit der Scherdehnung wurde innerhalb der in Abbildungen 5-3 bis 5-8 gezeigten Unsicherheitsbereiche zufällig gleichverteilt. Abbildung 5-13 zeigt als Beispiel die 200 Schermodul- und Dämpfungskurven für Sand. Aus den 200 berechneten Verstärkungsfunktionen für ein virtuelles Bohrloch wurden Minimum, Maximum und Median der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen ermittelt. Abbildung 5-12 zeigt exemplarisch die 200 ermittelten Verstärkungsfunktionen für eine Anregung von 0.1 g. Weiterhin sind der Median der Grundresonanzfrequenz und der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz sowie die jeweiligen Streubereiche eingezeichnet. Nachfolgend wird die Frequenz des ersten Maximums in der Verstärkungsfunktion als Grundresonanzfrequenz, die Frequenz des zweiten Maximums als erste höhere Resonanzfrequenz und die Frequenz des dritten Maximums als zweite höhere Resonanzfrequenz bezeichnet.

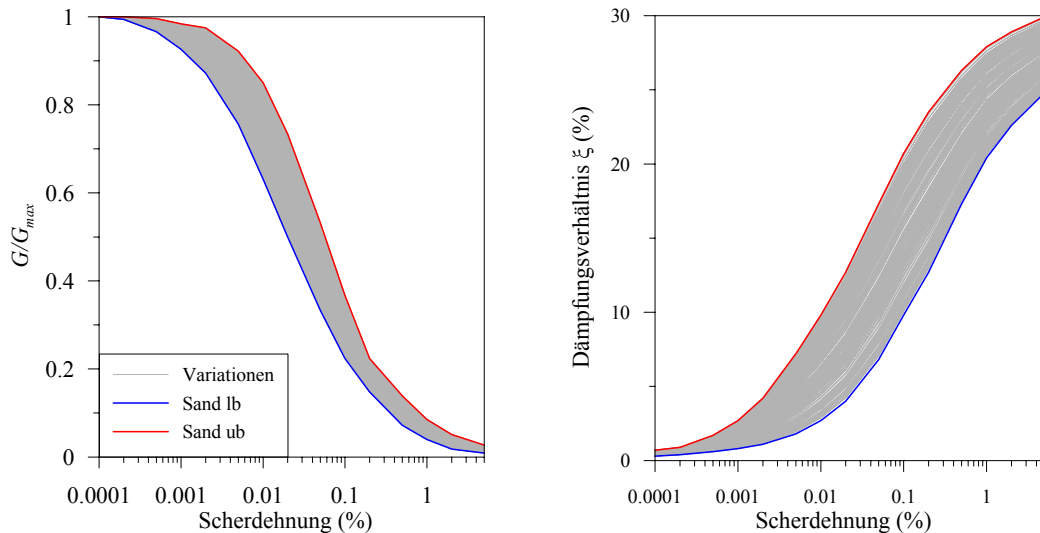


Abb. 5-13: Begrenzungskurven des normierten Schermoduls und des Dämpfungsverhältnisses für Sand sowie die 200 zufällig generierten Schermodul- und Dämpfungskurven.

Als Anregungen für die Bodenantwortanalyse wurden die in Kapitel 5.1 beschriebenen Beschleunigungszeitverläufe mit Maximalbeschleunigungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g verwendet, so dass insgesamt 402000 Berechnungen für 670 Bohrlöcher mit jeweils 200 variierenden Parametermodellen und drei unterschiedlichen Anregungen durchgeführt wurden.

### 5.3 Ergebnisse

Für das Untersuchungsgebiet wurden anhand der Ergebnisse der Bodenantwortanalyse an 670 virtuellen Bohrlöchern mit je 200 Variationsrechnungen Karten des Medians der Grundresonanzfrequenz, des Medians der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz, des Medians der Resonanzfrequenz an der die maximale Verstärkung auftritt (nachfolgend als Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung bezeichnet) und des Medians der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g, 0.1 g und 1 g erstellt.

#### 5.3.1 Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g PGA

Abbildung 5-14 zeigt flächendeckend den Median der Grundresonanzfrequenz des Untergrundes für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g. Die Kreuze markieren die Lage der virtuellen Bohrlöcher. Die Fehlerbalken zeigen in der Horizontalen den Streubereich der Grundresonanzfrequenz und in der Vertikalen den Streubereich der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz in Prozent an. Der Median der

Grundresonanzfrequenz zeichnet deutlich die Großstrukturen des Untersuchungsgebietes (Abb. 5-15) nach.

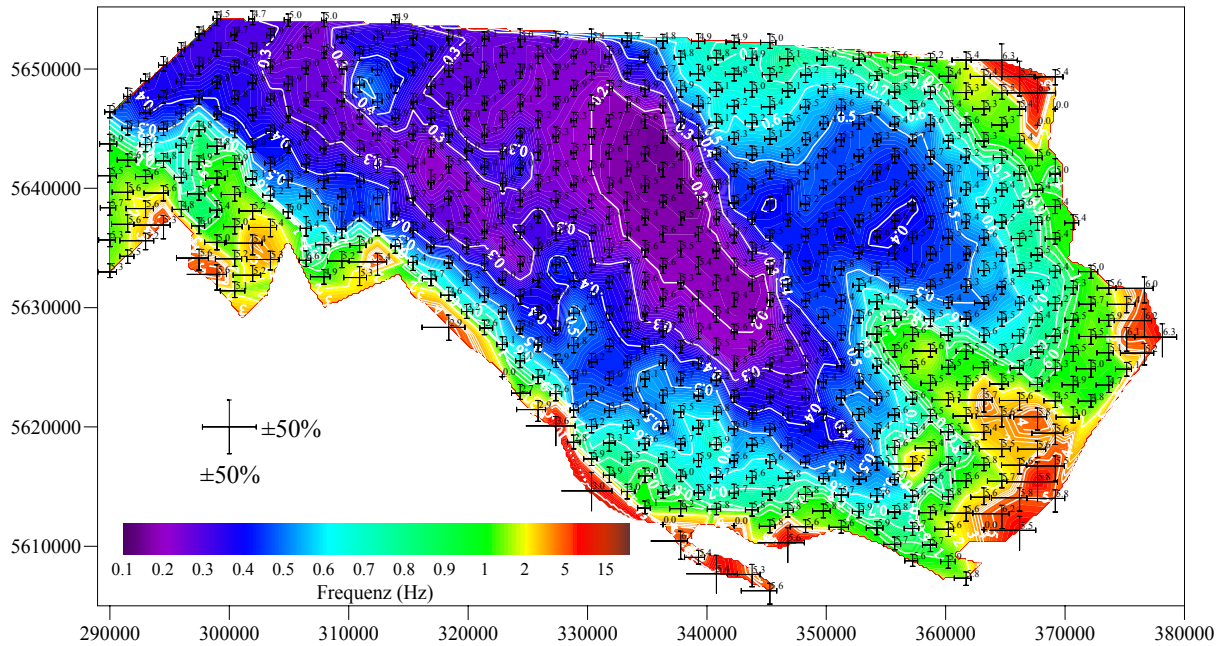


Abb. 5-14: Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Die Kreuze kennzeichnen die Lage der virtuellen Bohrlöcher. Die Fehlerbalken zeigen die obere und untere Grenze des Streubereichs der Grundresonanzfrequenz in der Horizontalen und der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz in der Vertikalen in Prozent, bezogen auf den Median. Die Werte über den Kreuzen geben die Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz an. Den Maßstab für die prozentuale Abweichung der Streuung vom Median zeigt das Kreuz links unten in der Grafik. Ein zu einer Seite offenes Kreuz weist auf eine prozentuale Abweichung der Grenze des Streubereichs vom Median von über 50% hin. Kleine nach allen Seiten offene Kreuze mit Werten von 0.0 zeigen Standorte, an denen das Maximum der Grundresonanzfrequenz oberhalb des auswertbaren Bereiches zwischen 0.1 Hz und 20.0 Hz liegt.

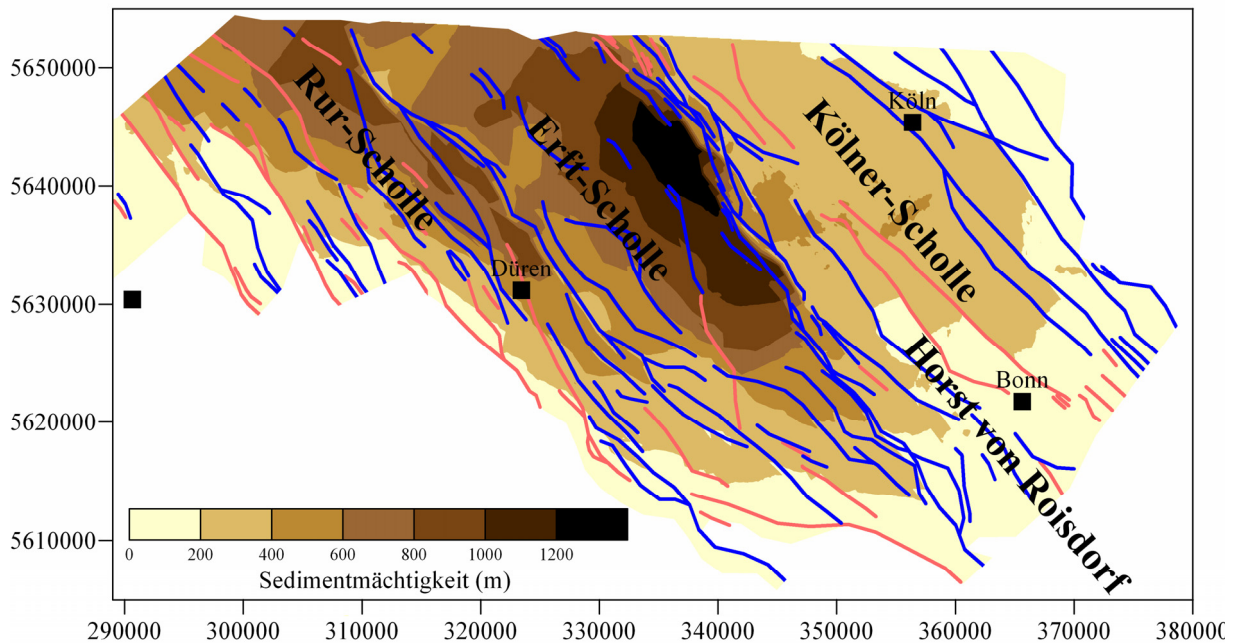


Abb. 5-15: Sedimentmächtigkeit und wichtige Großstrukturen im Untersuchungsgebiet

Im zentralen Bereich der Kölner Scholle liegt der Median der Grundresonanzfrequenz bei ca. 0.4 Hz und erhöht sich zum östlichen und südlichen Rand hin zunächst auf 1 Hz bis 2 Hz, zum Beispiel im Bereich des Horst von Roisdorf und mit weiter abnehmender Sedimentmächtigkeit bis auf 10 Hz bei Sedimentmächtigkeiten von wenigen Metern. Die starke Zerstückelung des Untersuchungsgebietes in Klein-Schollen durch die große Anzahl von Störungen kann zu abrupten Änderungen in der Grundresonanzfrequenz zwischen zwei, in einem Abstand von 2 km, nebeneinander liegenden Bohrlöchern führen. Diese Änderungen zeigen sich besonders in den Randbereichen, wo schon relativ geringe Unterschiede in den Sedimentmächtigkeiten große Änderungen in der Grundresonanzfrequenz bewirken. Ein Beispiel ist das Bohrloch bei UTM-X: 357230 / UTM-Y: 5616911, wo der Median der Grundresonanzfrequenz auf 2.9 Hz ansteigt, während die Standorte in der Umgebung Mediane um 1 Hz aufweisen. Im Bereich der Erft-Scholle mit Sedimentmächtigkeiten bis zu 1350 m sinkt der Median der Grundresonanzfrequenz auf Werte unter 0.2 Hz. Im Bereich der Rur-Scholle liegt der Median in den tieferen Bereichen bei 0.3 Hz und steigt dann zum Rand des Untersuchungsgebietes wieder an. Der Streuungsbereich der Grundresonanzfrequenz liegt in den tieferen Gebieten bei ca.  $\pm 10\%$ . Aufgrund des im Randbereich stärkeren Einflusses der bis zu 30 m mächtigen Verwitterungsschicht steigt die Schwankung zum Rand hin an und kann über  $\pm 50\%$  betragen. Die teilweise sehr geringe Mächtigkeit der Sedimente von wenigen Metern an den Rändern macht die Bestimmung des Medians der Grundresonanzfrequenz aus den 200 Variationen an manchen Standorten unmöglich, da die Grundresonanzfrequenzen teilweise oberhalb des untersuchten Frequenzbereiches zwischen 0.1 Hz und 20 Hz liegen. Diese Standorte sind durch kleine Kreuze mit Werten von 0.0 gekennzeichnet, die keine Fehlerbalken anzeigen.

Der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g liegt in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes zwischen 5 und 5.5 (Abb. 5-16). Ausnahmen zeigen sich in den Randbereichen mit geringen Sedimentmächtigkeiten, wo der Median der Verstärkung auf bis zu 6 steigen kann. Auffällig ist der große Bereich im Südwesten des Untersuchungsgebietes, wo nur geringe Mediane der Verstärkungen auftreten, die zwischen 3 und 3.5 liegen. In diesem Gebiet bilden Sandsteine mit einer geringen seismischen Impedanz das Festgestein, wodurch sich ein geringer Impedanzkontrast zwischen Sediment und Festgestein ergibt, der zu diesen niedrigen Verstärkungen führt. Auffällig ist der Punkt UTM-X: 330338 / UTM-Y: 5617327, an dem der Median bei 5.9 liegt. Hier wird das Festgestein von Kalkstein (Muschelkalk) gebildet, der

eine sehr hohe seismische Impedanz besitzt und in der Verstärkung zu einem starken Unterschied zu den umgebenden Standorten mit Sandstein führt. Weiterhin ist der Standort UTM-X: 370676 / UTM-Y: 5620816, bei dem Tuffe mit relativ hohen Geschwindigkeiten den Großteil des tertiären Untergrundes ausmachen, auffällig. Hier treten aufgrund des geringen Impedanzkontrasts zum Festgestein ebenfalls nur geringe Verstärkungen auf. Der prozentuale Streubereich der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz beträgt im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes ca.  $\pm 15\%$  bezogen auf den Median und steigt zum Rand hin deutlich an.

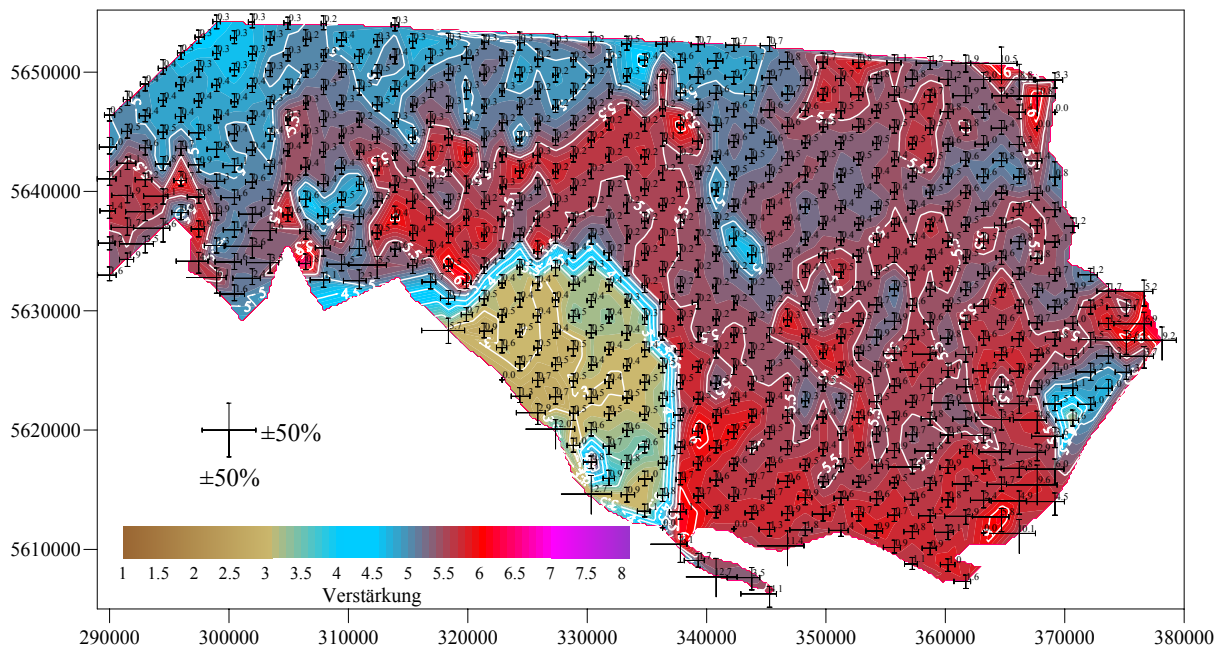


Abb. 5-16: Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Die Werte über den Kreuzen geben die Grundresonanzfrequenz an. Weitere Beschreibung analog zu Abb. 5-14.

Vergleicht man den Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz mit dem Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung (Abb. 5-17), so zeigen sich bei den Berechnungen für eine Anregung mit einer Maximalbeschleunigung von 0.01 g deutliche Unterschiede. Bei der Grundresonanzfrequenz tritt an fast allen Standorten im Gebiet nicht die maximale Verstärkung auf. Der Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung liegt größtenteils um den Wert +1 über dem Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz. An Standorten, wo sich die Wirkung der starken Impedanzkontraste konstruktiv überlagern, häufig Standorte mit mächtigen Braunkohlenschichten (UTM-X: 297470 / UTM-Y: 5639539; UTM-X: 324362 / UTM-Y: 5641700), ist der Median der Verstärkung deutlich höher und steigt bis auf den Faktor 8.5.

## 5 Modellierung der Bodenantwort

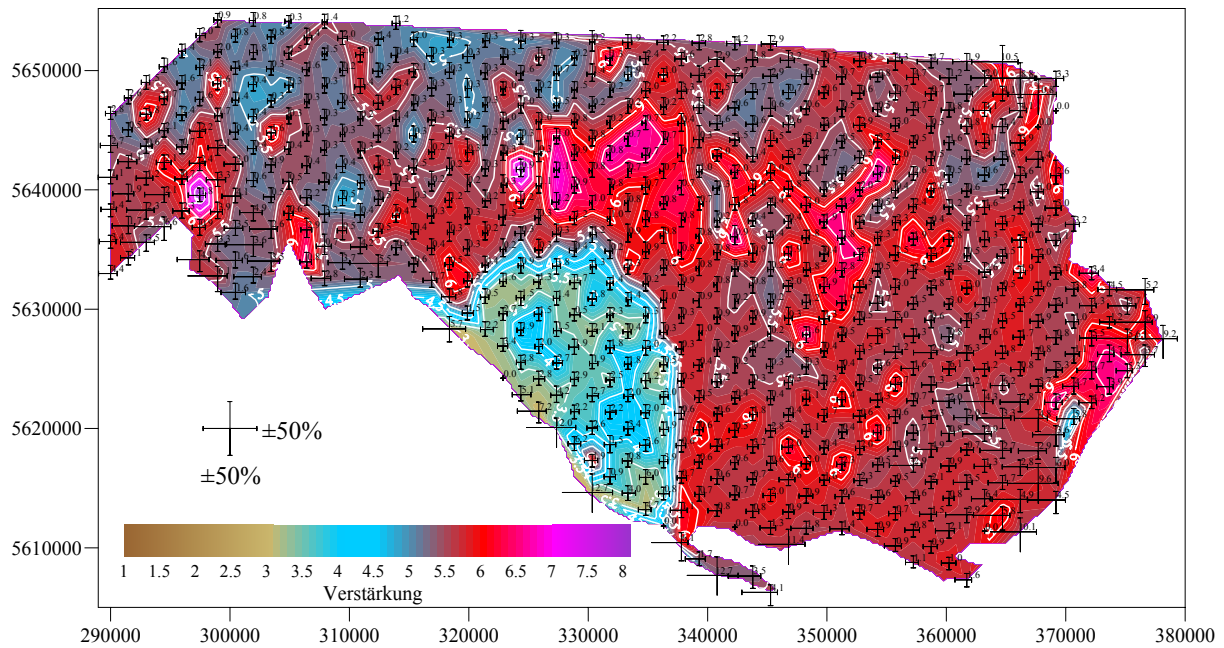


Abb. 5-17: Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung der Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Die Kreuze kennzeichnen die Lage der virtuellen Bohrlöcher. Die Fehlerbalken zeigen die obere und untere Grenze des Streubereichs der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung in der Horizontalen und der Verstärkung bei der der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung in der Vertikalen in Prozent bezogen auf den Median. Die Werte über den Kreuzen geben die Resonanzfrequenz an. Den Maßstab für die prozentuale Abweichung der Streuung vom Median zeigt das Kreuz links unten in der Grafik. Ein zu einer Seite offenes Kreuz weist auf eine prozentuale Abweichung der Grenze des Streubereichs vom Median von über 50 % hin. Kleine nach allen Seiten offene Kreuze mit Werten von 0.0 zeigen Standorte, an denen das Maximum der Grundresonanzfrequenz oberhalb des auswertbaren Bereiches zwischen 0.1 Hz und 20.0 Hz liegt.

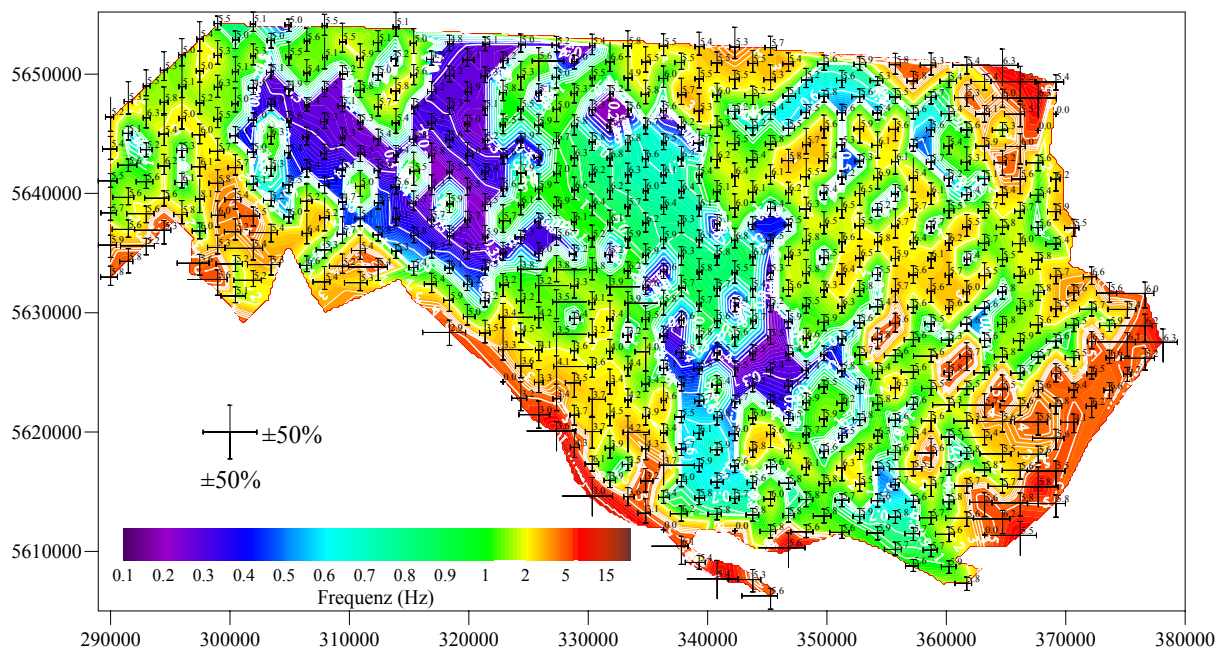


Abb. 5-18: Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Die Werte über den Kreuzen geben die Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung an. Beschreibung analog zu Abb. 5-17

Die maximalen Verstärkungen treten bei Resonanzfrequenzen oberhalb der Grundresonanzfrequenz auf, meist bei der ersten höheren Resonanzfrequenz (Abb. 5-18).

### 5.3.2 Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g PGA

Abbildung 5-19 zeigt flächendeckend den Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g. Der Median der Grundresonanzfrequenz weist den gleichen Trend wie bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g auf. Es zeigt sich jedoch eine generelle Verschiebung zu niedrigeren Frequenzen. Im zentralen Bereich der Kölner Scholle liegt der Median der Grundresonanzfrequenz bei 0.4 Hz bis 0.5 Hz. Im Bereich des Tiefsten der Erft-Scholle mit Sedimentmächtigkeiten bis zu 1350 m sinkt der Median der Grundresonanzfrequenz auf 0.15 Hz bis 0.2 Hz. Im Bereich der Rur-Scholle liegt der Median in den tieferen Bereichen bei 0.2 Hz bis 0.25 Hz. Der Streubereich der Grundresonanzfrequenz ähnelt generell dem der Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g PGA. Es lässt sich nur eine geringfügige Zunahme erkennen.

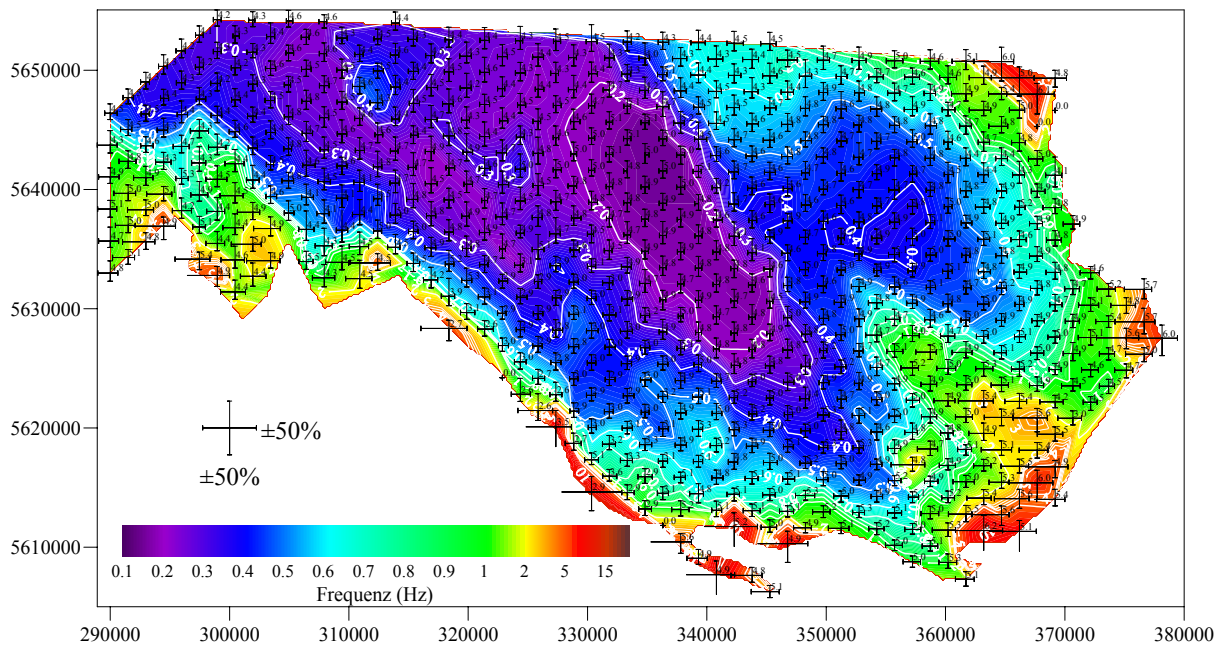


Abb. 5-19: Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Beschreibung analog zu Abb. 5-14.

Betrachtet man den Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g, so liegt dieser in weiten Teilen des Gebietes zwischen 4.5 und 5 (Abb. 5-20). Ausnahmen bilden hier die Randbereiche mit geringen Sedimentmächtigkeiten sowie Standorte mit großen Impedanzkontrasten innerhalb des Sedimentpakets, häufig durch Braunkohlenschichten verursacht, wo der Median auf bis zu 6 steigen kann. Weiterhin weist das Gebiet im Südwesten, wo Sandsteine den

Festgesteinsuntergrund bilden, mit Werten um 3 deutlich niedrigere Mediane der Verstärkung auf. Der prozentuale Schwankungsbereich der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz liegt bei ca.  $\pm 25\%$  im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes. Eine signifikante Zunahme der Streuung lässt sich nur in den äußersten Randbereichen beobachten.

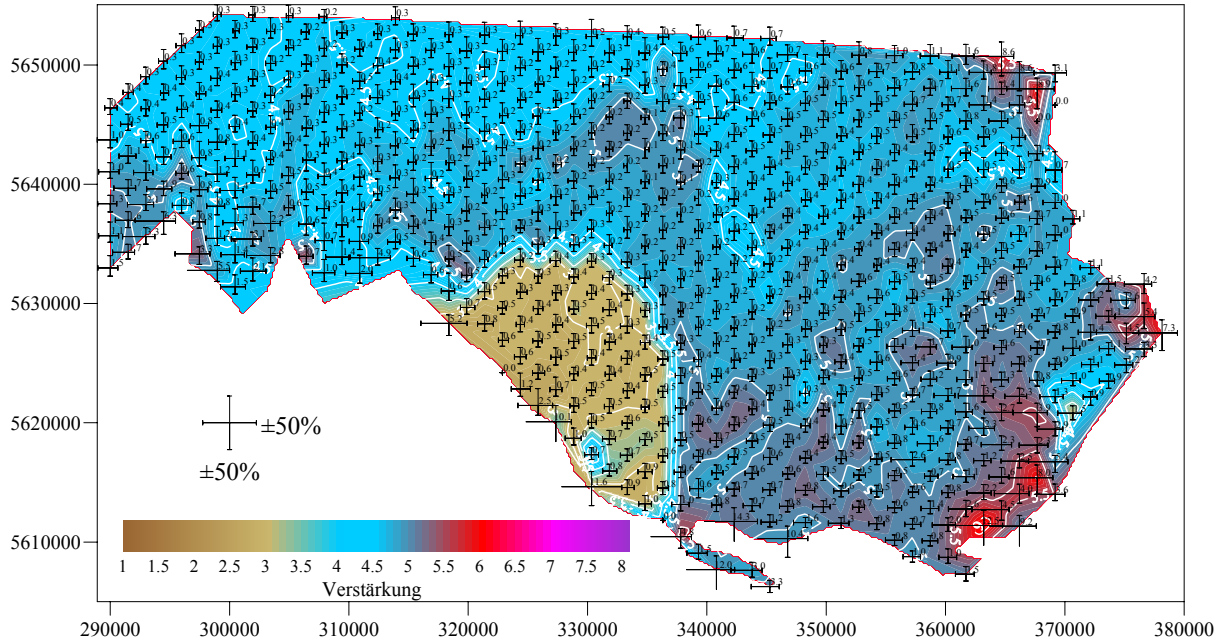


Abb. 5-20: Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Beschreibung analog zu Abb. 5-16.

Die maximale Verstärkung tritt bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g meist bei der Grundresonanzfrequenz auf. Nur an Standorten mit extremem Impedanzkontrast innerhalb des Sedimentpakets, wie zum Beispiel durch Braunkohle- oder Tonschichten verursacht, liegt der Median der maximalen Verstärkung bei höheren Resonanzfrequenzen. Daher weisen die Karten des Medians der Grundresonanzfrequenz (Abb. 5-19) und des Medians der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung (Abb. 5-21) nur noch an wenigen Standorten Unterschiede auf. Da der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz und der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung an diesen Standorten meist ähnliche Werte aufweisen, sind Unterschiede zwischen den zugehörigen Abbildungen nur noch an wenigen Standorten erkennbar (Abb. 5-20; Abb. 5-22).



## 5 Modellierung der Bodenantwort

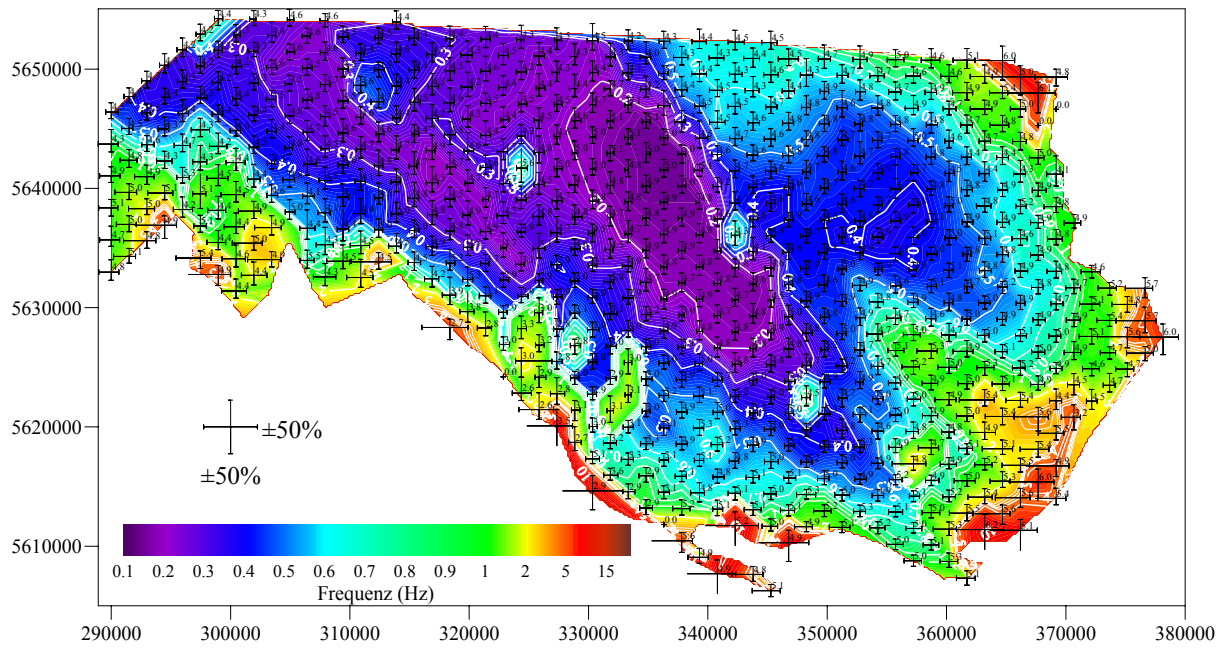


Abb. 5-21: Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Beschreibung analog zu Abb. 5-18.

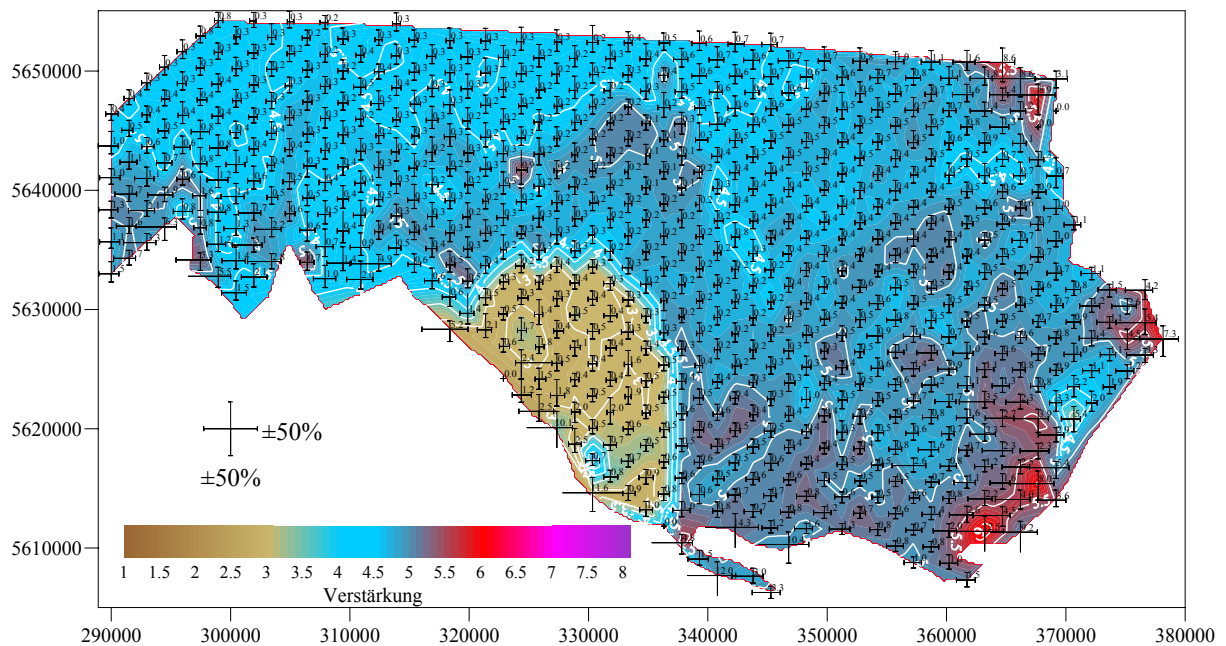


Abb. 5-22: Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Beschreibung analog zu Abb. 5-17.

### 5.3.3 Berechnungen mit einer Anregung von 1 g PGA

Abbildung 5-23 zeigt flächendeckend den Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 1 g. Im Bereich der Kölner-Scholle liegt der Median der Grundresonanzfrequenz bei 0.3 Hz bis 0.35 Hz, im Beckentiefsten im Bereich der Erft-Scholle sogar in weiten Teilen nur bei 0.13 Hz bis 0.2 Hz und im Bereich des Tiefsten der Rur-Scholle bei 0.17 Hz bis 0.22 Hz. Damit liegen die Mediane der Grundresonanzfrequenzen unter denen der Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g und deutlich unter denen der Berechnung mit 0.01 g. Die Grundresonanzfrequenz korreliert mit der Sedimentmächtigkeit. Der prozentuale Schwankungsbereich hat im Vergleich zu den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g PGA bzw. 0.1 g PGA deutlich zugenommen und liegt im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes bei  $\pm 15\%$  bezogen auf den Median. Zum Rand hin lässt sich ein deutlicher Anstieg der Streuung beobachten.

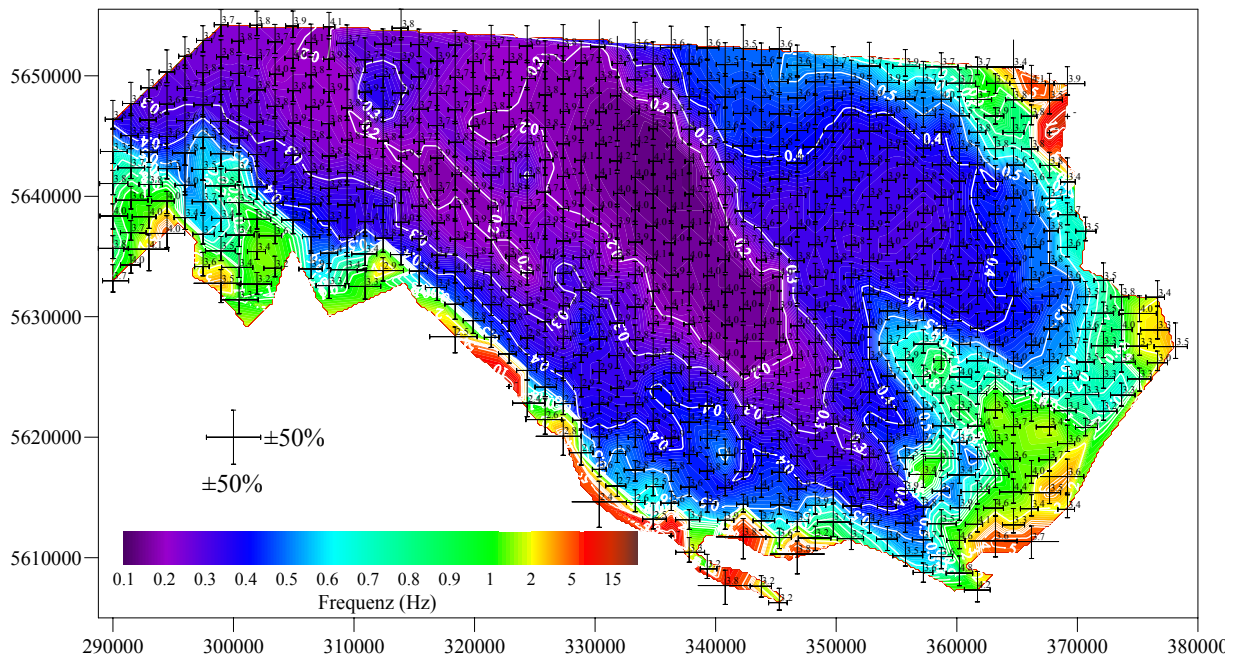


Abb. 5-23: Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnung mit einer Anregung von 1 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Beschreibung analog zu Abb. 5-14.

Der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Berechnungen mit einer Anregung von 1 g liegt in weiten Teilen des Gebietes zwischen 3.5 und 4 (Abb. 5-24). Im Südwesten, im Bereich des niedrigen Impedanzkontrastes zwischen Sediment und Sandstein, liegt der Median der Verstärkung bei 3. Bei der Berechnung mit einer Anregung von 1 g tritt die maximale Verstärkung an allen Standorten bei der Grundresonanzfrequenz auf. Ursache ist die sehr starke Dämpfung der Amplituden bei den höheren Frequenzen.

Der prozentuale Schwankungsbereich der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz liegt im zentralen Bereich bei ca.  $\pm 30\text{-}40\%$ . Zum Rand hin lässt sich keine signifikante Zunahme erkennen.

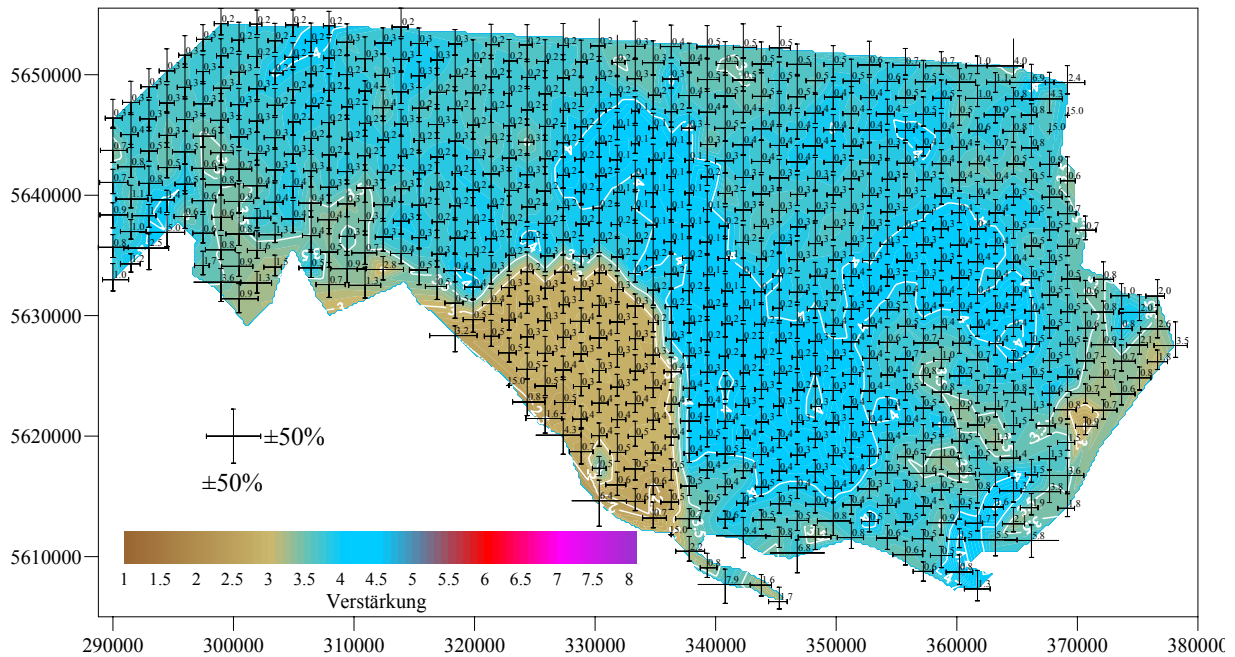


Abb. 5-24: Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnung mit einer Anregung von 1 g (vergrößerte Abb. in Anhang C). Beschreibung analog zu Abb. 5-16.

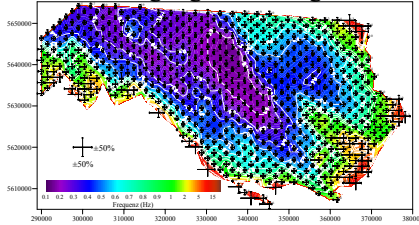
### 5.3.4 Einfluss der Anregungsstärke

Abbildung 5-25 zeigt zum Vergleich die Karten des Medians der Grundresonanzfrequenz, der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz, des Medians der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung und des Medians der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g, 0.1 g und 1 g in der Übersicht. Es zeigt sich eine generelle Abnahme des Medians der Grundresonanzfrequenz und der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz mit zunehmender Anregungsstärke. Weiterhin zeigt sich eine Verschiebung in der Höhe der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung von höheren Resonanzfrequenzen zur Grundresonanzfrequenz mit zunehmender Anregungsstärke. Gleichzeitig wachsen die Streubereiche der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen. Tabelle 5-3 zeigt die Mediane über alle Bohrlöcher für die untere Grenze (Minimum) und die obere Grenze (Maximum) der Streubereiche der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz und den zugehörigen Verstärkungen bezogen auf den Median der jeweiligen Resonanzfrequenzen bzw. den Median der Verstärkungen. Mit

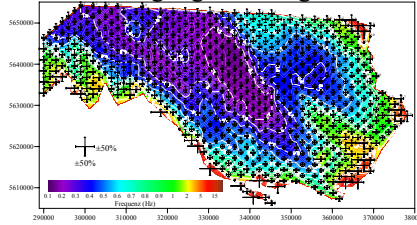
## 5 Modellierung der Bodenantwort

zunehmender Anregung kommt es zu einer Vergrößerung der Streubereiche der Resonanzfrequenzen als auch der zugehörigen Verstärkungen.

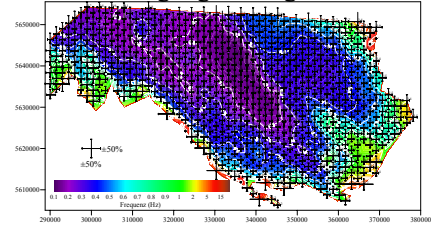
Median der Grundresonanzfrequenz für eine Anregung von 0.01 g



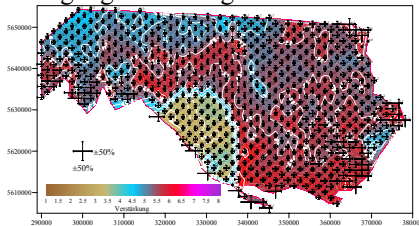
Median der Grundresonanzfrequenz für eine Anregung von 0.1 g



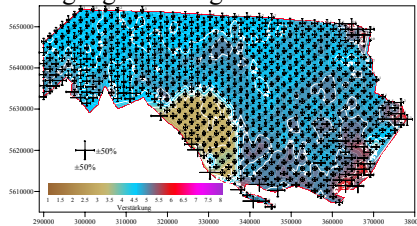
Median der Grundresonanzfrequenz für eine Anregung von 1 g



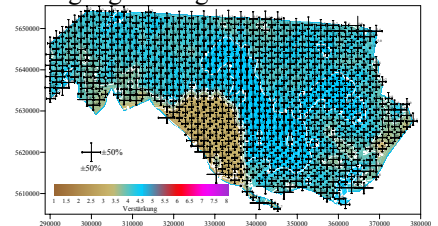
Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für eine Anregung von 0.01 g



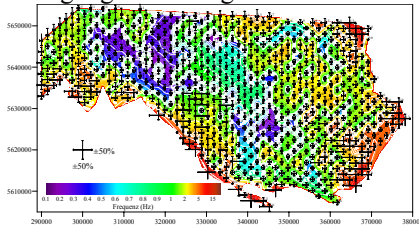
Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für eine Anregung von 0.1 g



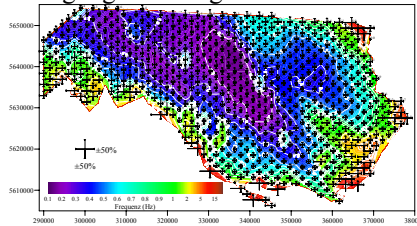
Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für eine Anregung von 1 g



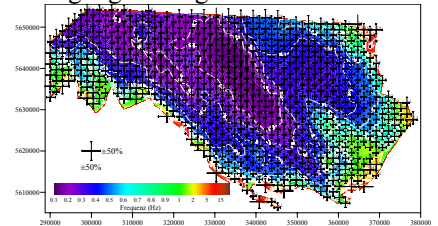
Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für eine Anregung von 0.01 g



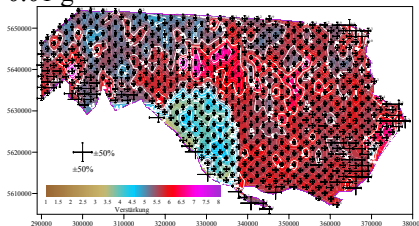
Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für eine Anregung von 0.1 g



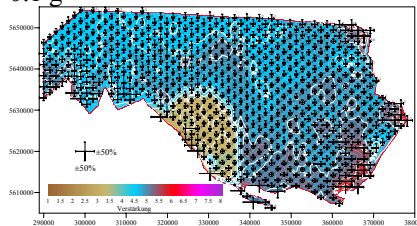
Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für eine Anregung von 1 g



Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für eine Anregung mit 0.01 g



Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für eine Anregung mit 0.1 g



Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für eine Anregung mit 1 g

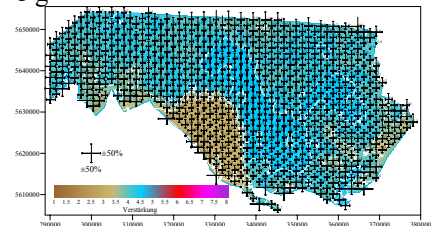


Abb. 5-25: Karten des Medians der Grundresonanzfrequenz, der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz, der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung und der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

	0.01 g		0.1 g		1 g	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Grundresonanzfrequenz	-8%	+7%	-9%	+9%	-14%	+15%
Verstärkung bei der GRF	-17%	+20%	-18%	+24%	-20%	+31%
1. höhere Resonanzfrequenz	-9%	+7%	-10%	+9%	-14%	+15%
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-22%	+28%	-25%	+37%	-31%	+42%
2. höhere Resonanzfrequenz	-8%	+7%	-10%	+9%	-14%	+34%
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-26%	+34%	-29%	+44%	-48%	+52%

Tab. 5-3: Median über alle Bohrlöcher der unteren Grenze (Min) und oberen Grenze (Max) des Streubereichs der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz und der zugehörigen Verstärkungen für die Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

Abbildung 5-26 zeigt flächendeckend die Abweichung des Medians der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g vom Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g in Prozent. Die Abweichung beträgt in weiten Teilen des Gebietes +5 % bis +10 %, d.h., der Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit der Anregung von 0.01 g liegt in weiten Teilen des Gebietes 5 % bis 10 % über dem für die Anregung von 0.1 g. In den Randbereichen mit geringer Sedimentmächtigkeit kann diese Abweichung auf bis zu 30 % steigen. Die Abweichung kann bei den höheren Resonanzfrequenzen sogar noch höher liegen, da die Nichtlinearität bei höheren Frequenzen größeren Einfluss hat.

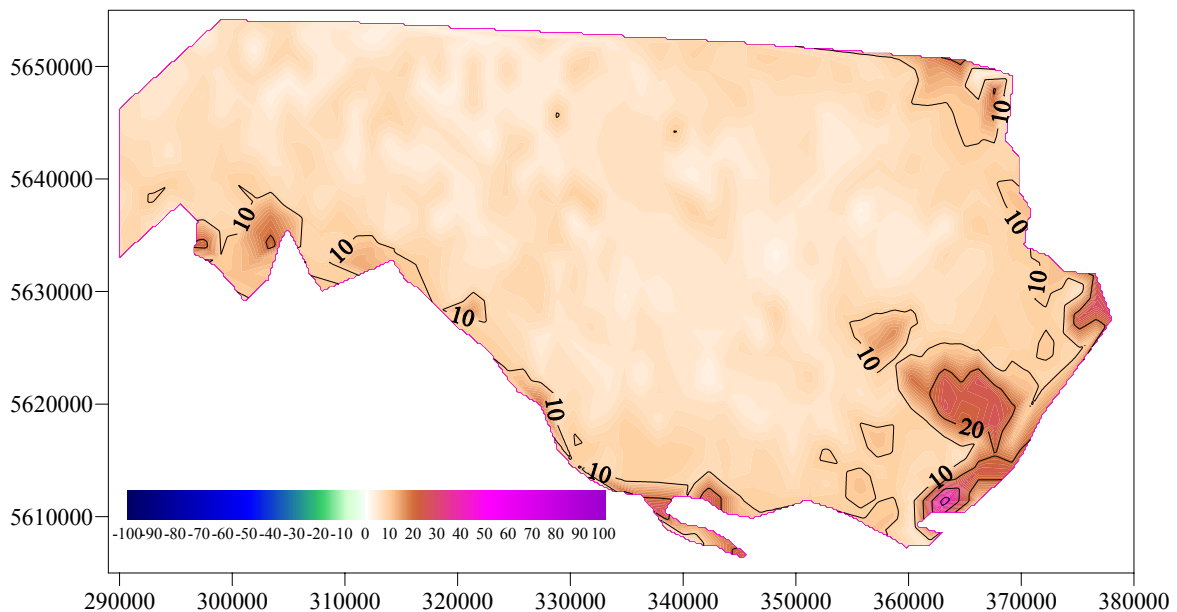


Abb. 5-26: Unterschied des Medians der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01g und 0.1g bezogen auf die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1g.

Der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g liegt in großen Teilen des Untersuchungsgebietes zwischen 10 % und 20 % über dem Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g (Abb. 5-27). In den Gebieten, wo die Verstärkungen bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g niedrige Verstärkungen aufweisen, zum Beispiel im Südwesten im Bereich der Festgesteine aus Sandstein und im Südosten im Bereich des Roisdorfer Horstes, sinkt die Abweichung auf 0 %. Die lokalen Anomalien im Süden mit extrem hohen Abweichungen sind auf die Nichtauswertbarkeit der Grundresonanzfrequenzen für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g an diesen Standorten zurückzuführen. Dort liegen bei einigen der 200 Verstärkungsfunktionen aufgrund der sehr geringen Sedimentmächtigkeit die Grundresonanzfrequenzen oberhalb des untersuchten Frequenzbereichs zwischen 0.1 Hz und 20 Hz. Diese Anomalien finden sich auch in Abb. 5-26, sie sind in den Frequenzen allerdings nicht so deutlich erkennbar.

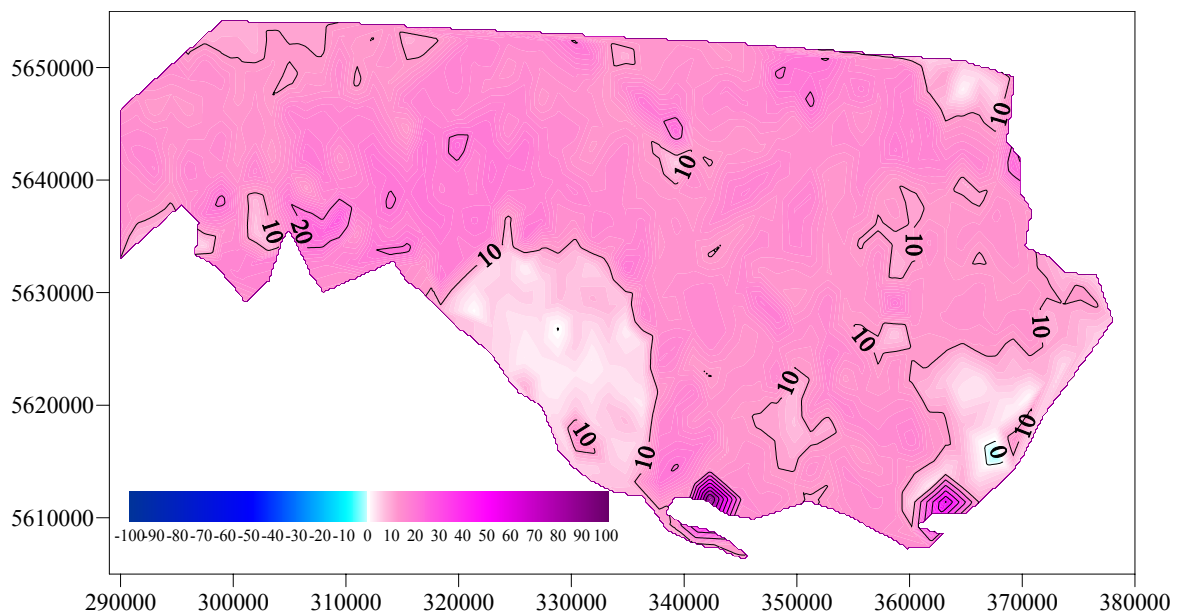


Abb. 5-27: Unterschied des Medians der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz zwischen den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g und 0.1 g bezogen auf die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g.

Abbildung 5-28 zeigt die Abweichung des Medians der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 1 g von dem Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g in Prozent. Die Abweichung beträgt in weiten Teilen des Gebietes -10 % bis -20 %, d.h., die Mediane der Grundresonanzfrequenzen für die Anregung mit 1 g liegen -10 % bis -20 % unter denen für die Anregung von 0.1 g.

Während die Abweichung im Beckentiefsten auf bis zu 0 % zurückgeht, steigt sie in den Randbereichen mit abnehmender Sedimentmächtigkeit auf bis zu -50 % an.

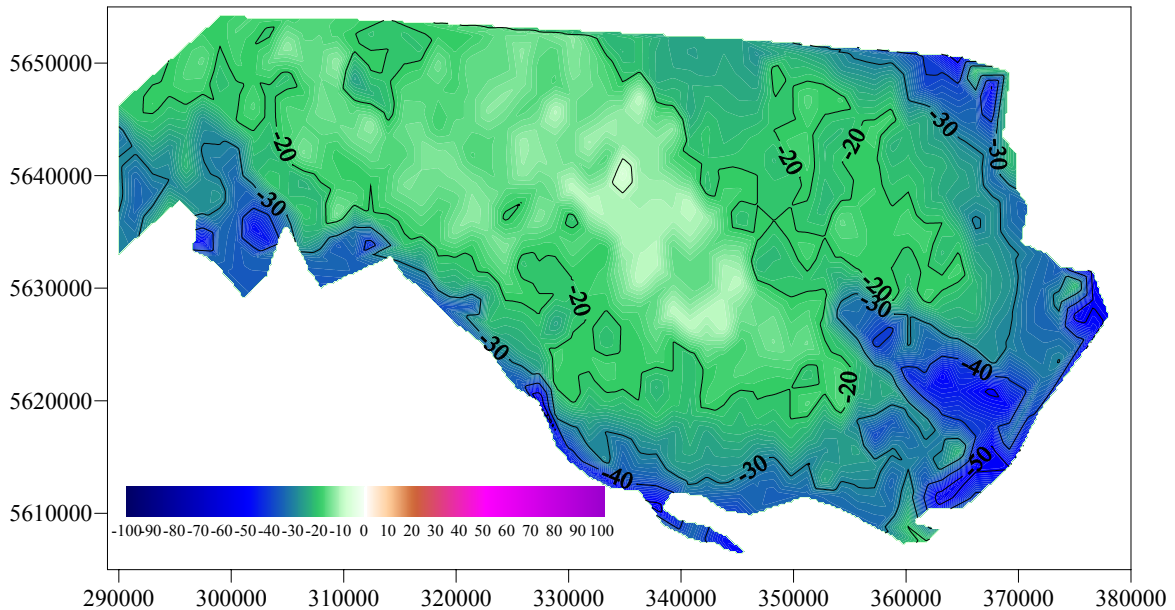


Abb. 5-28: Unterschied des Medians der Grundresonanzfrequenz zwischen den Berechnungen mit einer Anregung von 1 g und 0.1 g bezogen auf die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g.

Der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Berechnungen mit einer Anregung von 1 g liegen in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes 10 % bis 20 % unter denen der Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g (Abb. 5-29). In dem Gebiet, wo Sandstein den Festgesteinsuntergrund bildet, sinkt die Abweichung auf 0 %. Im Randbereich steigt sie mit abnehmender Sedimentmächtigkeit auf bis zu -40 %.

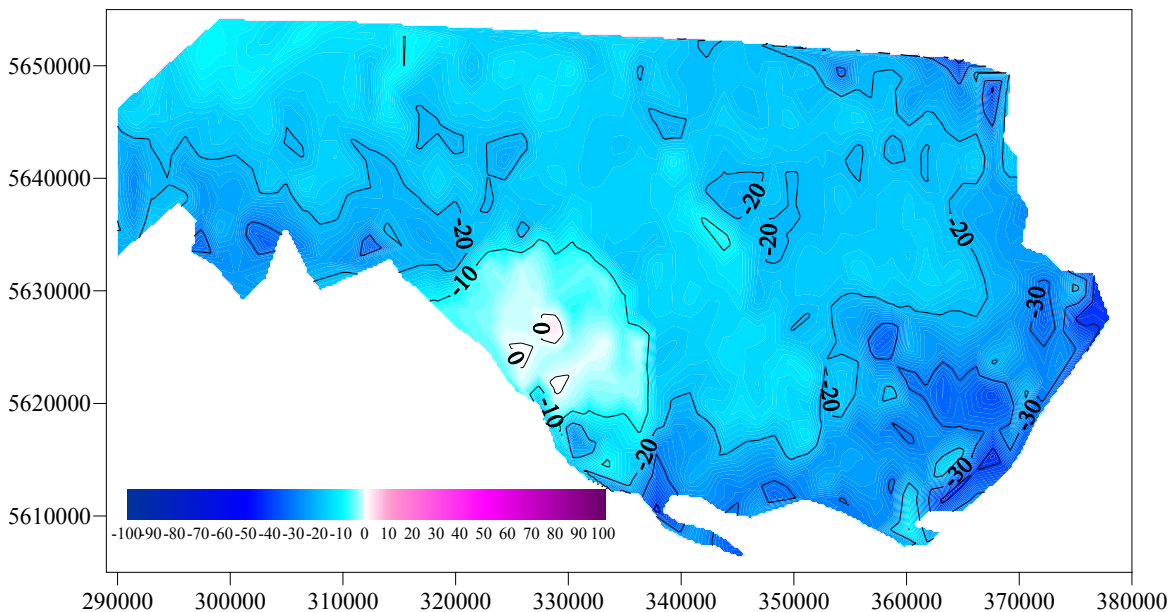


Abb. 5-29: Unterschied des Medians der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz zwischen den Berechnungen mit einer Anregung von 1 g und 0.1 g bezogen auf die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g.

### 5.3.5 Bodenantwort ausgewählter Standorte

Nachfolgend wird auf die Bodenantwortanalysen von Standorten, die als typisch für die einzelnen Regionen der südlichen NB angenommen werden können, sowie von Standorten, die Besonderheiten aufweisen, näher eingegangen, um die Abhängigkeit der Form der Verstärkungsfunktion vom Untergrundaufbau und der Anregungsstärke zu verdeutlichen.

#### 5.3.5.1 Standort Erft-Scholle

Die Abbildung 5-30 zeigt auf der linken Seite die Schichtfolge eines virtuellen Bohrlochs aus dem Beckentiefsten im Bereich der Erft-Scholle mit einer Sedimentmächtigkeit von ca. 1300 m. Die Schichtenfolge besteht aus einer Wechsellagerung von Sanden und Tonen mit eingeschalteten sehr mächtigen Braunkohleflözen, die auf einem Tonschiefer liegt. Die Oberfläche wird von sandigen Kiesen gebildet. Die stärksten Impedanzkontraste treten an den Schichtgrenzen der Braunkohle und an der Lockersediment-Festgesteins-Grenze auf (Abb. 5-30).

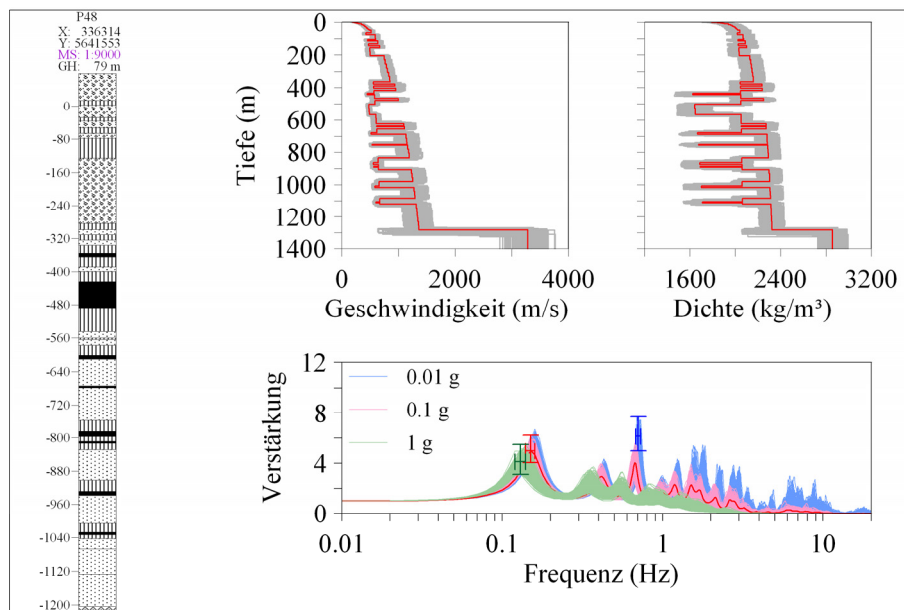


Abb. 5-30: Bohrprofil (links), Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0,01 g (blau), 0,1 g (rot) und 1 g (grün). Die Beschreibung des Bohrprofils erfolgt nach Abbildung 5-12. Die roten Kurven zeigen Geschwindigkeits- und Dichtekurven sowie die Verstärkungsfunktion eines Modells ohne Parametervariation für die Berechnungen mit einer Anregung von 0,1 g. Die Kreuze mit Fehlerbalken (unten) zeigen den Median und die Streuung der Resonanzfrequenzen (horizontal) und der zugehörigen Verstärkungen (vertikal). Die Lage der Kreuze markiert den Median der Resonanzfrequenz, bei dem der höchste Median der Verstärkung in der gesamten Verstärkungsfunktion auftritt.

Tabelle 5-4 zeigt die Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz sowie die Mediane der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen und die Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0,01 g, 0,1 g und 1 g. Während



bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g der maximale Median der Verstärkung beim Median der zweiten höheren Resonanzfrequenz auftritt, liegt dieser bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g und 1 g beim Median der Grundresonanzfrequenz (Abb. 5-30). Mit zunehmender Stärke der Anregung lässt sich eine deutliche Verschiebung der Grundresonanzfrequenzen zu niedrigeren Frequenzen hin beobachten. Auch die Verstärkungen werden geringer und die Dämpfung setzt bei niedrigeren Frequenzen ein. Die Verschiebung der Resonanzfrequenzen und die Verringerung der Verstärkung nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g nichtlinear zu.

	0.01			0.1			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-6%	0.16	+0%	-7%	0.150	+7%	-8%	0.13	+8%
Verstärkung bei der GRF	-14%	5.53	+21%	-19%	4.98	+25%	-24%	4.14	+33%
1. höhere Resonanzfrequenz	-5%	0.43	+2%	-5%	0.410	+5%	-9%	0.35	+6%
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-17%	3.45	+26%	-25%	2.97	+34%	-36%	2.51	+49%
2. höhere Resonanzfrequenz	-4%	0.705	+4%	-4%	0.67	+6%	-7%	0.70	+9%
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-19%	6.14	+26%	-25%	4.03	+39%	-30%	2.13	+55%

Tab. 5-4: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

Die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g ohne Parametervariationen spiegeln gut die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen für die jeweiligen Anregungen wider. Abbildung 5-30 zeigt dies exemplarisch für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g.

### 5.3.5.2 Standort Kölner-Scholle

Abbildung 5-31 zeigt die Schichtfolge für einen „typischen“ Standort im Bereich des Zentrums der Kölner Scholle. Die Sedimentmächtigkeit beträgt 410 m. Unter einer, die Oberfläche bildenden, Kiesschicht folgt eine Wechsellagerung von Sanden und Tonen mit Einschaltungen von geringmächtiger Braunkohle. Neben dem starken Impedanzkontrast an der Lockersediment-Festgesteins-Grenze zeigen sich weitere signifikante Impedanzkontraste an den Grenzen der Braunkohlenschichten (Abb. 5-31).

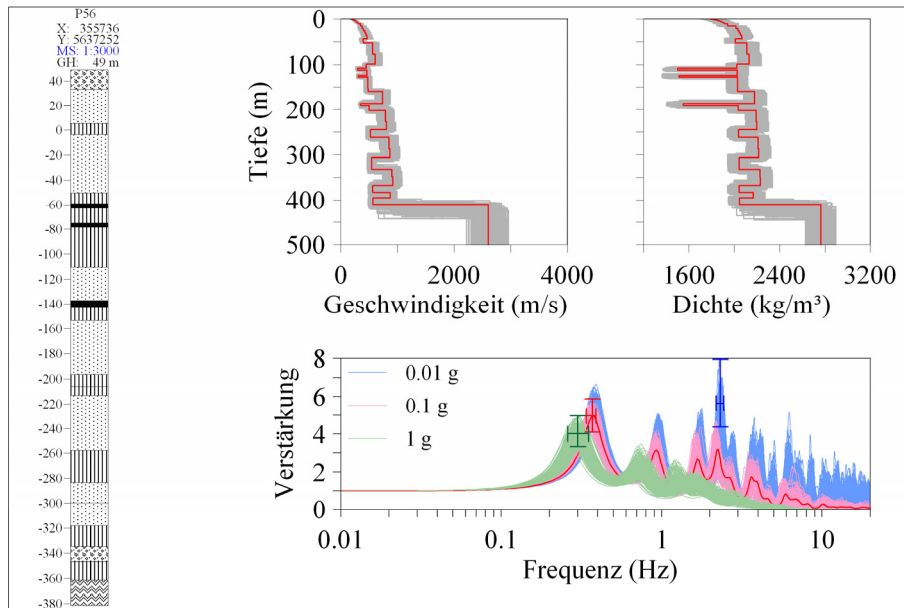


Abb. 5-31: Bohrprofil (links) und Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0.01 g (blau), 0.1 g (rot) und 1 g (grün). Beschreibung analog zu Abb. 5-30.

Tabelle 5-5 gibt die Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten, zweiten und dritten höheren Resonanzfrequenz sowie die Mediane der zugehörigen Verstärkungen und die Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g. Während bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g der Median der maximalen Verstärkung beim Median der dritten höheren Resonanzfrequenz liegt, tritt dieser bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g und 1 g beim Median der Grundresonanzfrequenz auf (Abb. 5-31). Mit zunehmender Stärke der Anregung lässt sich eine Verringerung der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen erkennen. Die Verschiebung der Resonanzfrequenzen und die Verringerung der Verstärkungen nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g nichtlinear zu.

Die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g ohne Parametervariationen geben gut die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen für die jeweiligen Anregungen wider. Abbildung 5-31 zeigt dies exemplarisch für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g.

	0.01 g			0.1 g			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-5%	0.380	+5%	-8%	0.370	+5%	-13%	0.300	+13%
Verstärkung bei der GRF	-18%	5.642	+18%	-18%	4.922	+18%	-16%	4.013	+33%
1. höhere Resonanzfrequenz	-7%	0.960	+5%	-9%	0.910	+7%	-13%	0.740	+16%
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-25%	4.024	+26%	-29%	3.174	+35%	-33%	2.301	+63%
2. höhere Resonanzfrequenz	-5%	1.730	+6%	-8%	1.650	+5%	-13%	1.330	+13%
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-29%	3.977	+36%	-43%	2.587	+67%	-48%	1.600	+77%
3. höhere Resonanzfrequenz	-6%	2.321	+6%	-5%	2.200	+8%	-13%	1.715	+74%
Verstärkung bei der 3. höheren RF	-23%	5.654	+41%	-32%	3.069	+54%	-77%	1.335	+52%

Tab. 5-5: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten, zweiten und dritten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

### 5.3.5.3 Standort südliche Rur-Scholle

Abbildung 5-32 zeigt die Schichtenfolge eines Standortes im Südwesten des Untersuchungsgebietes, wo Sand- und Mergelsteine den Festgesteinsuntergrund bilden. Die Sedimentmächtigkeit beträgt ca. 400 m. Das Sedimentpaket besteht aus einer Kiesschicht mit eingeschalteten Tonen, die auf einer Wechselfolge aus Sanden und Tonen mit einer eingelagerten Braunkohlenschicht liegen. In den Geschwindigkeits- und Dichteprofilen ist deutlich der geringere Impedanzkontrast zwischen Festgestein und Sediment gegenüber des vorher vorgestellten Standorts im Bereich der Kölner Scholle, wo ähnliche Sedimentmächtigkeiten auftreten, zu sehen.

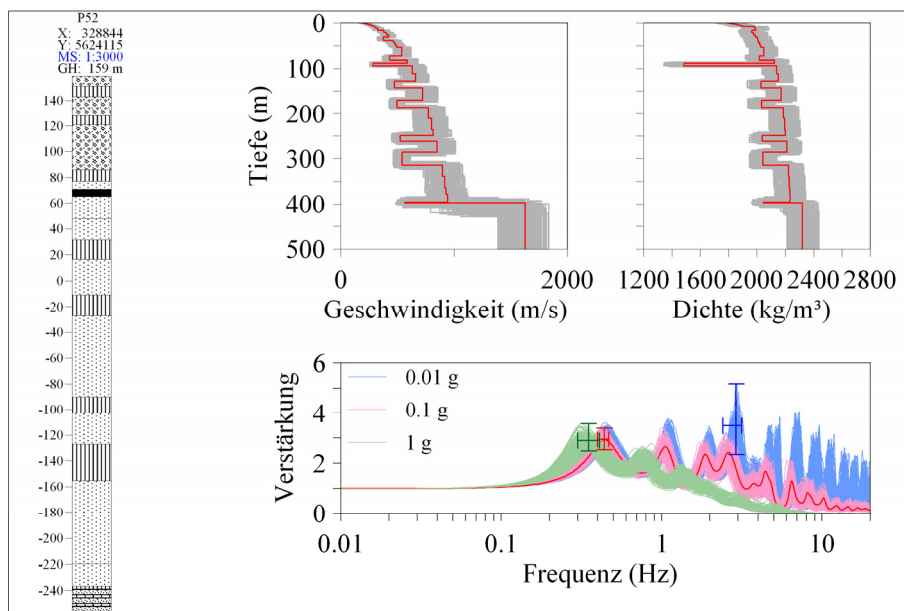


Abb. 5-32: Bohrprofil (links) und Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0.01 g (blau), 0.1 g (rot) und 1 g (grün). Beschreibung analog zu Abb. 5-30.

Tabelle 5-6 gibt die Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten, zweiten und dritten höheren Resonanzfrequenz sowie die Mediane der zugehörigen Verstärkungen und die Streubereiche für Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g an. Es zeigt sich für die Grundresonanzfrequenz erst bei der Berechnung mit einer Anregung von 1 g eine deutliche Verschiebung zu niedrigeren Frequenzen im Vergleich zu den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 0.01 g. Die Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz bleibt bei allen drei Anregungen in etwa konstant, es lässt sich kein eindeutiger Trend erkennen (Abb. 5-32). Die Verschiebung der höheren Resonanzfrequenzen und die Verringerung der zugehörigen Verstärkungen nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g nichtlinear zu.

	0.01 g			0.1 g			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-7%	0.460	+7%	-9%	0.440	+7%	-14%	0.350	+17%
Verstärkung bei der GRF	-14%	3.039	+19%	-14%	2.950	+15%	-14%	2.907	+23%
1. höhere Resonanzfrequenz	-5%	1.110	+7%	-8%	1.040	+8%	-14%	0.780	+13%
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-21%	3.050	+24%	-24%	2.624	+31%	-17%	2.198	+27%
2. höhere Resonanzfrequenz	-6%	1.970	+7%	-8%	1.840	+7%	-10%	1.348	+13%
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-24%	2.772	+26%	-28%	2.304	+28%	-19%	1.480	+33%
3. höhere Resonanzfrequenz	-17%	2.915	+8%	-11%	2.570	+10%	-	-	-
Verstärkung bei der 3. höheren RF	-33%	3.493	+48%	-22%	2.350	+37%	-	-	-

Tab. 5-6: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

Die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g ohne Parametervariationen zeichnet gut die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen für die jeweiligen Anregungen nach. Abbildung 5-32 zeigt dies am Beispiel der Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g.

#### 5.3.5.4 Standort Tagebau Hambach

Abbildung 5-33 zeigt die Schichtenfolge eines Standortes in einem Braunkohlentagebau. Die Sedimentmächtigkeit beträgt 460 m. Die Oberfläche wird durch eine sehr mächtige Braunkohlenschicht mit geringer Geschwindigkeit und Dichte gebildet. Diese liegt auf einer Wechsellagerung von Sanden und Tonen, die durch weitere Braunkohlenflöze immer wieder unterbrochen wird. Die Lockersediment-Festgesteins-Grenze besteht aus Sanden, die auf einem Tonschiefer liegen. Die Braunkohlenschichten weisen einen ebenso starken

Impedanzkontrast zum umgebenden Sediment auf, wie das Festgestein an der Lockersediment-Festgesteins-Grenze (Abb. 5-33).

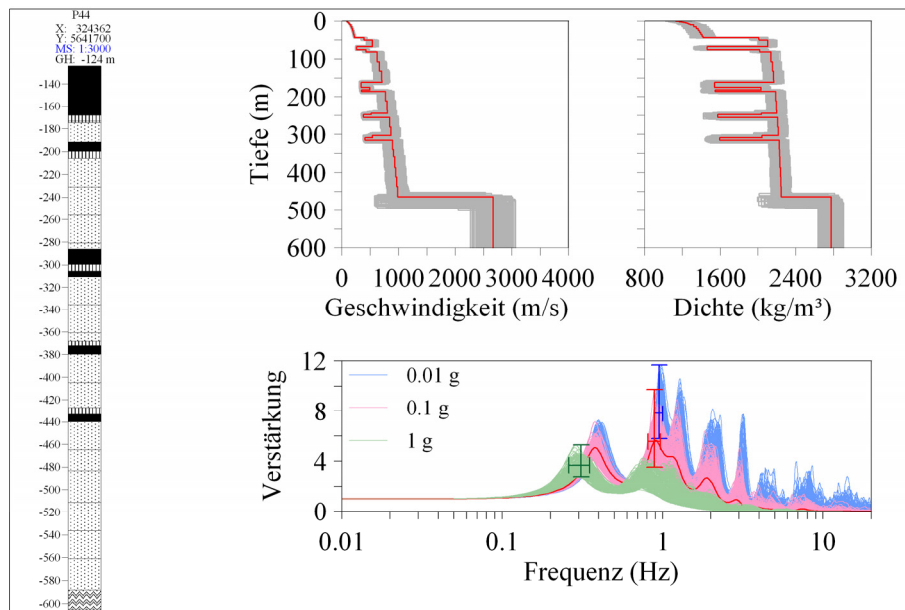


Abb. 5-33: Bohrprofil (links) und Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0.01 g (blau), 0.1 g (rot) und 1 g (grün) PGA. Beschreibung analog zu Abb. 5-30.

Tabelle 5-7 zeigt die Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz sowie die Mediane der zugehörigen Verstärkungen und die Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA. Während bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g und 0.1 g PGA der Median der maximalen Verstärkung beim Median der ersten höheren Resonanzfrequenz auftritt, liegt dieser bei den Berechnungen mit einer Anregung von 1 g PGA beim Median der Grundresonanzfrequenz (Abb. 5-33). Generell kommt es mit zunehmender Anregung zur Verringerung der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen. Die Verschiebung der Grundresonanzfrequenzen und die Verringerung der Verstärkungen nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g PGA und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g PGA nichtlinear zu.

Der Median der zweiten höheren Resonanzfrequenz ist bei den Berechnungen mit einer Anregung von 1 g PGA nicht auswertbar, da das Maximum der zweiten höheren Resonanzfrequenz in einigen Verstärkungsfunktionen nicht ausgeprägt ist. Die sehr große Streuung der zweiten höheren Resonanzfrequenz und der zugehörigen Verstärkung bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g PGA ergibt sich durch die Verschmelzung der Maxima der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz zu einem gemeinsamen

Maximum, so dass in einigen Fällen die dritte höhere Resonanzfrequenz mit ausgewertet wurde.

	0.01 g			0.1 g			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-8%	0.400	+5%	-8%	0.370	+10%	-16%	0.310	+13%
Verstärkung bei der GRF	-20%	6.038	+21%	-23%	5.087	+41%	-25%	3.693	+43%
1. höhere Resonanzfrequenz	-6%	0.950	+5%	-9%	0.890	+9%	-17%	0.770	+17%
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-26%	7.816	+50%	-36%	5.568	+75%	-38%	2.806	+52%
2. höhere Resonanzfrequenz	-9%	1.250	+9%	-14%	1.250	+209%	-	-	-
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-32%	6.324	+68%	-98%	4.067	+120%	-	-	-

Tab. 5-7: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

Die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen ohne Parametervariationen spiegeln gut die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen für die jeweiligen Anregungen wider. Abbildung 5-34 zeigt dies exemplarisch für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g PGA.

### 5.3.5.5 Standort südliche Kölner-Scholle

Abbildung 5-34 zeigt die Schichtenfolge eines Standortes im Süden der NB. Die Lockergesteinmächtigkeit beträgt 90 m. Die Schichtenfolge wird durch mächtige Tuffe gebildet, an deren Basis eine Tonschicht eingeschaltet ist. Die Tuffe liegen auf einer Tonschicht, die mit den darunter liegenden Tonschiefern die Lockersediment-Festgesteins-Grenze bildet. Neben dem Lockersediment-Festgesteins-Kontrast existieren an den eingeschalteten Tonschichten weitere schwächere Impedanzkontraste (Abb. 5-34).

Tabelle 5-8 zeigt die Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz sowie die Mediane der zugehörigen Verstärkungen für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA. Bei den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g PGA tritt der Median der maximalen Verstärkung beim Median der ersten höheren Resonanzfrequenz auf, während bei der Berechnung mit einer Anregung von 1 g PGA der Median der maximalen Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz liegt. Es lässt sich eine Verschiebung der Grundresonanzfrequenzen zu niedrigeren Frequenzen sowie eine Abnahme der Verstärkungen mit zunehmender Anregungsstärke erkennen. Die Verschiebung der Grundresonanzfrequenz und die Verringerung der Verstärkung bei allen

Resonanzfrequenzen nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g PGA und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g PGA nichtlinear zu. Die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA ohne Parametervariationen spiegeln bis auf geringe Abweichungen gut die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen wider. Abbildung 5-35 zeigt dies am Beispiel für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g PGA.

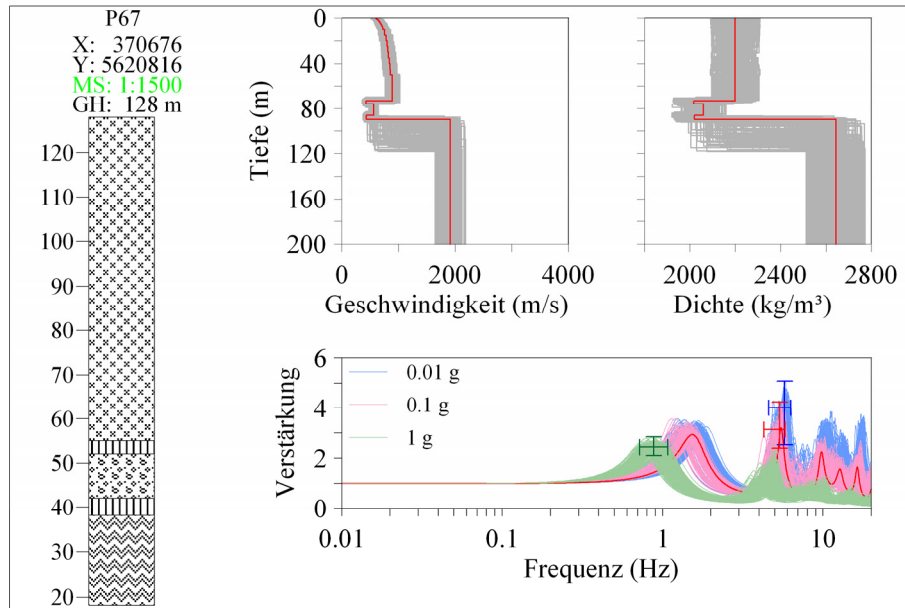


Abb. 5-34: Bohrprofil (links) und Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0.01 g (blau), 0.1 g (rot) und 1 g (grün). Beschreibung analog zu Abb. 5-30.

	0.01 g			0.1 g			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-30%	1.650	+13%	-23%	1.530	+11%	-18%	0.880	+23%
Verstärkung bei der GRF	-15%	3.034	+18%	-17%	2.940	+20%	-14%	2.443	+16%
1. höhere Resonanzfrequenz	-20%	5.765	+9%	-20%	5.480	+8%	-19%	4.414	+20%
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-37%	4.020	+26%	-24%	3.210	+35%	-46%	1.388	+85%
2. höhere Resonanzfrequenz	-34%	10.145	+13%	-34%	9.800	+24%	-36%	7.932	+46%
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-51%	2.797	+31%	-43%	2.250	+40%	-50%	0.731	+95%

Tab. 5-8: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g.

### 5.3.5.6 Standort südlicher Randbereich der Niederrheinischen Bucht

Abbildung 5-35 zeigt die Schichtenfolge eines am äußersten Rand der NB liegenden Standortes. Die Sedimentmächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Die Schichtenfolge besteht aus Lehm, der auf Tonschiefer liegt. In den Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profilen lässt sich deutlich die Verwitterungsschicht erkennen, deren Mächtigkeit bis zu 30 m betragen kann.

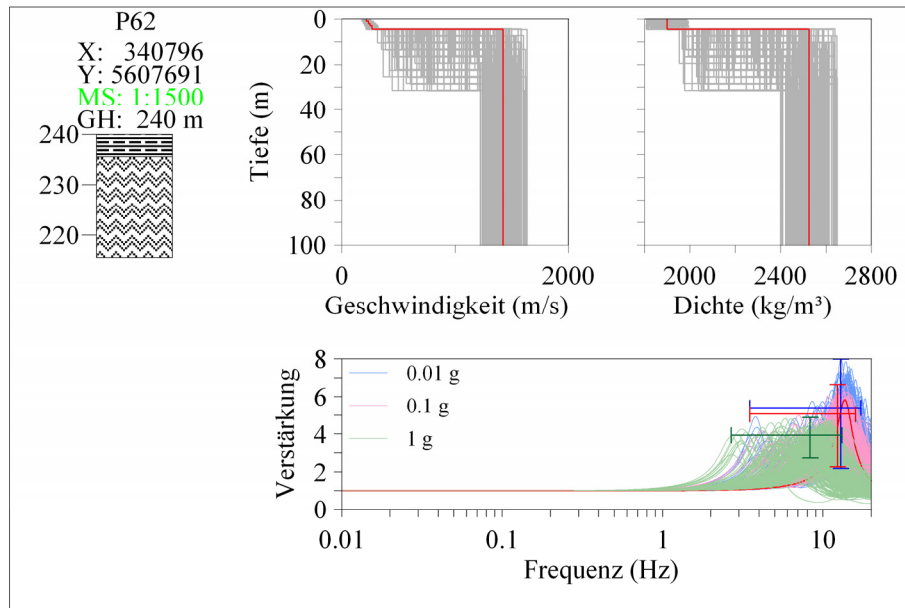


Abb. 5-35: Bohrprofil (links) und Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefenprofile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0.01 g (blau), 0.1 g (rot) und 1 g (grün) PGA. Beschreibung analog zu Abb. 5-30.

Tabelle 5-9 listet den Median der Grundresonanzfrequenz sowie den Median der zugehörigen Verstärkung und die Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA auf. In den Verstärkungsfunktionen lässt sich deutlich der große Einfluss der Verwitterungsschicht erkennen. Dieser führt zu einer starken Streuung der Grundresonanzfrequenz und der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz. Es lässt sich eine Verschiebung der Grundresonanzfrequenzen zu niedrigeren Frequenzen sowie eine Abnahme der Verstärkungen mit zunehmender Anregungsstärke erkennen (Abb. 5-35). Die Verschiebung der Grundresonanzfrequenz und die Verringerung der Verstärkung nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g PGA und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g PGA nichtlinear zu.



Bei den Berechnungen sind die erste und zweite höhere Resonanzfrequenz nicht auswertbar, da diese in einigen Verstärkungsfunktionen oberhalb des untersuchten Frequenzbereichs zwischen 0.1 Hz und 20 Hz liegen.

	0.01 g			0.1 g			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-73%	12.900	+34%	-72%	12.325	+30%	-68%	8.310	+58%
Verstärkung bei der GRF	-59%	5.410	+48%	-55%	5.065	+31%	-31%	3.938	+24%
1. höhere Resonanzfrequenz	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2. höhere Resonanzfrequenz	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 5-9: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA.

Es zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA ohne Parametervariationen und den Medianen der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen für die jeweiligen Anregungen. Abbildung 5-36 zeigt dies exemplarisch für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g PGA.

### 5.3.5.7 Standort südöstlicher Randbereich der Niederrheinischen Bucht

In Abbildung 5-36 ist die Schichtenfolge eines Standortes am Rand der NB mit einer geringmächtigen Kiesschicht dargestellt. In den Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profilen ist deutlich die bis zu 30 m mächtige Verwitterungsschicht zu erkennen.

Tabelle 5-10 gibt die Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz sowie die Mediane der zugehörigen Verstärkungen und die jeweiligen Streubereiche für die Anregungen mit 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA an. Es lässt sich deutlich der starke Einfluss der Verwitterungsschicht und die damit verbundene starke Streuung erkennen. Mit zunehmender Mächtigkeit der Verwitterungsschicht zeigt sich eine Abnahme der Grundresonanzfrequenzen und der Verstärkungen (Abb. 5-36). Die Verschiebung der Grundresonanzfrequenz und die Verringerung der zugehörigen Verstärkung nimmt zwischen den Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g und 0.1 g PGA und den Berechnungen mit den Anregungen von 0.1 g und 1 g PGA nichtlinear zu.

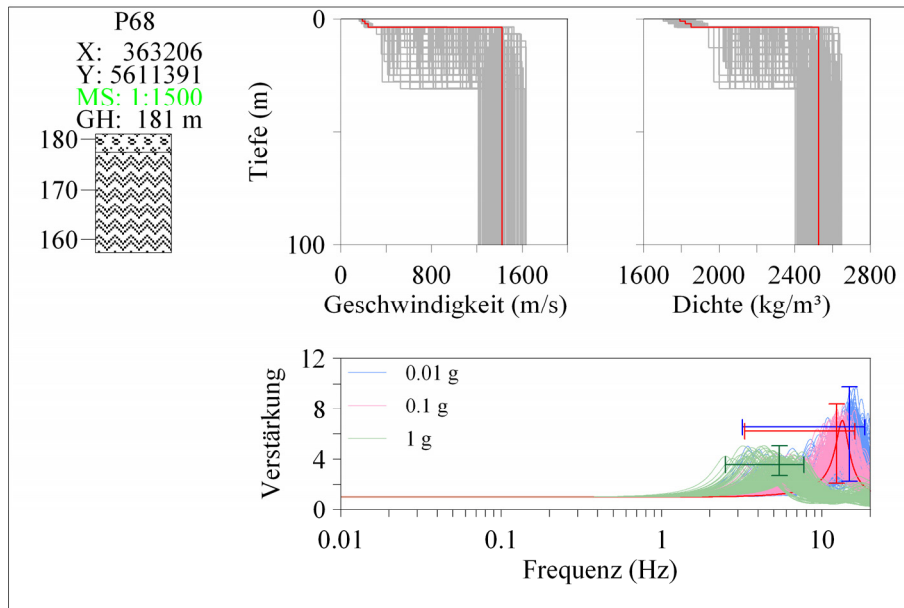


Abb. 5-36: Bohrprofil (links) und Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Profile (grau) der Parametermodelle (oben) sowie die berechneten Verstärkungsfunktionen (unten) für eine Anregung von 0.01 g (blau), 0.1 g (rot) und 1 g (grün) PGA. Beschreibung analog zu Abb. 5-30.

	0.01 g			0.1 g			1 g		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
Grundresonanzfrequenz	-78%	14.795	+25%	-73%	13.390	+30%	-53%	5.420	+42%
Verstärkung bei der GRF	-65%	6.552	+50%	-66%	7.069	+35%	-24%	3.593	+41%
1. höhere Resonanzfrequenz	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Verstärkung bei der 1. höheren RF	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2. höhere Resonanzfrequenz	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Verstärkung bei der 2. höheren RF	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 5-10: Auflistung der Mediane der Grundresonanzfrequenz, der ersten und zweiten höheren Resonanzfrequenz, der Mediane der zugehörigen Verstärkungen und der jeweiligen Streubereiche für die Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA.

Bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g und 1 g PGA sind die erste und zweite höhere Resonanzfrequenz nicht auswertbar, da diese oberhalb des untersuchten Frequenzbereichs zwischen 0.1 Hz und 20 Hz liegen.

Die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA ohne Parametervariationen zeigen deutliche Unterschiede zu den Medianen der Resonanzfrequenzen und den Medianen der zugehörigen Verstärkungen der 200 Variationsrechnungen für die jeweiligen Anregungen. Abbildung 5-36 stellt dies beispielhaft für die Berechnung mit einer Anregung von 0.1 g PGA dar.

## 5.4 Diskussion

Die Ergebnisse der eindimensionalen Bodenantwortanalysen mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA an 670 Standorten in der südlichen Niederrheinischen Bucht zeigen, dass die Resonanzfrequenzen durch die Tiefenlage von großen Impedanzkontrasten im Untergrund, vor allem durch den Kontrast zwischen Sediment und Festgestein und an weichen Braunkohlenschichten, bestimmt werden. Die Grundresonanzfrequenz, die sich aus der Tiefe der Lockersediment-Festgesteins-Grenze, die meist den größten Impedanzkontrast im Untergrundprofil aufweist, ergibt, zeichnet sehr gut die tektonischen Großstrukturen mit ihren unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten nach. Die höheren Resonanzfrequenzen werden durch die Tiefenlagen von Impedanzkontrasten im flacheren Untergrund und den höheren Moden der Grundresonanzfrequenz beeinflusst.

Die Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen ergeben sich aus der Stärke der Impedanzkontraste im Untergrund und den Absorptionseigenschaften der Schichten. Während die Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz wesentlich aus der Stärke des Impedanzkontrastes zwischen Sediment und Festgestein resultiert, werden die Verstärkungen bei den höheren Resonanzfrequenzen durch die Stärke der weiteren Impedanzkontraste innerhalb des Sedimentpaketes bestimmt.

Da die Stärke der Anregung einen großen Einfluss auf die Bodenantwortanalyse hat, weisen die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA eines Standortes teilweise deutliche Unterschiede auf. Es zeigt sich eine generelle Verschiebung der Resonanzfrequenzen zu niedrigeren Frequenzen. Diese Verschiebung nimmt nichtlinear mit zunehmender Anregung bezogen auf die jeweils schwächere Anregung der drei Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA zu. Aufgrund der stärkeren Wirkung der Dämpfung auf Schwingungen mit einer hohen Frequenz, lässt sich die Wirkung der nichtlinearen Zunahme der Dämpfung mit zunehmender Anregung vor allem bei hohen Frequenzen beobachten. Dieser Effekt führt zu wachsender Dominanz der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz mit zunehmender Anregungsstärke. Dadurch wird die Frequenz, bei der die maximale Verstärkung auftritt, vor allem bei starken Anregungen durch die Anregungsstärke entscheidend beeinflusst. Während bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g PGA die maximale Verstärkung an den meisten Standorten bei den höheren Resonanzfrequenzen auftritt, meist der ersten oder zweiten höheren Resonanzfrequenz, liegt die maximale Verstärkung bei den Berechnungen mit einer

Anregung von 0.1 g PGA größtenteils bei der Grundresonanzfrequenz. Nur noch in Ausnahmefällen, an Standorten mit starken Impedanzkontrasten innerhalb des Sedimentpakets, tritt die maximale Verstärkung oberhalb der Grundresonanzfrequenz auf. Bei den Berechnungen mit einer Anregung von 1 g PGA liegt die maximale Verstärkung an allen Standorten bei der Grundresonanzfrequenz.

Mit zunehmender Stärke der Anregung lässt sich eine generell größer werdende relative Streuung der Resonanzfrequenzen in den 200 Variationsrechnungen pro virtuellem Bohrloch erkennen. Auch die relative Streuung der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen nimmt mit stärker werdender Anregung generell zu. Die prozentuale Streuung der Resonanzfrequenzen ist jedoch bei gleich bleibender Anregung relativ konstant und unabhängig von der Höhe der Resonanzfrequenz. Bei den Verstärkungen zeigt sich ein anderes Bild. Hier kommt es bei gleich bleibender Anregung mit zunehmender Höhe der Resonanzfrequenz zu einer stärkeren Streuung.

Die Ergebnisse der Modellierung der Bodenantwort zeigen, dass bei starken Anregungen ( $PGA > 0.1$  g), vor allem in den äußeren Randbereichen der südlichen Niederrheinischen Bucht mit Sedimentmächtigkeiten kleiner als 200 m, die höchsten Verstärkungen im bauwerksrelevanten Frequenzbereich zwischen 1 Hz und 10 Hz auftreten. Dagegen treten in den Gebieten mit größeren Sedimentmächtigkeiten, wie dem zentralen Bereich der Kölner-Scholle, der Erft-Scholle und der Rur-Scholle, die höchsten Verstärkungen im Frequenzbereich kleiner 1 Hz, in dem die Eigenfrequenzen von Hochhäusern und Brücken liegen können, auf. Bei Anregungen, die wesentlich kleiner als 0.1 g PGA sind, treten auch noch bei den höheren Resonanzfrequenzen sehr hohe Verstärkungen auf, die bei der Auslegung von Gebäuden für den Lastfall Erdbeben berücksichtigt werden müssen. Bei diesen Anregungen tritt die maximale Verstärkung häufig oberhalb der Grundresonanzfrequenz auf.

Sowohl die großen Streuungen der Resonanzfrequenzen, vor allem an Standorten mit sehr geringen Sedimentmächtigkeiten, als auch die großen Streuungen in den Verstärkungen zeigen, dass eine präzise Abschätzung der Resonanzfrequenzen und Verstärkungen, eine genaue Kenntnis des Untergrundes erfordert. So hat die Mächtigkeit und Ausprägtheit der Verwitterungsschicht einen großen Einfluss auf die Verstärkungsfunktion. Außerdem resultieren Unsicherheiten in den Ergebnissen der Bodenantwortanalyse aus der Unkenntnis

der physikalischen Eingangsparameter. Für das Untersuchungsgebiet ergeben sich zum Beispiel Unsicherheiten an Standorten mit großen Sedimentmächtigkeiten aus der Unkenntnis der Geschwindigkeiten und Dichten der Lockersedimente im tieferen Untergrund. Für diese existieren keine materialspezifischen Messwerte für Geschwindigkeit und Dichte für Tiefen unterhalb von 200 m. Dies ist insofern problematisch, da der Impedanzkontrast an der Lockersediment-Festgesteins-Grenze einen sehr großen Einfluss auf die Verstärkungsfunktion besitzt. Auch Fehler in der Annahme des Scher- und Dämpfungsverhaltens können zu gravierenden Abweichungen der Modellierungsergebnisse von der tatsächlich auftretenden Bodenantwort führen. Dies zeigt die geringe Aussagekraft von Modellierungen der Bodenantwort, die keine Unsicherheiten in den Eingangsparametern berücksichtigen, da bei diesem Vorgehen weder eine Abschätzung der Qualität der Ergebnisse, noch des Einflusses möglicher Fehler in der Annahme der Eingangsparameter möglich ist. Dass schon relativ geringe Unterschiede in den Parametern zu großen Änderungen in den Ergebnissen der Bodenantwort führen können, zeigen die vorliegenden Ergebnisse.

## **6 Verifizierung der Ergebnisse und Vergleich mit anderen Studien**

Für den Südosten der Niederrheinischen Bucht und den Großraum Köln wurden zahlreiche Studien zur Abschätzung der Bodenantwort bzw. der Bestimmung der Grundresonanzfrequenz des Untergrundes durchgeführt (z.B. Bormann, Parolai & Milkereit, 2004; Hinzen, Weber & Scherbaum, 2004; Röhner & Savidis, 2005; Tyagunov, Hollnack & Wenzel, 2006). Nachfolgend wird die modellierte Bodenantwort der vorliegenden Arbeit, wie sie in Kapitel 5 erläutert wurde, verglichen mit Ergebnissen aus früheren Studien, die andere Verfahren verwendeten wie z.B. der „H/V noise ratio“- (Bormann, Parolai & Milkereit, 2004), der „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode und der Modellierung der Bodenantwort unter Annahme eines linearen Materialverhaltens in Bezug auf Scherfestigkeit und Dämpfung (Tyagunov, Hollnack & Wenzel, 2006).

### **6.1 Abschätzung der Bodenantwort mittels der H/V-Methode**

#### **6.1.1 „H/V noise ratio“-Methode**

Bormann, Parolai & Milkereit (2004) führten im Rahmen des DFNK-Projektes (Deutsches Forschungsnetzwerk Naturkatastrophen) Untersuchungen über die Grundresonanzfrequenz des Untergrundes im Südosten der Niederrheinischen Bucht mittels der „H/V-noise ratio“-Methode (siehe Kapitel 2) durch. Diese Methode basiert auf der Arbeit von Nakamura (1989). Bormann, Parolai & Milkereit (2004) führten an fast 400 Standorten im Südosten der NB kurzzeitige Bodenunruhemessungen durch und bestimmten aus den H/V-Spektren der Bodenunruheaufzeichnungen die Grundresonanzfrequenz des Untergrundes (Abb. 6-1).

Auf die Konturkarten der Grundresonanzfrequenzen aus den H/V-Messungen sind Isolinien (rot) des Medians der Grundresonanzfrequenz aus den Variationsrechnungen der vorliegenden Arbeit mit Anregungen von 0.01 g (A), 0.1 g (B) und 1 g (C) projiziert. Es ergeben sich nur geringe Abweichungen zwischen der aus dem H/V-Spektrum bestimmten Grundresonanzfrequenz und dem Median der Grundresonanzfrequenz aus den Variationsrechnungen für die Anregungen von 0.01 g und 0.1 g. Fast im gesamten dargestellten Untersuchungsgebiet liegen diese Abweichungen innerhalb des Streubereichs der Grundresonanzfrequenz, der sich aus den Variationsrechnungen ergibt. Nur im Osten des

Gebietes, im Bereich sehr flacher Sedimente, kommt es zu Abweichungen von bis zu 1 Hz. Dagegen lassen sich große Abweichungen zwischen der aus dem H/V-Spektrum bestimmten Grundresonanzfrequenz und dem Median der Grundresonanzfrequenz aus den Variationsrechnungen für die Anregungen von 1 g erkennen. Diese zeigen deutlich, dass die „H/V-noise ratio“-Methode das nichtlineare Verhalten der Lockersedimente bei starken Anregungen nicht berücksichtigt. Daher erlaubt diese Methode nur bei Anregungen, die kein signifikantes nichtlineares Materialverhalten verursachen, eine zuverlässige Abschätzung der Grundresonanzfrequenz.

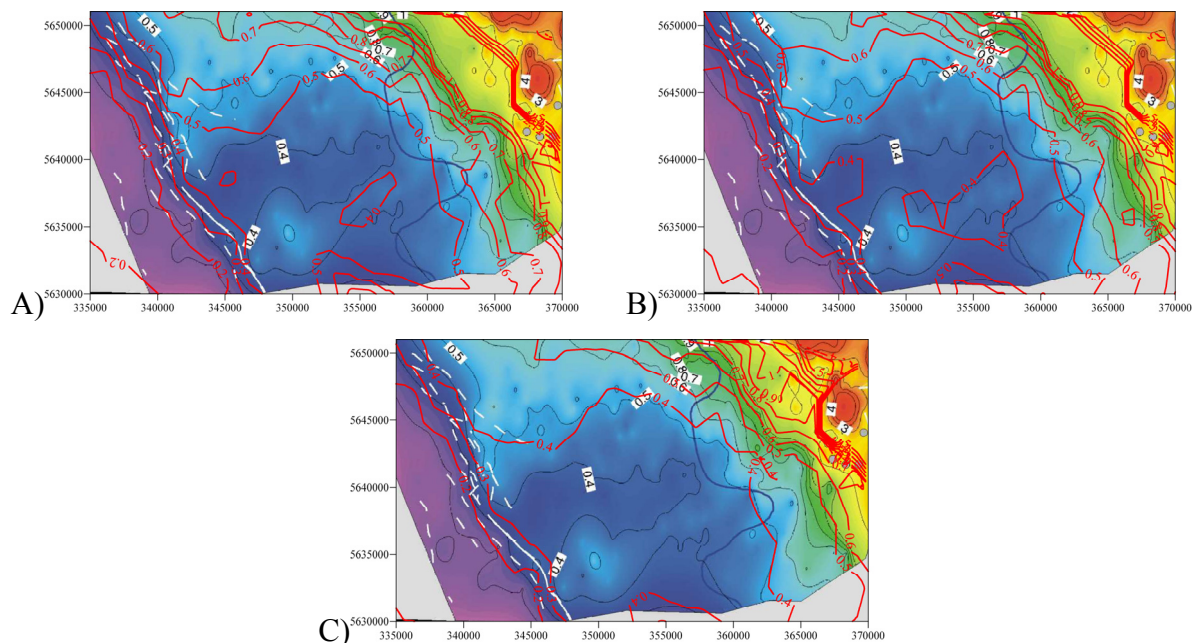


Abb. 6-1: Konturkarte der Grundresonanzfrequenz (Hz) aus der Studie von Bormann, Parolai & Milkereit (2004) (farbiger Hintergrund) mit Isolinien gleichen Medians der Grundresonanzfrequenz (Hz) der 200 Variationsrechnungen (rote Linien) für die Anregungen von 0.01 g (A), 0.1 g (B) und 1 g (C) für den Südosten der Niederrheinischen Bucht.

Die gute Übereinstimmung der experimentell gefundenen Werte der Grundresonanzfrequenz von Bormann, Parolai & Milkereit (2004) mit den hier ermittelten Werten für die Anregung mit geringer und moderater Stärke zeigen, dass das geologische Modell mit der Zuordnung der geophysikalischen Parameter zu praxisnahen Ergebnissen führt. Die Abweichungen bei der starken Anregung zeigen aber auch, wie wichtig die Modellierung als Zusatz zu den Felduntersuchungen ist.

### 6.1.2 „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode

Mit Hilfe der „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode (Lacave, Bard & Koller, 1999) wurde die Bodenantwort an 8 Standorten im Bereich der südlichen NB für das Erdbeben bei Alsdorf am 22.07.2002 mit einer Lokalmagnitude von 4.9 (Hinzen, 2005) abgeschätzt. Parallel dazu wurde die Bodenantwort für das Erdbeben bei Alsdorf mit dem hier vorgestellten Modell ermittelt.

Zur Abschätzung der Bodenantwort an den ausgewählten Lockersedimentstandorten mittels der „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode wurden aus dem S-Wellenanteil der Aufzeichnungen der einzelnen Komponenten jeder der in Abbildung 6-2 dargestellten Stationen Fourierspektren aus zwei Minuten langen Zeitfenstern berechnet. Die Fenster wurden so festgelegt, dass sie sich um eine Minute überlappen. Die Einzelspektren der Komponenten wurden gemittelt. Die gemittelten Spektren der horizontalen Komponenten wurden vektoriell addiert und durch das Spektrum der vertikalen Komponente dividiert. Das resultierende H/V-Spektrum wurde mit der Methode von Konno & Ohmachi (1998) geglättet. Um den Effekt der freien Oberfläche auszuschließen und so einen Vergleich mit den Verstärkungen der Modellrechnungen zu ermöglichen, wurden die H/V-Spektren durch den Faktor 2 dividiert.

Die Bodenantworten der Standorte wurden in Form von Verstärkungsfunktionen aus Dekonvolutionsrechnungen ermittelt. Für diese wurden die Aufzeichnungen der E-Komponenten der Stationen in ein SHAKE91-kompatibles Format umgewandelt und der Oberfläche zugeordnet.

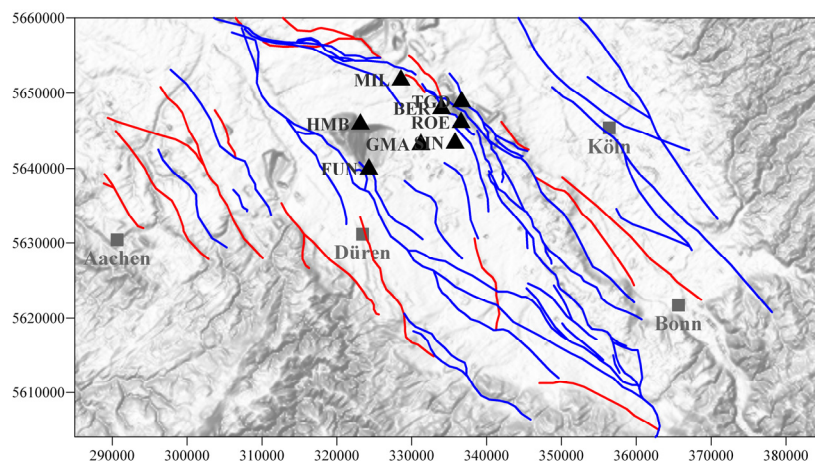


Abb. 6-2: Lage der Stationen, deren Aufzeichnungen zur Abschätzung der Bodenantwort verwendet wurden. Die roten und blauen Linien zeigen den Verlauf der nach Osten (rot) bzw. Westen (blau) einfallenden Störungen.



Für die Stationsstandorte wurden virtuelle Bohrlöcher aus dem geologischen Modell erstellt und den Schichten die geophysikalischen Parameter, wie in Kapitel 5 beschrieben, zugeordnet. Für jede Station wurden 200 Variationsrechnungen durchgeführt und aus diesen die Mediane, die Maxima und Minima für die Resonanzfrequenzen und die Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen ermittelt.

Abbildung 6-3 zeigt die H/V-Spektren aus den Aufzeichnungen des Alsdorf Bebens (blau), die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen (rote Kreuze) aus den Variationsrechnungen für die Stationen BER (A), FUN (B), GMA (C) und HMB (D). Die Fehlerbalken an den Kreuzen geben den Streubereich der Resonanzfrequenzen in der Horizontalen und den Streubereich der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen in der Vertikalen an.

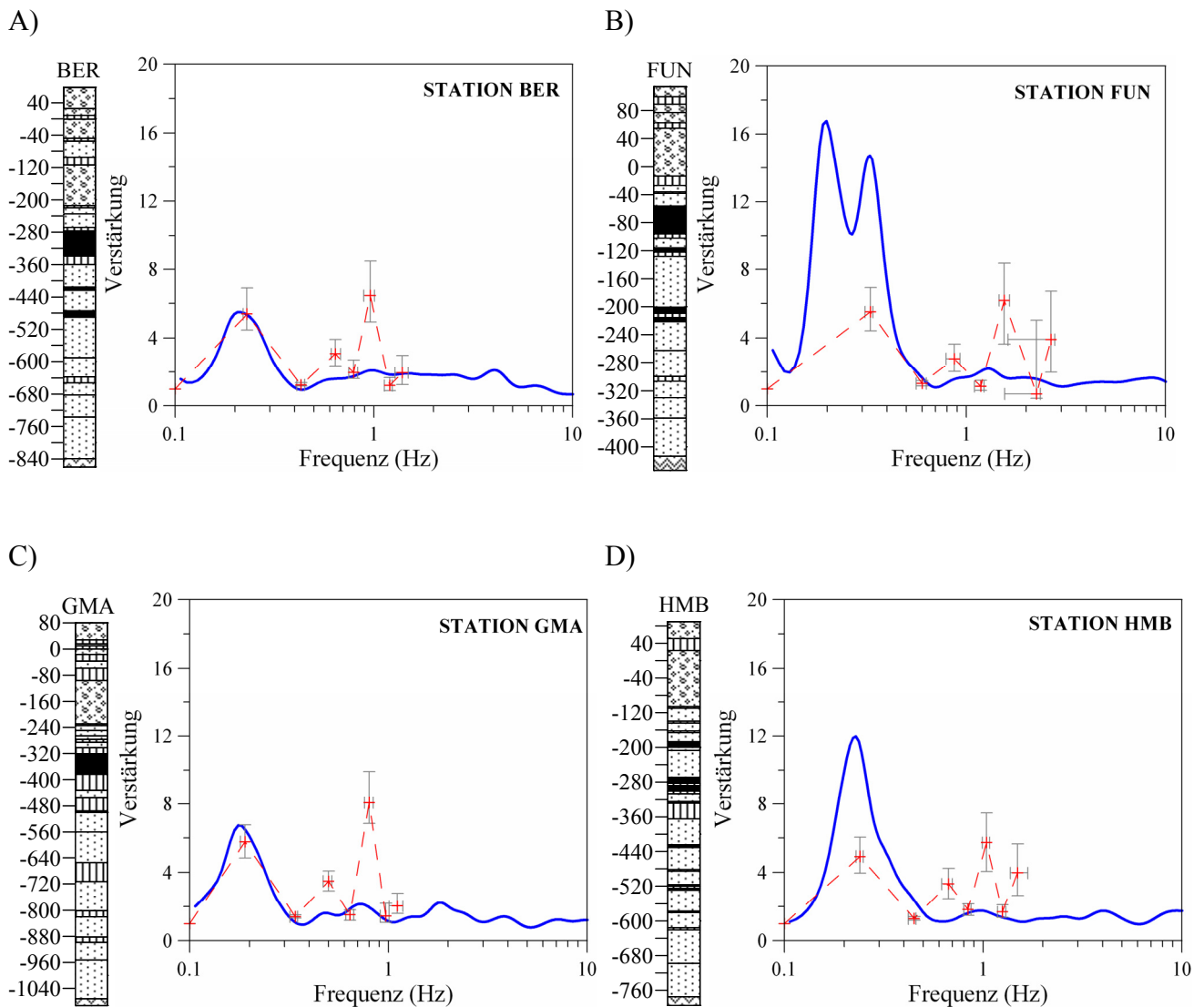


Abb. 6-3: Abschätzung der Bodenantwort mittels der "H/V spectral ratio of weak motion"-Methode (blaue Kurve), Mediane der Resonanzfrequenzen und Mediane der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen (rote Kreuze) sowie die Streubereiche (Fehlerbalken) der Modellierung der Bodenantwort für die Stationen BER, FUN, GMA und HMB.

Für die Station BER (Abb. 6-3 A) ergeben sich sehr gute Übereinstimmungen zwischen Median der Grundresonanzfrequenz sowie dem Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Variationsrechnungen und der Grundresonanzfrequenz sowie der Amplitude bei der Grundresonanzfrequenz des H/V-Spektrums. Die höheren Resonanzfrequenzen zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen Variationsrechnungen und H/V-Spektrum. Dagegen zeigen sich große Abweichungen zwischen den Verstärkungen bei den höheren Resonanzfrequenzen und den Amplituden des H/V-Spektrums (Anhang D, Tab. 6-1).

Bei der Station FUN (Abb. 6-3 B) zeigt sich nur eine Übereinstimmung bei der Grundresonanzfrequenz. Für die Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz lässt sich ein großer Unterschied erkennen (Anhang D, Tab. 6-2).

Die Station GMA (Abb. 6-3 C) zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen dem H/V-Spektrum und den Ergebnissen der Variationsrechnungen. Die Resonanzfrequenzen stimmen sehr gut überein und auch die Amplitude bei der Grundresonanzfrequenz liegt innerhalb des Streubereichs der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Variationsrechnungen (Anhang D, Tab. 6-3).

Für die Station HMB (Abb. 6-3 D) liegt die Grundresonanzfrequenz aus dem H/V-Spektrum innerhalb des Streubereichs der Grundresonanzfrequenz, die aus der Modellierung ermittelt wurde. Bei den höheren Resonanzfrequenzen zeigen sich jedoch keine guten Übereinstimmungen (Anhang D, Tab. 6-4).

Abbildung 6-4 zeigt das H/V-Spektrum aus den Aufzeichnungen des Alsdorfbebens für die Stationen MIL (A), ROE (B), SIN (C) und TGD (D) sowie die Mediane der Resonanzfrequenzen und die Mediane der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen aus den Variationsrechnungen.

Beim H/V-Spektrum der Station MIL (Abb. 6-4 A) liegt das erste Maximum unterhalb der Eigenfrequenz des Seismometers, einem Lennartz 3D/5s. Das zweite Maximum, das wahrscheinlich bei der Grundresonanzfrequenz liegt, tritt aufgrund des geringen Abstandes zwischen den Maxima nicht deutlich hervor. Dieses Maximum liegt nahe dem Streubereich für die Grundresonanzfrequenz der Variationsrechnungen. Auch die höheren

Resonanzfrequenzen zeigen Übereinstimmungen zwischen den beiden Methoden (Anhang D, Tab. 6-5).

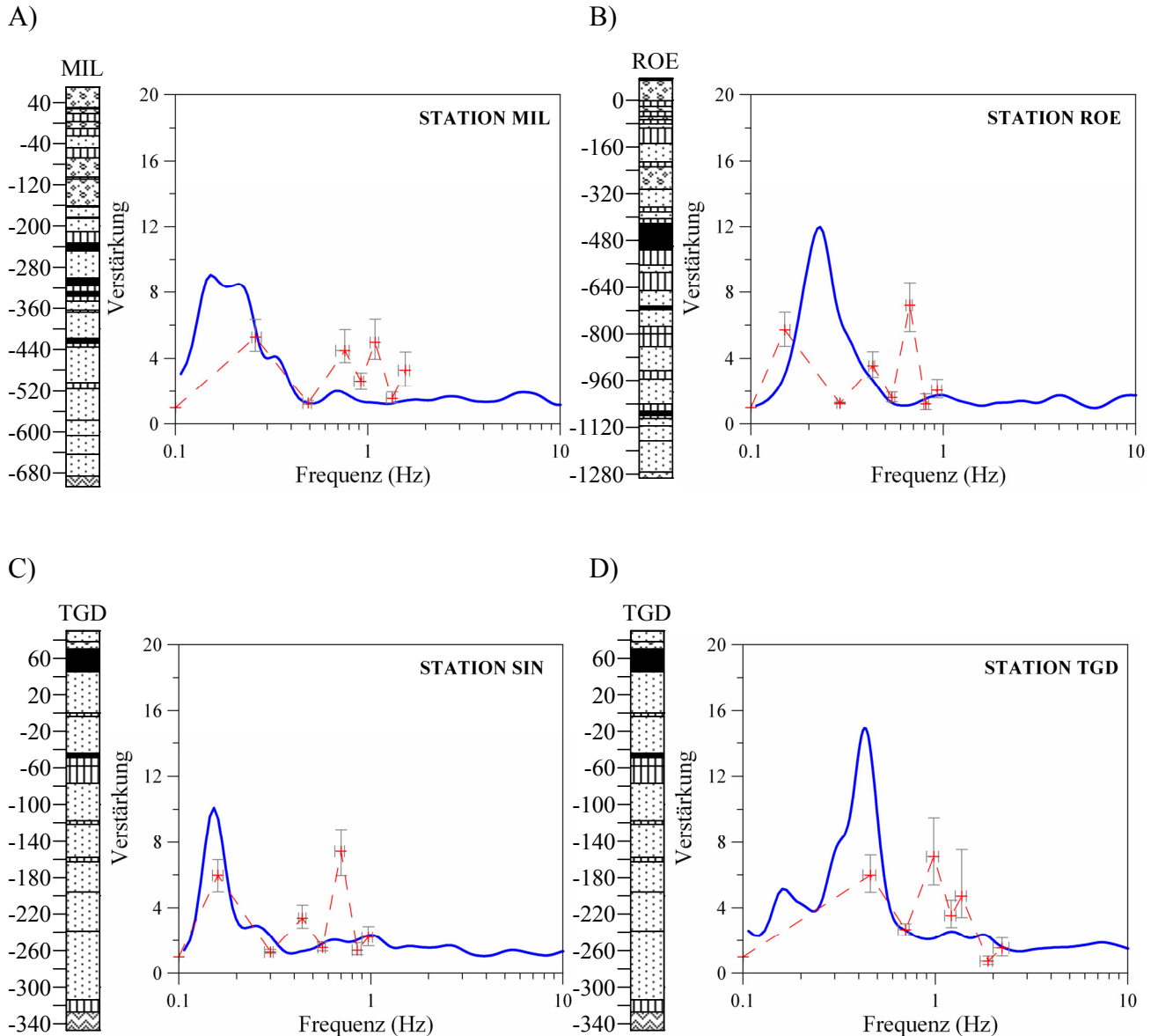


Abb. 6-4: Abschätzung der Bodenantwort mittels der "H/V spectral ratio of weak motion"-Methode (blaue Kurve), Mediane der Resonanzfrequenzen und Mediane der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen (rote Kreuze) sowie die Streubereiche (Fehlerbalken) der Modellierung der Bodenantwort für die Stationen MIL, ROE, SIN und TGD.

Für die Station ROE (Abb. 6-4 B) zeigt sich keine Übereinstimmung des H/V-Spektrums mit den Variationsrechnungen (Anhang D, Tab. 6-6). Da die Station ROE direkt auf einer Störungszone liegt, die einen Versatz von mehreren 100 Metern aufweist, befindet sich die Station vielleicht anders als aus dem geologischen Modell ermittelt, östlich der Störung auf den flacheren Sedimenten. Dies würde die mangelnde Übereinstimmung erklären.

Bei der Station SIN (Abb. 6-4 C) zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen der Grundresonanzfrequenz des H/V-Spektrums und dem Median der Grundresonanzfrequenz der

Variationsrechnungen. Bei den höheren Resonanzfrequenzen nimmt die Übereinstimmung jedoch ab. Die Mediane der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen weisen große Differenzen zu den Amplituden des H/V-Spektrums auf (Anhang, D Tab. 6-7).

Auch die Station TGD (Abb. 6-4 D) zeigt eine gute Übereinstimmung für die Grundresonanzfrequenz. Der Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz, die Mediane der höheren Resonanzfrequenzen und die Mediane der Verstärkungen bei den höheren Resonanzfrequenzen weisen jedoch deutliche Unterschiede zu den zugehörigen Merkmalen des H/V-Spektrums auf (Anhang, D Tab. 6-8).

Die Ergebnisse der „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode zeigen eine gute Übereinstimmung der Grundresonanzfrequenzen mit den aus den Variationsrechnungen ermittelten Medianen der Grundresonanzfrequenzen. Die Grundresonanzfrequenzen der H/V-Messungen liegen meist innerhalb des Streubereiches der Grundresonanzfrequenzen der Variationsrechnungen. Deutliche Unterschiede zeigen sich in den Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen. Nur in seltenen Fällen liegen die Amplituden des H/V-Spektrums im Streubereich der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz der Variationsrechnungen. Die Ursachen für diese schlechte Übereinstimmung können vielfältig sein. Abweichungen in der Verstärkung können zum Beispiel durch die Vernachlässigung der zwei- und dreidimensionalen Effekte, wie zum Beispiel die Existenz von Oberflächenwellen, bei der eindimensionalen Modellierung entstehen. Auch die Nichtberücksichtigung von Schichten mit starkem Impedanzkontrast zur Umgebung im geologischen Modell kann zu Abweichungen in den Verstärkungen führen. Weiterhin liegt ein Teil der Stationen nahe der Böschung von Braunkohlentagebauen (z.B. FUN und TGD), somit stehen diese Stationen nicht auf einem Halbraum, sondern auf einem Viertelraum. Differenzen zwischen Sedimentmächtigkeit des geologischen Modells und tatsächlicher Sedimentmächtigkeit führen zu Unterschieden in der Grundresonanzfrequenz. Da auch die Stärke der Anregung einen Einfluss auf die Grundresonanzfrequenz hat und SHAKE91 eigentlich nicht für geringe Anregungen ( $M_w < 5$ ) ausgelegt wurde, kann auch hieraus ein Unterschied in der Grundresonanzfrequenz resultieren.

## 6.2 Lineare Bodenantwortanalyse

Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) modellierten die Bodenantwort im Großraum Köln mittels des Programms ProShake (EduPro Civil Systems, Inc., 1999), das eine Weiterentwicklung des Programms Shake (Schnabel et al., 1972a) ist, unter der Annahme eines linearen Scher- und Dämpfungsverhaltens der Lockersedimente. Der ausgewertete Frequenzbereich lag zwischen 0 Hz und 20 Hz. Die seismischen Anregungen basierten auf Grundlage von A1 Standardspektren der DIN 4149neu (Brüstle & Stange, 1999) für Festgesteinsstandorte, die auf eine Maximalbeschleunigung von 0.1 g normiert wurden.

Als Datengrundlage für das geologische Modell, welches die vier benachbarten Kartenblätter der TK25 Köln, Köln-Mühlheim, Porz und Brühl umfasst, verwendeten Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) die Profilkarten der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:25000, die bis zu einer Tiefe von 70 m reichen. Diese Profilkarten enthalten nur in den flachen Randbereichen des Großraums Köln Informationen über die Lockersediment-Festgesteins-Grenze. Es ergeben sich im Vergleich zu dem geologischen Modell der vorliegenden Arbeit, das für den gesamten Großraum Köln sehr detaillierte Informationen über die Tiefenlage der Lockersediment-Festgesteins-Grenze enthält, Abweichungen bis zu 100 m (Abb. 6-5).

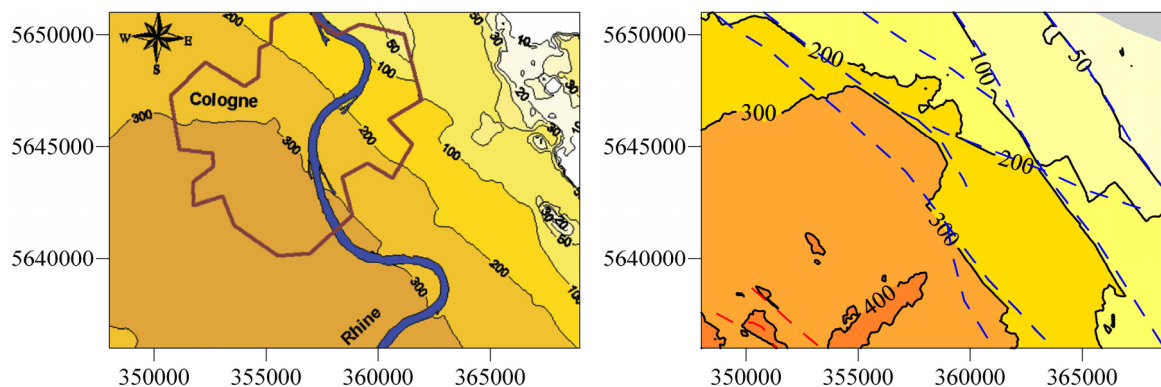


Abb. 6-5: Sedimentmächtigkeit des geologischen Modells von Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) (links) und des geologischen Modells der vorliegenden Arbeit (rechts). Die gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der nach Osten (rot) und nach Westen (blau) einfallenden Störungen.

Abbildung 6-6 zeigt eine Isolinienkarte der von Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) bestimmten Grundresonanzfrequenzen für den Großraum Köln. Die aufgesetzten weißen Linien zeigen Isolinien des Medians der Grundresonanzfrequenz aus den Variationsrechnungen für eine Anregung von 0.1 g. Es zeigt sich im zentralen Bereich eine generelle Abweichung von 0.1 Hz bis 0.2 Hz, nach Osten steigt die Abweichung deutlich an.

Der generelle Trend der Linien gleicher Frequenz stimmt jedoch überein. Ursache für diese Diskrepanz kann in den unterschiedlichen geologischen Modellen liegen, da diese auf unterschiedlichen Geodaten basieren. Weitere Ursachen könnten die unterschiedlichen Annahmen im Materialverhalten der Lockersedimente sein, da sich schon bei moderaten Beschleunigungen signifikante Unterschiede in den ermittelten Resonanzfrequenzen ergeben. Während Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) von einem linearen Verhalten ausgingen, wurde in der vorliegenden Arbeit ein nichtlineares Materialverhalten angenommen.

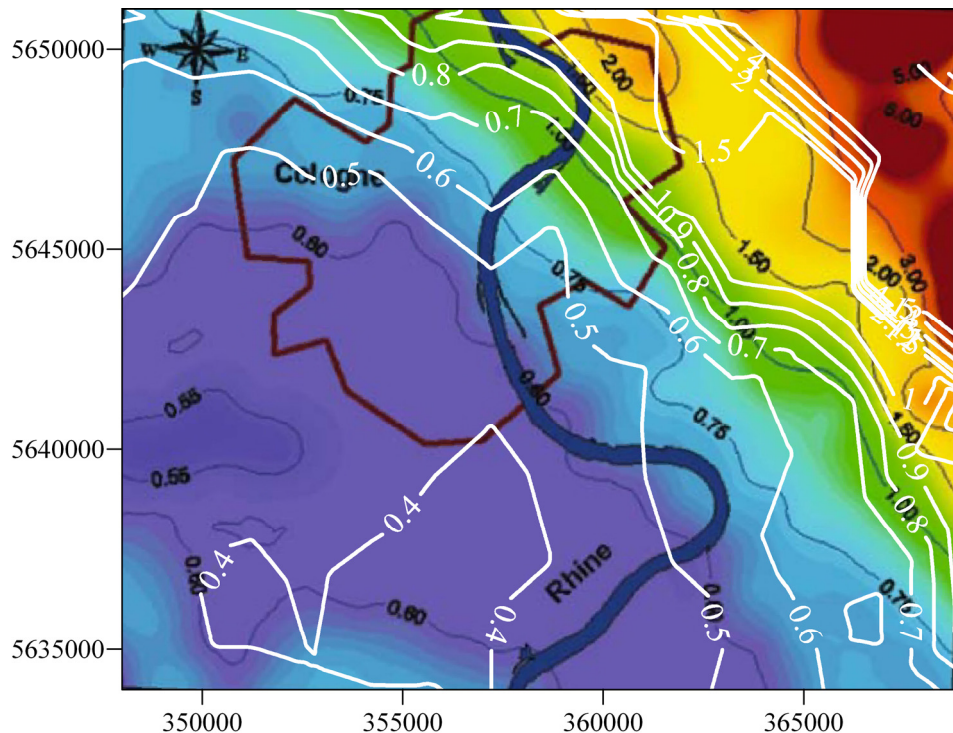


Abb. 6-6: Isolinienkarte der Grundresoanzfrequenz (in Hz) aus der linearen Bodenantwortanalyse (farbiger Hintergrund) (Tyagunov, Hollnack & Wenzel, 2006) und Isolinien des Medians der Grundresoanzfrequenz (in Hz) aus den 200 Variationsrechnungen (weiße Linien) mit einer Anregung von 0.1g für den Großraum Köln.

Auch bei den Verstärkungen gibt es signifikante Unterschiede zwischen den Ergebnissen aus den äquivalent linearen Berechnungen der vorliegenden Arbeit und denen der linearen Berechnungen von Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006). Abb. 6-7 zeigt die zu den in Abbildung 6-6 dargestellten Grundresoanzfrequenzen gehörigen Verstärkungen. Für die Verstärkungen zeigen sich Abweichungen von ca. 10 % im zentralen Teil des in Abb. 6-7 dargestellten Gebietes. Zum östlichen Rand hin steigt die Abweichung auf bis zu 25 %.

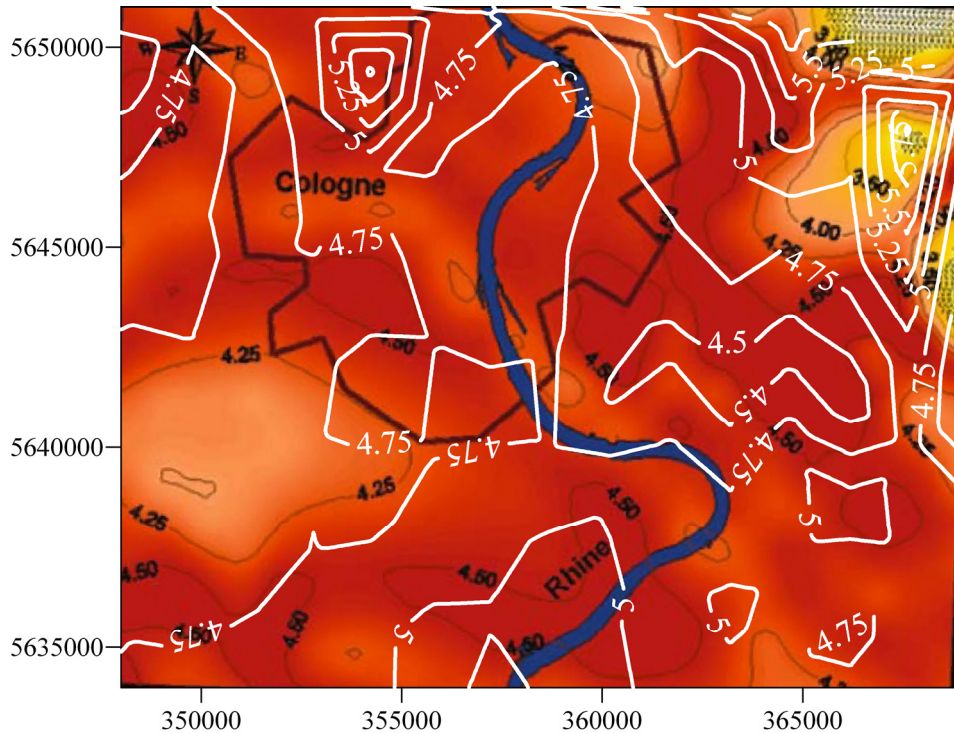


Abb. 6-7: Isolinienkarte der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz (in Hz) aus der linearen Bodenantwortanalyse (farbiger Hintergrund) (Tyagunov, Hollnack & Wenzel, 2006) und Isolinien des Medians der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz (in Hz) aus den 200 Variationsrechnungen (weiße Linien) mit einer Anregung von 0.1g für den Großraum Köln.

Generell zeigt der Vergleich der Ergebnisse, dass die von Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) bestimmten Grundresonanzfrequenzen größtenteils außerhalb des Streubereiches der Grundresonanzfrequenz, der sich aus den Variationsrechnungen ergibt, liegen. Die von Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) bestimmten Verstärkungen bei der Grundresonanzfrequenz liegen unterhalb des Medians der Verstärkungen aus den Variationsrechnungen, jedoch größtenteils innerhalb des Streubereiches. Aufgrund der Verwendung unterschiedlicher geologischer Modelle in der Studie von Tyagunov, Hollnack & Wenzel (2006) und der vorliegenden Arbeit, lässt sich nur schwer abschätzen, welchen Einfluss die unterschiedlichen Annahmen im Materialverhalten auf die Bodenantwort haben. Die relativ großen Unterschiede in der Lockersedimentmächtigkeit zwischen den beiden geologischen Modellen könnten die Abweichungen in der Grundresonanzfrequenz durchaus erklären.

## 7 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Standorteffekte haben einen großen Einfluss auf die durch Erdbeben verursachte Bodenbewegung. Sie bewirken eine frequenzabhängige Verstärkung oder Dämpfung der Bodenbewegungsamplituden und verlängern deren Dauer. Die Struktur und die mechanischen Eigenschaften der Sedimente und des Festgesteins bestimmen weitgehend die Stärke der Standorteffekte. Auch die Form von geologischen Großstrukturen, wie Sedimentbecken, und die Topographie beeinflussen die Bodenbewegung.

Der Süden der Niederrheinischen Bucht (NB), begrenzt durch die Städte Aachen, Köln und Bonn, bot sich aufgrund der sehr detaillierten Informationen über den geologischen Untergrund und der relativ guten Kenntnis der ingenieurseismologischen Parameter der geologischen Einheiten zur Bestimmung der zu erwartenden frequenzabhängigen Verstärkungen an. Durch die Berechnung von Modellen mit variierenden Parametern (Schichtmächtigkeit, Scherwellengeschwindigkeit, Dichte, Schermodul und Dämpfung), konnte der Einfluss der Unsicherheit der geophysikalischen und geometrischen Parameter auf die Bodenantwort abgeschätzt werden.

Die NB ist ein tektonisch aktives, in Schollen untergliedertes Senkungsgebiet, das von NW in das rheinische Schiefergebirge keilförmig hineinreicht. Die Schollen sind durch mehrere NW-SO streichende Verwerfungen mit Versätzen von bis zu mehreren 100 m getrennt. Die wichtigsten Schollen sind die Rur-Scholle im Westen, die Erft-Scholle im Zentrum und die Kölner-Scholle im Osten. Im Bereich der größten Beckentiefe im Süden der NB beträgt die Sedimentmächtigkeit bis zu 1350 m. Die tertiären und quartären Sedimente bestehen weitgehend aus Wechsellagerungen von Kiesen, Sanden, Tonen und Schluffen, in die teilweise sehr mächtige Braunkohlenflöze eingebettet sind. An der Oberfläche liegen quartäre Kiese. Der Festgesteinsuntergrund und die umgebenden Höhenzüge werden größtenteils durch Tonschiefer, Sandsteine und Kalksteine des Devons gebildet. Die tektonische Aktivität zeigt sich in einer moderaten Seismizität, die in den letzten Jahrzehnten vor allem im Bereich der Rur Scholle auftrat. In den letzten Jahrhunderten traten im Mittel alle 50-150 Jahre Erdbeben mit einer Epizentralintensität von VIII (MSK-Skala) auf (Meidow, 1995). Paläoseismische Untersuchungen geben Hinweise auf starke Beben mit Magnituden ( $M_w$ ) größer 6.3 (Vanneste et al., 2001).



Zur flächendeckenden Bestimmung der zu erwartenden frequenzabhängigen Verstärkung durch den geologischen Untergrund wurde zunächst ein geologisches Modell der südlichen Niederrheinischen Bucht erstellt. Es umfasst eine Fläche von ca. 3500 km<sup>2</sup>. Die Grundlage des Modells bildete das Hydrogeologische Kartenwerk von Breddin (1954). Dieses wurde anhand von geologischen Profilen, Bohrungen sowie Tiefenlinienplänen überarbeitet und erweitert. Das Modell basiert auf 39 SW-NE verlaufenden Hauptprofilen, 38 Hilfsprofilen, 94 Bohrungen und 5 Tiefenlinienplänen. Es besteht aus insgesamt 218 Schichten, die in mehrere stratigraphische Haupteinheiten mit zahlreichen lithologischen Untereinheiten aufgeteilt sind. Die Sedimentmächtigkeit reicht von wenigen Metern am Rand des Modells bis zu 1350 m im Zentrum im Bereich der Erft-Scholle. Aus dem geologischen Modell wurden anhand eines Rasters mit 2 km Abstand 670 virtuelle Bohrlöcher entnommen, die für die weitere Modellierung der Bodenantwort verwendet wurden.

Damit den lithologischen Einheiten des geologischen Modells geophysikalische Parameter zugeordnet werden konnten, wurden materialspezifische Geschwindigkeits-Tiefen-Beziehungen aus in der Literatur vorhandenen Messdaten (Budny, 1984; Brüstle & Stange, 1999; Nunziata et al., 1999) ermittelt. Ebenso wurden materialspezifische Dichte-Tiefen-Beziehungen mit Hilfe von Dichtewerten aus der Literatur (Budny, 1984; Brüstle & Stange, 1999; Mason et al., 2004) erstellt. Für die materialspezifischen und tiefenabhängigen Geschwindigkeiten und Dichten wurde jeweils ein relativer materialspezifischer Schwankungsbereich anhand des mittleren prozentualen Fehlers der ermittelten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen definiert. Das nichtlineare Scher- und Dämpfungsverhalten der Sedimente wurde in Form von Schermodul-Scherdehnungs- und Dämpfungs-Scherdehnungskurven berücksichtigt. Für jede lithologische Einheit wurden zwei Extremkurven ausgewählt, welche die untere und obere Grenze des möglichen Schwankungsbereichs des scherdehnungsabhängigen Schermoduls bzw. der Dämpfung bestimmen.

Für jedes der 670 virtuellen Bohrlöcher wurden 200 in Schichtmächtigkeit, Scherwellengeschwindigkeit, Dichte, Schermodul und Dämpfung zufällig variierende Parametermodelle erstellt. Hierzu wurde zunächst für die Mächtigkeit jeder Schicht ein Schwankungsbereich von 10 % angenommen und in einem  $2\sigma$ -Bereich normalverteilt variiert. Für die sich ergebenden Teufen der Schichtuntergrenzen wurden die Scherwellengeschwindigkeit und die Dichte innerhalb des materialspezifischen Schwankungsbereichs, der

einem  $2\sigma$ -Intervall entspricht, normalverteilt. Um den Effekt eines verwitterten Festgesteins auf die Bodenverstärkung zu berücksichtigen, wurde eine Verwitterungsschicht unter der Sedimentbasis eingefügt, deren Mächtigkeit zwischen 0 m und 30 m gleichverteilt wurde. Die Geschwindigkeit und die Dichte für die Verwitterungsschicht wurden zwischen der Geschwindigkeit bzw. der Dichte des verwitterten Festgesteinsmaterial und des unverwitterten Festgesteins, gleichverteilt variiert. Für jede lithologische Einheit wurden eine Schermodul-Scherdehnungs- und eine Dämpfungs-Scherdehnungs-Kurve innerhalb des materialspezifischen Kurvenscharenbereichs zufällig gleichverteilt generiert.

Anhand der 200 Parametermodelle pro virtuellem Bohrloch wurde der Einfluss des Schwankungsbereiches, der sich aus einer Unkenntnis der exakten Parameter ergibt, untersucht. Hierzu wurde für jedes Parametermodell eine separate Bodenantwortanalyse mittels einer numerischen Modellierung, basierend auf dem Programm SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992), durchgeführt. Das Programm SHAKE91 wurde für die Durchführung von Variationsrechnungen erweitert. Aus den resultierenden 200 Verstärkungsfunktionen pro virtuellem Bohrloch wurden Minimum, Maximum und Median der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen ermittelt. Als Anregung dienten synthetische Seismogramme mit Maximalbeschleunigungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA, so dass sich insgesamt 402000 Einzelrechnungen ergaben.

Die Resultate der eindimensionalen Modellierung der Bodenantwort mit Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA zeigen, dass die Resonanzfrequenzen durch die Tiefenlage von großen Impedanzkontrasten im Untergrund, vor allem durch die Kontraste zwischen Sediment und Festgestein und an weichen Braunkohlenschichten, beeinflusst werden. Die Tiefenlage der Lockersediment-Festgesteins-Grenze, die meist den stärksten Impedanzkontrast im Untergrund eines Standortes aufweist, und die mittlere Scherwellengeschwindigkeit des Sedimentpakets bestimmen die Grundresonanzfrequenz des Untergrundes. Die Grundresonanzfrequenz zeichnet daher die tektonischen Großstrukturen mit ihren unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten nach. Die höheren Resonanzfrequenzen werden durch die Tiefenlagen von Impedanzkontrasten im flacheren Untergrund und den höheren Moden der Grundresonanzfrequenz beeinflusst. Die Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen ergeben sich aus der Stärke der Impedanzkontraste im Untergrund und den Absorptionseigenschaften der Schichten. Die Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz resultiert aus der Stärke des Impedanzkontrastes zwischen Sediment

und Festgestein. Die Verstärkungen bei den höheren Resonanzfrequenzen sind von der Stärke der weiteren Impedanzkontraste innerhalb des Sedimentpaketes abhängig. Da die Stärke der Anregung einen großen Einfluss auf die Bodenantwortanalyse hat, weisen die Verstärkungsfunktionen der Berechnungen mit den Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA eines Standortes teilweise deutliche Unterschiede auf. Mit zunehmender Anregung kommt es zu einer generellen Verschiebung der Resonanzfrequenzen zu niedrigeren Frequenzen. Diese Verschiebung nimmt nichtlinear mit zunehmender Anregung, bezogen auf die jeweils schwächere der drei Anregungen von 0.01 g, 0.1 g und 1 g PGA, zu. Weiterhin kommt es zu einer nichtlinearen Zunahme der Dämpfung mit zunehmender Anregung, die sich vor allem bei hohen Frequenzen beobachten lässt. Dieser Effekt führt zu einer wachsenden Dominanz der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz mit zunehmender Anregungsstärke. Die Frequenz, bei der die maximale Verstärkung auftritt, wird daher auch durch die Anregungsstärke beeinflusst. Die maximale Verstärkung tritt bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g PGA an den meisten Standorten bei den höheren Resonanzfrequenzen auf. Dagegen liegt die maximale Verstärkung bei den Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g PGA größtenteils bei der Grundresonanzfrequenz. Nur noch in Ausnahmefällen, an Standorten mit starken Impedanzkontrasten innerhalb des Sedimentpakets, tritt die maximale Verstärkung oberhalb der Grundresonanzfrequenz auf. Bei den Berechnungen mit einer Anregung von 1 g PGA liegt die maximale Verstärkung an allen Standorten bei der Grundresonanzfrequenz.

Eine wichtige Frage bezogen auf eine probabilistische seismische Gefährdungsanalyse (PSHA) ist, ob und wie Standorteffekte berücksichtigt werden können. Meist werden Standorteffekte in den Gefährdungsanalysen nicht in der Form berücksichtigt, wie es eigentlich aufgrund ihres großen Einflusses auf die Bodenbewegung notwendig wäre. Häufig werden sie komplett vernachlässigt, was zu einer groben und ungenauen Abschätzung der Gefährdung führt oder sie fließen nur durch einen einfachen Term in die PSHA ein (Campbell, 1997; Boore et al., 1997). In beiden Fällen werden jedoch keine nichtlinearen Effekte, die, wie die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, sehr groß sind, berücksichtigt. Erst in den letzten Jahren fand eine Fokussierung auf diese Problematik statt (Cramer, 2001; Bazzurro & Cornell, 2004; Park & Hashash, 2004).

Bei starken Anregungen tritt die höchste Verstärkung in den äußeren Randbereichen des Untersuchungsgebietes mit Sedimentmächtigkeiten von weniger als 200 m im bauwerksrelevanten Frequenzbereich zwischen 1 Hz und 10 Hz auf. In den Gebieten mit

größeren Sedimentmächtigkeiten, wie dem zentralen Bereich der Kölner-Scholle, der Erft-Scholle und der Rur-Scholle, treten die höchsten Verstärkungen im Frequenzbereich kleiner 1 Hz, in dem die Eigenfrequenzen von Hochhäusern und Brücken liegen können, auf. Bei Anregungen, die wesentlich kleiner als 0.1 g PGA sind, kommt es auch noch bei den höheren Resonanzfrequenzen zu sehr hohen Verstärkungen, die bei der Auslegung von Gebäuden für den Lastfall Erdbeben berücksichtigt werden müssen.

Die Streuung der Resonanzfrequenzen aus den 200 Variationsrechnungen pro virtuellem Bohrloch wird mit zunehmender Stärke der Anregung generell größer. Auch die relative Streuung der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen nimmt mit stärker werdender Anregung generell zu. Die relative Streuung der Resonanzfrequenzen ist jedoch bei gleich bleibender Anregung unabhängig von der Höhe der Resonanzfrequenz. Bei den Verstärkungen kommt es bei gleich bleibender Anregung mit zunehmender Höhe der Resonanzfrequenz zu einer stärkeren Streuung. Sowohl die großen Streuungen der Resonanzfrequenzen, vor allem an Standorten mit sehr geringen Sedimentmächtigkeiten, als auch die großen Streuungen in den Verstärkungen zeigen, dass eine präzise Abschätzung der Resonanzfrequenzen und Verstärkungen eine genaue Kenntnis des Untergrundes erfordert. Eine Nichtberücksichtigung eventuell vorhandener Schichten mit großen Impedanzkontrasten zum umgebenden Sediment oder einer Verwitterungsschicht führt zu großen Veränderungen in der Verstärkungsfunktion.

Vergleiche mit den Ergebnissen anderer empirischer Methoden, z.B. der „H/V noise ratio“- oder der „H/V spectral ratio of weak motion“-Methode, zeigen weitgehende Übereinstimmungen in der Grundresonanzfrequenz mit den Ergebnissen der Modellierung der Bodenantwort. Dies kann als Indikator für die generell gute Qualität des geologischen Modells gewertet werden.

Mögliche Diskrepanzen zwischen den Ergebnissen der Modellierung der Bodenantwort und der tatsächlichen Bodenantwort können aus Fehlern im geologischen Modell oder auch aus fehlerbehafteten ingenieurseismologischen Parametern resultieren. Da keine Messdaten für Geschwindigkeit und Dichte von Sedimenten unterhalb von 200 m Tiefe für die NB vorliegen und daher auch nicht in die Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen eingeflossen sind, kann es zum Beispiel zu Abweichungen zwischen tatsächlichen und angenommenen Geschwindigkeiten und Dichten kommen. Während falsche Annahmen in der Schichtmächtigkeit vor allem zu Fehlern in den Resonanzfrequenzen führen, resultieren

falsche Annahmen bezüglich der seismischen Impedanz der Schichten oder auch vollkommene Vernachlässigungen von Schichten mit großem seismischen Impedanzkontrast in Fehlern in den Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen. Auch fehlerhafte Annahmen des Scher- und Dämpfungsverhaltens der Sedimente können zu Unterschieden zwischen den Ergebnissen der Modellierung der Bodenantwort und der tatsächlichen Bodenantwort führen. Die große Anzahl an benötigten Parametern und die daraus resultierende große Anzahl von Fehlermöglichkeiten zeigt die eingeschränkte Aussagekraft von Modellierungen der Bodenantwort, die keine Unsicherheiten in den Eingangsparametern berücksichtigen, da bei diesem Vorgehen weder eine Abschätzung der Qualität der Ergebnisse noch des Einflusses möglicher Fehler in der Annahme der Eingangsparameter möglich ist. Da jedoch häufig aus Kostengründen oder aufgrund ungünstiger Gegebenheiten an einem Standort keine detaillierte Untergrunderkundung inklusive einer Bestimmung der ingenieurseismologischen Parameter möglich ist, ist eine Berücksichtigung eventueller Unsicherheiten in den geologischen und ingenieurseismologischen Parametern bei der Bodenantwortanalyse zwingend erforderlich. Vor allem wenn Fehler in der Bodenantwortanalyse zu einer Gefährdung von Menschleben führen können, wie zum Beispiel bei einer fehlerhaften Dimensionierung von Gebäuden für den Lastfall Erdbeben.

## 8 Literatur

- Ahorner, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik in der Niederrheinischen Bucht.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, 13, 24-105
- Ahorner, L. (1967): *Miscellanea in honorem M. Schwarzbach - überreicht zur Vollendung seines 60. Lebensjahres.- Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität Köln*; 13
- Ahorner, L. (1968): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht.- *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 118, 150-160
- Ahorner, L. (1970): Seismotectonic relations between the graben zones of the Upper and Lower Rhine valley.- In: Illies, H.J. and Müller. St. (eds.), *Graben problems*. Schweizerbart, Stuttgart, 155-166
- Ahorner, L. (1975): Present-day stress field, and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe.- In: Pavoni, N. & Green, R. (eds.), *Recent crustal movements*, *Tectonophysics*, 29, 233-249
- Ahorner, L. (1983): Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, Central Europe.- In: K. Fuchs et al. (edt.), *Plateau uplift*, Springer-Verlag, Berlin, 198-221
- Ahorner, L. (1998): Möglichkeiten und Grenzen paläoseismologischer Forschung in mitteleuropäischen Erdbebengebieten.- *DGEB-Publikation 9, Paläoseismologie, Eurocode 8 und Schwingungsisolierung* (Hrsg. S.A. Savidis), 9-42
- Ahorner, L., Murawski, H. & Schneider, G. (1970): Die Verbreitung von schadenverursachenden Erdbeben auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland.- *Zeitschr. f. Geophys.*, 36, 313-343
- Alex, C.M. & Olsen, K.B. (1998): Lens-Effect in Santa Monica?.- *Geoph. Res. Lett.*, 25, No. 18, 3441-3444
- Anderson, D.G. & Woods, R.D. (1975): Comparison of field and laboratory shear moduli.- *Proceedings, Conference on In situ Measurement of Soil Properties. Speciality Conference of the Geotechnical Engineering Division A.S.C.E., Raleigh, North Carolina, Vol. 1, 69-92*
- Andrade, J.E. & Borja, R.I. (2005): Quantifying sensitivity of local site response models to statistical variations in soil properties.- *Acta Geotechnica*, Vol. 1, No. 11, 3-14
- Ashford, S.A. & Sitar, N. (1997): Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 692-700
- Ashford, S.A., Sitar, N., Lysmer, J. & Deng, N. (1997): Topographic effects on the seismic response of steep slopes.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, No. 3, 701-709

- Assimaki, D., Gazetas, G. & Kausel, E. (2005): Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: parametric investigation and recorded field, evidence from the 1999 Athens Earthquake.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1059-1089
- Bard, P.-Y. (1995): Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues.- *Proc. 10th European Conference on Earthquake Engineering*, Duma (ed.), Rotterdam, 305-323
- Bard, P.Y. & Gariel, J.-C. (1986): The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76(2), 343-366
- Bard, P.-Y. & Tucker, B.E. (1985): Underground and ridge site effects: A comparison of observation and theory.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 905-922
- Bazzurro, P. & Cornell, C.A. (2004): Nonlinear soil-site effects in probabilistic seismic hazard analysis.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6), 2110-2123
- Becker-Haumann, R. (1997): Das Quartär der südlichen Niederrheinischen Bucht.- In: Ricken, W. (ed): *Exkursion E1, Sediment '97*, 12., *Sedimentologentreffen*, 21. - 24. Mai 1997 am Geologischen Institut der Universität zu Köln; *Terra Nostra*, 97, 68-113, (Alfred-Wegener-Stiftung) Köln.
- Benedetti, L., Tapponier, P., King, G.C.P. & Piccardi, L. (1998): Surface rupture of the 1857 southern Italy earthquake.- *Terra Nova* 10, 206-210
- Bertz, G. (1994): Assessment of the loss caused by the 1992 Roermond earthquake, The Netherlands (extended abstract).- *Geologie en Mijnbouw*, 73, 281
- Bilham, R. (1999): Slip parameters for the Rann of Kachchh, India, 16 June 1819 earthquake quantified from contemporary accounts.- in Stewart, I. S. & VITA-FINZI, C. (Eds) *Coastal Tectonics*. Geological Society London, 146, 295-318
- Boenigk, W. (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 28, 135-212; Krefeld
- Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G., & Archuleta, R.J. (1997): Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, coda and H/V methods.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 710-730.
- Boore, D.M., Joyner, W.B. & Fumal, T.M. (1997): Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: a summary of recent work.- *Seism. Res. Lett.*, 66, 128-153.
- Borcherdt, R.D. (1970): Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.

- Borcherdt, R.D. (2002): Empirical evidence for site coefficients in US building code provisions.- *Earthquake Spectra*, Vol. 18, Issue 2, 189-217
- Borcherdt, R.D. & Gibbs, J.F. (1976): Effects of local geological conditions in the region on ground motions and intensities of the 1906 earthquakes.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 467-500
- Bormann, P., Parolai, S. & Milkereit, C. (2004): Erdbebenmikrozonierung zur Kartierung standortspezifischer Erschütterungsübertragung.- In: DFNK-Endbericht (Hrsg. B. Merz, H. Apel), GeoForschungsZentrum Potsdam
- Boulanger, R.W., Arulnathan, R., Harder, L.F., Torres, R.A. & Driller, M.W. (1998): Dynamic properties of Sherman Island peat.- *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 124, No. 1, January 1998, 12-20
- Bredden, H. (1954): Ein neuartiges hydrogeologisches Kartenwerk für die südliche Niederrheinische Bucht.- *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, Band 106., 94-112, 1 pl
- Bredden, H., Brühl, H. & Dieler, H. (1963): Das Blatt Aachen-NW der praktisch-geologischen Grundkarte 1:5000.- *Geol. Mitt.*, 1, 251-428, Aachen
- Brüstle, W. & Stange, S. (1999): Vorstudie zum Forschungsvorhaben: Karte der geologischen Untergrundklassen für DIN 4149 (neu).- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg
- Budny, M. (1984): Seismische Bestimmung der Bodendynamischen Kennwerte von oberflächennahen Schichten in Erdbebengebieten der Niederrheinischen Bucht und ihre ingenieurseismologische Anwendung.- *Sonderveröff. Geol. Inst. Uni. Köln*, 57, 208
- Camelbeeck, T. & Meghraoui, M. (1998): Geological and geophysical evidence for large paleo earthquakes with surface faulting in the Roer Graben (northwest Europe).- *Geophys. J. Int.*, 132, 347-362
- Campbell, K.W. (1997): Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra.- *Seismological Research Letters* 68(1), 154-179
- Cara, F., Rovelli, A., Di Giulio, G., Marra, F., Braun, T., Cultrera, G., Azzara, R. & Boschi, E. (2005): The Role of Site Effects on the Intensity Anomaly of San Giuliano di Puglia Inferred from Aftershocks of the Molise, Central Southern Italy, Sequence, November 2002.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1457-1468
- Çelebi, M. (1987): Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1147-1167
- Chang, S.W. (1996): Seismic response of deep stiff soil deposits. Ph.D.- Dissertation, Univ. of California, Berkeley.



- Chang, S.W., Bray, J.D. & Seed, R.B. (1996): Engineering implications of ground motions from the Northridge earthquake.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 270-288
- Chavez-Garcia, F.J., Sánchez, L.R. & Hatzfeld, D. (1996): Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1559-1573
- Choi, Y., Stewart, J.P. & Graves, R.W. (2005): Empirical model for basin effects accounts for basin depth and source location.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(4), 1412-147
- Coburn, A. & Spence, R. (2002): *Earthquake Protection*.- Wiley & Sons, 436 Pages
- Coche, A.G. & Laughlin, T. (1985): *Soil and Freshwater Fish Culture*.- FAO Training Series, Simple Methods for Aquaculture, No. 6, Food and Agricultural organisation of the United Nations, Rome 174 S.
- Cohen, K.M., Stouthamer, E. & Berendsen, H.J.A. (2002): Fluvial deposits as a record for Late Quaternary neotectonic activity in the Rhine-Meuse delta.- *The Netherlands, Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, 81, 389-405
- Coney, P.J. (1973): Non-collision tectogenesis in western North America, in Tarling, D.H. & Runcorn, S.H., eds., *Implications of continental drift to the earth sciences*.- New York, Academic Press, 713-727
- Cramer, C.H. (2001): A seismic hazard uncertainty analysis for the New Madrid seismic zone.- *Eng. Geol.* 62, 251-266
- Darragh, R.B. & Idriss, I.M. (1997): *A tale of two sites: Gilroy #2 and Treasure Island – Site response using and equivalent linear technique*.- NEHRP Professional Fellowship Report, EERI, Oakland, CA.
- Darragh, R.B. & Shakal, A.F. (1991): The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion.- *Bull. Seis. Soc. Am.*, 81(5), 1885-1899.
- Deodatis, G. (1996): *Non-Stationary Stochastic Vector Processes: Seismic Ground Motion Applications*.- *Probabilistic Engineering Mechanics*, Vol. 11, No. 3, 149-167
- Dewey, J.F., Pitman III, W.C., Ryan, W.B.F. & Bonin, J. (1973): Plate tectonics and evolution of the alpine system.- *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 84, 3137-3180, 19 Abb., Boulder (Colorado)
- Di Giulio, G., Azzara, R.M., Cultrera, G., Giammarinaro, M.S., Vallone, P. & Rovelli, A. (2005): Effect of Local Geology on Ground Motion in the City of Palermo, Italy, as Inferred from Aftershocks of the 6 September 2002 Mw 5.9 Earthquake.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 2328-2341
- Dickenson, S.E. (1994): *The dynamic response of soft and deep cohesive soils during the Loma Prieta earthquake of October 17, 1989*.- Ph.D. Dissertation, Univ. of California, Berkeley.

- Diesel, E. & Großsteinbeck, J. (1962): Über den Aufbau der Kölner Scholle auf Grund neuer Bohrungen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6, 83-96; Krefeld
- Dobry, R. (1970): Damping in soils: Its hysteretic nature and the linear approximation.- Rep. R70-14, Dep. Civ. Eng., Massachusetts Inst. of Technology, Cambridge/Mass.
- Dobry, R. & Vucetic, M. (1987): Dynamic properties and seismic response of soft clay deposits.- Proceedings, International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils, Mexico City, 2: 51-87
- Drozdowski, G., Klostermann, J., Ribbert, K.-H., Wrede, V. & Zeller, M. (1998): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum und Postpaläozoikum der Niederrheinischen Bucht.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 37, 573-584
- Ewald, M., Igel, H., Hinzen, K.-G. & Scherbaum, F. (2003): 3D finite-difference modeling of earthquakes in the Cologne basin, Germany.- XXVIII General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, France
- Ewald, M., Igel, H., Hinzen, K.-G. & Scherbaum, F. (2004): Effects of uncertainties of input data on FD ground motion simulations in the Cologne Basin, Germany.- ESC, XXIX General Assembly, Potsdam, Germany, SCB-5/P-124
- Ewald, M., Igel, H., Hinzen, K.-G. & Scherbaum, F. (2006): Basin-related effects on ground motion for earthquake scenarios in the Lower Rhine Embayment.- Geophys. J. Int., 166, 197-212
- Fabian, H.-J. (1958): Die Aufschlußbohrung Straeten 1 und ihre Bedeutung für die Gliederung des Tertiärs im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 11-28
- Fabrizio, C., Rovelli, A., Di Giulio, G., Marra, F., Braun, T., Cultrera, G., Azzara, R. & Boschi, E. (2005): The Role of Site Effects on the Intensity Anomaly of San Giuliano di Puglia Inferred from Aftershocks of the Molise, Central Southern Italy, Sequence, November 2002.- Bull. Seism. Soc. Am., 95, 1457-1468
- Fäh, D., Rüttener, E., Noack, T. & Kruspan, P. (1997): Microzonation of the city of Basel.- Journal of Seismology, 1, 87-102
- Fahrion, H. (1958): Die Tertiär-Profile einiger Erdölbohrungen im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 1-10
- Field, E.H. & Jacob, K.H. (1995): A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent.- Bull. Seis. Soc. Am., 85, 1127-1143
- Field, E.H. et al. (2000): Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analyses of southern California: Overview of the SCEC Phase III report.- Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1-31

- Fletcher, J.B. & Wen, K.-L. (2005): Strong Ground Motion in the Taipei Basin from the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am., 95, 1428-1446
- Frankel, A. & Stephenson, W. (2000): Three-dimensional simulations of ground motions in the Seattle region for earthquakes on the Seattle fault zone.- Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1251-1267
- Gangopadhyay, A. & Takwani, P. (2003): Symptomatic Features of Intraplate Earthquakes.- Seismological Research Letters, 74, 863-883
- Geli, L., Bard, P.-Y. & Jullien, B. (1988): The effect of topography on earthquake ground motion: A review and new results.- Bull. Seism. Soc. Am., 78, 42-63
- Goto, H., Sawada, S., Morikawa, H., Kiku, H. & Ozalaybey, S. (2005): Modeling of 3D Subsurface Structure and Numerical Simulation of Strong Ground Motion in the Adapazari Basin during the 1999 Kocaeli Earthquake, Turkey.- Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2197-2215
- Grabert, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Graves, R.W. (1993): Modeling three-dimensional site response effects in the Marina District, San Francisco, California.- Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1042-1063
- Graves, R.W., Pitarka, A. & Somerville, P.G. (1998): Ground motion amplification in the Santa Monica area: effects of shallow basin edge structure.- Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1224-1242
- Grünhagen, H. (1981): Zur Verbreitung der Trachyttuffe des Siebengebirges.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 29, 59-72, 1 Abb, Krefeld
- Grünthal, G., Mayer-Rosa, D. & Lenhardt, W. A. (1998): Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz.- Bautechnik 75, 10, 753-767, Verlag Ernst & Sohn, Berlin
- Gutenberg, B. (1927): Grundlage der Erdbebenkunde.- Sammlung Borntraeger, Bd. 12, Berlin 1927, Verlag von. Gebr. Borntraeger, 189 S.
- Haak, H.W., Bodegraven, J.A., Dleeman, R., Verbeiren, R., Ahorner, L., Meidow, H., Grünthal, G., Hoang-Trong, P., Musson, R.M.W., Henni, P., Schenková, Z. & Zimonvá, R. (1994): The macroseismic map of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands.- Geologie en Mijnbouw, 73, 265-270
- Hager, H. (1966): Das Braunkohlenvorkommen.- In: Geologische und bergbauliche Übersicht des Rheinischen Braunkohlenreviers, Deutsche Geologische Gesellschaft, Frühjahrstagung in Köln, 18.-21. Mai 1966, 11-14
- Hager, H. (1981): Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers, Ergebnisse und Probleme.- Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., 29, 529-563, Krefeld

- Hager, H. & Prüfert, J. (1988): Tertiär.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 32-40
- Hanks, T.C. (1975): Strong ground motion of the San Fernando, California, earthquake: Ground displacements.- Bull. Seism. Soc. Am., 65, 193-225
- Hansen, G. & Condon, E. (1989): Denial of Disaster.- Cameron and Co., San Francisco, 160 p. "The untold story and photographs of the San Francisco earthquake and fire of 1906."
- Hardin, B.O. (1978): The nature of stress-strain behaviour of soils.- Proc. ASCE Spec. Conf. on Earthq. Eng. & Soil Dyn., Pasadena, 3-90
- Hardin, B.O. & Black, V.P. (1966): Sand stiffness under various triaxial stresses.- Proc. amer. Soc. Civ. Eng., 94 SM 2, 27-42, New York
- Hardin, B.O. & Black, V.P. (1969): Vibration modulus of normally consolidated clay.- Proc. amer. Soc. Civ. Eng., 95 SM 6, 1531-1539, New York
- Hardin, B.O. & Drnevich, V.P. (1970): Shear modulus and damping in soils. Part I: Measurements and parameter effects.- Tec. Rep. UKY 26-70-CE 2 – Soil mech. Ser. No. 1: 45 S. Part II: Design equations and curves. – Tec. Rep. UKY 27-70-CE 2 – Soil mech. Ser. No. 2: 47 S.; Lexington, Kentucky
- Hardin, B.O. & Drnevich, V.P. (1972): Shear Modulus and Damping in Soils: Measurement and Parameter Effects.- Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, Vol. 98, No. 6, 603-624
- Hartge, K.H. & Horn, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik.- 3.Aufl. Enke Verlag Stuttgart
- Hartzell, S. (1998): Variability in nonlinear sediment response during the 1994 Northridge, California, earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1426-1437.
- Hartzell, S., Carver, D. & Williams, R.A. (2001): Site response, shallow shear-wave velocity, and damage in Los Gatos, California, from the 1989 Loma Prieta earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am., 91(3), 468-478
- Hartzell, S., Carver, D., Cranswick, W. & Frankel, A. (2000): Variability of Site Response in Seattle, Washington.- Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1237-1250
- Hartzell, S., Cranswick, E., Frankel, A., Carver, D. & Meremonte, M. (1997): Variability of site response in the Los Angeles urban area.- Bull. Seism. Soc. Am., 87, 1377-1400
- Herbst, G. (1958): Das Alter der Bewegungen am Rurrand bei Hückelhoven.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 641-643
- Hilden, H.D. (1988a): Devon.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 14-16

- Hilden, H.D. (1988b): Karbon.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 16-18
- Hilden, H.D. & Thiermann, A. (1988): Kreide.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 28-32
- Hinzen, K.-G. (2003). Stress field, in the northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions.- *Tectonophysics*, 377/3-4, 325-356.
- Hinzen, K.-G. (2005): Ground motion parameters of the 22. July 2002 ML 4.9 Alsdorf (Germany) earthquake.- *Bolletino di Geofisica*, accepted for publication
- Hinzen, K.-G. & Oemisch, M. (2001): Location and Magnitude from Seismic Intensity Data of Recent and Historic Earthquakes in the Northern Rhine Area, Central Europe.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91(1), 40-56
- Hinzen, K.-G. & Reamer, S. (2007): Seismicity, seismotectonics, and seismic hazard in the Northern Rhine Area.- submitted for publication GSA book, *Intraplate Seismicity*, Stein & Mazzotti (eds.)
- Hinzen, K.G., Weber, B., & Scherbaum, F. (2004): On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine Embayment, Germany- *JEE*, 8(6), 909- 926
- Hohoff, W. & Karrenberg, H. (1958): Mächtigkeit und Faziesentwicklung des Mittels zwischen den Flözen Garzweiler und Frimmersdorf.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 1, 143-150
- Ibs-von Seht, M. & Wohlenberg, J. (1999): Microtremors measurements used to map thickness of soft soil sediments.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 250-259.
- Idriss, I. M. (1978): Characteristics of Earthquake Ground Motions.- *Proc. Speciality Conf. On Earthquake Engng. and Soil Dyn.* ASCE, Pasadena, CA, June
- Idriss, I.M. (1990): Response of soft soil sites during earthquakes.- *Proc. of H. Bolton Seed Memorial Symposium*, BiTech Publishers, Vancouver, British Columbia, Vol. 2, 273-289
- Idriss, I.M. (1993): Assessment of site response analysis procedures.- *Report to National Institute of Standards and Technology*, Gaithersburg, Maryland, Dept. of Civil & Environmental Engrg., Univ. of California, Davis
- Idriss, I.M. & Seed, H.B. (1972): Soil moduli and damping factors for dynamic response analysis.- In: Shannon & Wilson Inc. and Agabian-Jacobsen Associates (SW-AJA): *Soil behaviour under earthquake loading conditions. – State-of-the-art-report*, US Atomic Energy Commission, Contr.No.W-7405 eng. 26, 236 S.; Seattle, Los Angeles
- Idriss, I.M. & Sun, J.I. (1992): SHAKE 91: A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits.- *User's Guide*, University of California, Davis, California, 13 S.

- Joyner, W.B. (2000): Strong Motion from Surface Waves in Deep Sedimentary Basins.- Bull. Seism. Soc. Am., 90, 95-112.
- Juy, U. & Strauch, F. (1967): Zum marinen Oligozän am Bergischen Höhenrand.- Decheniana, 118 (2): 125-133, 2 Abb., 2 Taf.; Bonn
- Kaltenherberg, J. & Karrenberg, H. (1958): Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 33-55
- Kawase, H. (1996): The cause of the damage belt in Kobe: 'The basin edge effect,' constructive interference of the direct S-wave with the basin induced diffracted/Rayleigh waves.- Seism. Res. Lett., 67(5), 25-34
- Kawase, H. (2003): Site effects on strong ground motions.- International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B. W.H.K. Lee and H. Kanamori (eds.), Academic Press, London, 1013-1030
- King, J.L. & Tucker, B.E. (1984): Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley.- Bull. Seism. Soc. Am., 74, 137-151
- Klostermann, J. (1988): Quartär.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 40-41
- Klostermann, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht.- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld
- Knapp, G. (1988): Trias.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 23-27
- Knauff, W. (1988): Jura.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 27-28
- Konno, K. & Ohmachi, T. (1998): Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor.- Bull. Seism. Soc. Am. 88, 228-241
- Kramer, S.L. (1996): Geotechnical Earthquake Engineering.- 652 S.; Upper Saddle River (Prentice Hall)
- Krumsiek, K. (1997): Das Rheinprofil – Schichtenfolge, sedimentäre und tektonische Gefüge sowie plattentektonische Diskussion.- In: Ricken, W. (ed): Terra Nostra, 97/3, 25-49
- Lacave, C., Bard, P.-Y. & Koller, M.G. (1999): Microzonation: techniques and Examples.- In: Block 15: Naturgefahren-Erdbebenrisiko, (electronic book on the Internet; [www.ndk.ethz.ch/pages/publ/Koller.pdf](http://www.ndk.ethz.ch/pages/publ/Koller.pdf)), 23 S..
- Lay, T. & Wallace, J. (1995): Modern global seismology.- Academic Press, San Diego, USA

- Lee, V.W. & Cao, H. (1989): Diffraction of SV waves by circular canyons of various Depths.- J. Engrg. Mech., ASCE, 115 (9), 2035-2056
- Lee, Y., & Anderson, J.G. (2000): A custom southern California ground motion relationship based on analysis of residuals.- Bull. Seism. Soc. Am., 90, 170-187
- Lermo, J.F. & Chavez-Garcia, J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station.- Bull. Seis. Soc. Am., 83, 1574-1594
- Lermo, J. F., Francisco, S. & Chavez-Garcia, J. (1995): Site effect evaluation using spectral ratios with only one station.- Bull. Seis. Soc. Am., 83, 1574-1594
- Leydecker, G. & Aichele, H. (1998): The Seismogeographical Regionalisation for Germany: The Prime Example of Third-Level Regionalisation.- Geologisches Jahrbuch, E 55, 85-98, Hannover
- Liu, H.L. & Heaton, T.H. (1984): Array analysis of the ground velocities and accelerations from the 1971 San Fernando California earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1951-1968
- MacMurdo, J. (1824): Papers relating to the earthquake which occurred in India in 1819.- Philosophical Magazine, Vol. 63, 105-177
- Mallet, R. (1862): Great Neapolitan Earthquake of 1857.- London
- Mason et al. (2004): List of the largest explosive eruptions on earth.- <http://www-volcano.geog.cam.ac.uk/database/list.html>
- Meidow, H. (1995): Rekonstruktion und Reinterpretation von historischen Erdbeben in den nördlichen Rheinlanden unter Berücksichtigung der Erfahrungen bei dem Erdbeben von Roermond am 13. April 1992.-Inaugural-Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität zu Köln, pp. 305
- Meyer, W. (1994): Geologie der Eifel.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Meyer, W. & Stets, J. (1996): Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn.- Sammlung Geologischer Führer 89, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart
- Michon, L. & Van Balen, R.T. (2005): Characterization and quantification of active faulting in the Roer Valley Rift system based on high precision Digital Elevation Models.- Quaternary Sci. Rev., 24, 457-474
- Michon, L., Van Balen, R.T., Merle, O. & Pagnier, H. (2003): The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale.- Tectonophysics, 367, 101-126
- Molnar, S., Cassidy, J.F. & Dosso, S. (2004): Site response studies in Victoria, B.C., analysis of Mw 6.6 Nisqually Earthquake recordings and shake modelling.- 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 2121

- Nakamura, Y. (1989): A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremors on the ground surface.- QR of RTRI 30, 25-33
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (1972): A study of earthquake losses in the San Francisco Bay Area - Data and Analysis.- A report prepared for the Office of Emergency Preparedness: U.S. Department of Commerce, 220 S.
- Nunziata, C., Mele, R. & Natale, M. (1999): Shear wave velocities of the Campi Flegrei-Neapolitan deposits and the primary influencing factors.- Engineering Geology, 54, 299-312
- Olsen, K.B. (2000): Site Amplification in the Los Angeles Basin from Three-Dimensional Modeling of Ground Motion.- Bull. Seism. Soc. Am., 90, 77-94
- Oncken, O., Von Winterfeld, C. & Dittmar, U. (1999): Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides).- Tectonics, Vol. 18, No. 1, 75-91
- Park, D. & Hashash, Y.M.A. (2004): Soil damping formulation in nonlinear time domain site response analysis.- Journal of Earthquake Engineering 8 (2), 249-274
- Parolai S. & Galiana-Merino, J.J. (2006): Effect of Transient Seismic Noise on Estimates of H/V Spectral Ratios
- Parolai, S., Bormann, P. & Milkereit, C. (2002): New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for Cologne Area (Germany).- Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2521-2527
- Pedersen, H., Le Brun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M. & Bard, P.-Y. (1994): Ground-motion amplitude across ridges.- Bull. Seism. Soc. Am., 84(6), 1786-1800
- Perk, M., Tezkan, B. & Sobisch, H.-G. (2005): Kalibrierung geophysikalischer Daten auf kontaminierten Flächen mit Hilfe der Visualisierungssoftware GSI3D.- Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft 2005, S. 289, Graz
- Pflug, H. D. (1958): Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund sporen-paläontologischer Altersdatierungen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 409-418
- Pitarka, A., Irikura, K., Iwata, T. & Sekiguchi, H. (1998): Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am. 88, 428-440
- Prange, W. (1958): Tektonik und Sedimentation in den Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville (mit Bemerkungen zur Feintektonik der Niederrheinischen Bucht).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 651-682
- Pratt, T.L., Brocher, T.M., Weaver, C.S., Creager, K.C., Snelson, C.M., Crosson, R.S., Miller, K.C. & Tréhu, A.M. (2003): Amplification of Seismic Waves by the Seattle Basin, Washington State.- Bull. Seism. Soc. Am., 93, 533-545

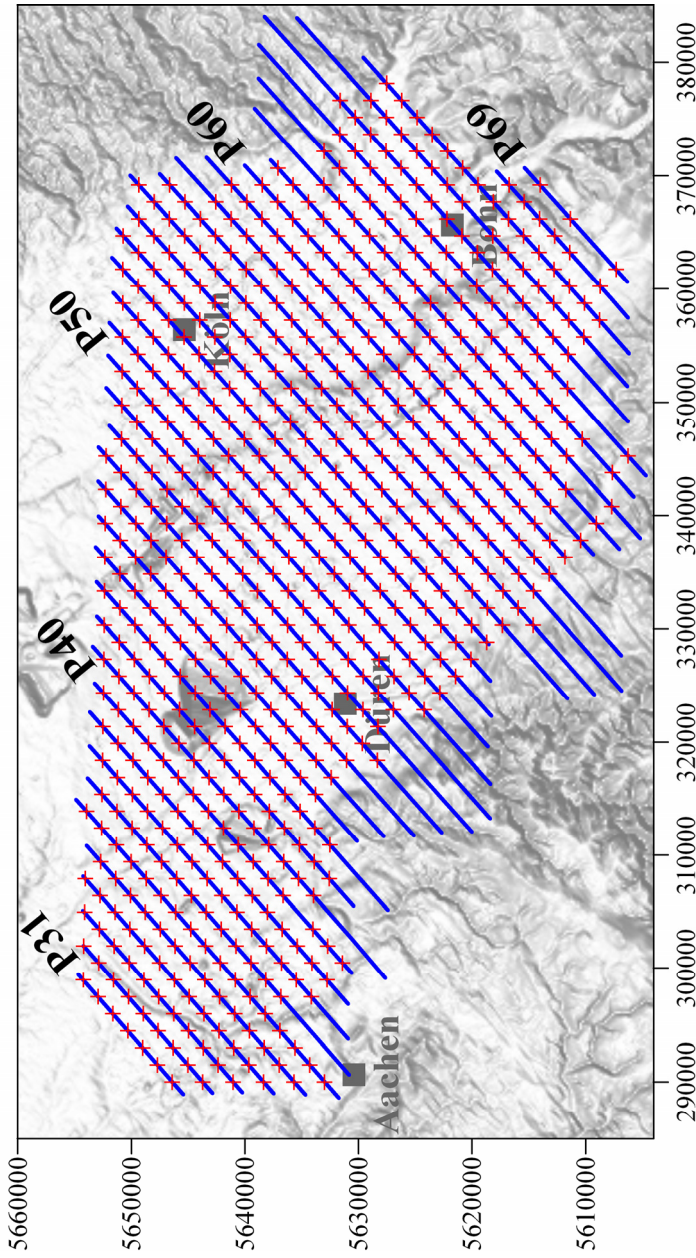
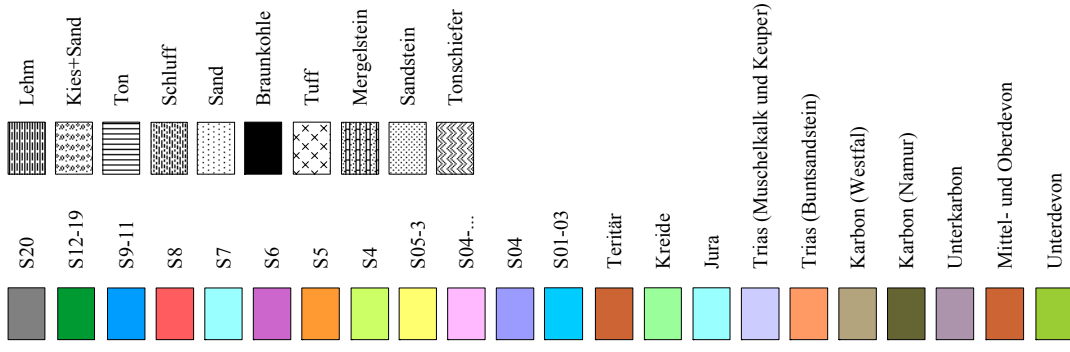


- Reamer, S. & Hinzen, K.-G. (2004): An earthquake catalog for the Northern Rhine Area, Central Europe (1975-2002).- *Seis. Res. Lett.*, 75(6), 713-725
- Reid, H.F. (1910): The California Earthquake of April 18, 1906.- Publication 87, Vol. 21, Carnegie Institute of Washington, Washington, D.C.
- Rial, J.A., Saltzman, N. & Ling, H. (1992): Earthquake-induced resonance in sedimentary basins.- *American Scientist*, Nov-Dec 1992, 566-578
- Richter, D. (1985): Aachen und Umgebung Nordeifel und Nordardennen mit Vorland.- Sammlung geologischer Führer 48; Gebr. Bontraeger Berlin, Stuttgart
- Richwalski, S.M., Fäcke, A., Parolai, S. & Stempniewski, L. (2006): Influence of site and source dependent ground motion scenarios on the seismic safety of longspan bridges in Cologne, Germany.- *Natural Hazards, special issue on German Research Network Natural Disasters*, guest editors Disse, Friedrich, Goldammer, Merz, Schwarz und Smolka, 38 (1-2), 239-248
- Rogers, A.M., Borchardt, R.D., Covington, P.A. & Perkins, D.M. (1984): A comparative ground response study near Los Angeles using recordings of Nevada nuclear tests and the 1971 San Fernando earthquake.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1925 - 1949
- Röhner, J. & Savidis, S. (2005): Untersuchungen zum Einfluß der Geologie im Großraum Köln auf die Form elastischer Beschleunigungsantwortspektren.- Band 35: Veröffentlichungen des Grundbauinstituts, TU Berlin
- Schäfer, A., Utescher, T. & Von Der Hocht, F. (1997): Klastische Sedimentsysteme im Tertiär der Niederrheinischen Bucht.- In: Ricken, W. (ed): Exkursion E4, Sediment '97, 12., Sedimentologentreffen, 21. - 24. Mai 1997 am Geologischen Institut der Universität zu Köln; Terra Nostra, 97, 68 - 113, (Alfred-Wegener-Stiftung) Köln
- Schäfer, A., Utescher, T., & Valdivia-Manchego, M. (2005): The Cenozoic Lower Rhine Basin - rifting, sedimentation, and cyclic stratigraphy.- *Int J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*
- Scherbaum, F., Hinzen, K.-G. & Ohrnberger, M. (2003): Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany, area using ambient vibrations.- *Geophys. Journal Int.* 152, 597-612
- Schnabel, P.B., Lysmer, J. & Seed, H.B. (1972a): SHAKE – A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered soils.- Report No. EERC-72/12, University of California, Berkeley
- Schnabel, P., Seed, H.B. & Lysmer, J. (1972b): Modification of seismograph records for effects of local soil conditions.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1649-1664
- Schneider, H. & Thiele, S. (1965): Geohydrologie des Erfgebietes.- *Schrift. Min. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.*, 186 S., Düsseldorf
- Schön, J. (1983): *Petrophysik*.- 405 S., Stuttgart (Enke)

- Schünemann, H.W. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 457-472
- Schwarzbach, M. (1951): Erdbeben des Rheinlandes.- Kölner Geologische Hefte, 1, 3-28
- Seed, H.B., & Idriss, I.M. (1970): Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses.- Report EERC 70-10, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley
- Seed, H.B. & Idriss, I.M. (1970a): Soil module and Damping Factors for Dynamic Response Analysis.- Report No. EERC, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley
- Seed, H.B. & Idriss, I.M. (1970b): Analyses of ground motions at Union Bay, Seattle during earthquakes and distant nuclear blasts.- Bull. Seism. Soc. Am., 60, 125-136
- Seed, H.B., Romo, M.P. & Sun, J.I. (1988): Relationships between soil conditions and earthquake ground motion. The Mexico Earthquake of September 19, 1985.- Earthquake Spectra, 4,687-729
- Seed, H.B., Romo, M.P., Sun, J.I., Jaime, A. & Lysmer, J. (1987): Relationships between soil conditions and earthquake ground motions in Mexico City in the earthquake of September 19, 1985.- Rpt. No. UCB/EERC-87/15, Earthquake Engineering Research Center, Univ. of California, Berkeley
- Seed, H.B., Wong, R.T., Idriss, I.M. & Tokimatsu, K. (1986): Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils.- J. Geotech. Eng., ASCE, 112 (11), 1016-1032
- Sieberg, A. (1932): Erdbebengeographie.- In: Gutenberg (Hrsg.), Handbuch der Geophysik, IV, 687-1005, Berlin
- Sitar, N. & CLOUGH, G.W. (1983): Seismic response of steep slopes in cemented soils.- J. Geotech. Eng., 109 (2), 210-227
- Sokolov, V.Y. (1997): Empirical models for estimating Fourier-amplitude spectra of ground acceleration in the northern Caucasus (Racha seismogenic zone).- Bull. Seism. Soc. Am., 87, 1401-1412
- Stewart, J.P. & Sholtis, S.E. (1999): Topographic effects on seismic ground motions above and below a cut slope in sand.- Report to U.S. Geological Survey, University of California, Los Angeles
- Stewart et al. (2001): Ground motion evaluation procedures for performance-based design.- PEER Report 2001/09, Pacific Earthquake Engineering Research Center
- Studer, J.A. & Koller, M.G. (1997): Bodendynamik; Grundlagen, Kennziffern, Probleme.- 2. Auflage, Springer Verlag, Berlin

- Suetomi, I. & Yoshida, N. (1998): Nonlinear behavior of surface deposit during the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake.- Abstr. Special Issue of Soils and Foundations, Japanese Geotechnical Society
- Sun, J.I., Goleorkhi, R. & Seed, H.B. (1988): Dynamic moduli and damping ratios for cohesive soils, Rpt. No. UCB/EERC-88/15, Earthquake Engineering Research Center, Univ. of California, Berkeley
- Teichmüller, R. (1958): Die Niederrheinische Braunkohlenformation, Stand der Untersuchungen und offene Fragen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1, 721-750
- Trifunac, M.D. (1973): Scattering of SH waves by a semi cylindrical canyon.- Earthquake Engrg. Struct. Dyn., 1 (3), 267-281
- Trifunac, M.D. & Hudson, D.E. (1971): Analysis of the Pacoimadam accelerogram - San Fernando, California, earthquake of 1971.- Bull. Seism. Soc. Am. 61(5), 1393-1411
- Tsuboi, S., Saito, M. & Ishihara, Y. (2001): Verification of Horizontal-to-Vertical Spectral-Ratio Technique for Estimation of Site Response Using Borehole Seismographs.- Bull. Seism. Soc. Am., 91, 499-510
- Tyagunov, S., Hollnack, D. & Wenzel, F. (2006): Engineering-Seismological Analysis of Site Effects in the Area of Cologne. Natural Hazards, Vol. 38(1-2), 199-214
- Uetake, T. & Kudo, K. (2005): Assessment of Site Effects on Seismic Motion in Ashigara Valley, Japan.-Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2297-2317
- Utescher, T., Mosbrugger, V. & Ashraf, A.R. (2002): Facies and paleogeography of the Tertiary of the Lower Rhine Basin - sedimentary versus climatic control.- Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 81(2), 185-191
- Vanneste, K. & Verbeeck, K. (2001): Paleoseismological analysis of the Rurand fault near Jülich, Roer Valley graben, Germany: coseismic or aseismic faulting history?.- Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw, 80, 155-169
- Vanneste, K., Verbeeck, K., Camelbeeck, T., Paulissen, E., Meghraoui, M., Renardy, F., Jongmans, D. & Frechen, M. (2001): Surface-rupturing history of the Bree fault scarp, Roer Valley graben: evidence for six events since late Pleistocene.- Jour. Seism., 5, 329-359
- Vidale, J.E. & Helmberger, D.V. (1988): Elastic finite difference modeling of the 1971 San Fernando, California earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am., 78, 122-141
- Vogler, H. (1959): Die synsedimentäre Kippung der Erft-Scholle im Obermiozän und Pliozän.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, 69-79
- Vucetic, M. & Dobry, R. (1991): Effect of soil plasticity on cyclic response.- J. Geotechnical Engineering, ASCE, 117 (1), 89-107

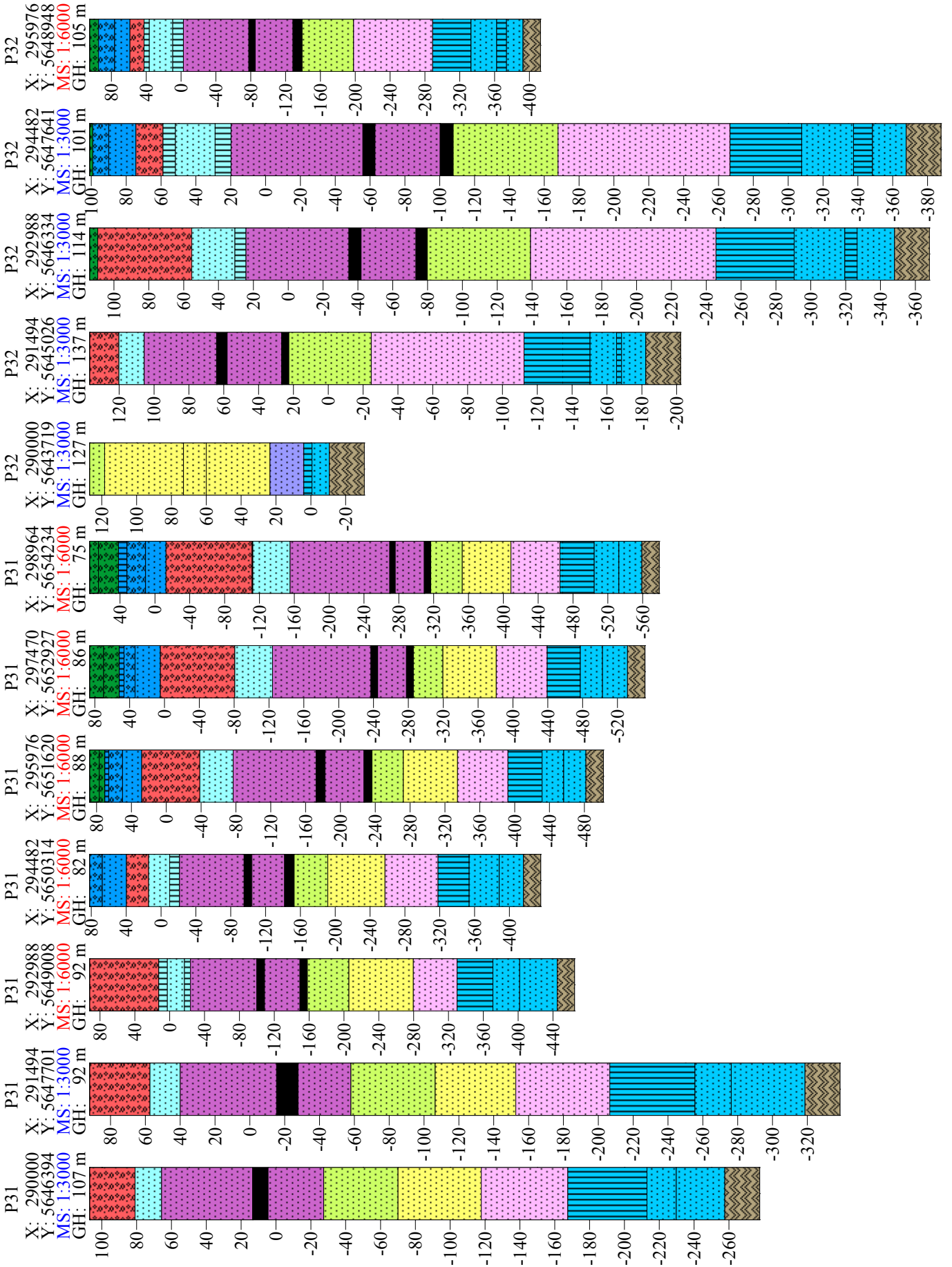
- Wald, D.J., Kanamori, H., Helmberger, D.V. & Heaton, T.H. (1993): Source study of the 1906 San Francisco earthquake.- Bull. Seism. Soc. Am., 83, 981-1019
- Walter, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Wang, Z.L. (1990): Bounding surface hypoplasticity model for granular soils and its applications.- Ph.D. Thesis, University of California, Davis, CA
- Wang, Z.L., Chang, C.-Y. & Mok, C.M. (2001): Evaluation of site response using downhole array data from a liquefied site.- Proc. 4th Int. Conf. Recent Advances in Geotech. Eqk. Engrg. Soil Dyn., Paper 4.30
- Whitman, R.V. (1970): Evaluation of soil properties for site evaluation and dynamic analysis of nuclear plants.- In: Hansen, R.J. (ed): Seismic design for nuclear power plants: 270-305; Cambridge/Mass., London (The M.I.T. Press)
- Wong, H.L. (1982): Effect of surface topography on the diffraction of P, SV, and Rayleigh waves.- Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1167-1183
- Wong, H.L. & Trifunac, M.D. (1974): Scattering of plane SH waves by a semi-elliptical canyon.- Earthquake Engineering Struct. Dyn., 3(2), 157-169
- Wood, H.O. (1908): Distribution of apparent intensity in San Francisco, in the California earthquake of April 18, 1906.- Report of the State Earthquake Investigation Commission. Carnegie Institution of Washington
- Wrede, V. & Hilden, H.D. (1988): Geologische Entwicklung.- Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 7-14
- Yule, D.E. & Wahl, R.E. (1996): WESHAK6 MANUAL.- Geotechnical Laboratory, Department of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers
- Zaré, M. (1999): Contribution à l'étude des mouvements forts en Iran: du Catalogue aux lois d'atténuation.- PhD Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 1999, 237 S.
- Ziegler, P.A. (1982): Geologic Atlas of Western and Central Europe.- Shell Int. Petr. Mij, The Hague, 155 S.



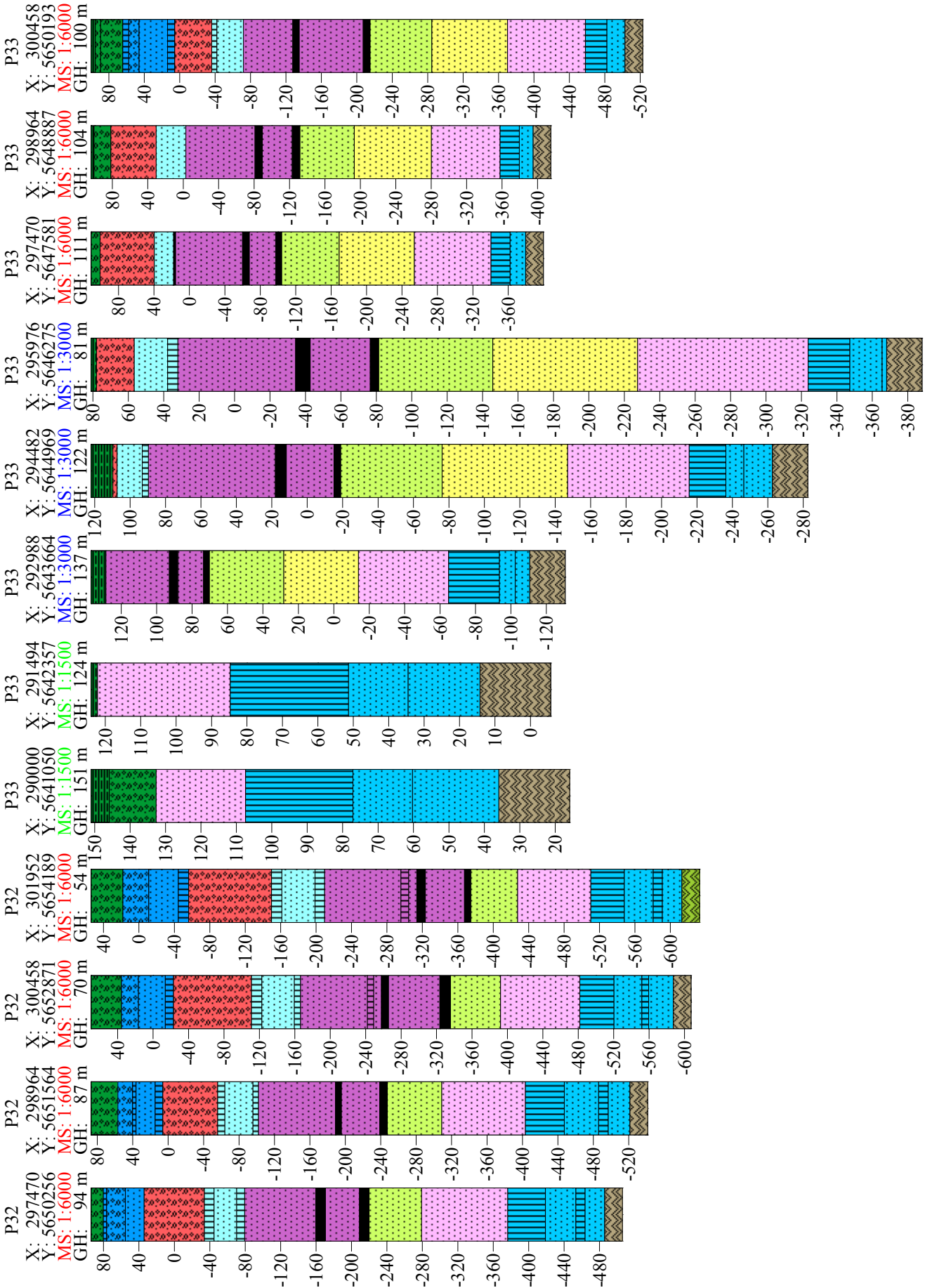
Bezeichnung der Profilinien mit Lage der virtuellen Bohrlöcher

Legende Stratigraphie und Lithologie

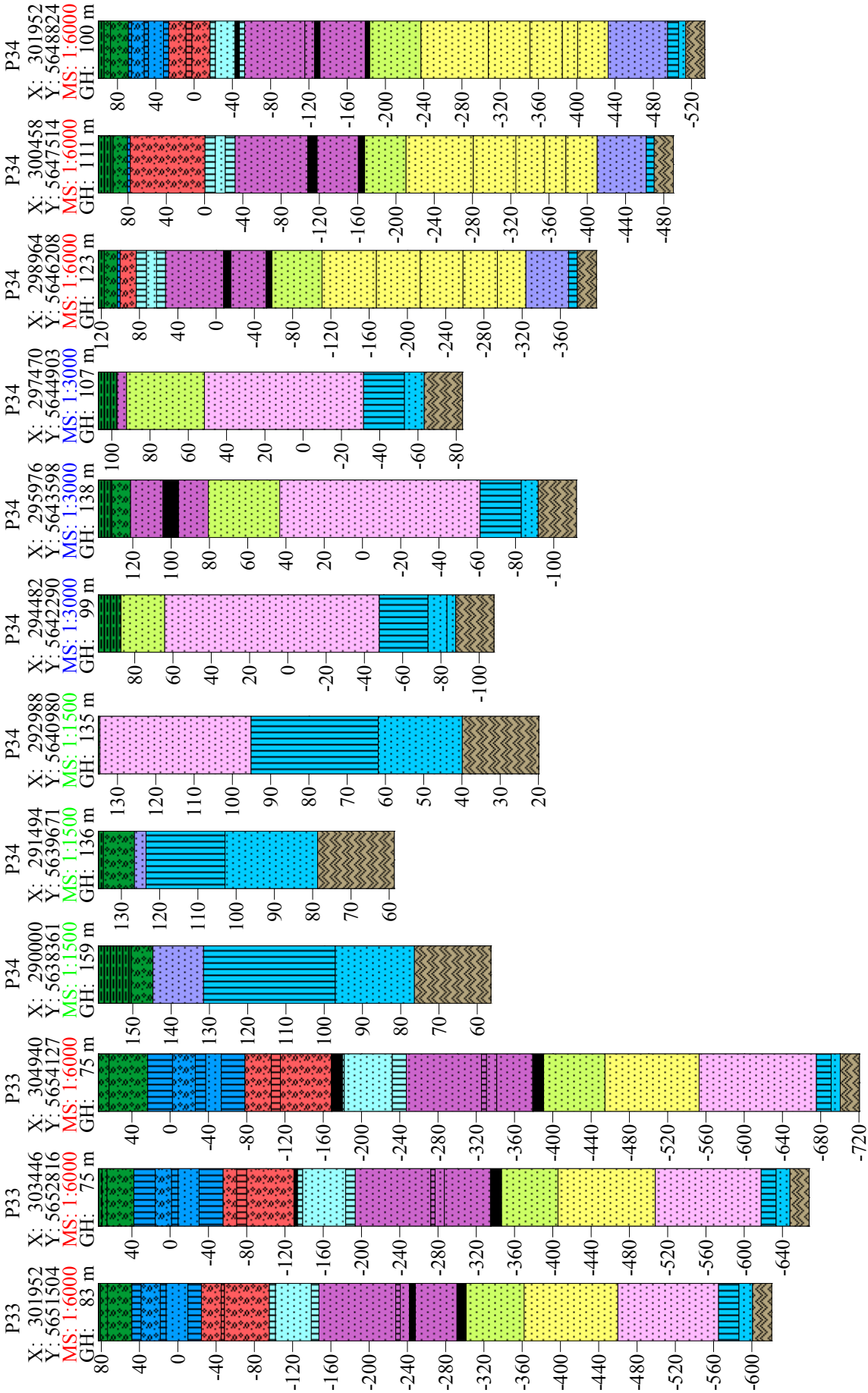
Anhang A



Anhang A

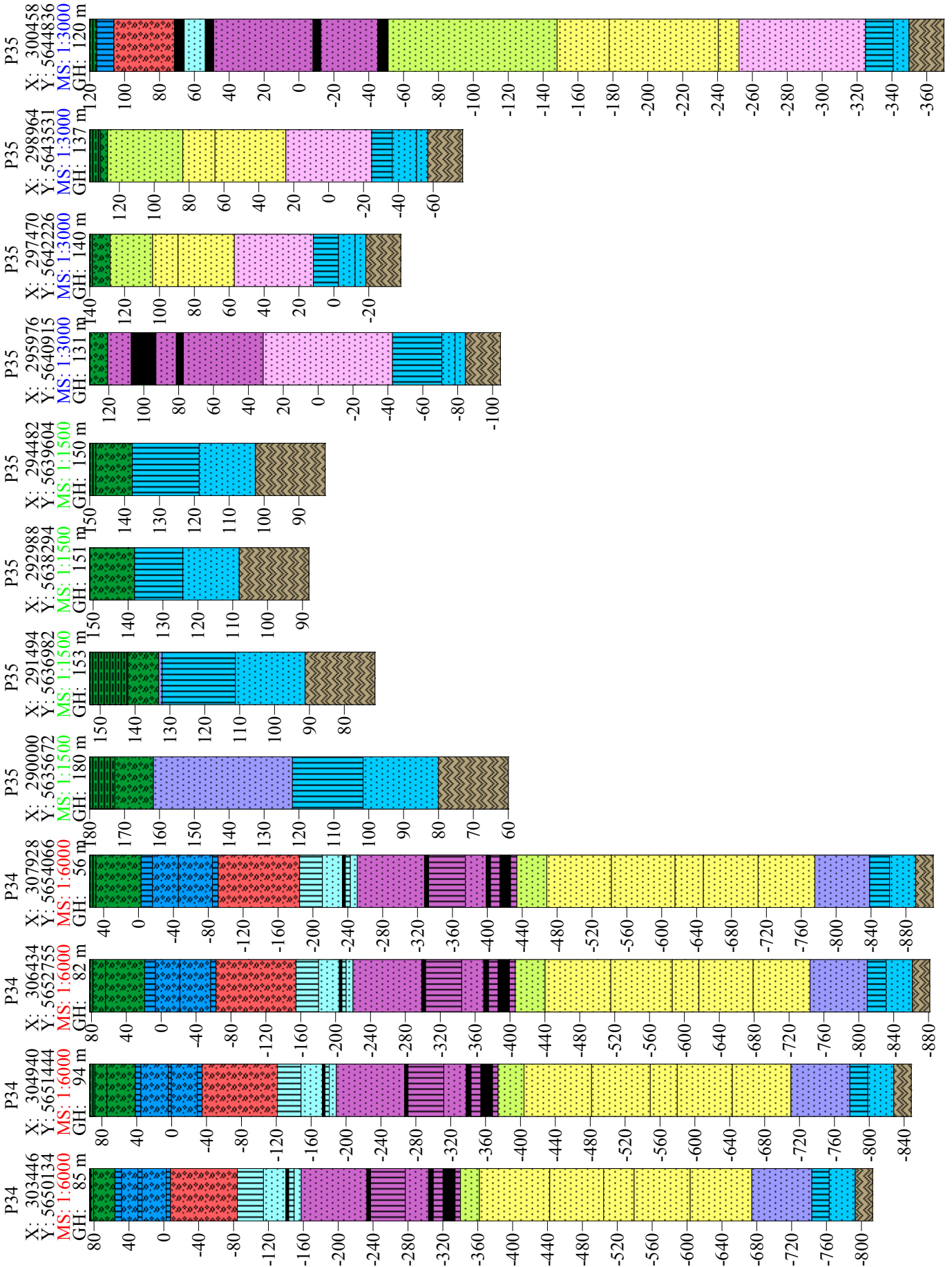


# Anhang A

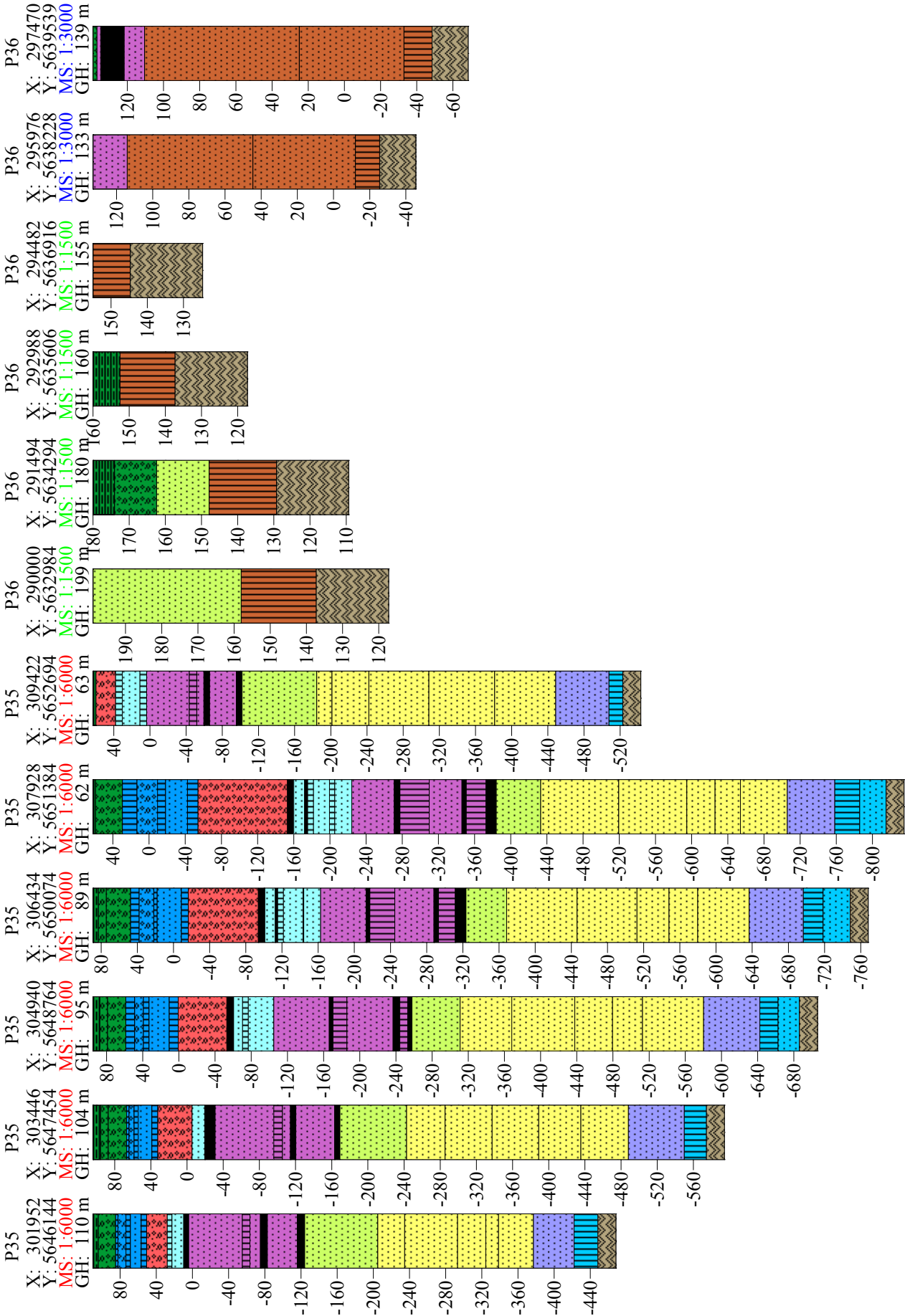




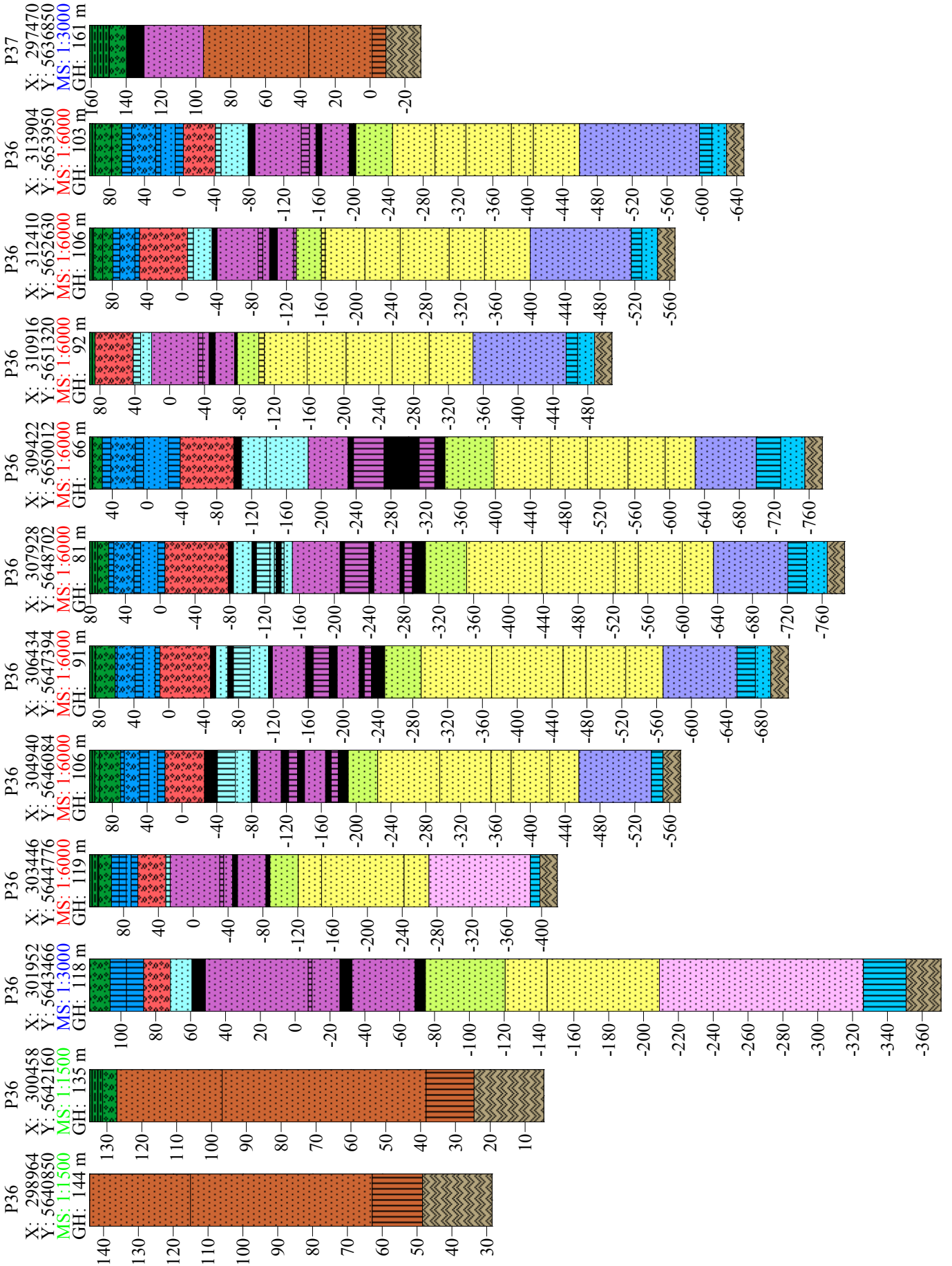
# Anhang A



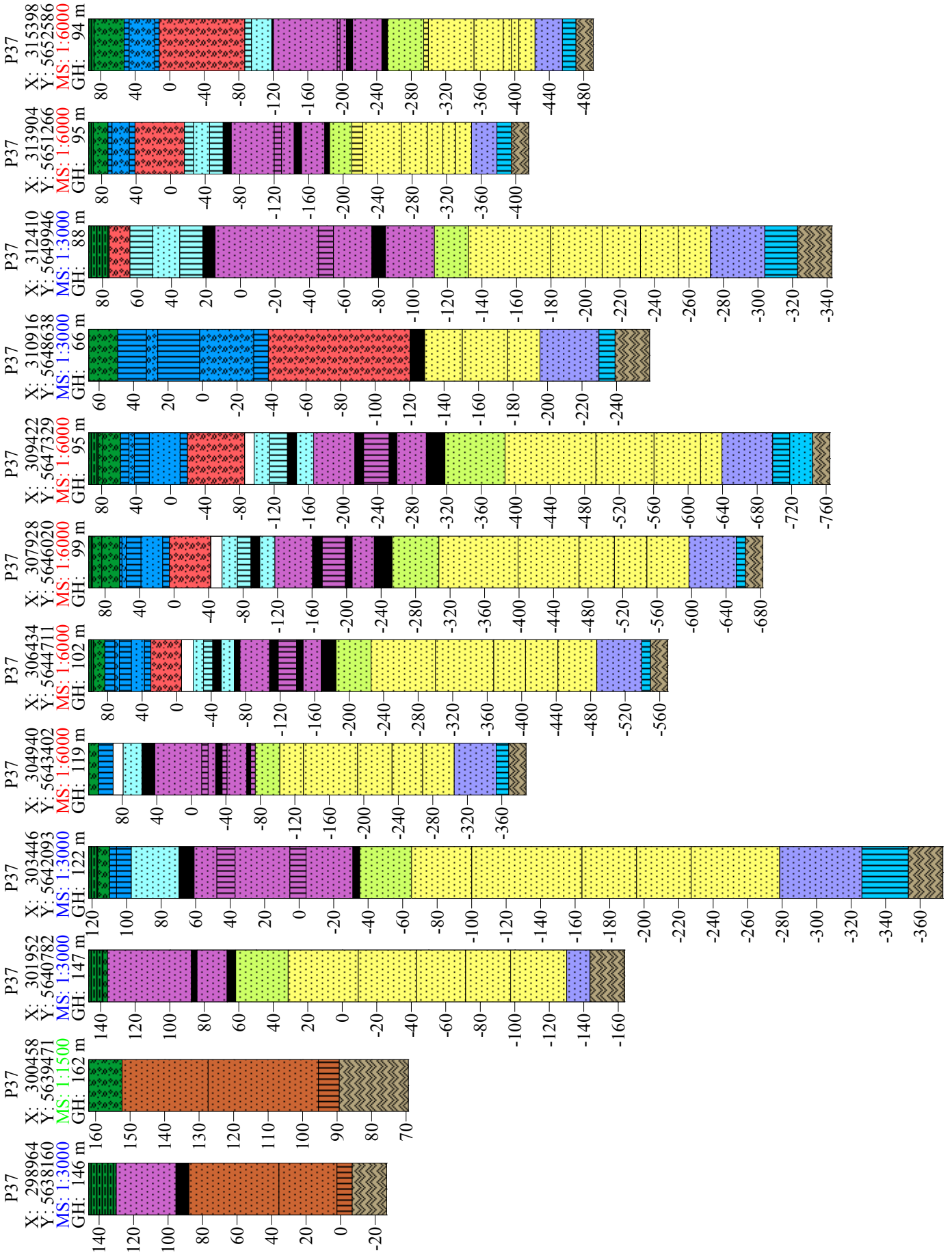
Anhang A



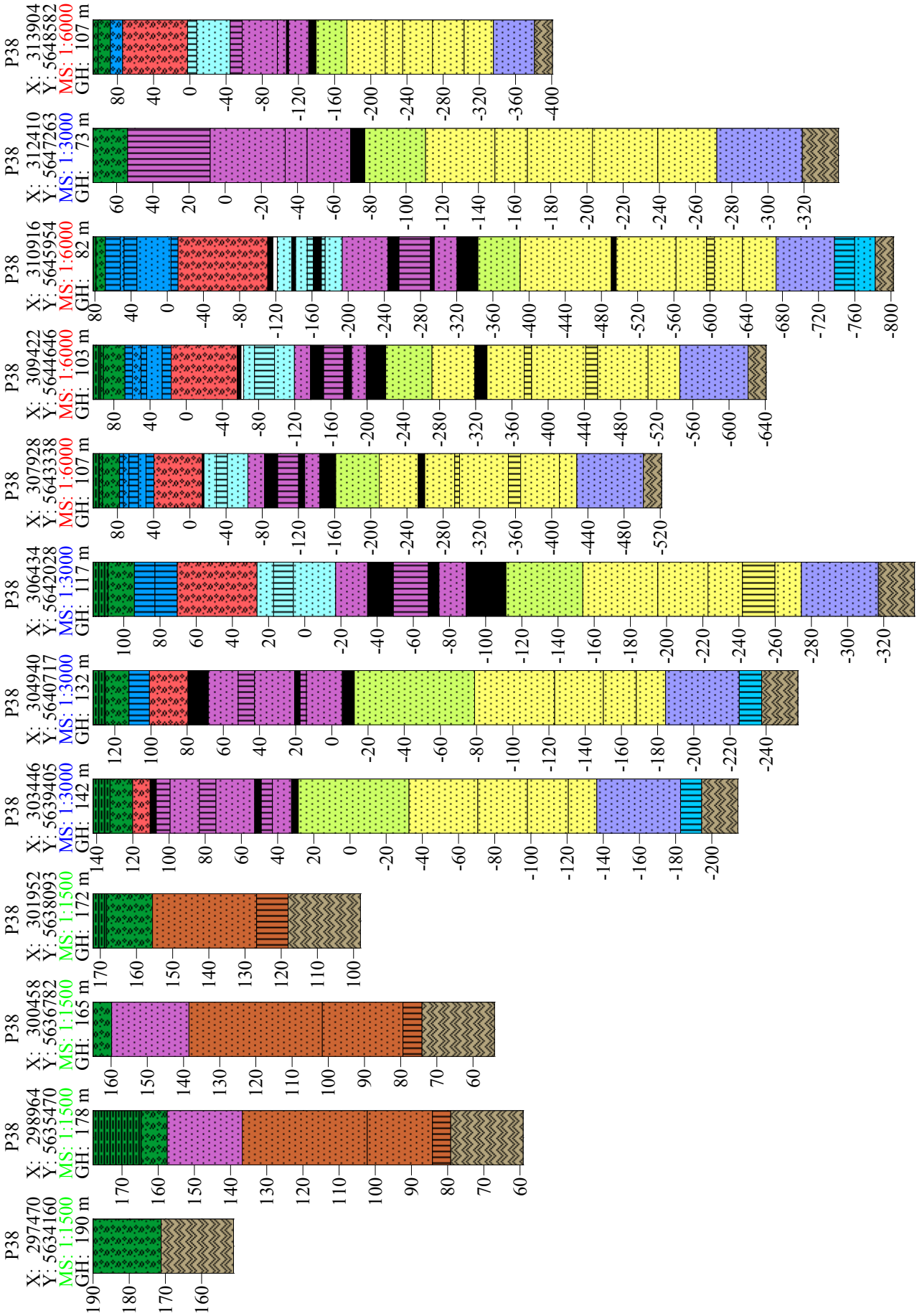
Anhang A



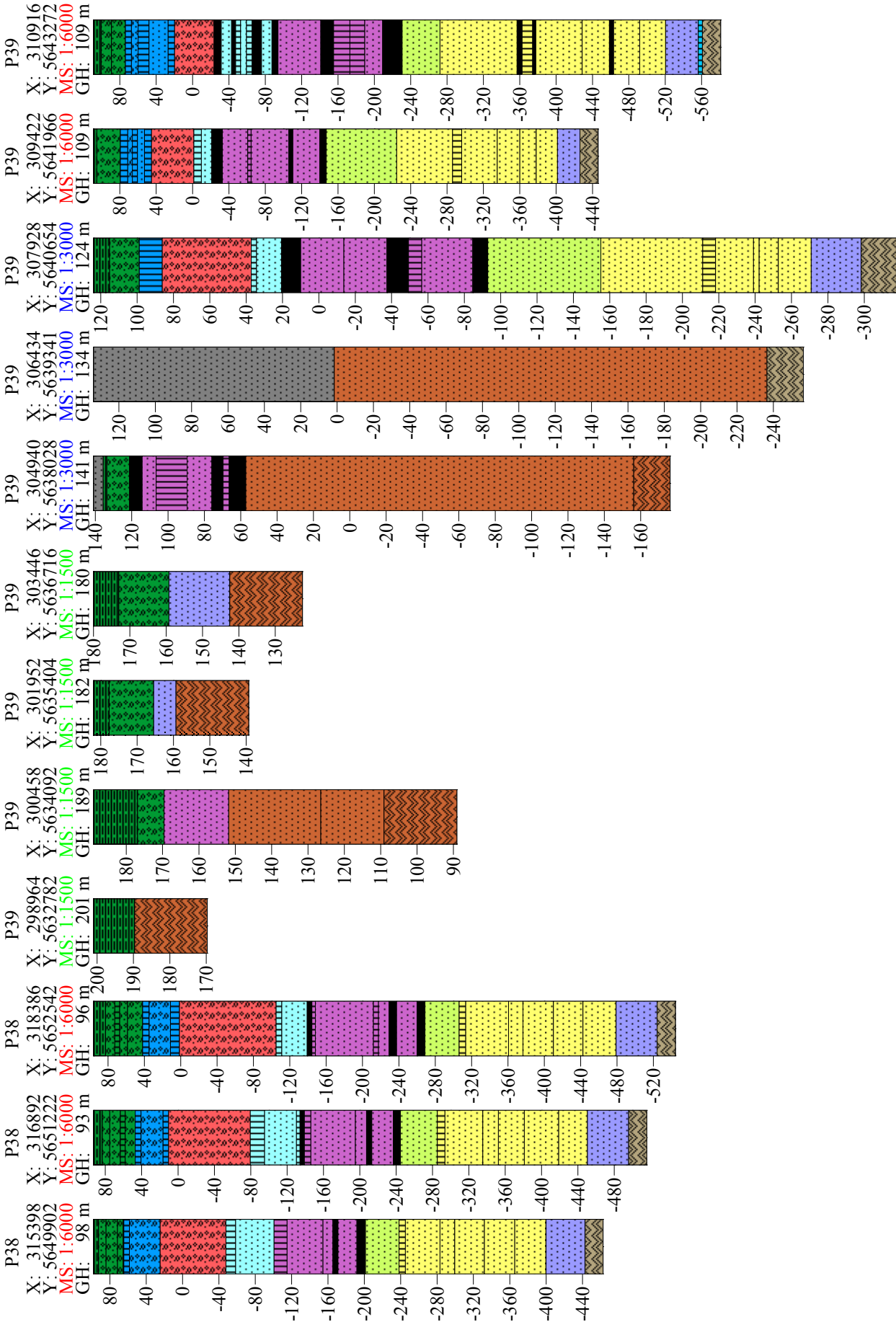
# Anhang A



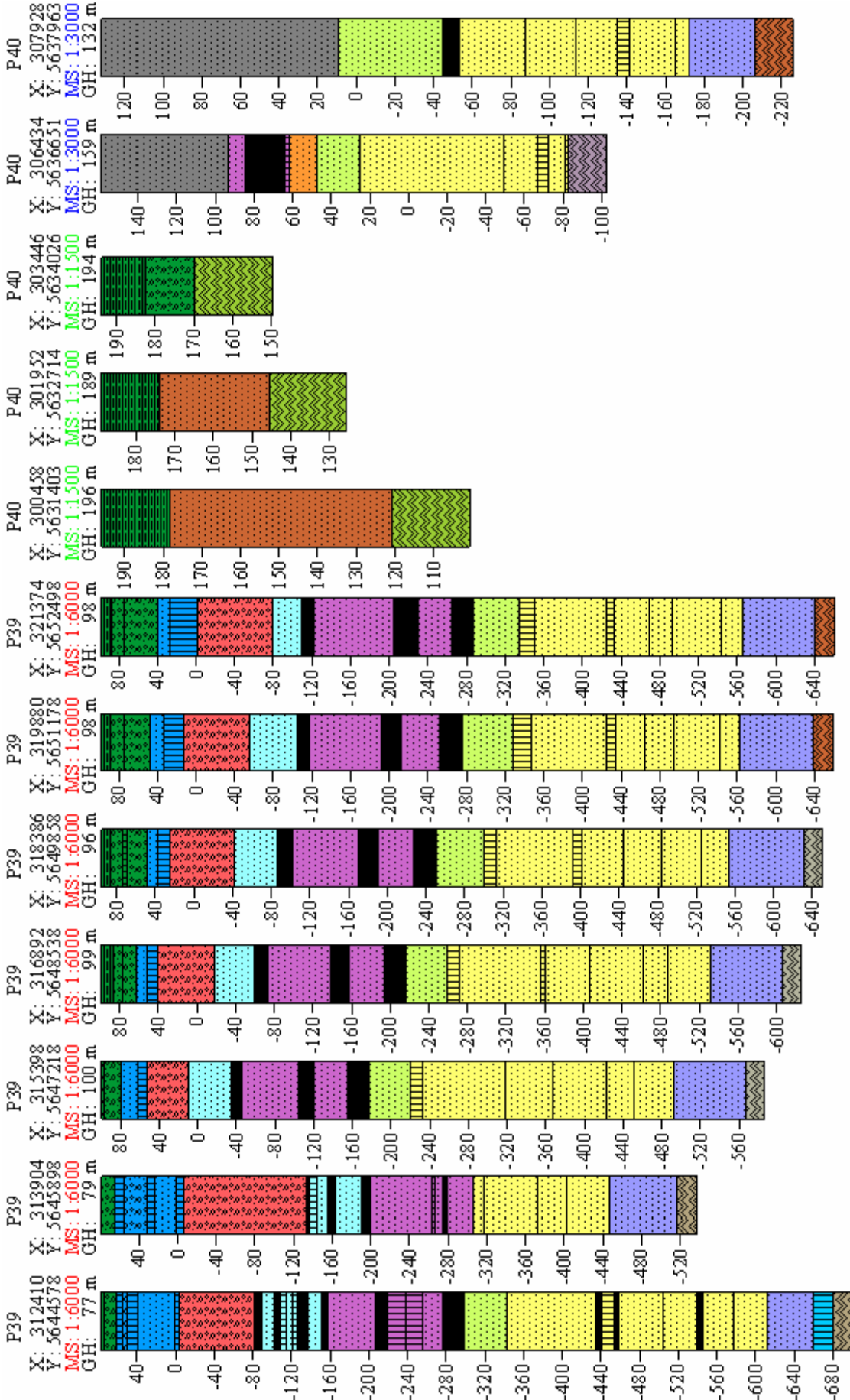
# Anhang A



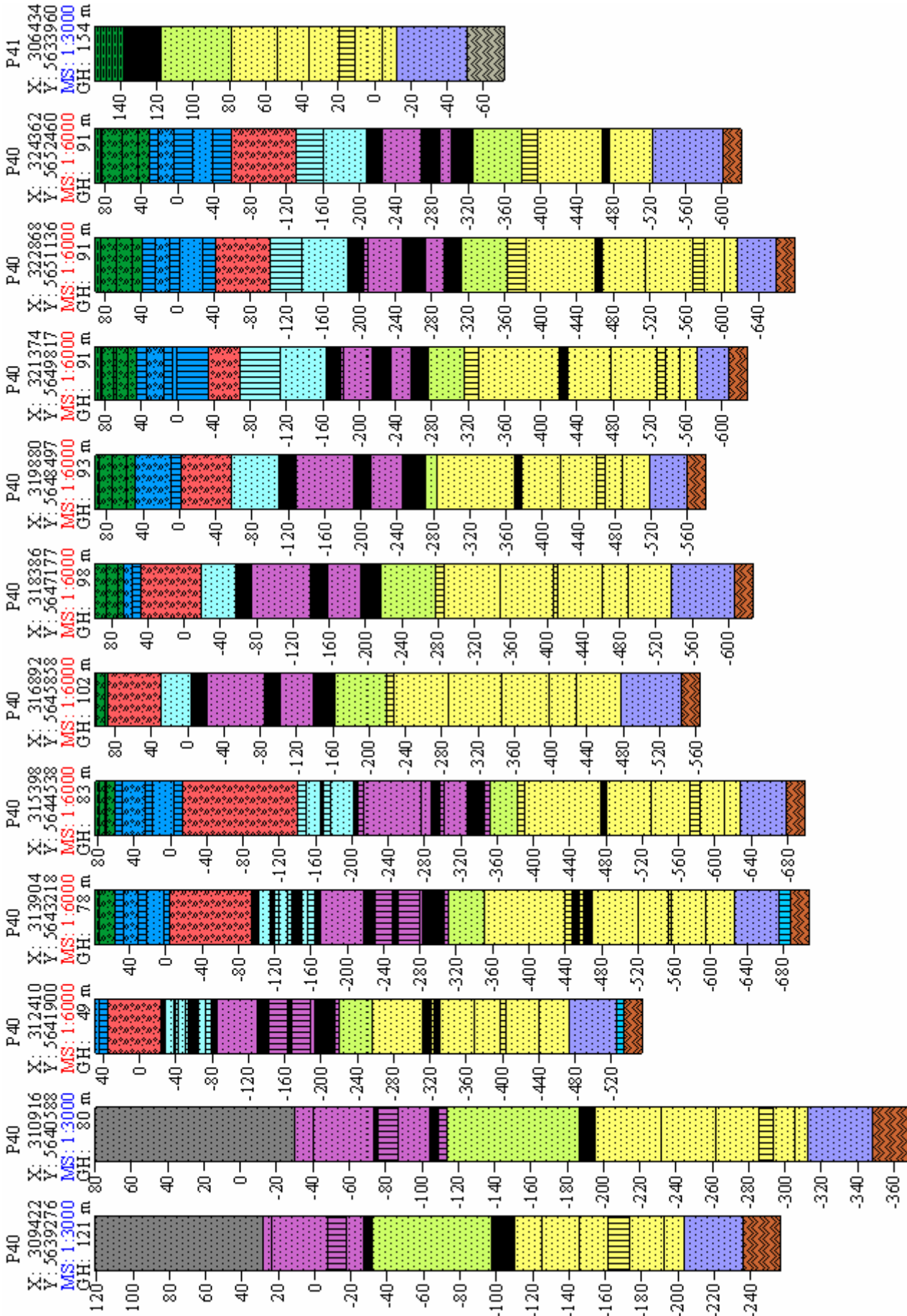
# Anhang A



# Anhang A

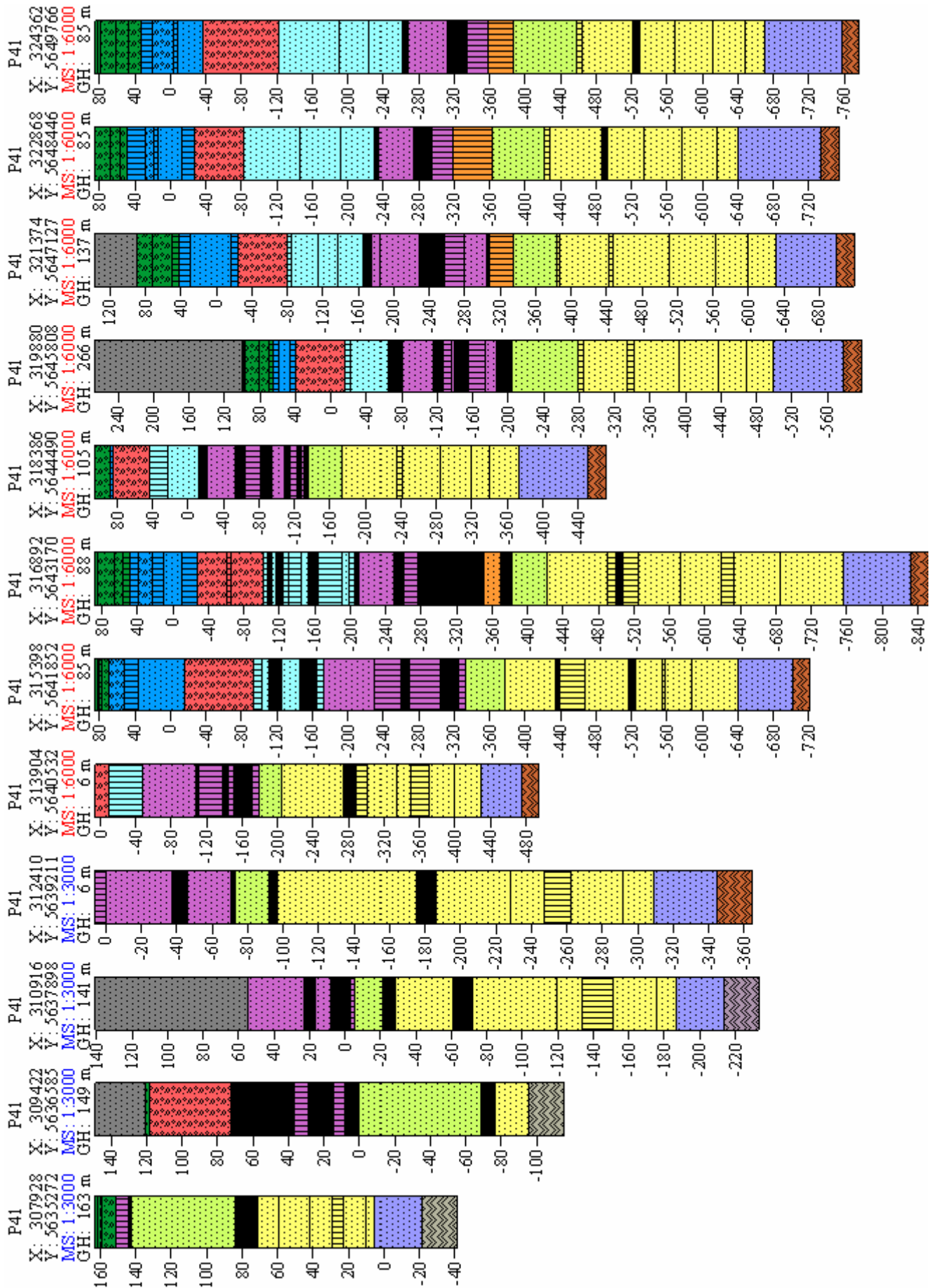


# Anhang A

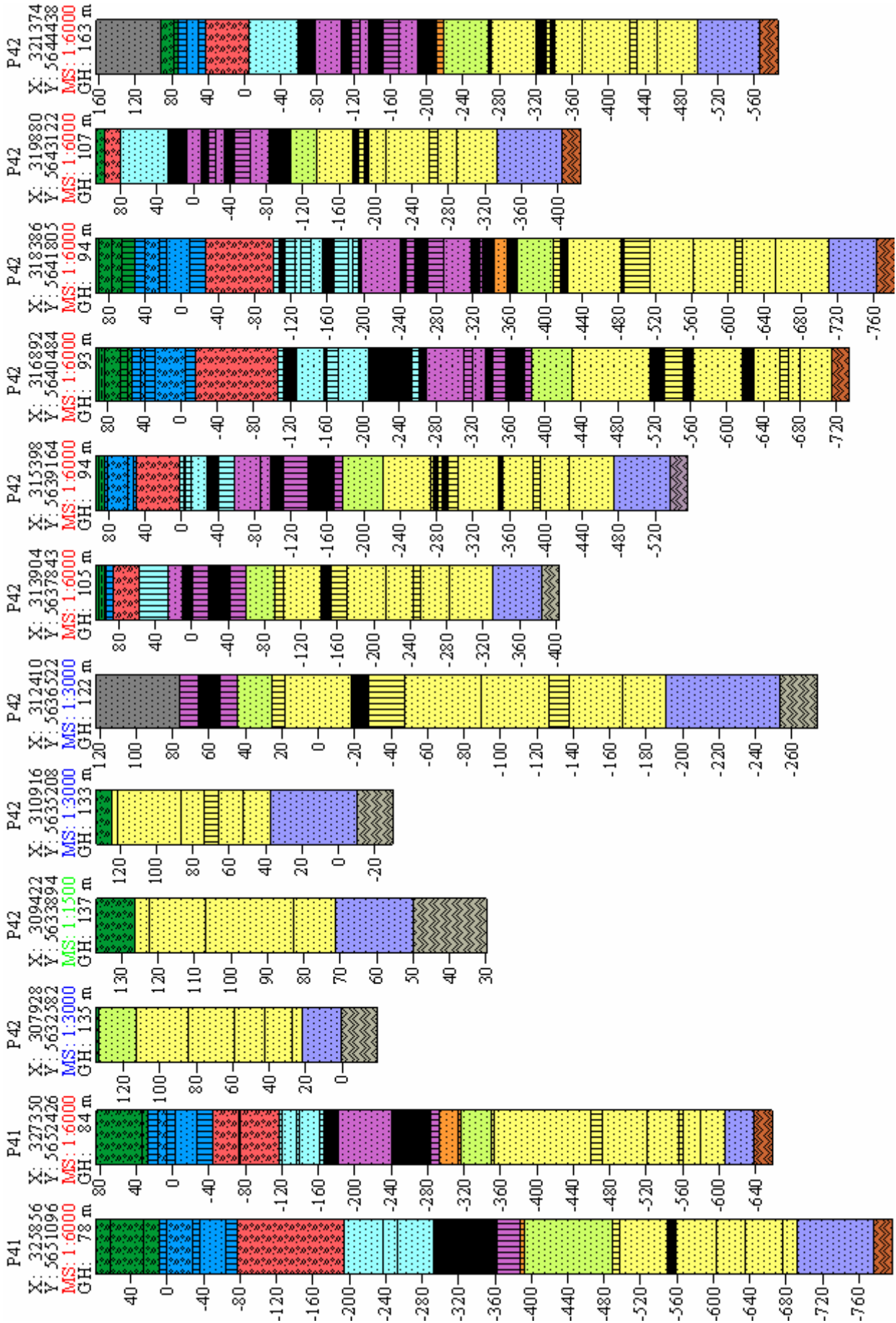




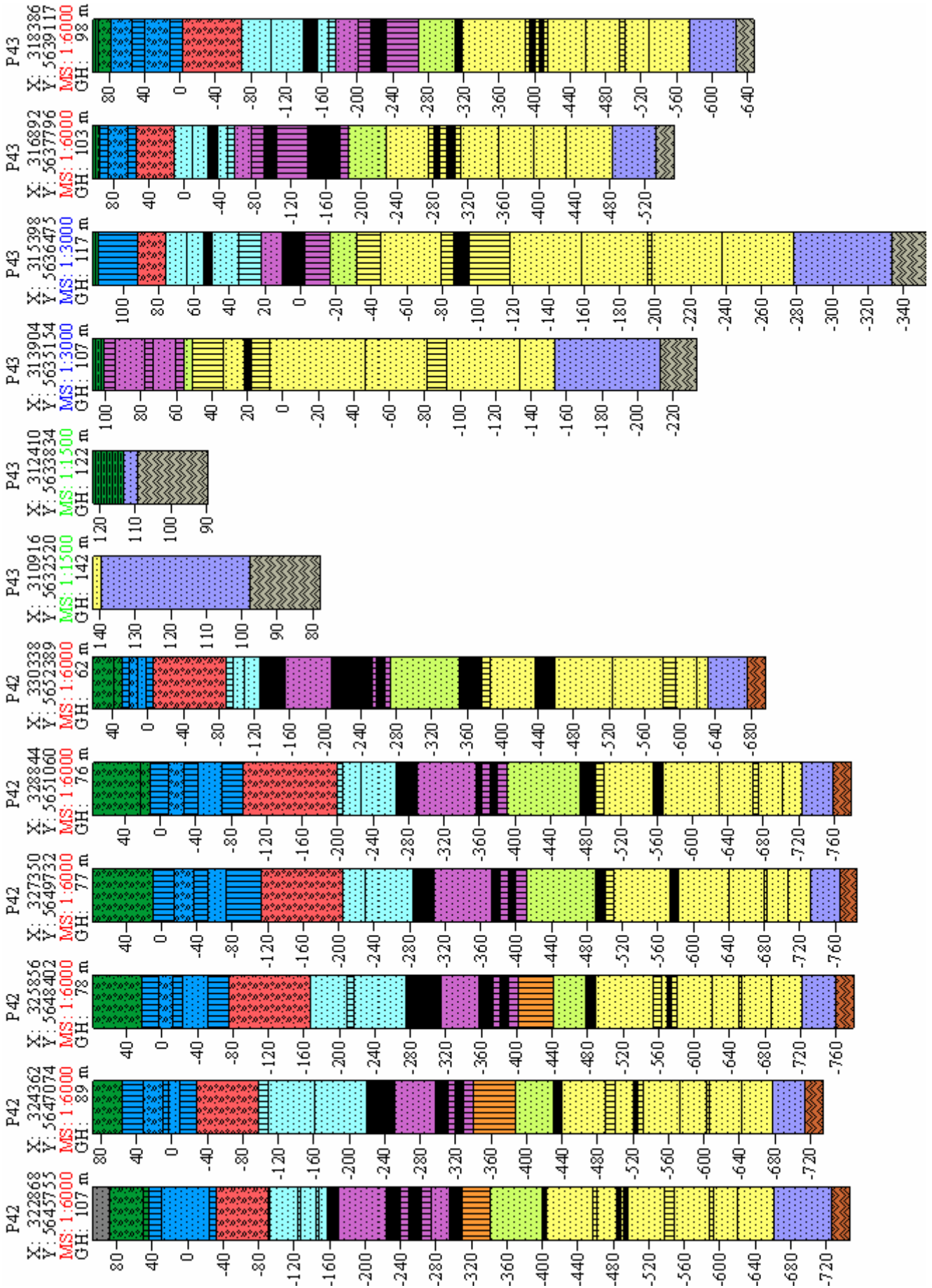
# Anhang A



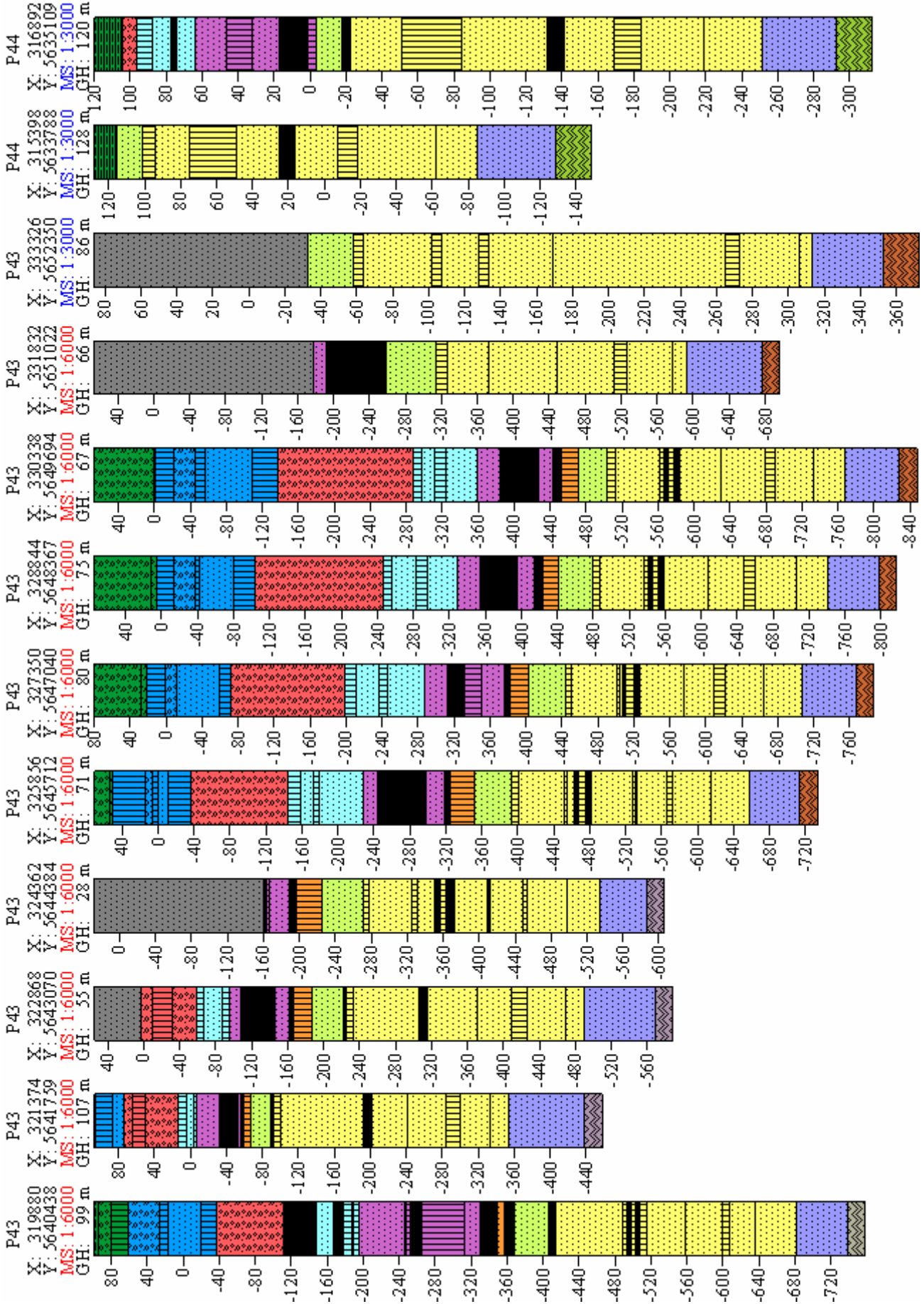
# Anhang A



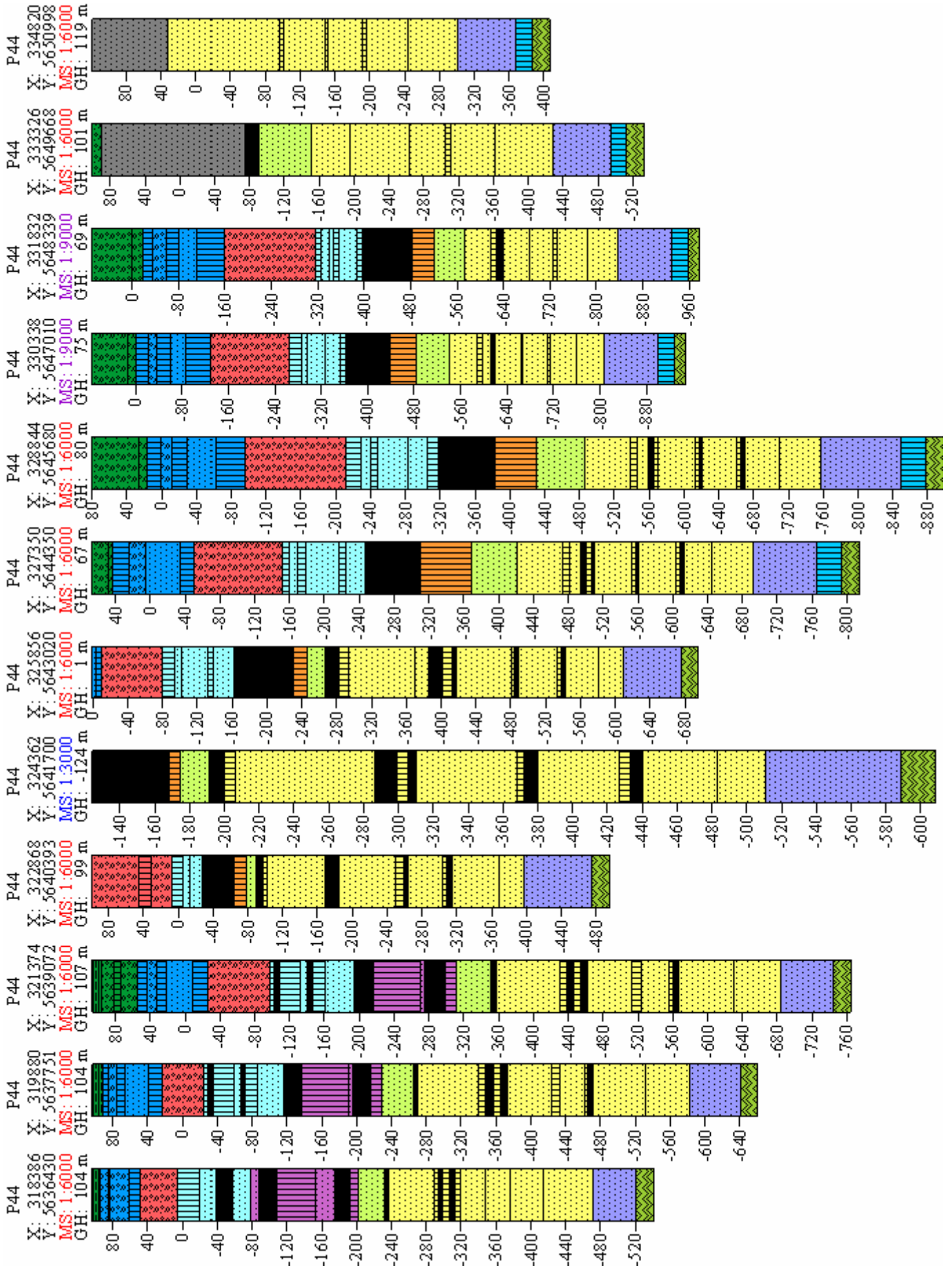
# Anhang A



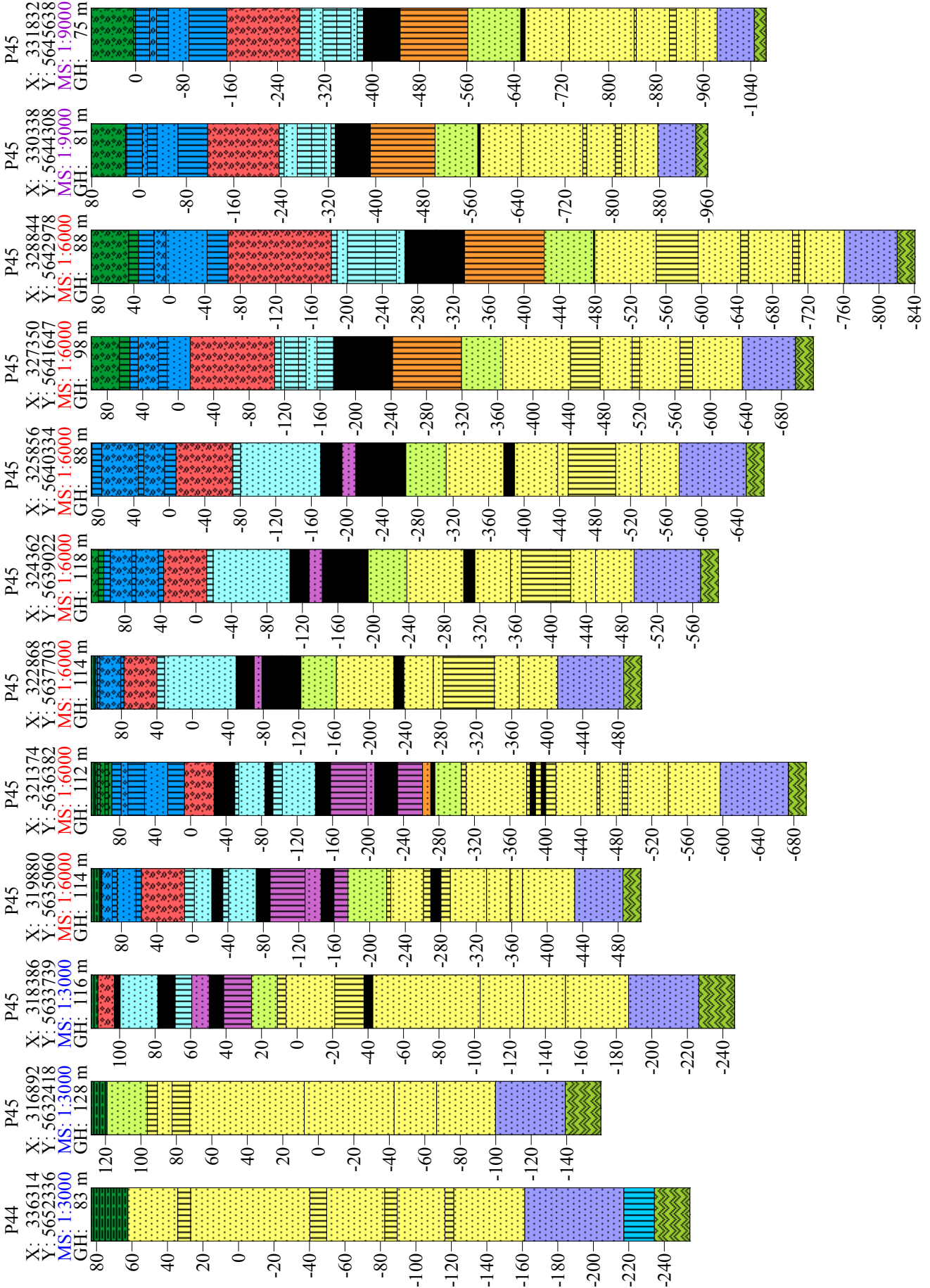
# Anhang A



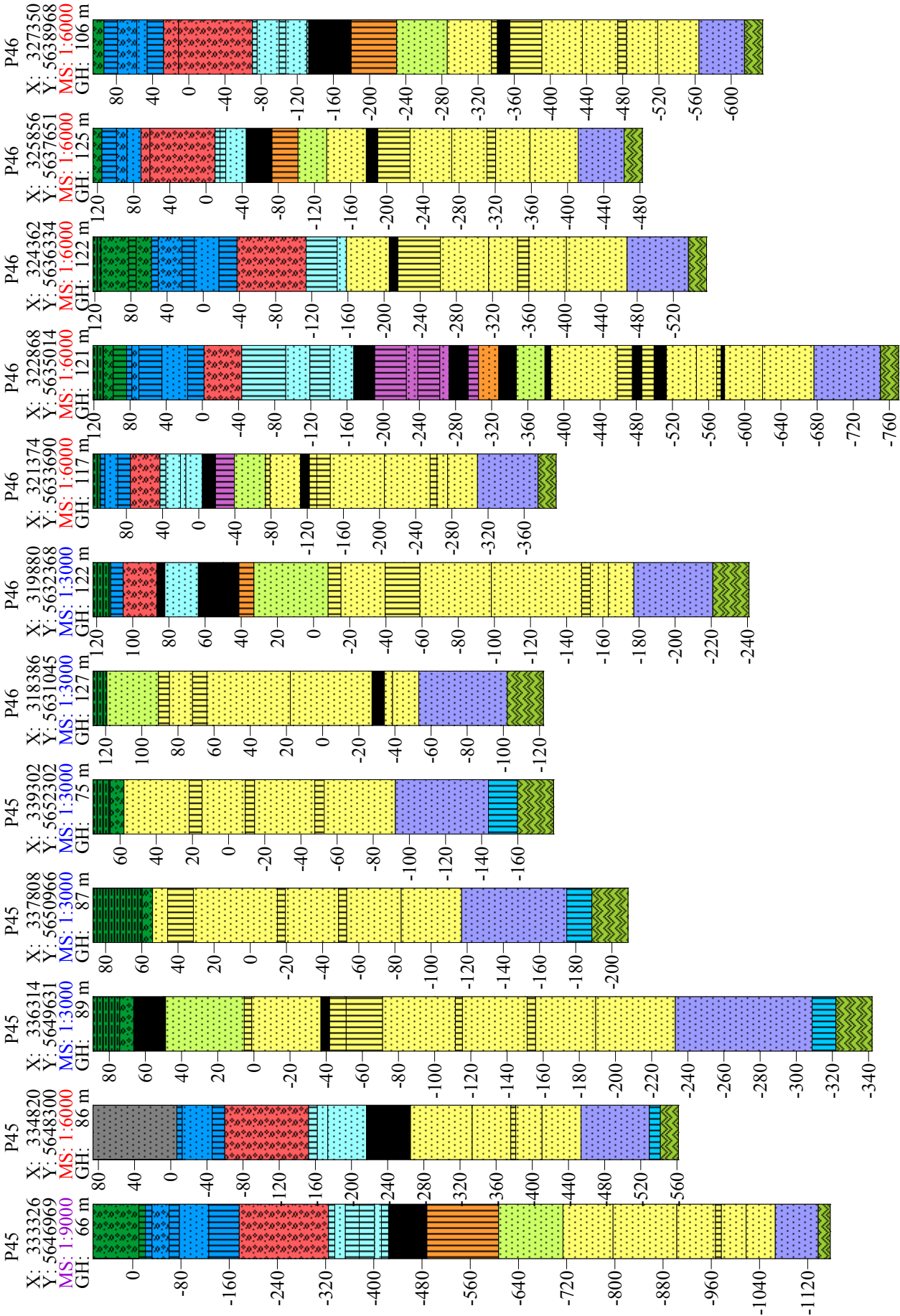
Anhang A



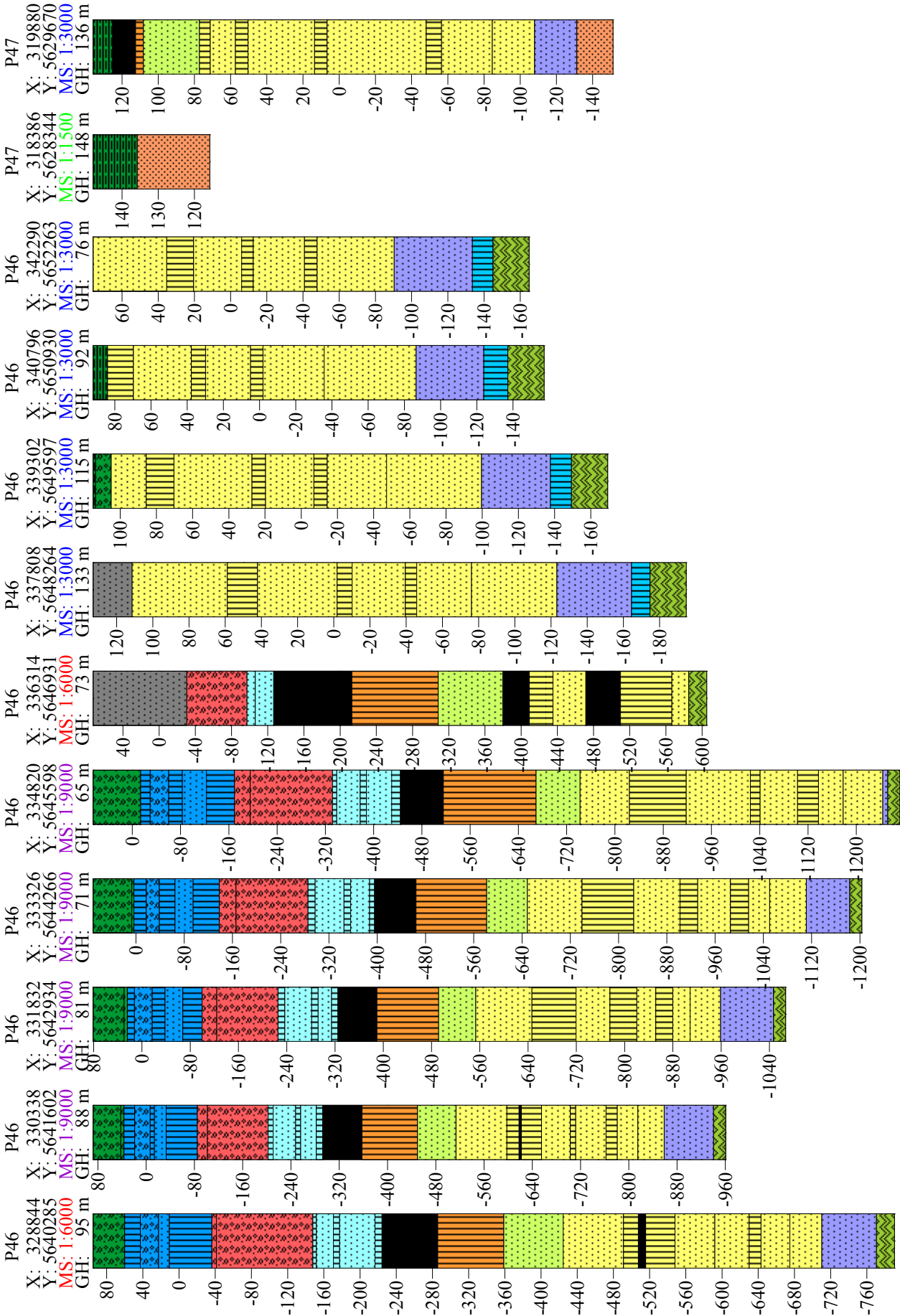
# Anhang A



# Anhang A

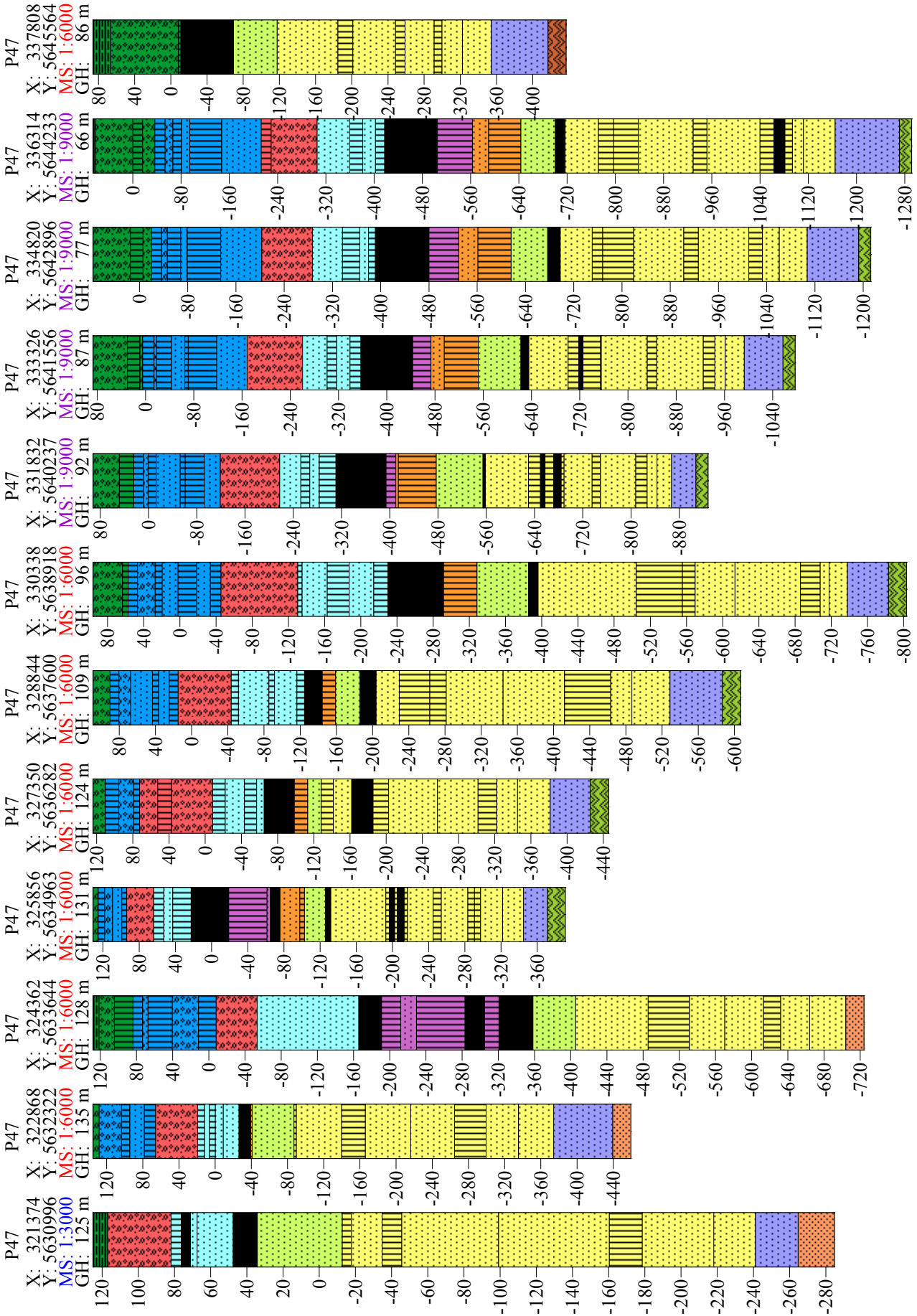


# Anhang A

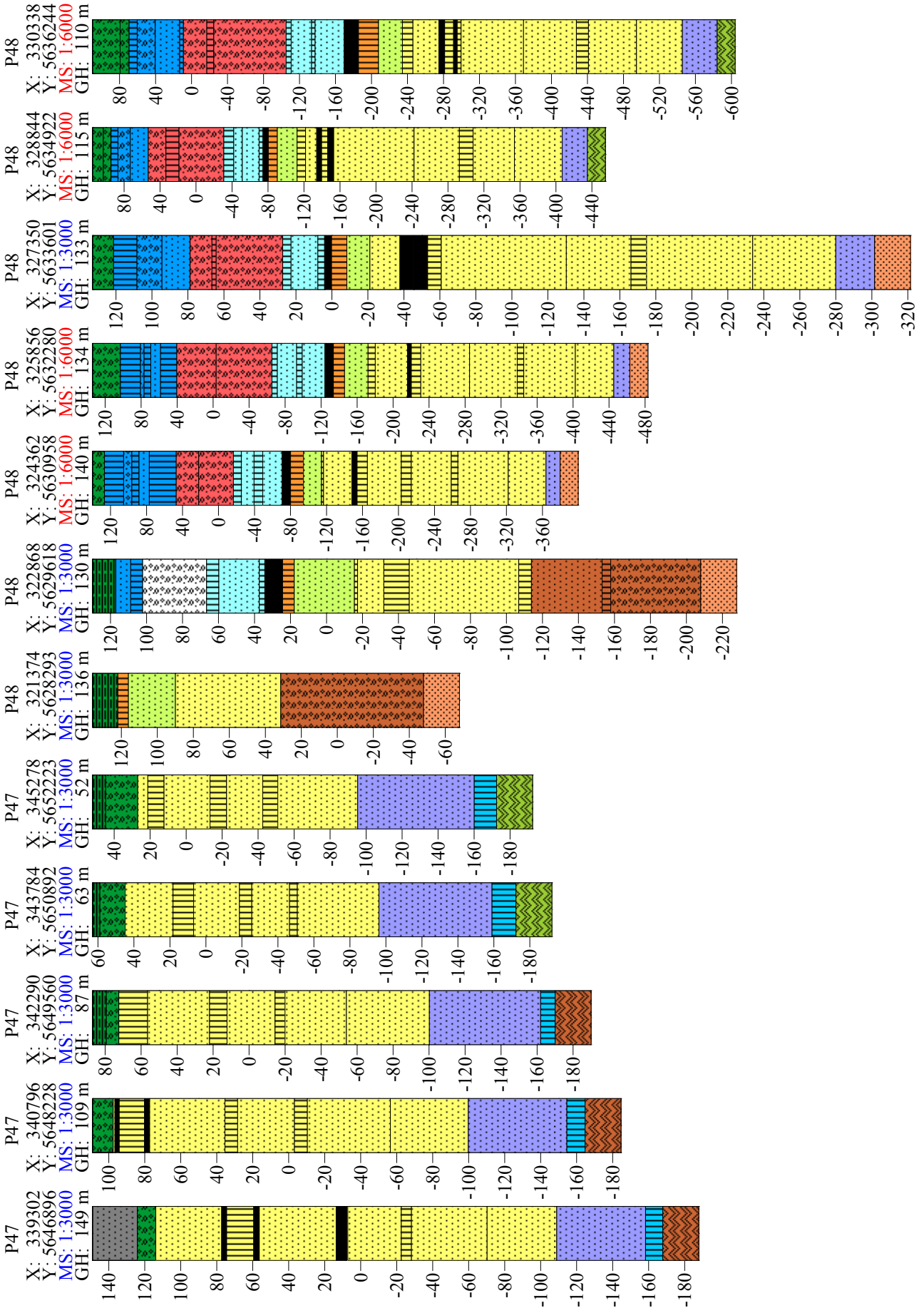




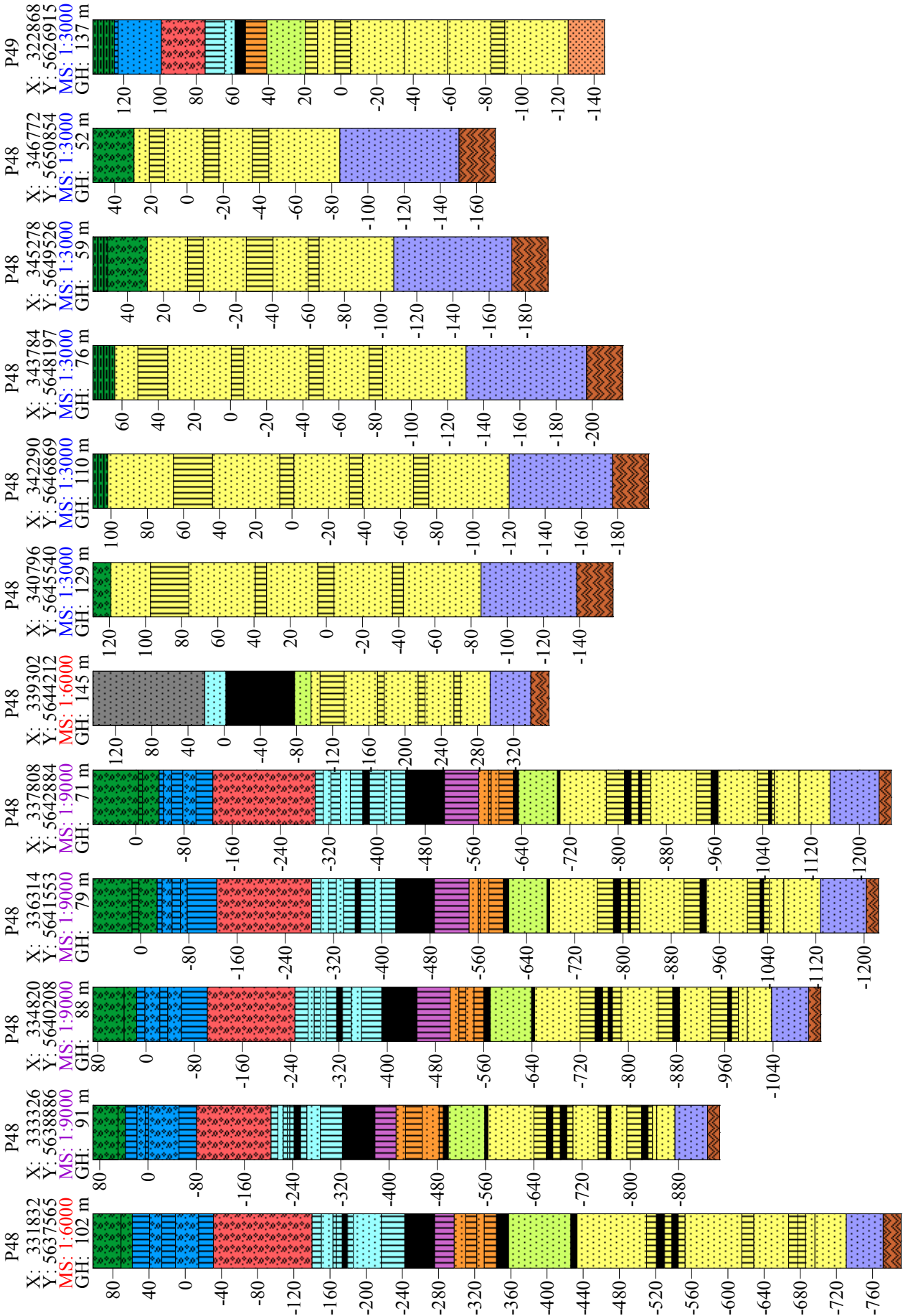
Anhang A



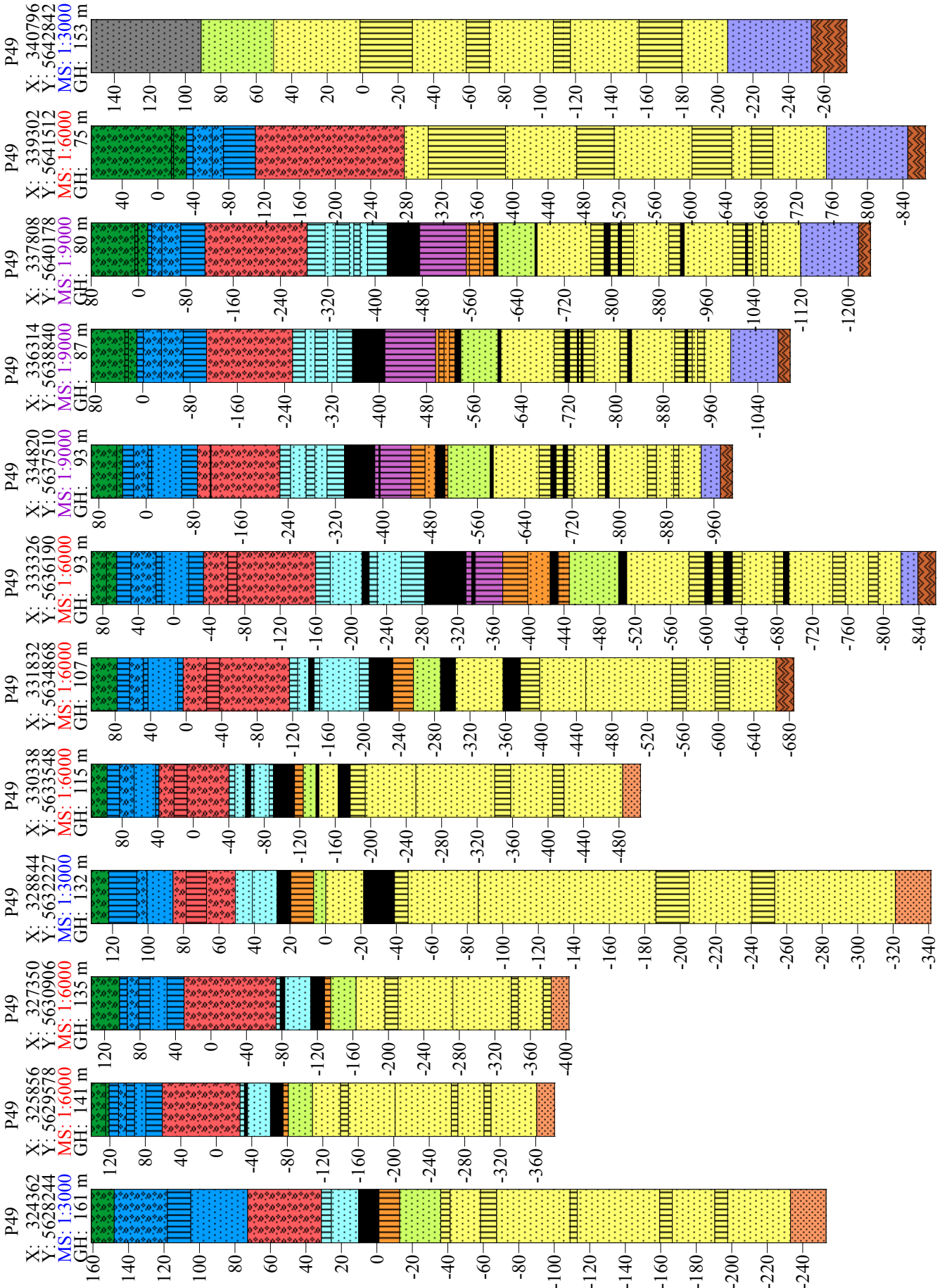
# Anhang A



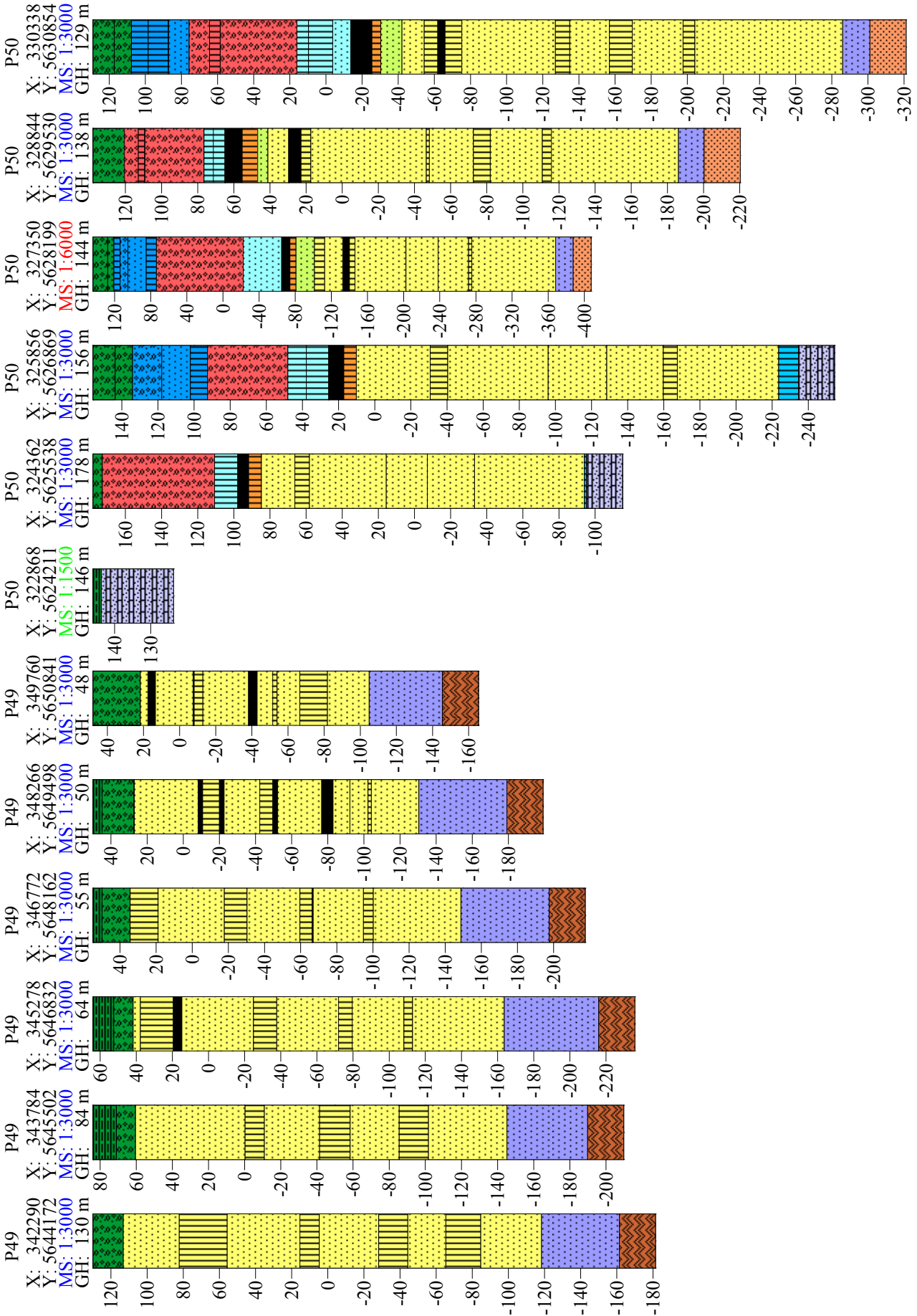
Anhang A



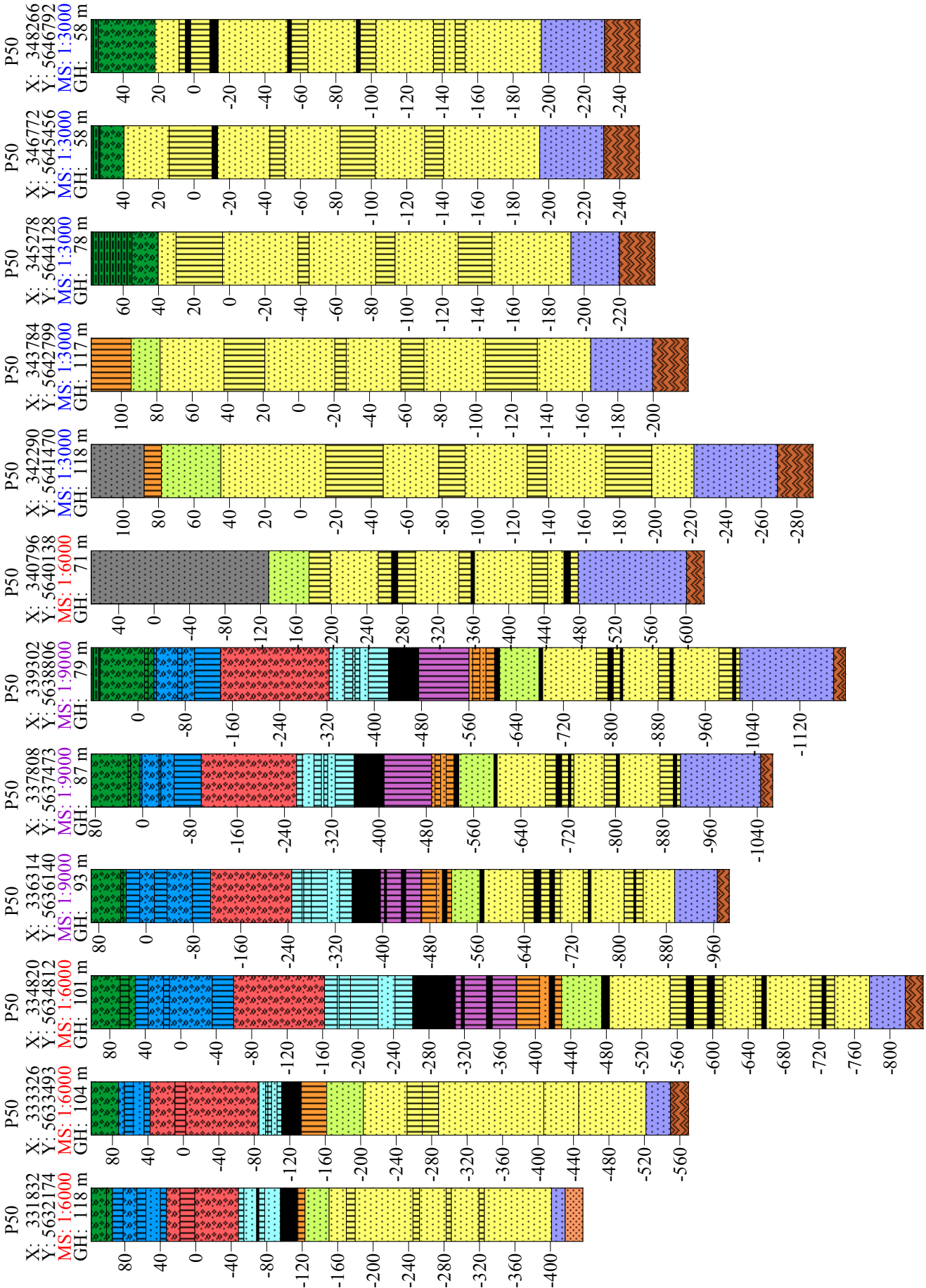
Anhang A



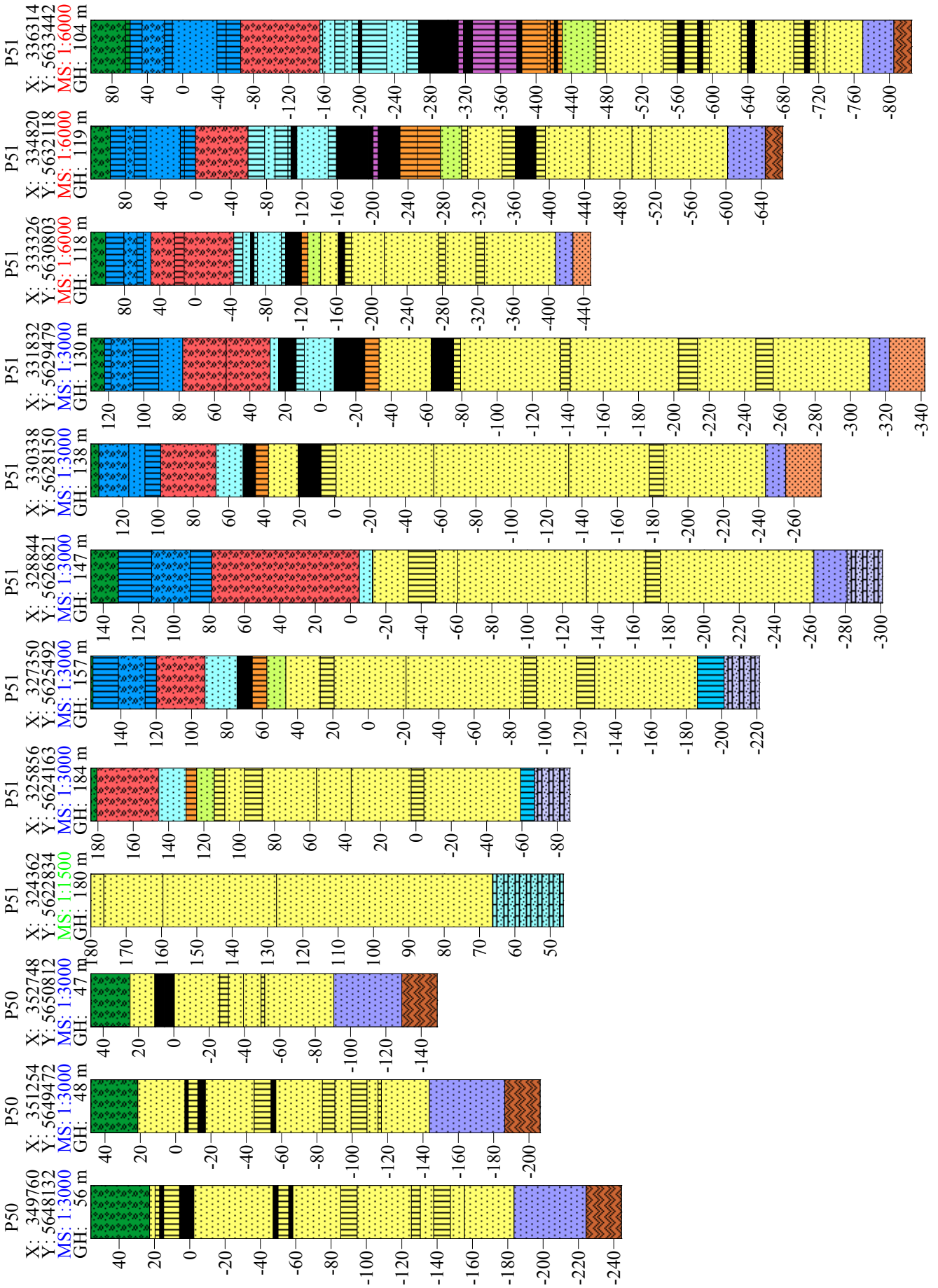
# Anhang A



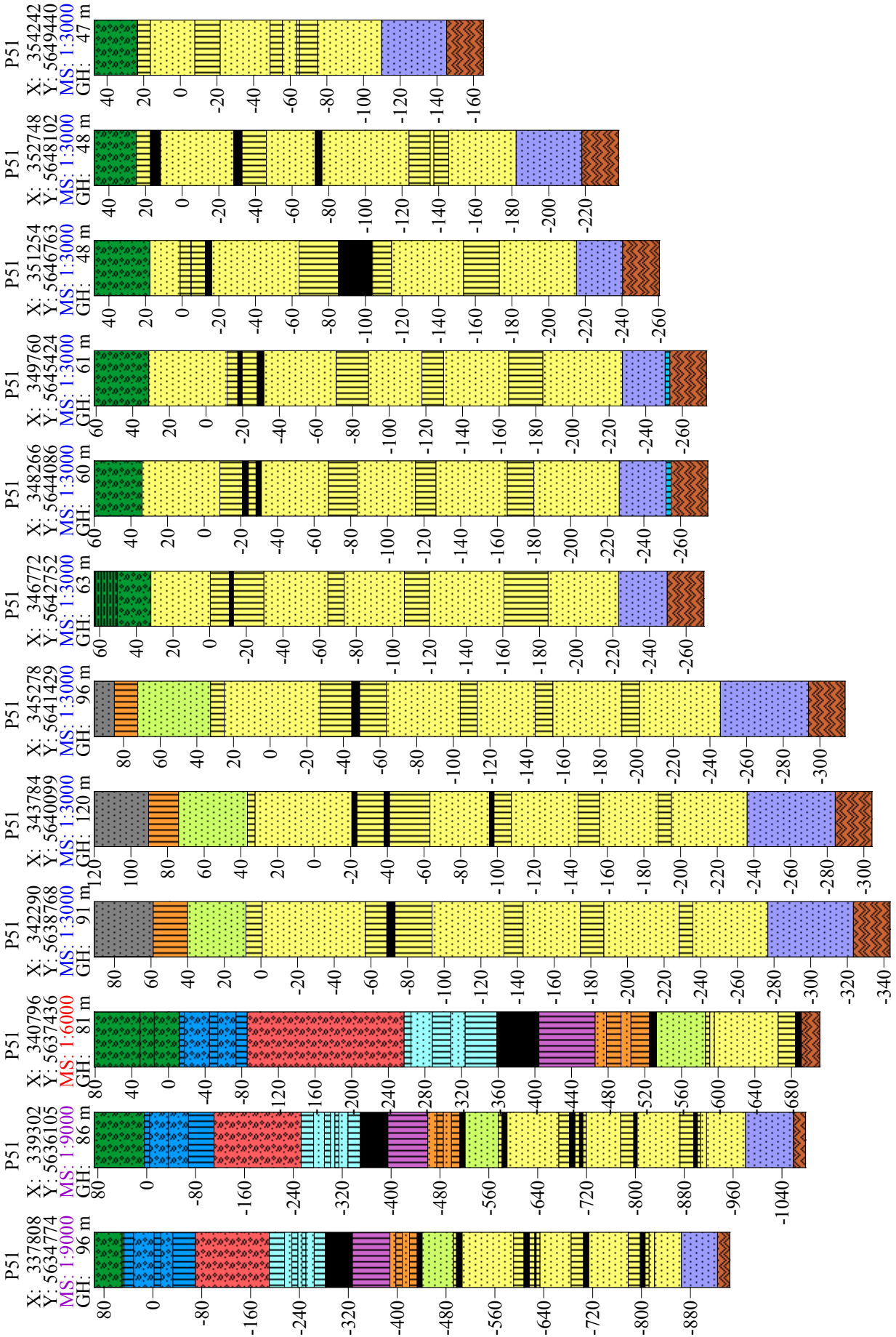
Anhang A



# Anhang A

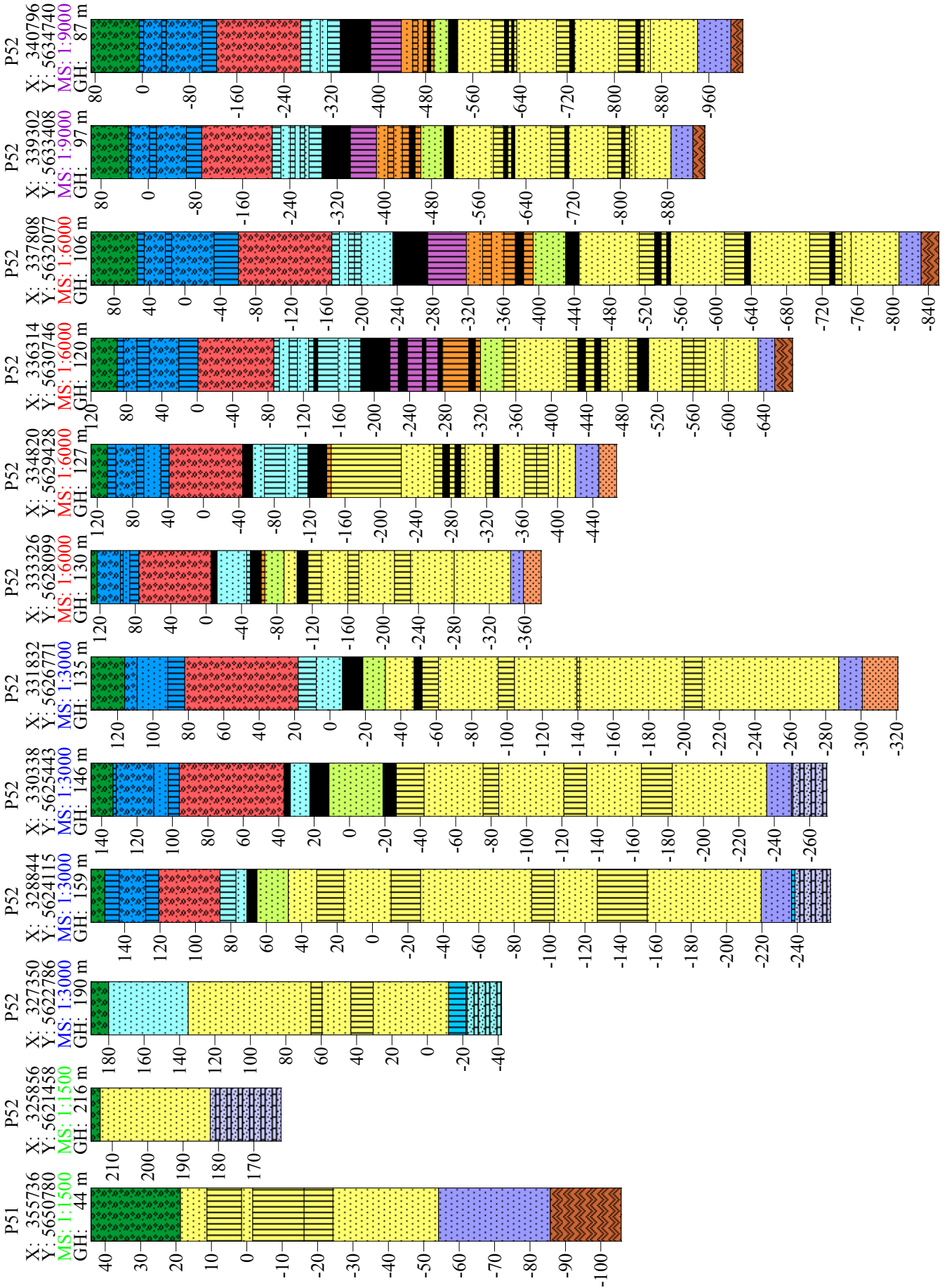


# Anhang A

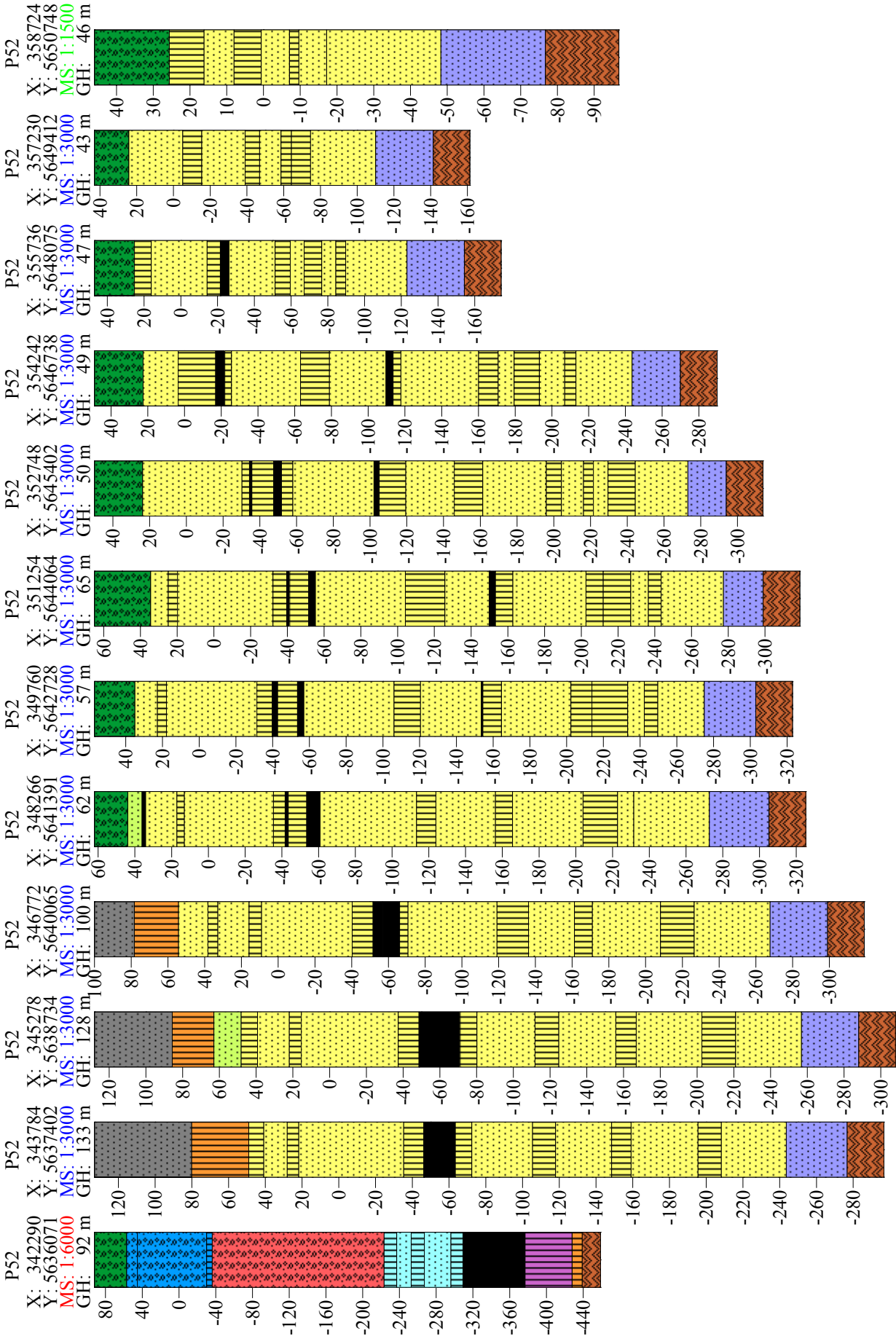




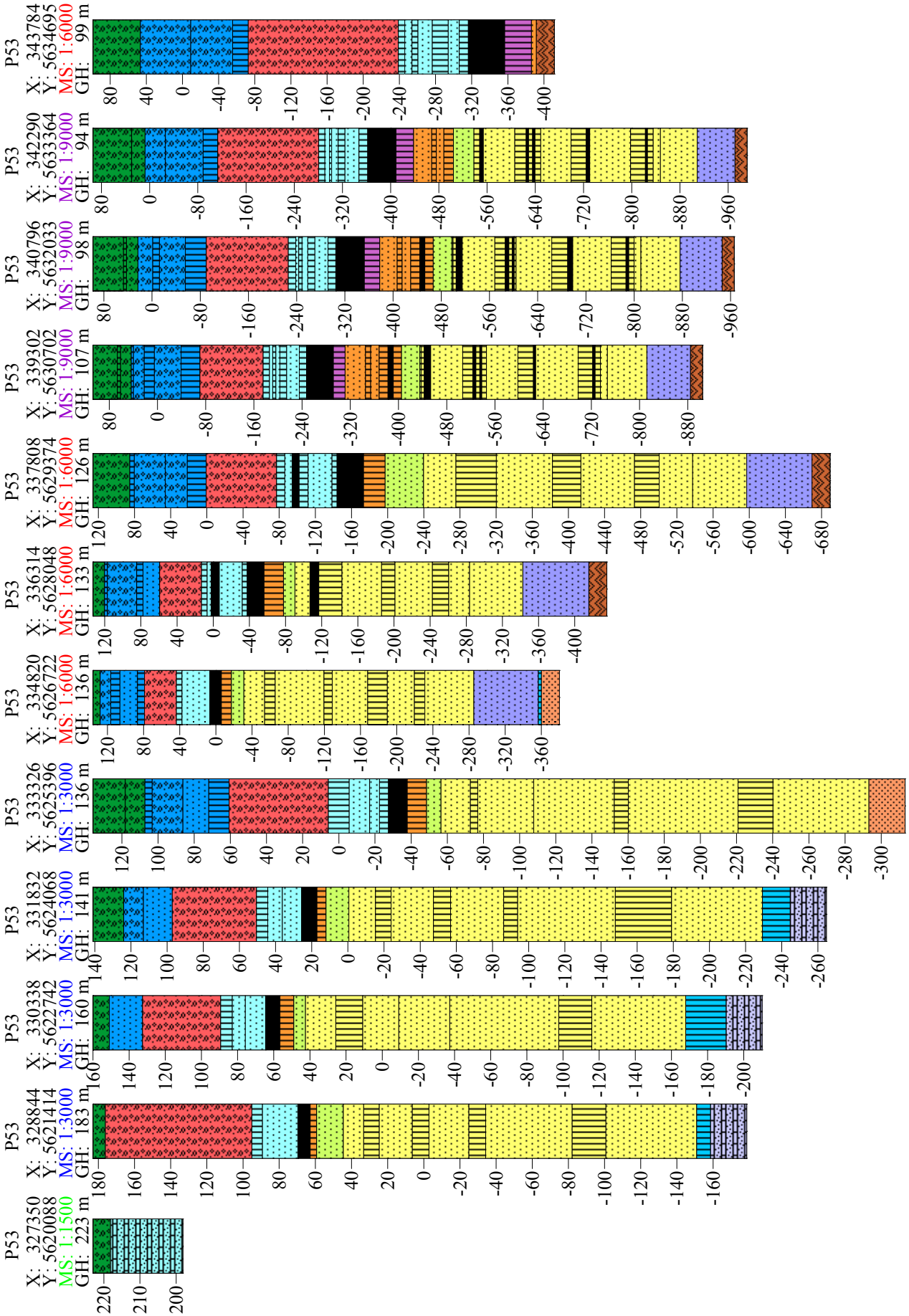
# Anhang A



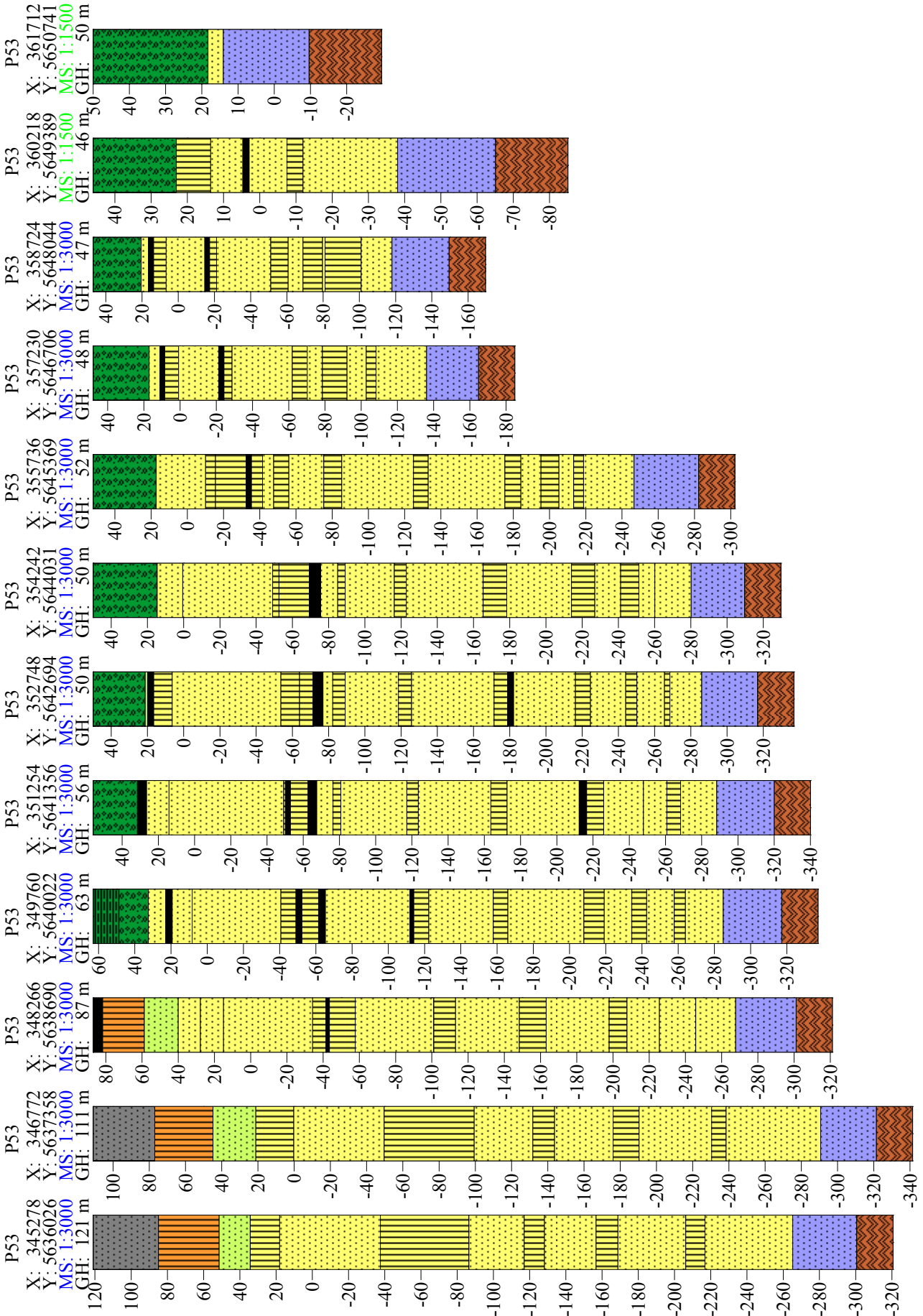
Anhang A



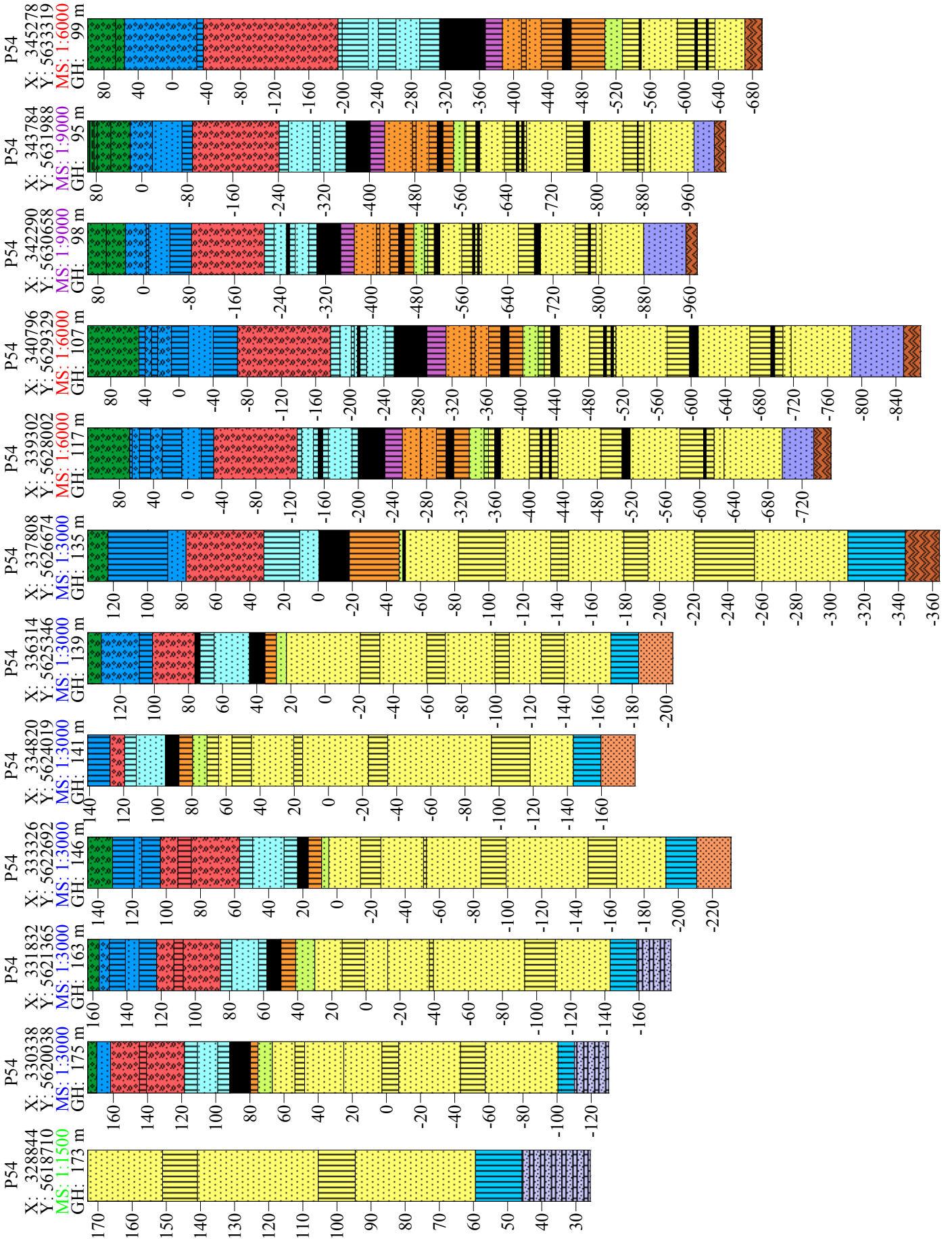
Anhang A



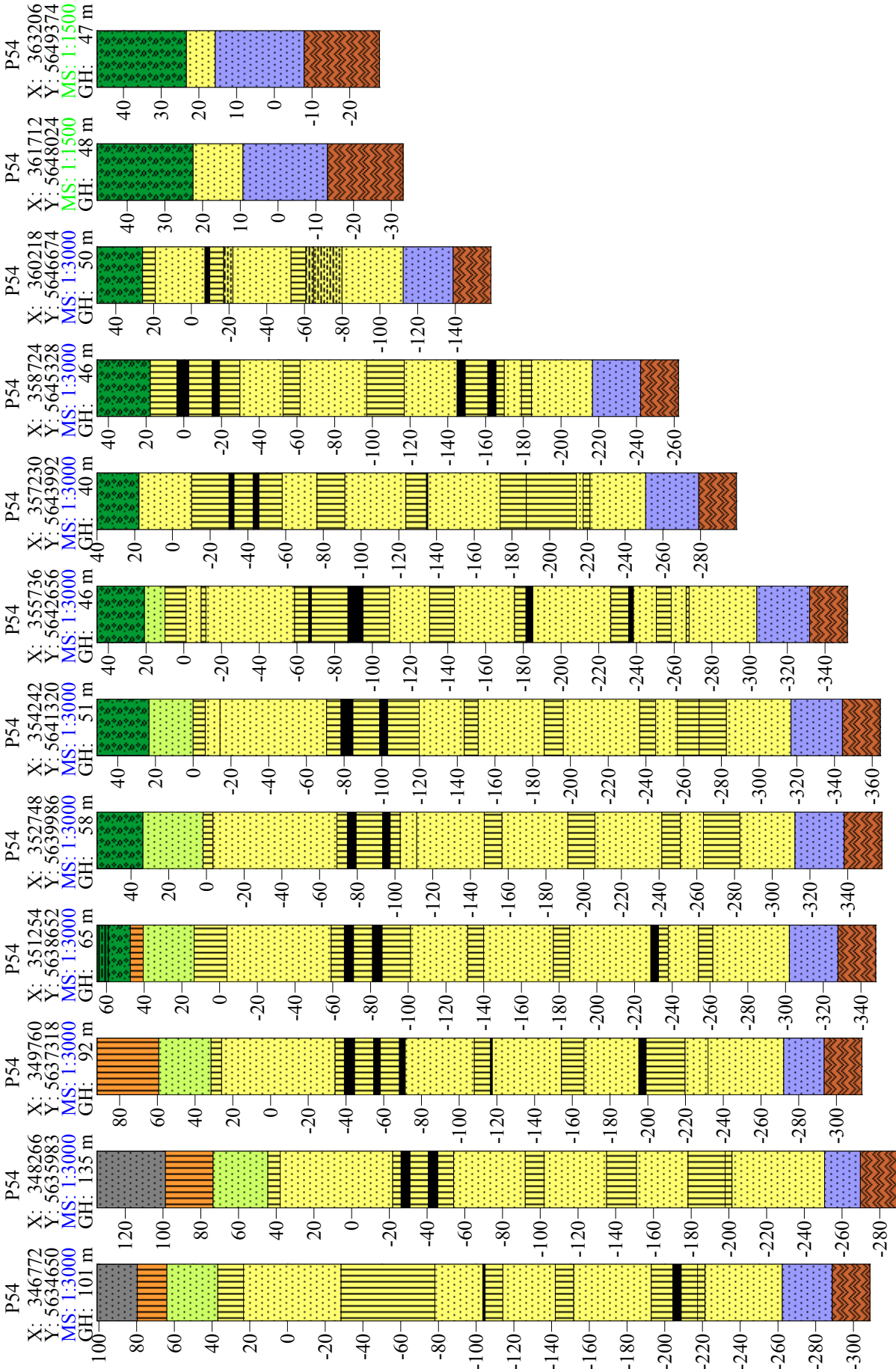
Anhang A



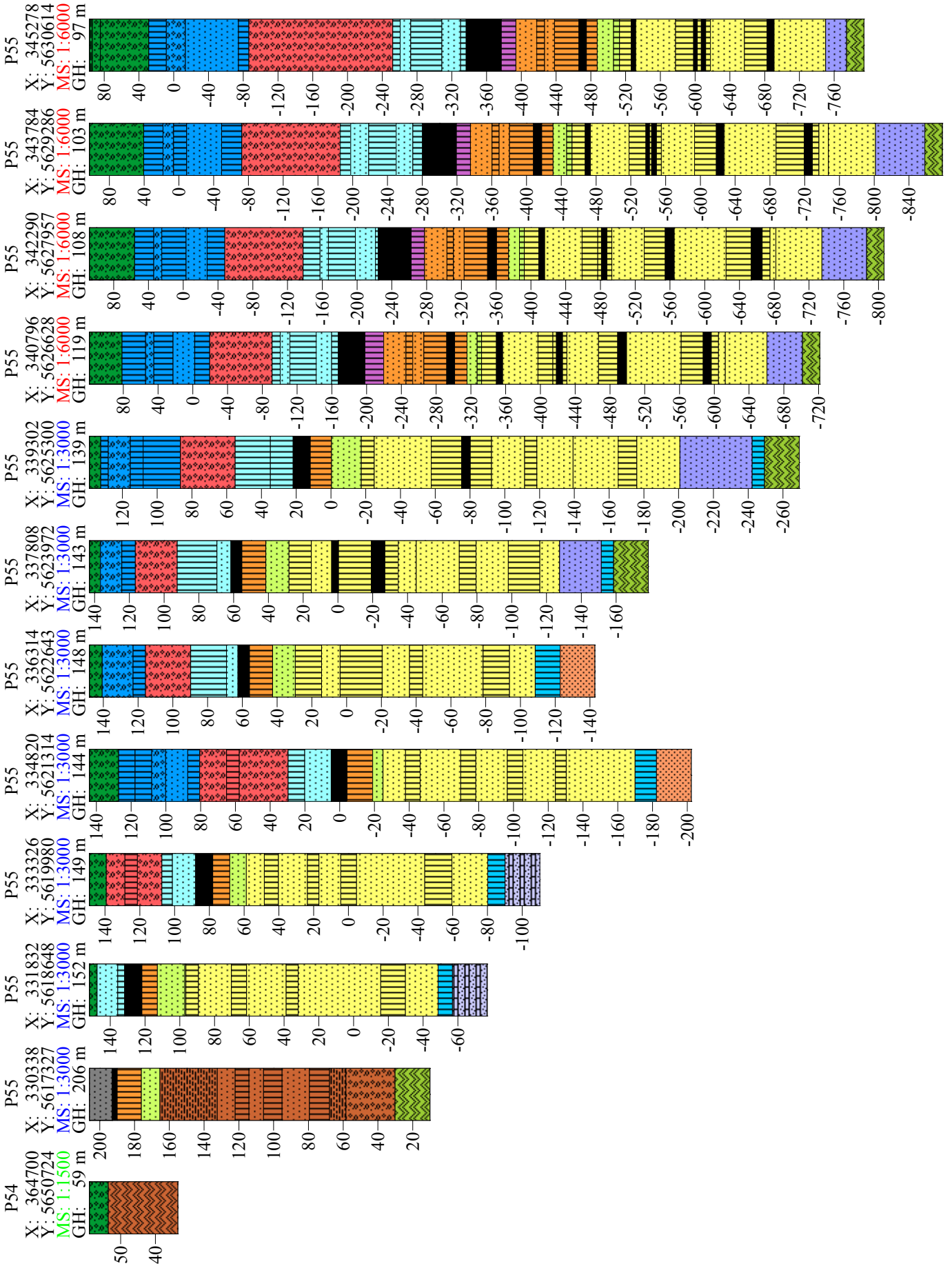
# Anhang A



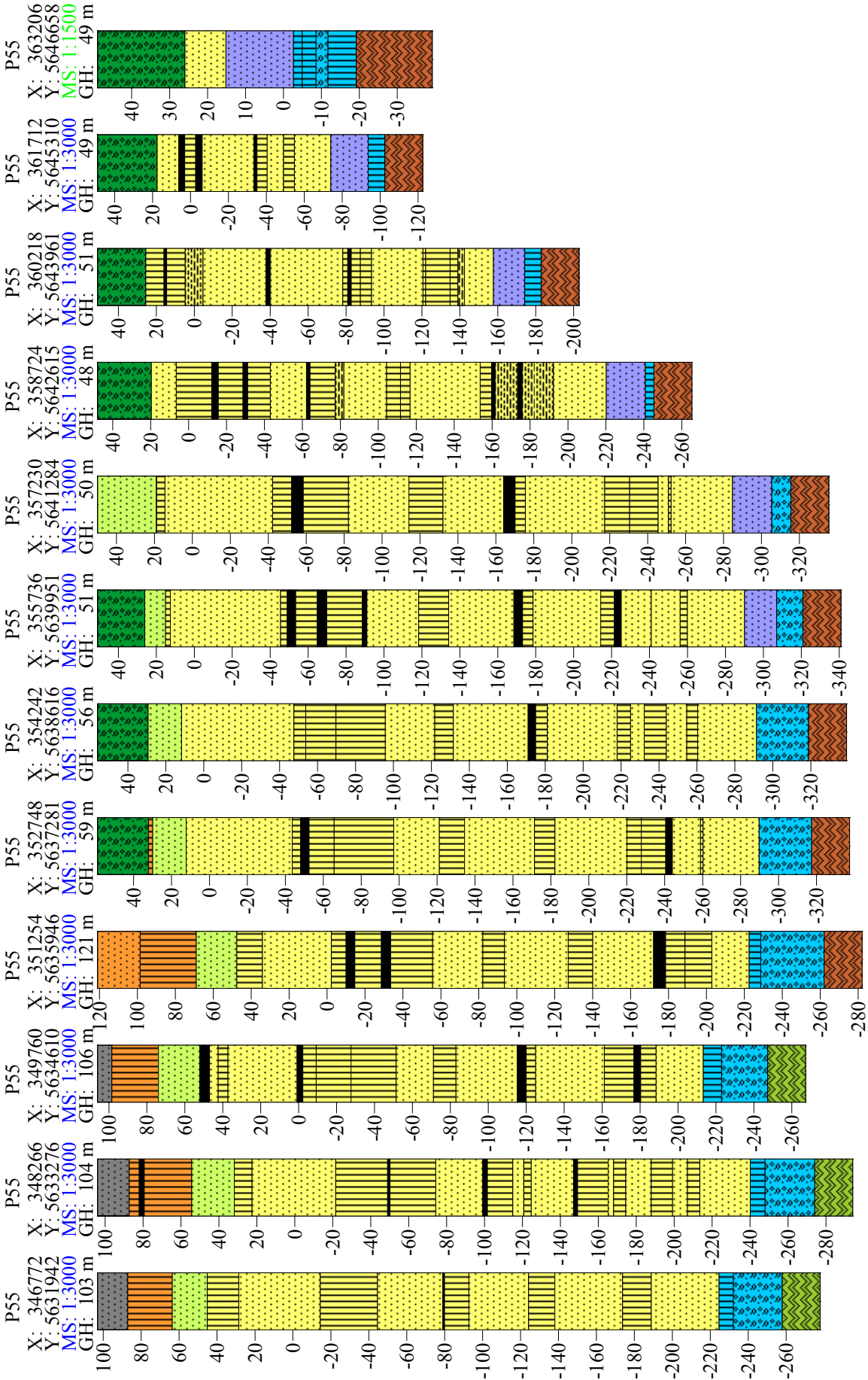
Anhang A



Anhang A

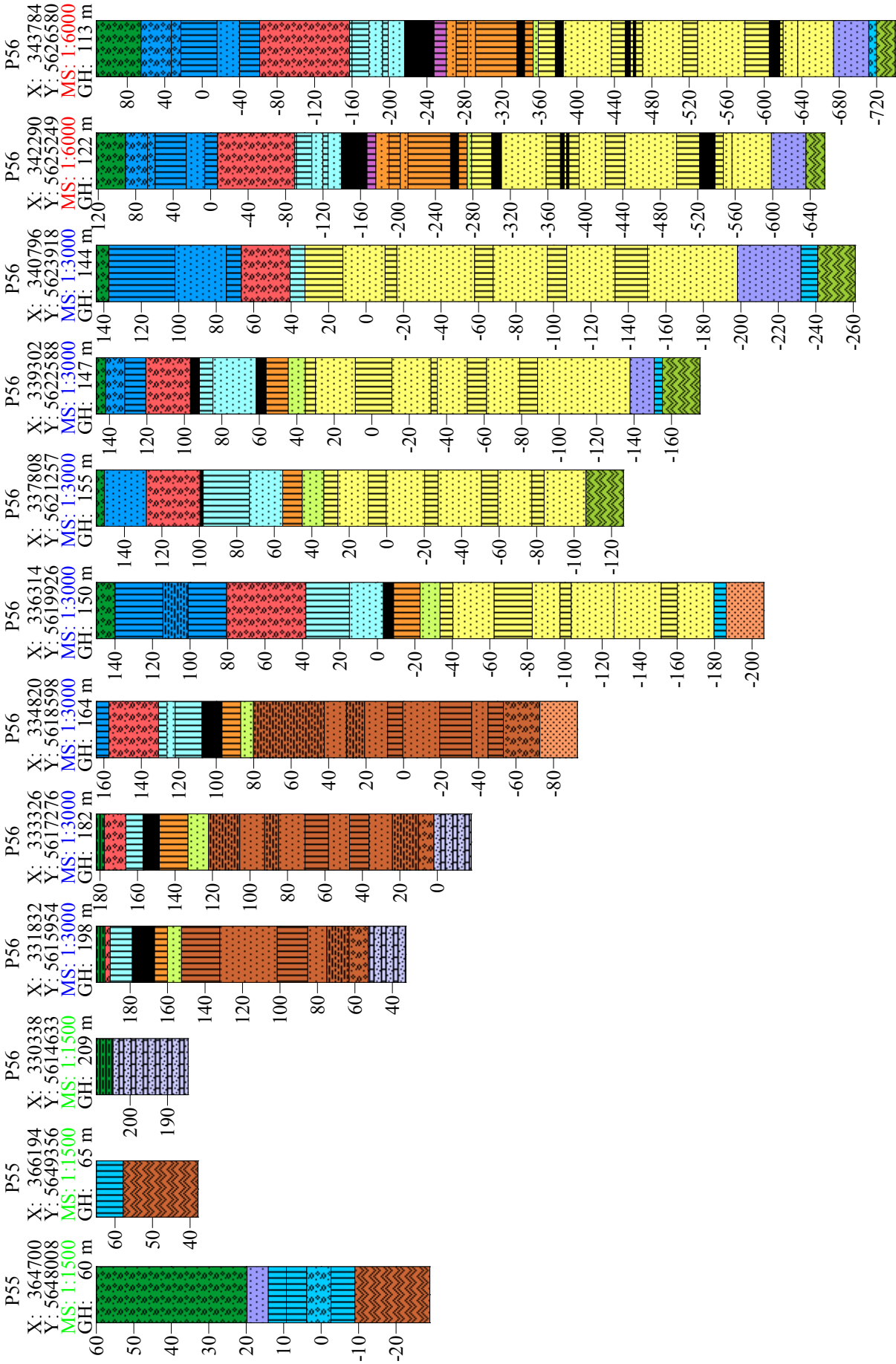


Anhang A

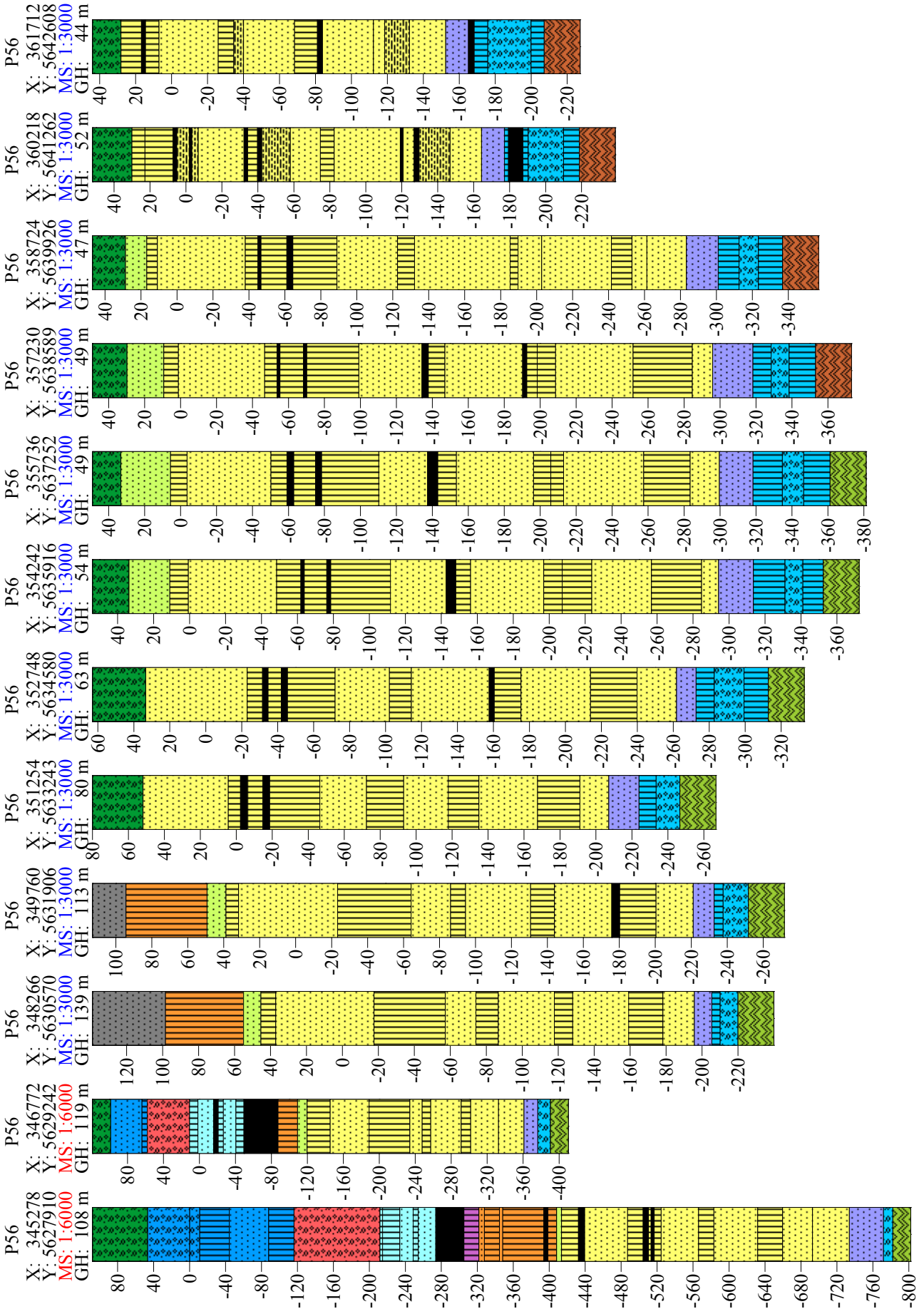




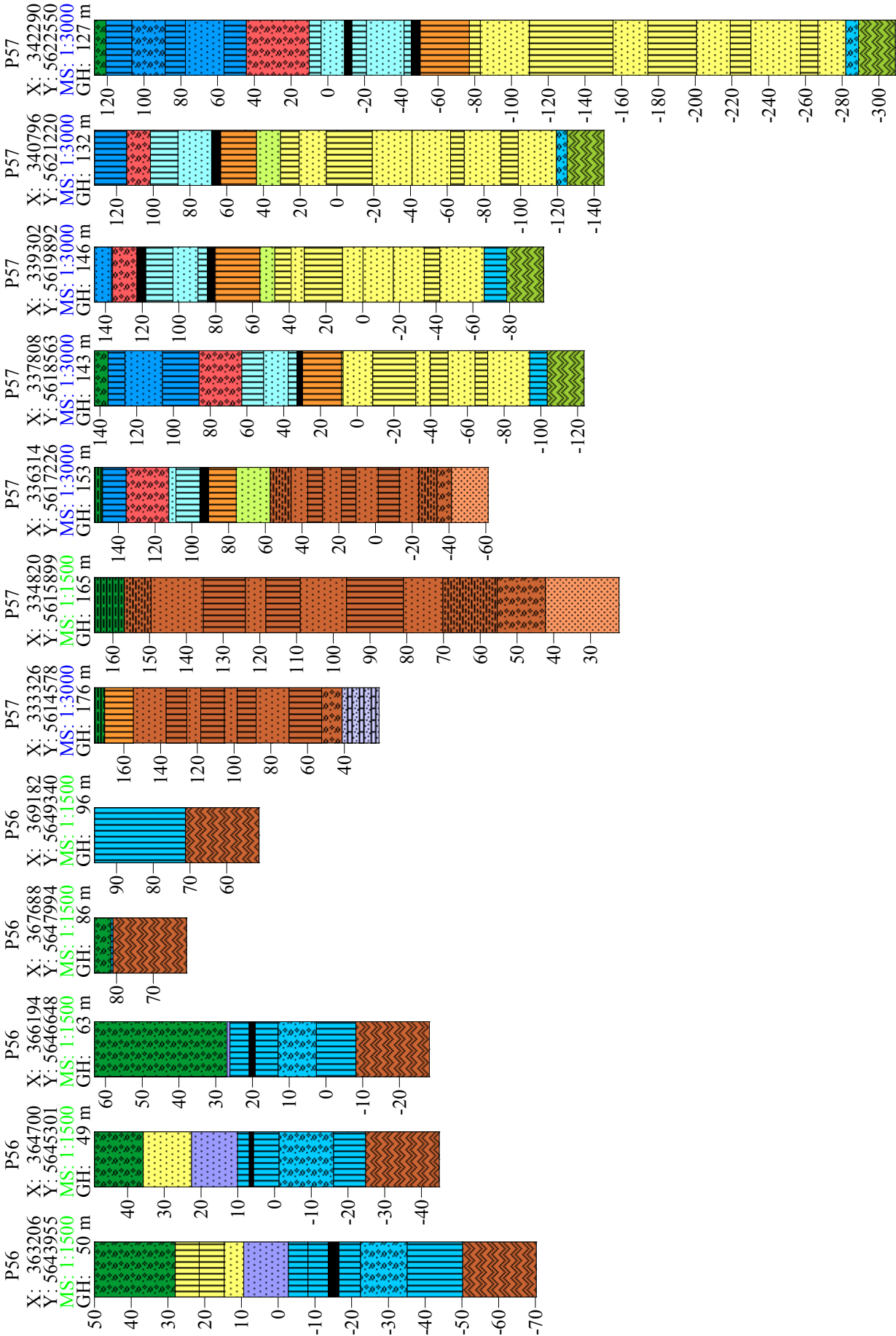
Anhang A



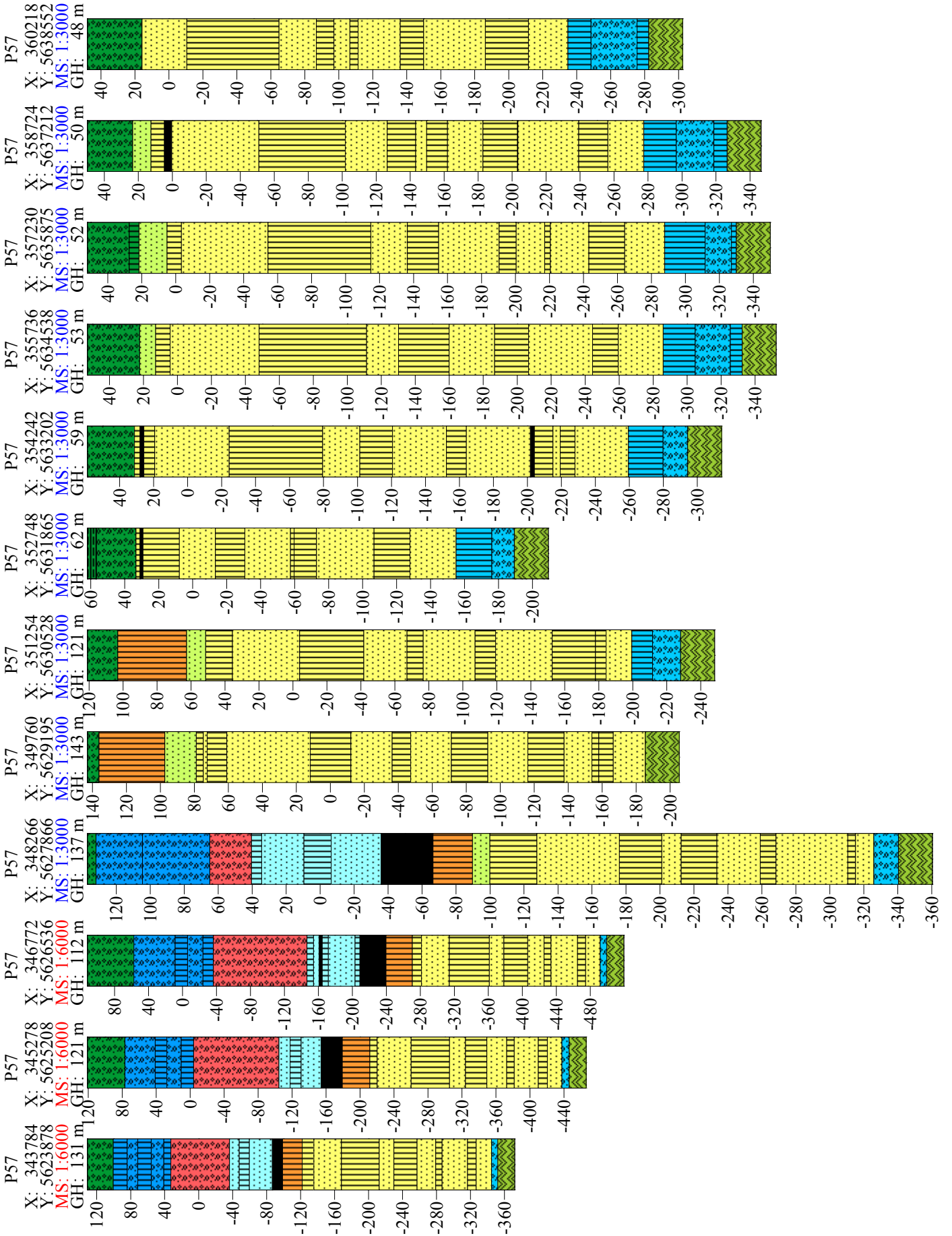
Anhang A



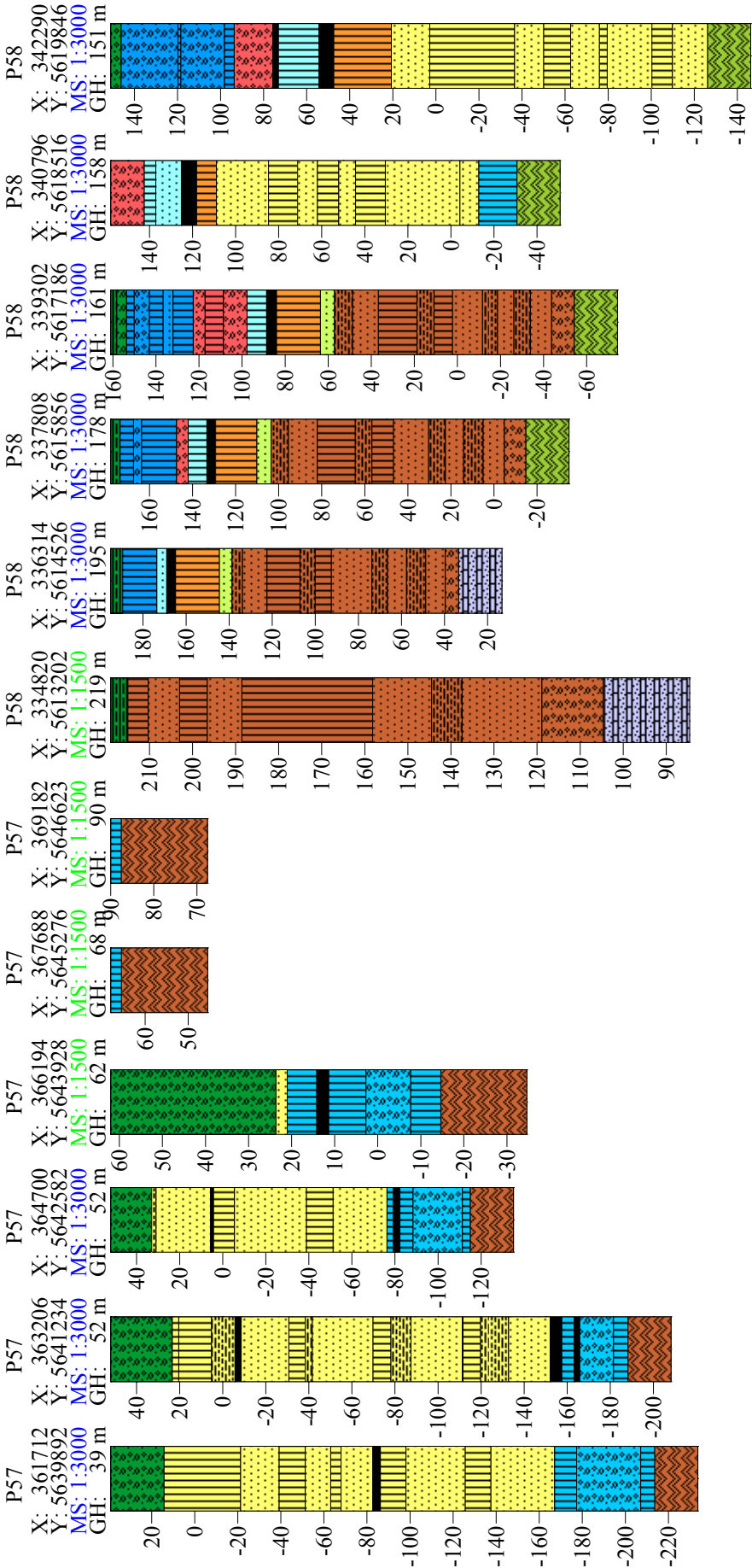
# Anhang A



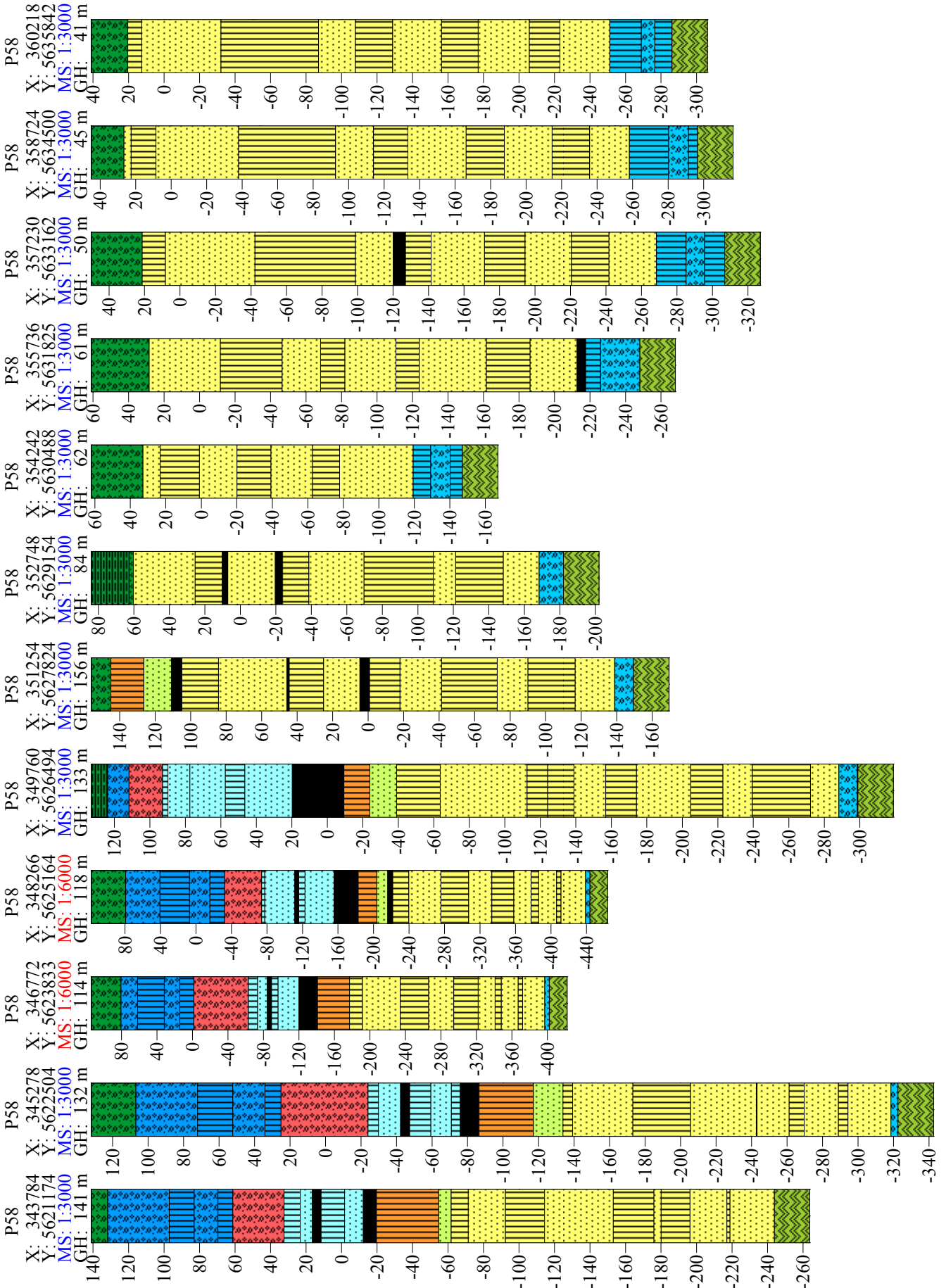
# Anhang A



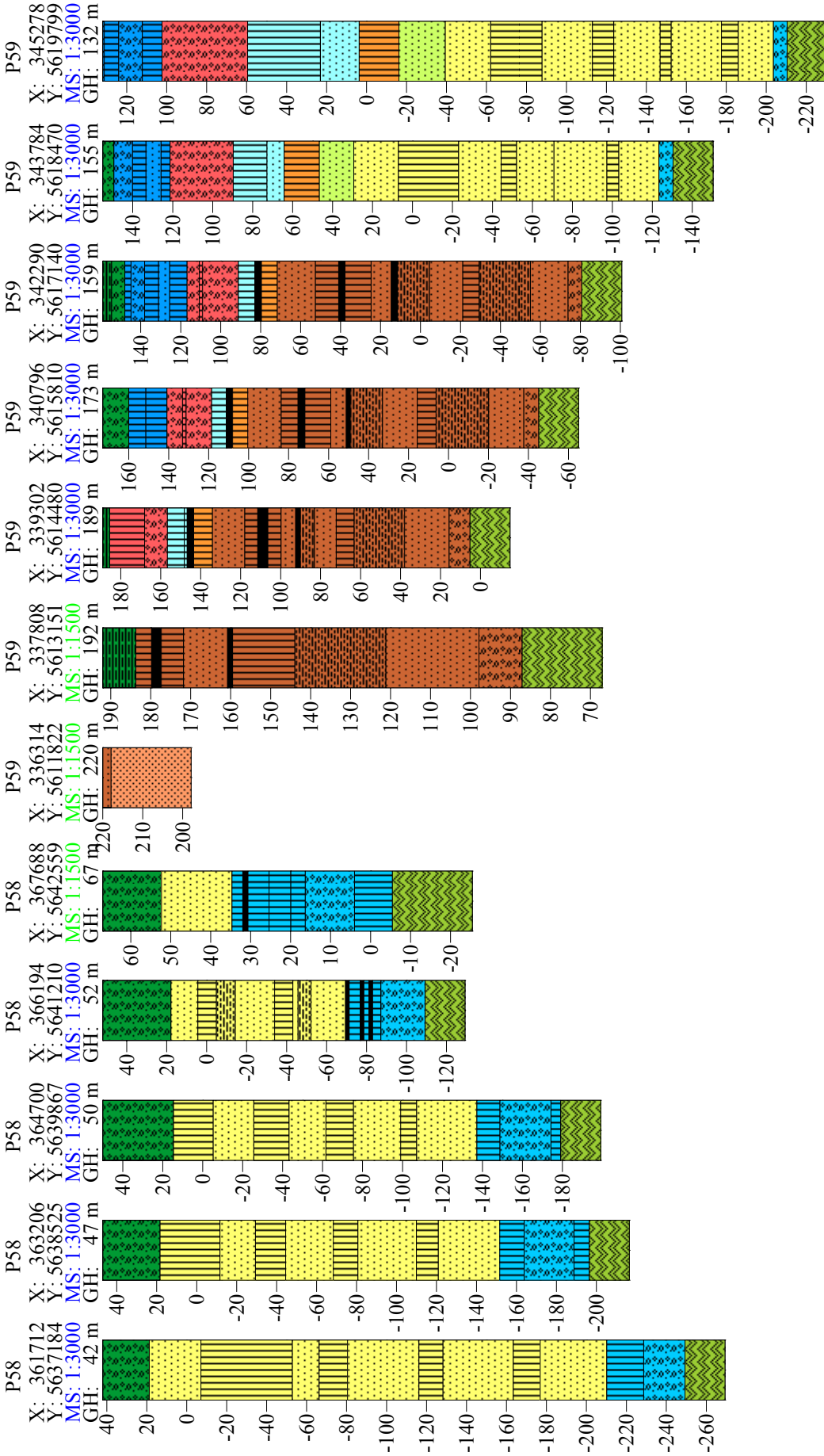
Anhang A



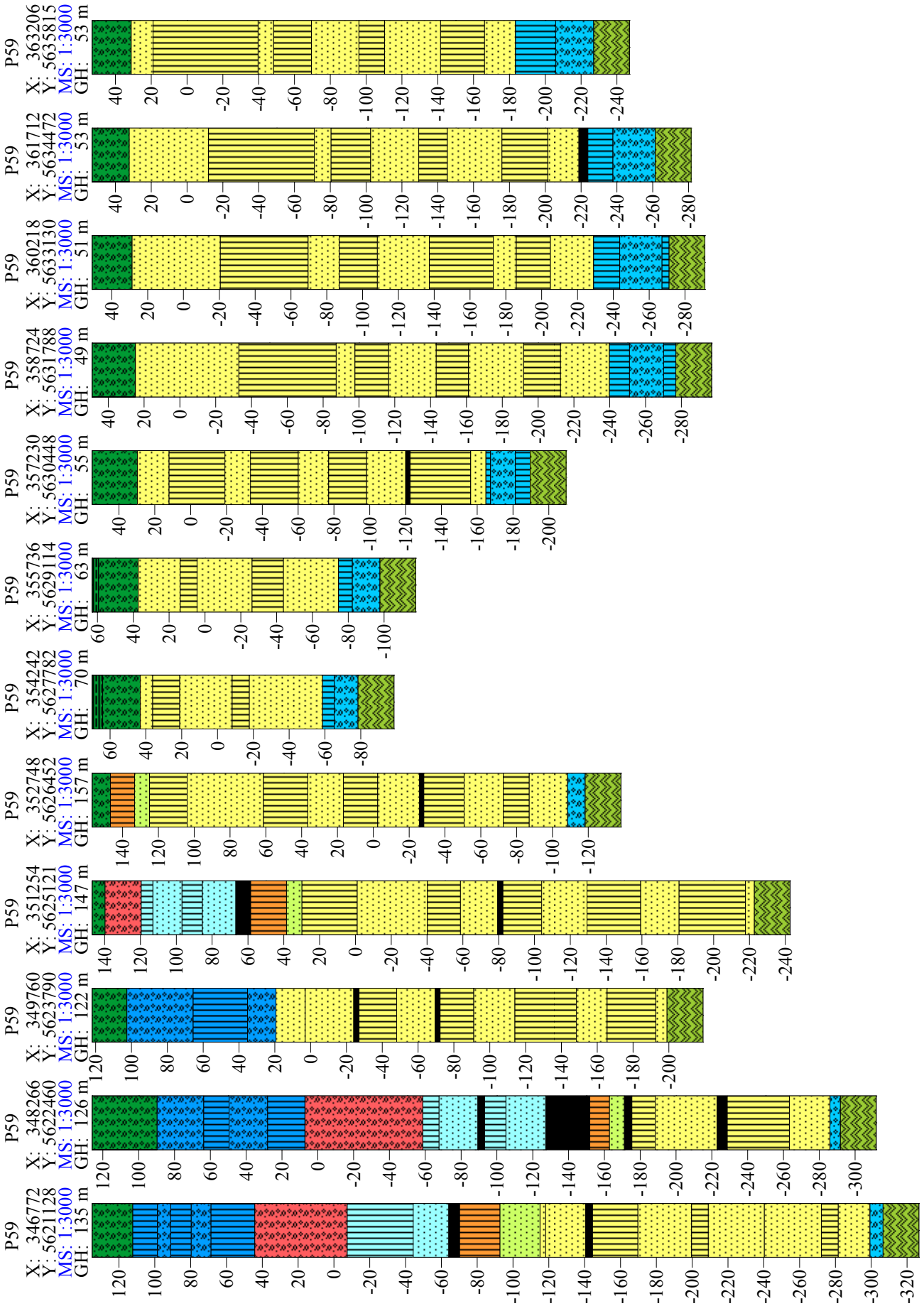
# Anhang A



Anhang A

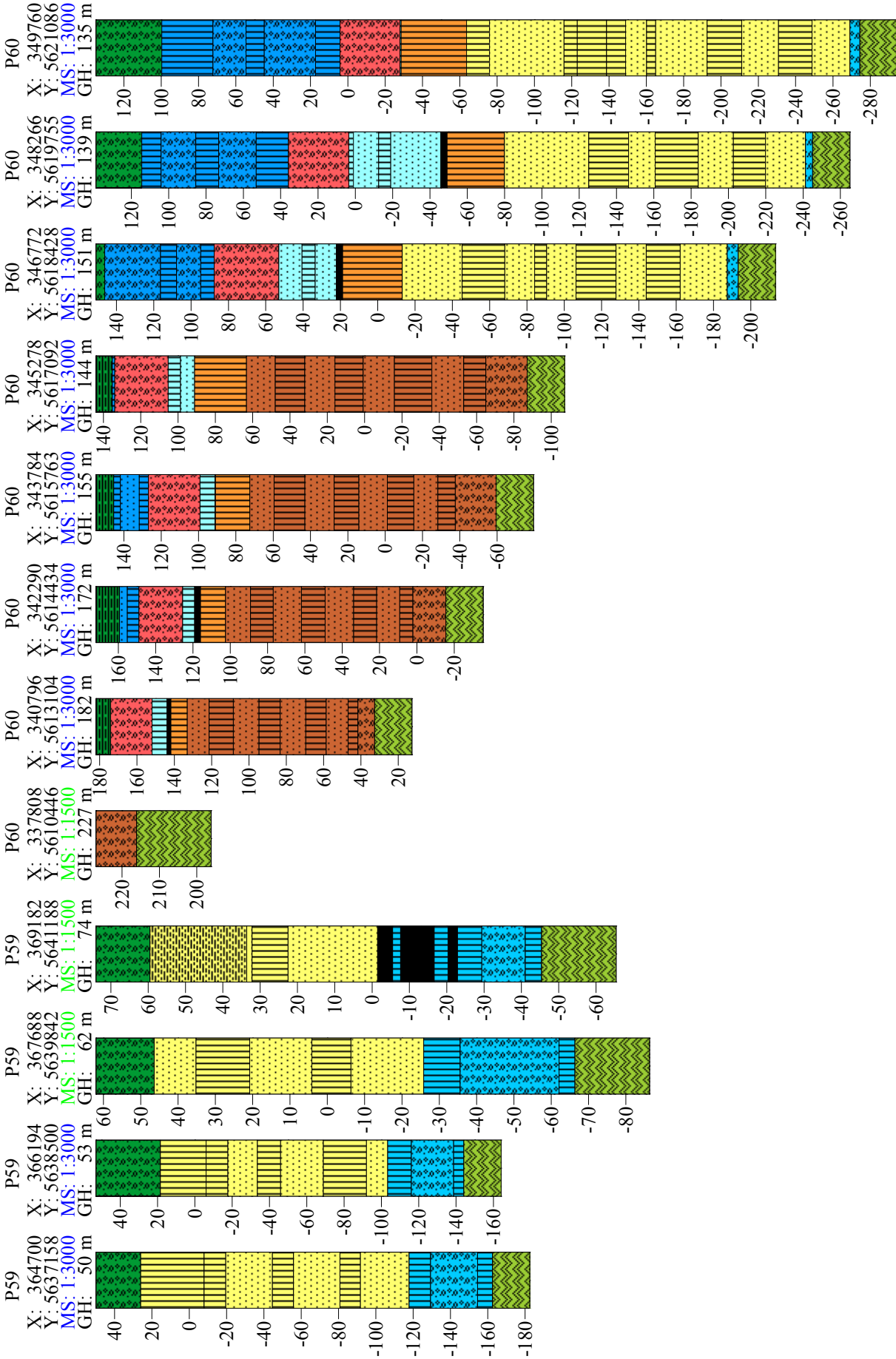


# Anhang A

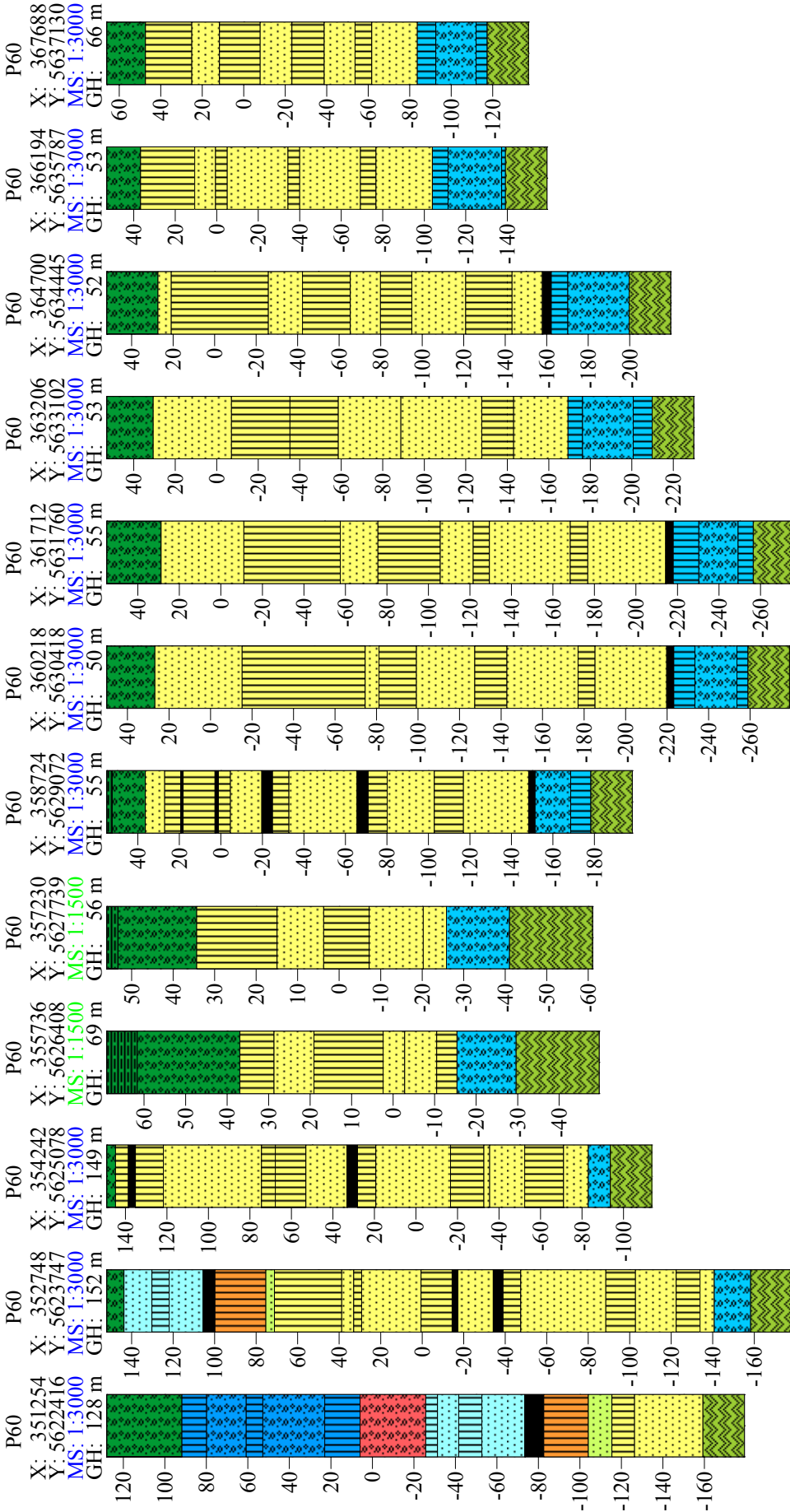




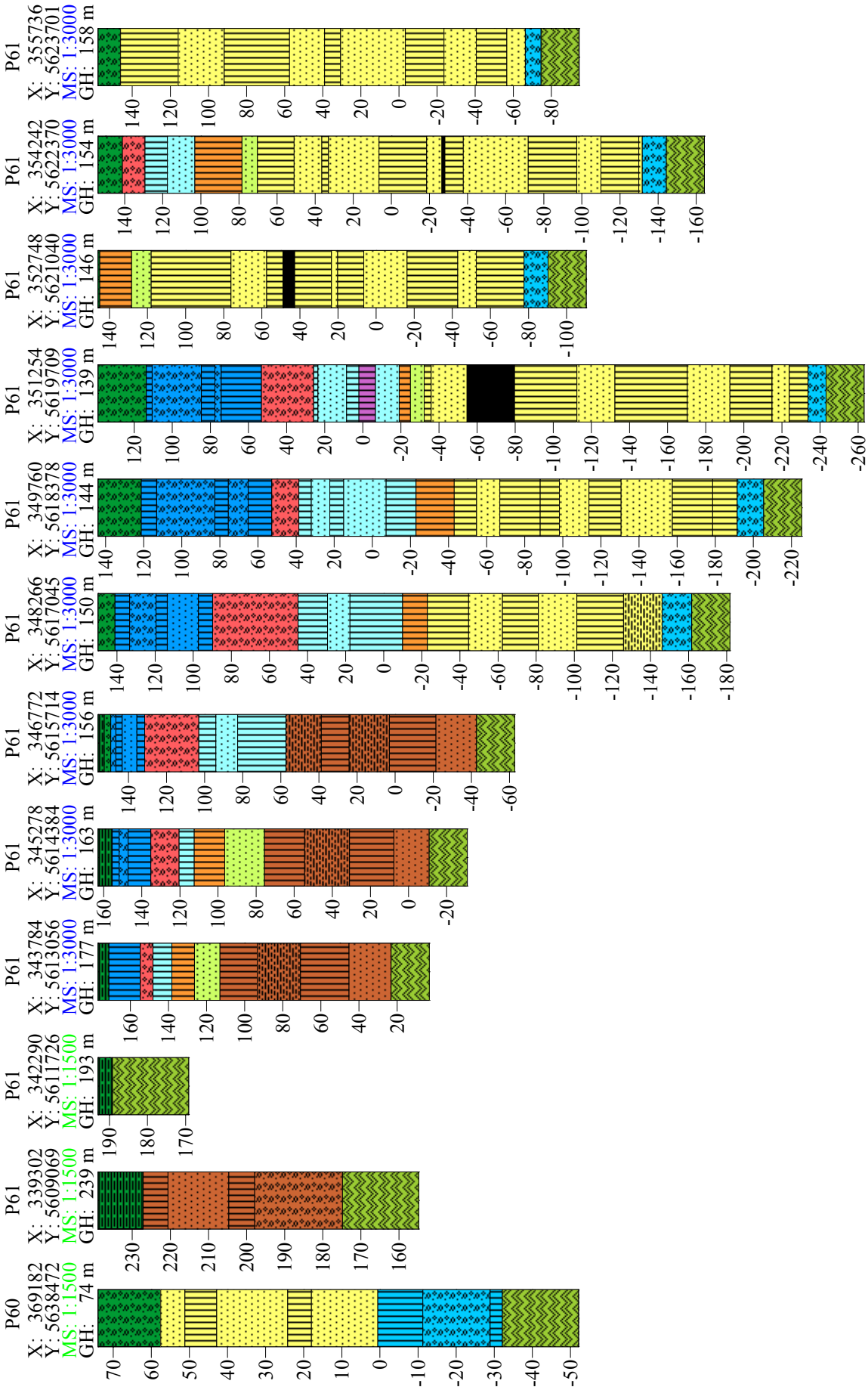
# Anhang A



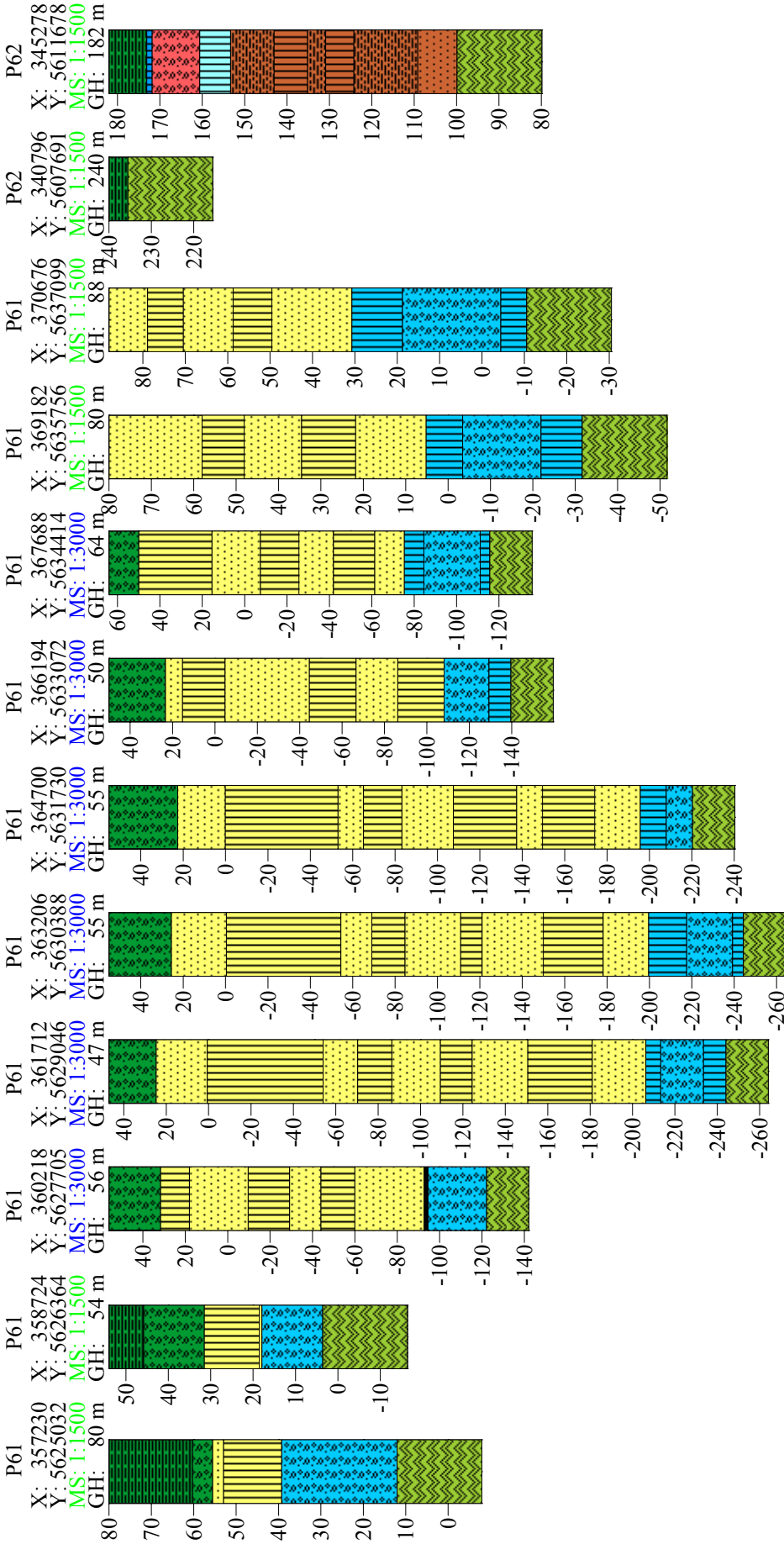
Anhang A



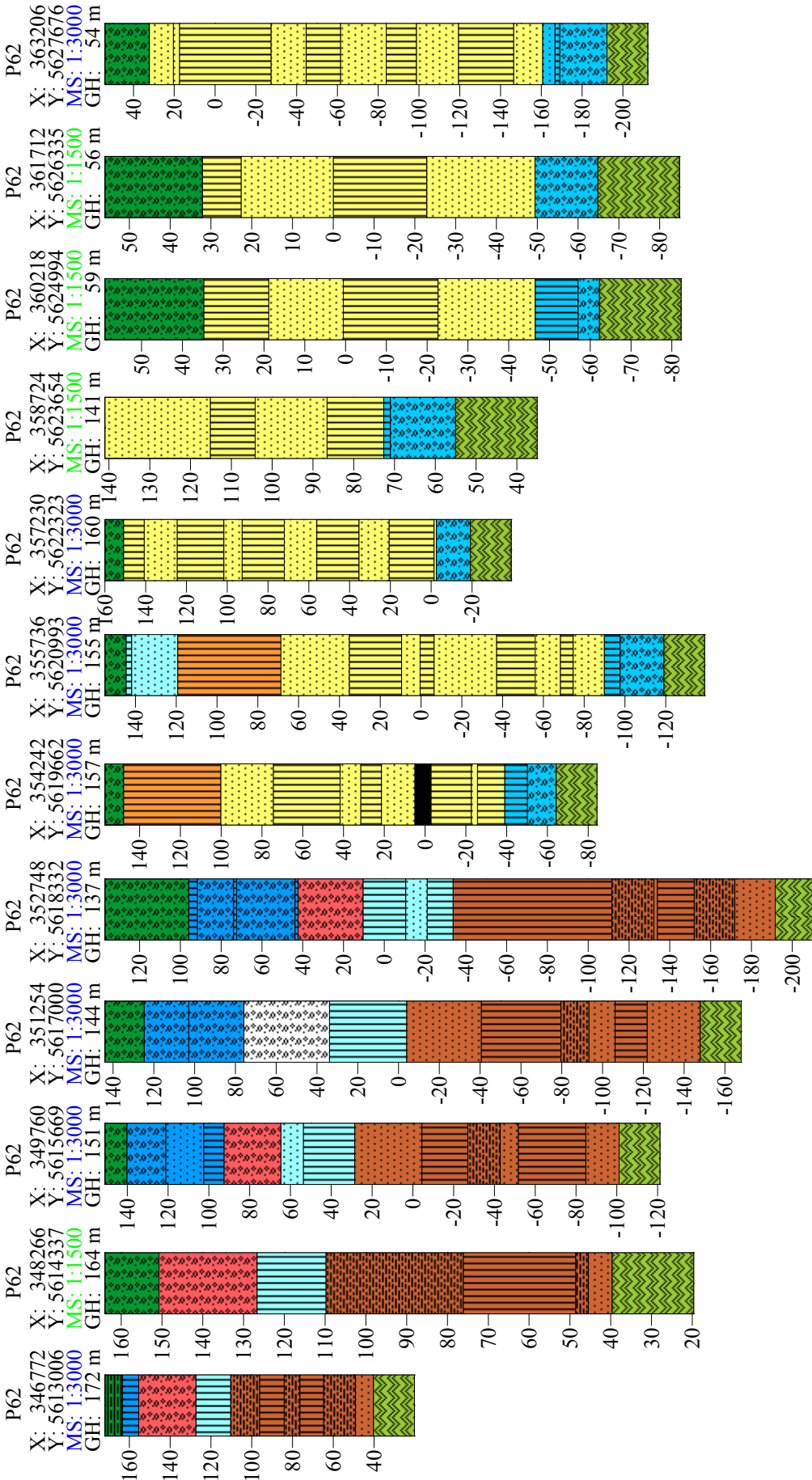
Anhang A



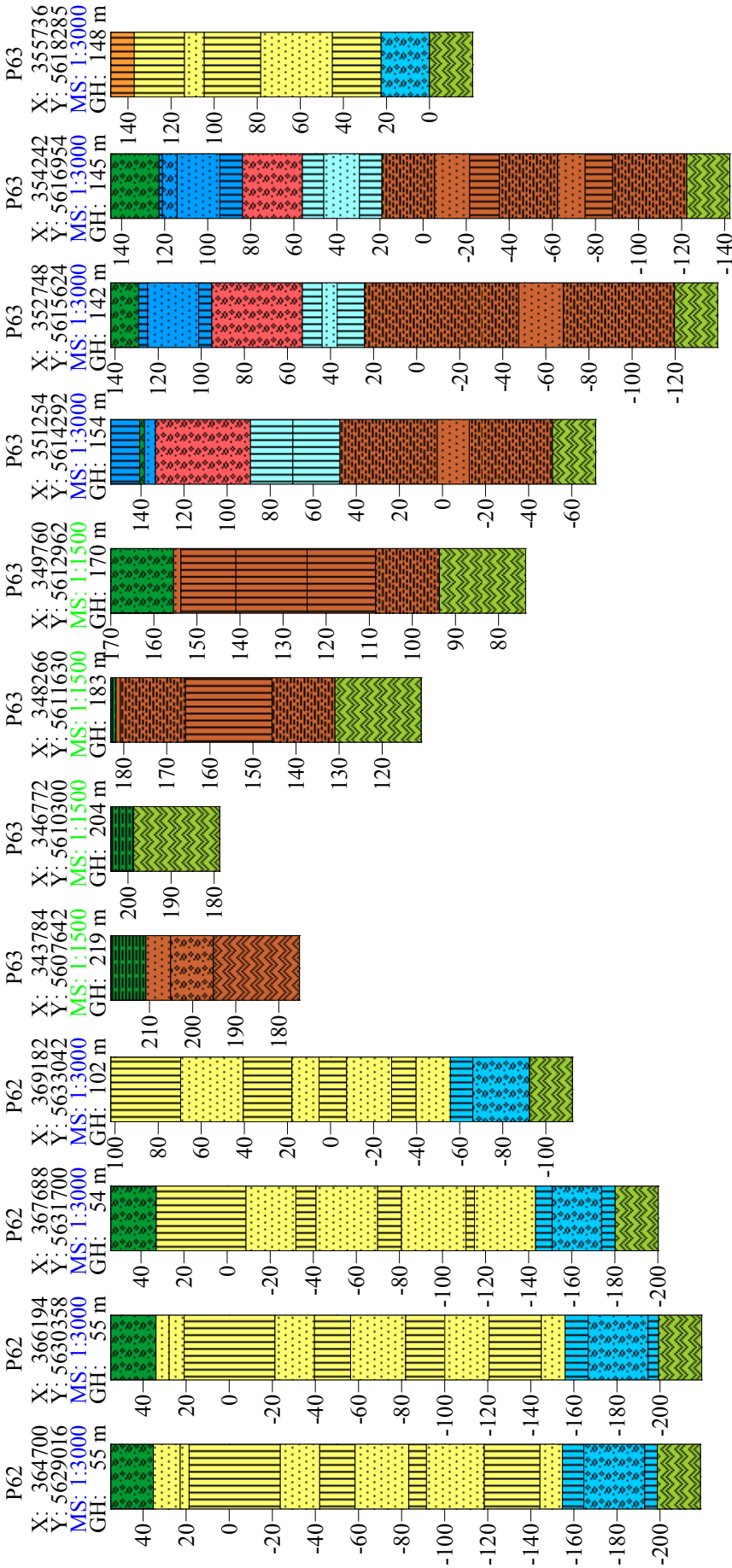
# Anhang A

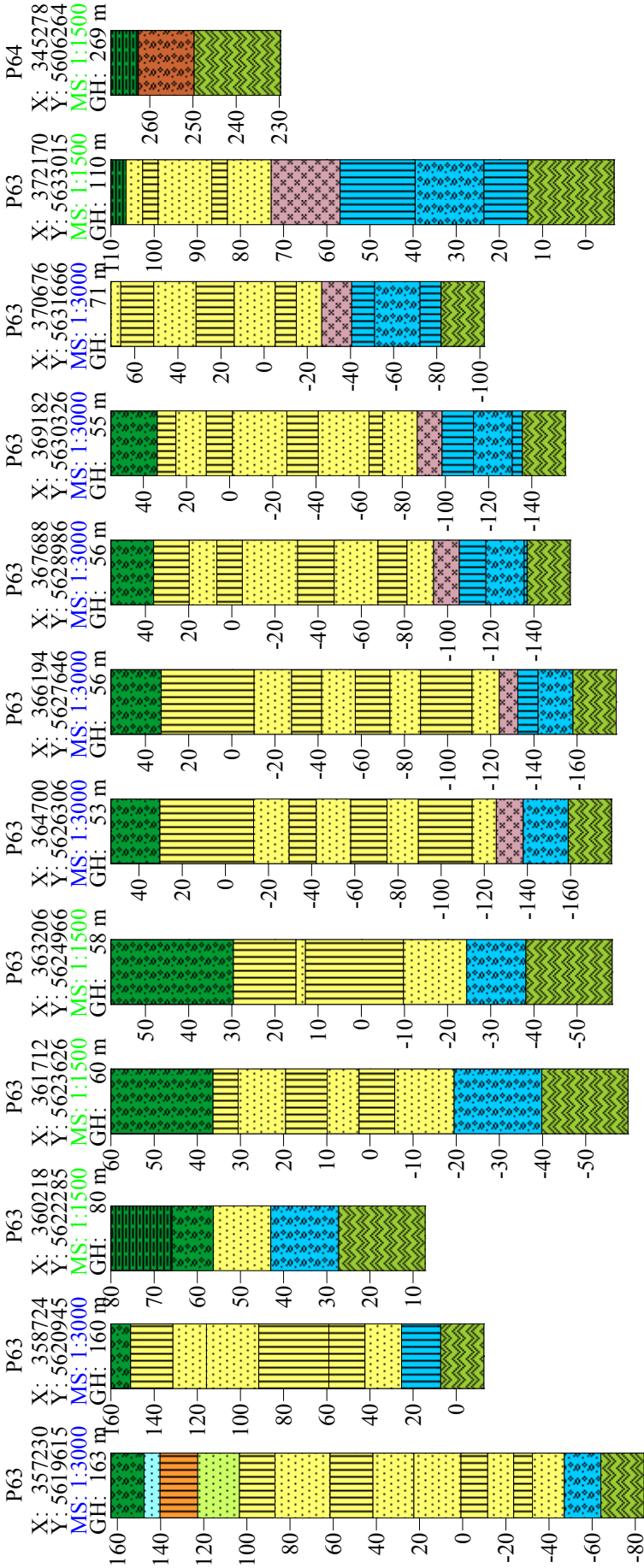


# Anhang A

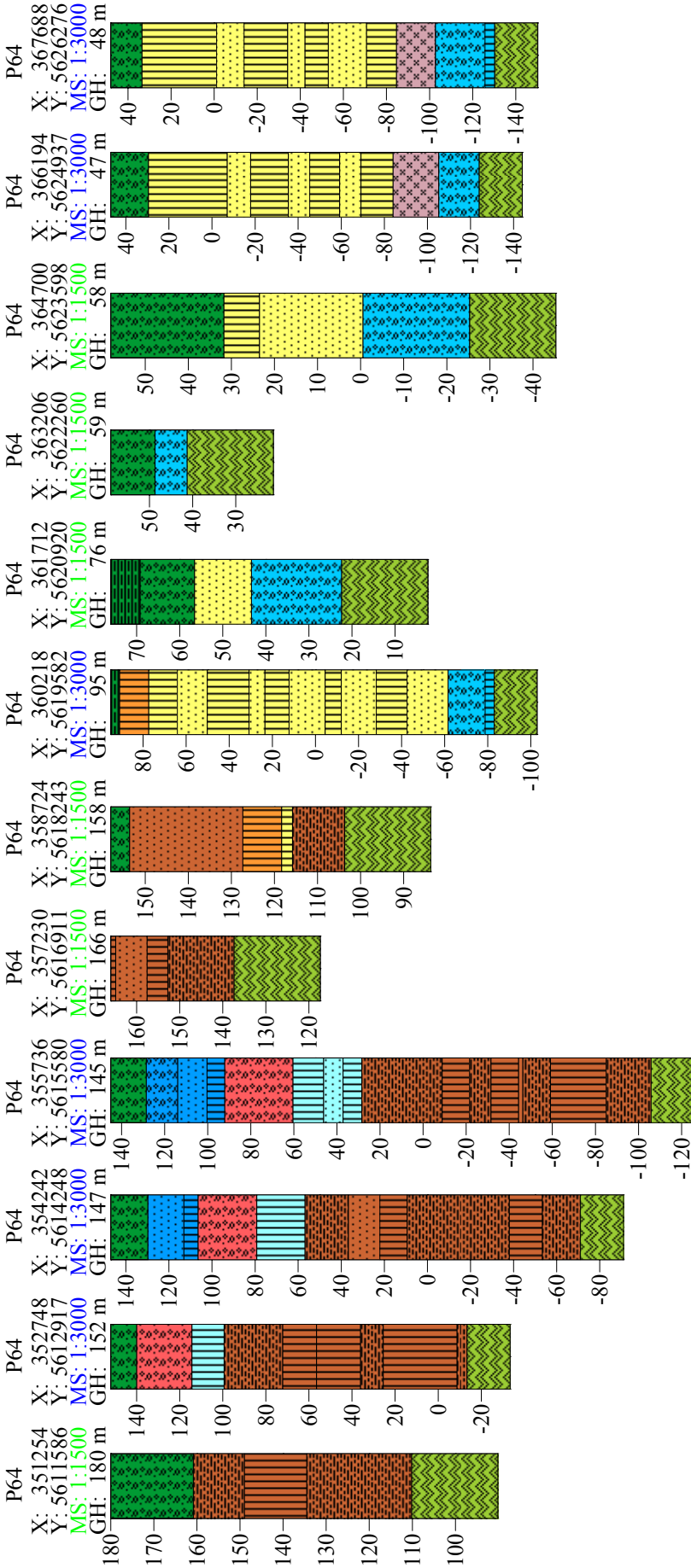


Anhang A



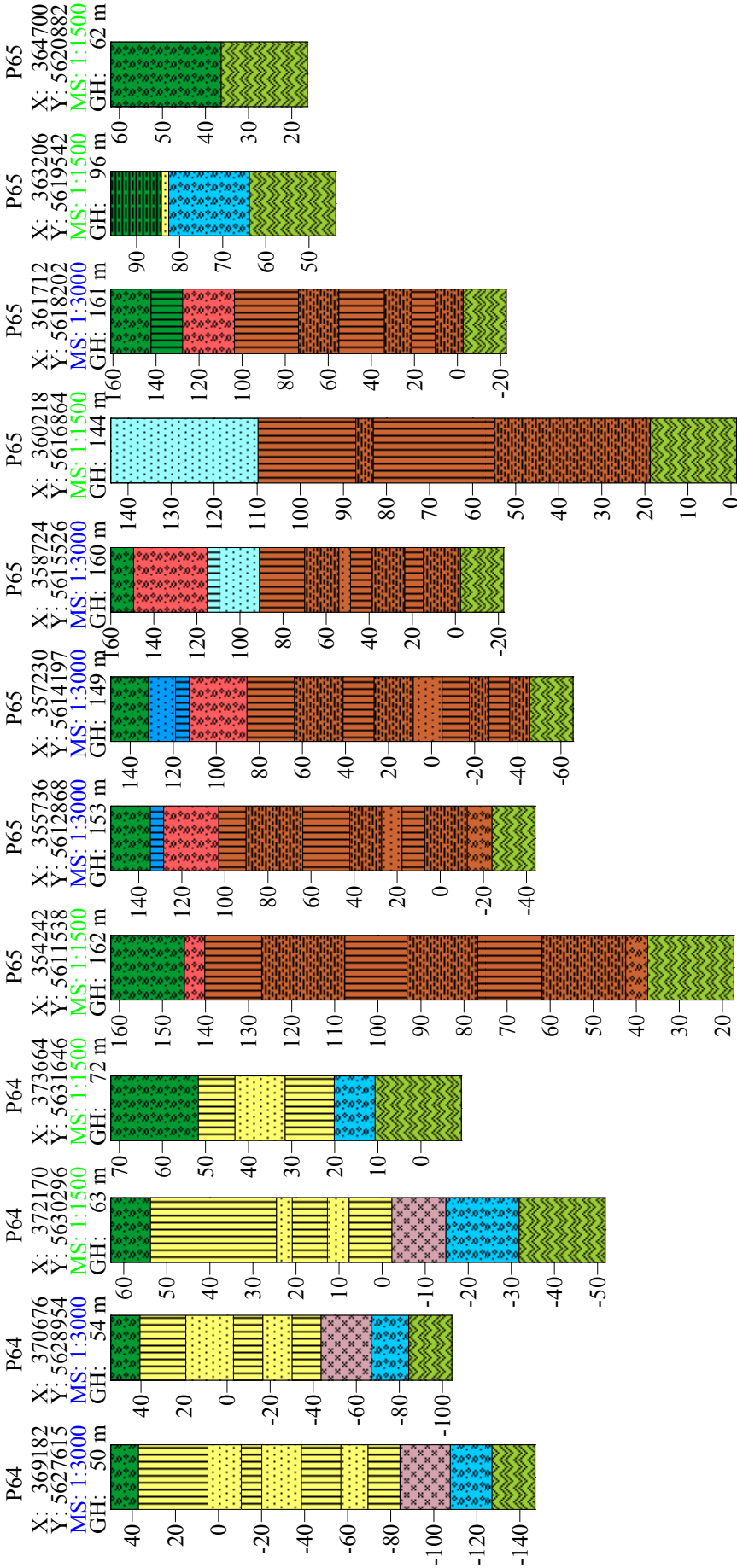


# Anhang A

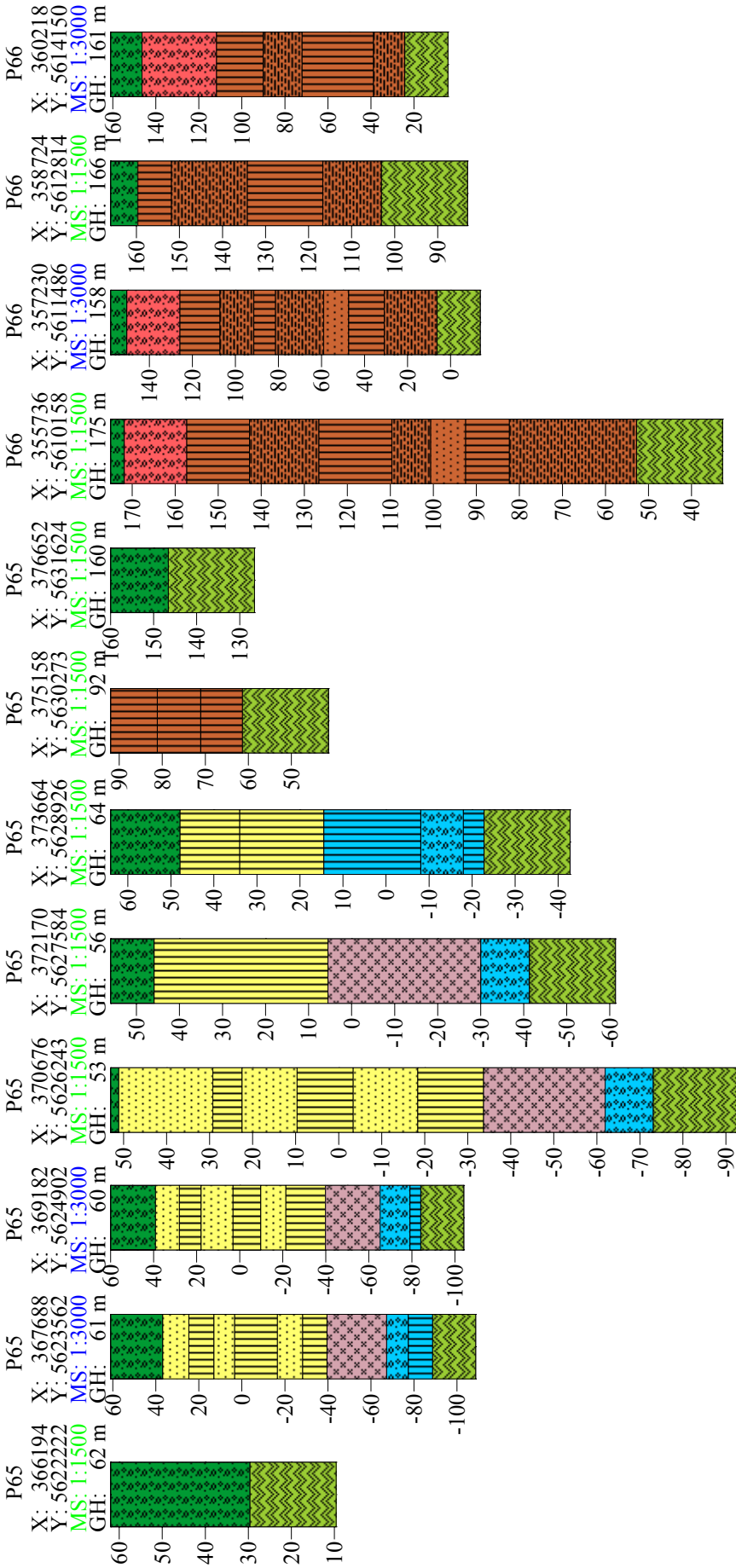




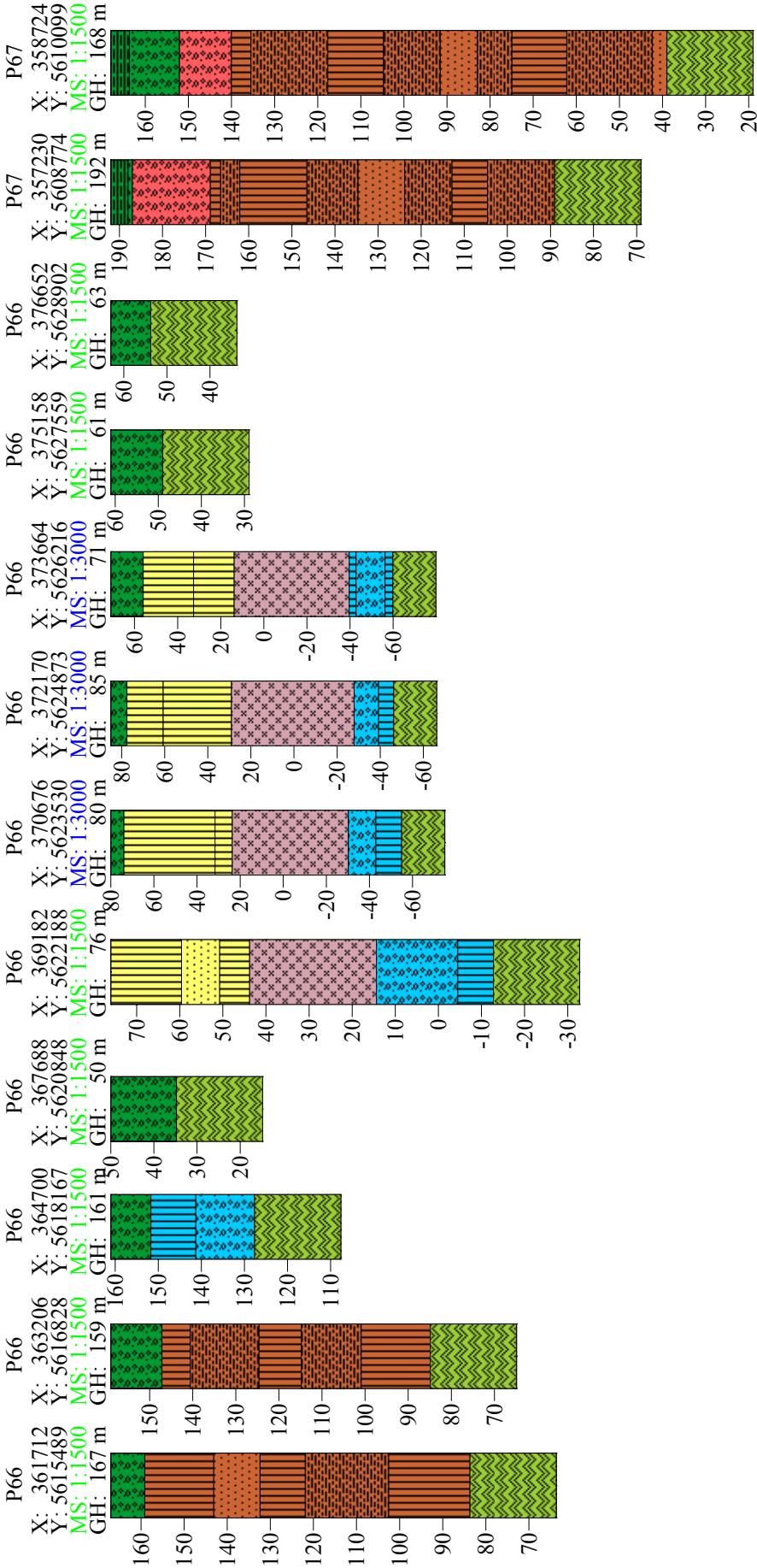
# Anhang A



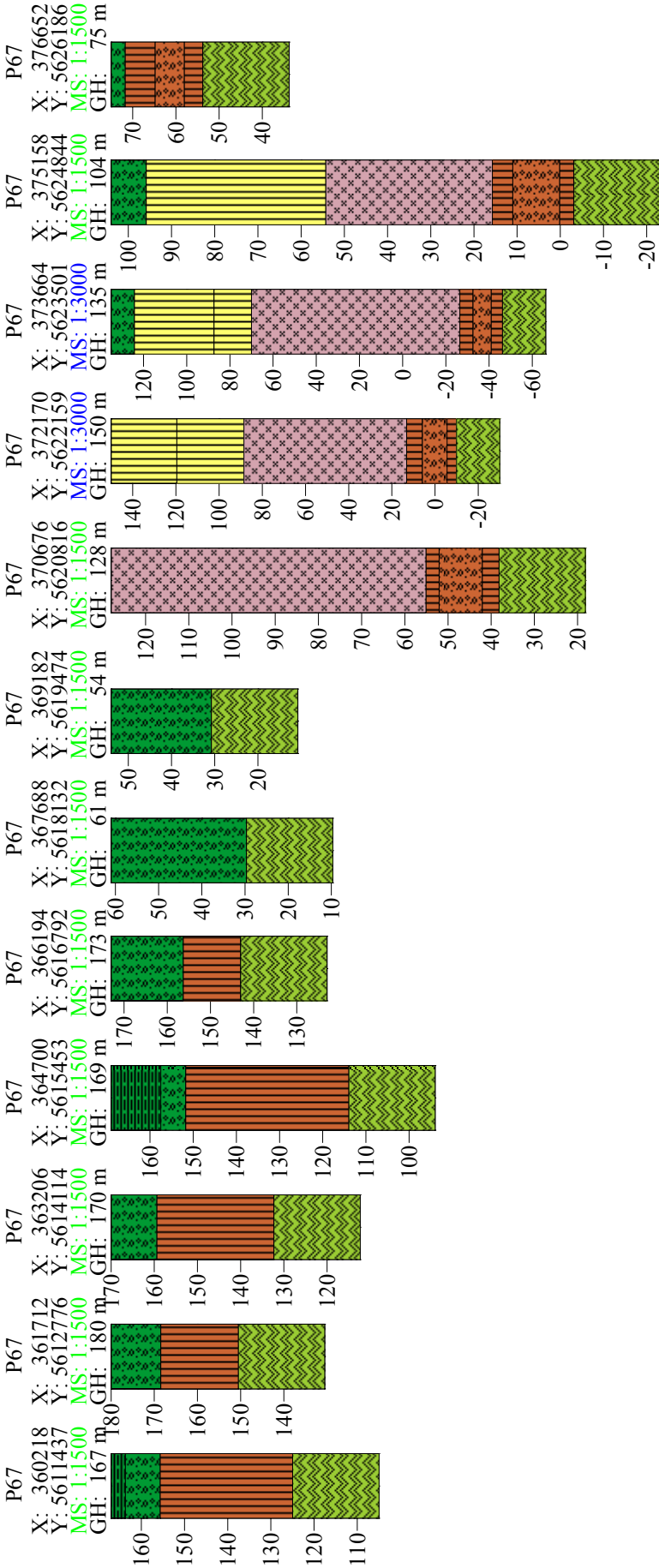
# Anhang A



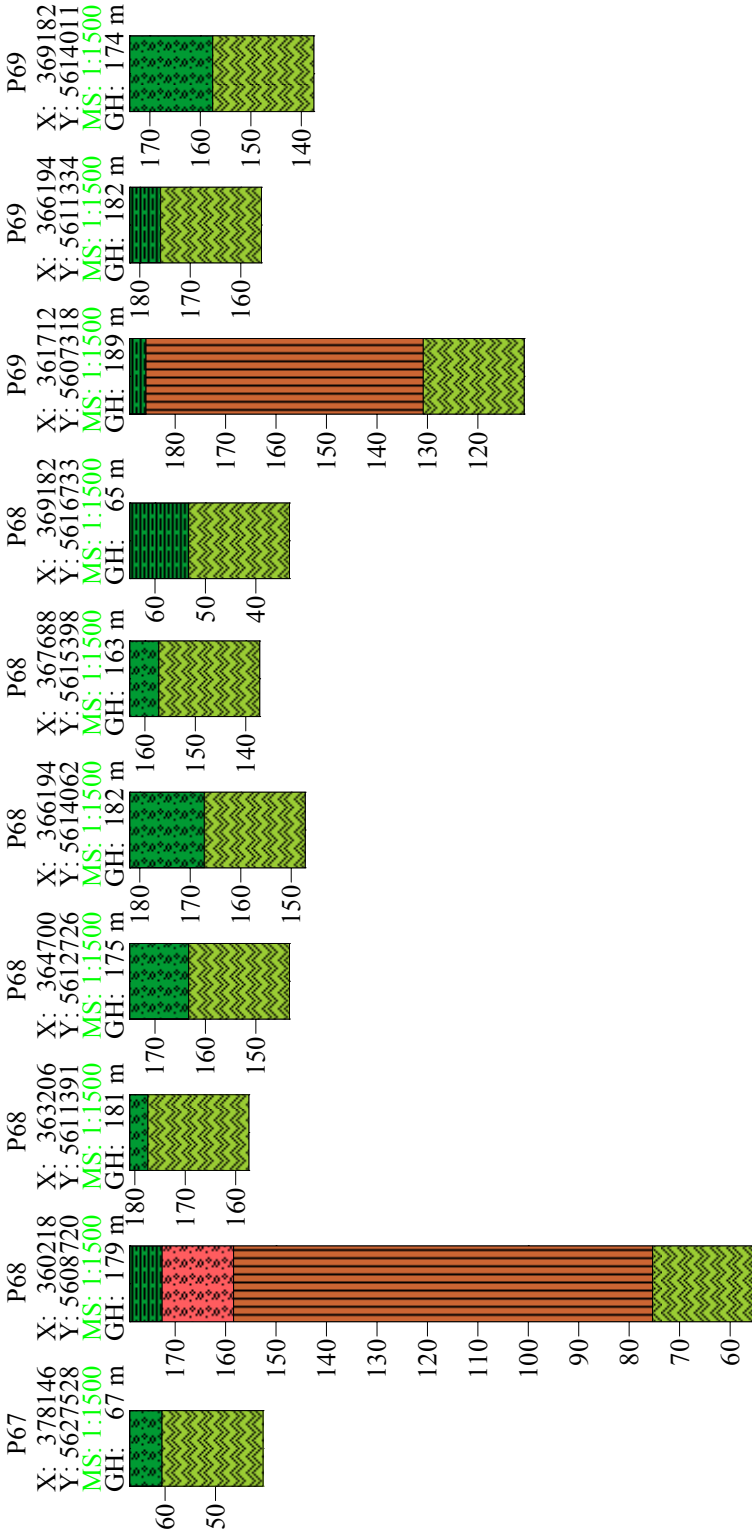
# Anhang A



# Anhang A



# Anhang A



## Anhang B

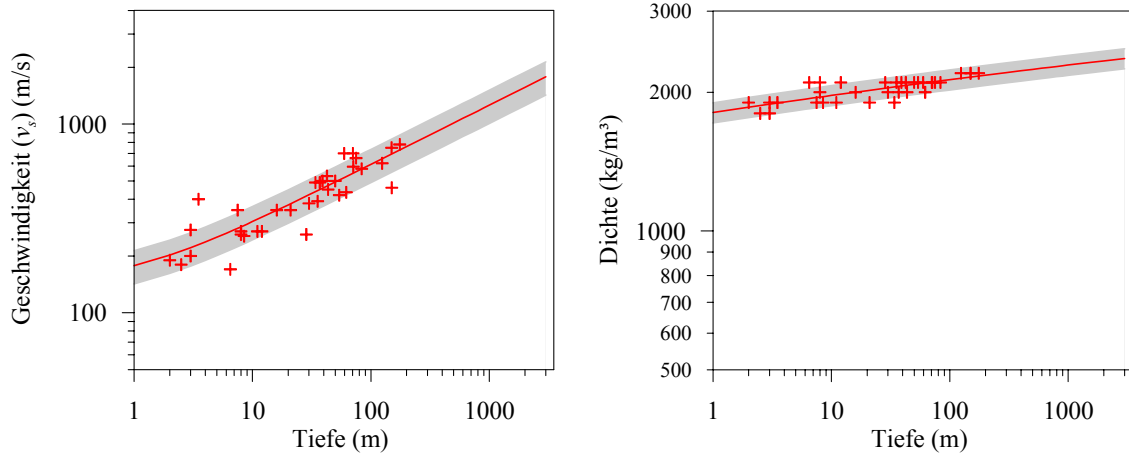


Abb. B-1: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Sand (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

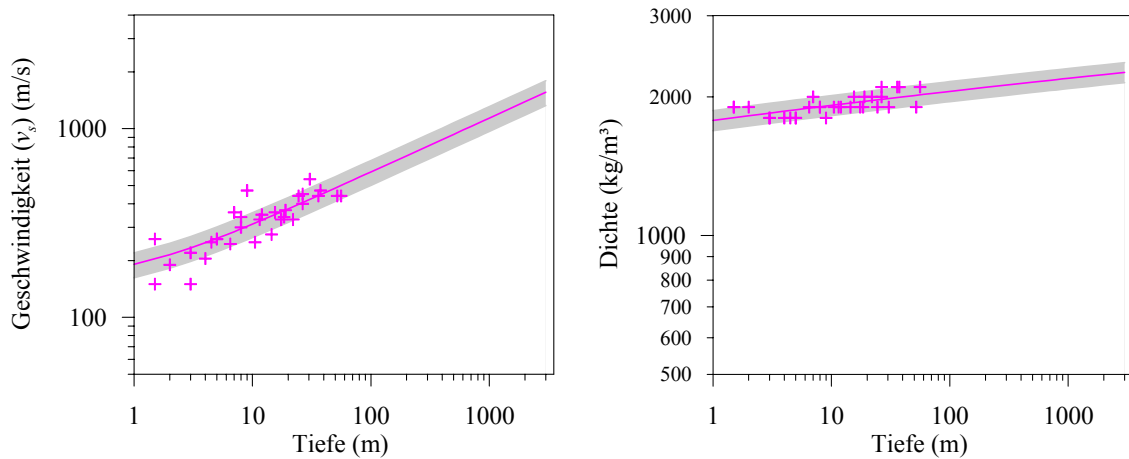


Abb. B-2: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Kies (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

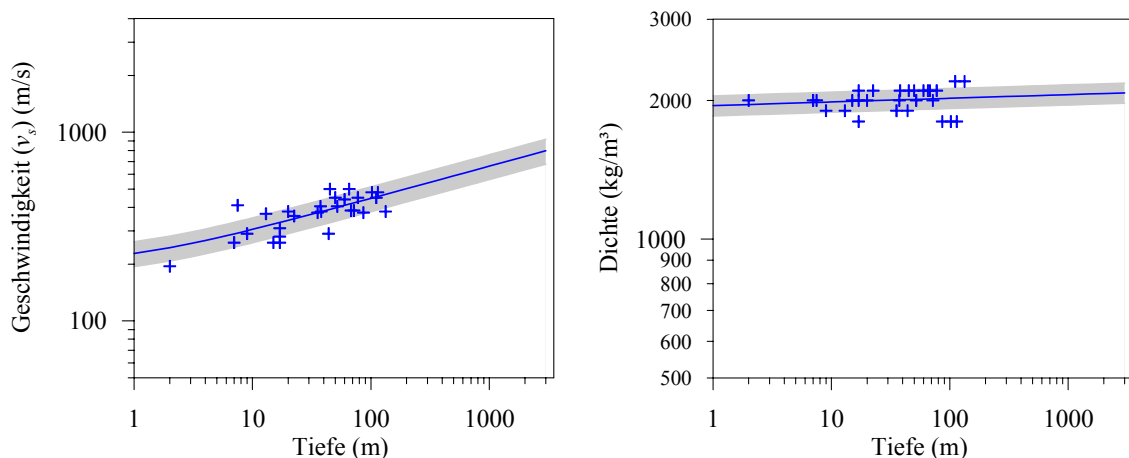


Abb. B-3: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Ton (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

## Anhang B

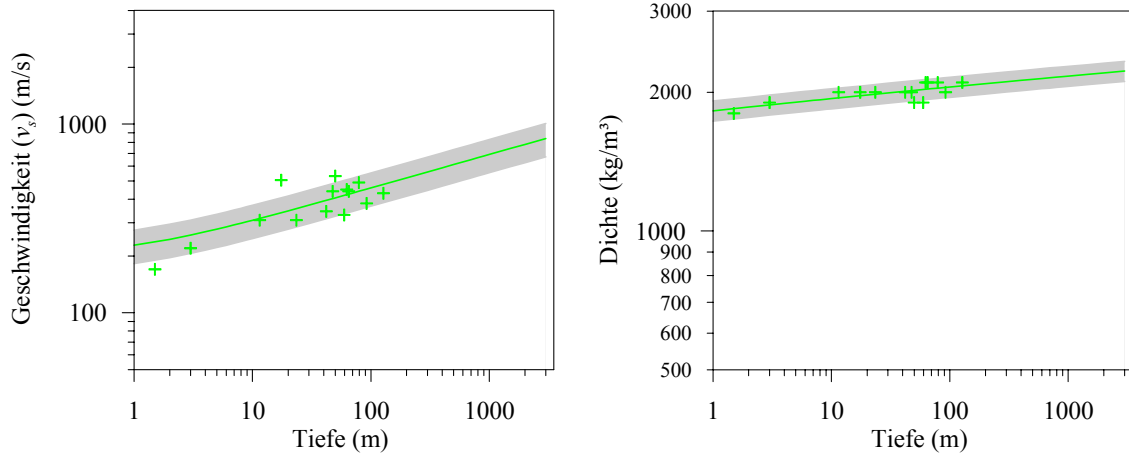


Abb. B-4: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Schluff (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

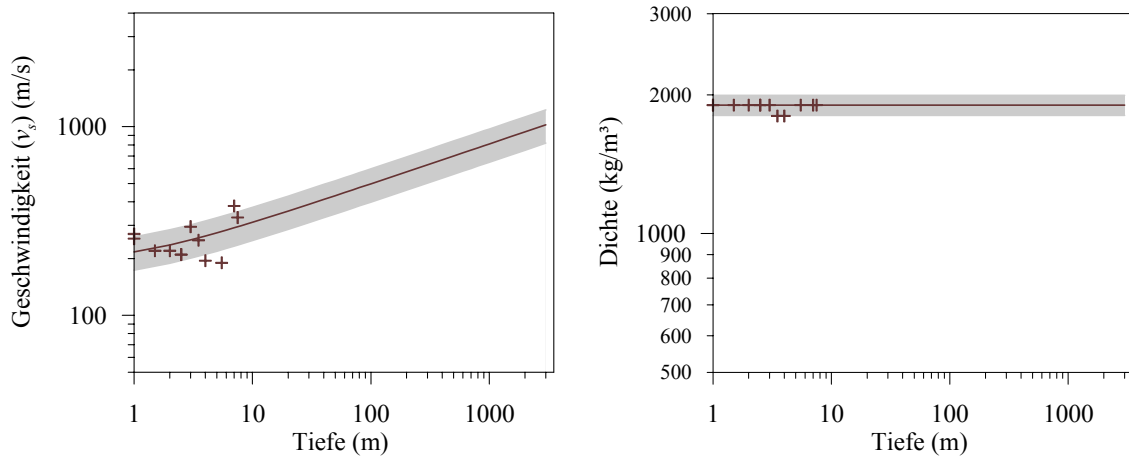


Abb. B-5: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Lehm (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

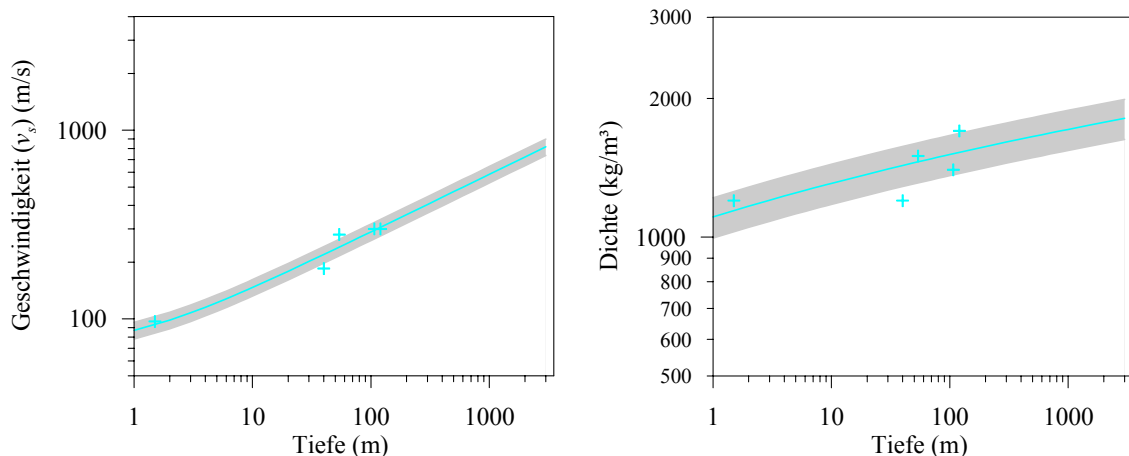


Abb. B-6: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Braunkohle (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

## Anhang B

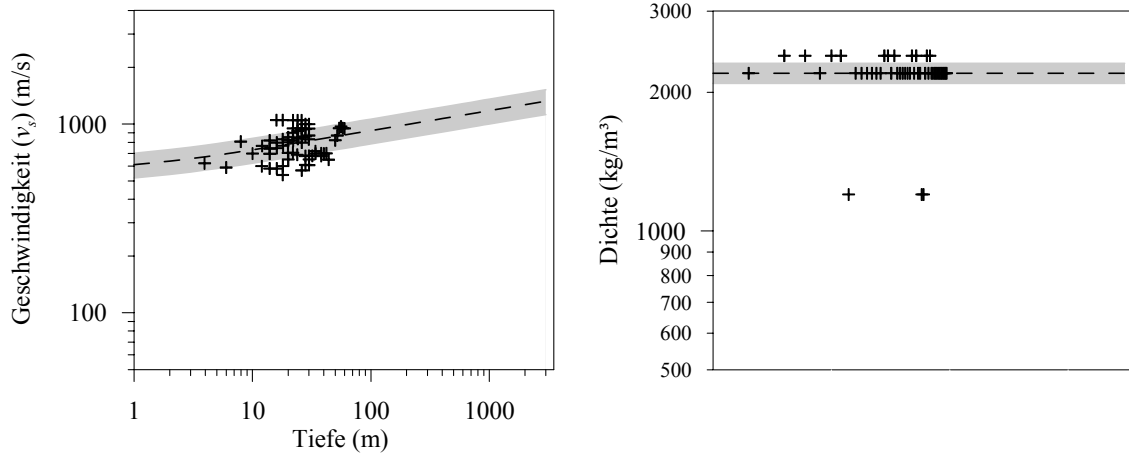


Abb. B-7: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Tuff (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

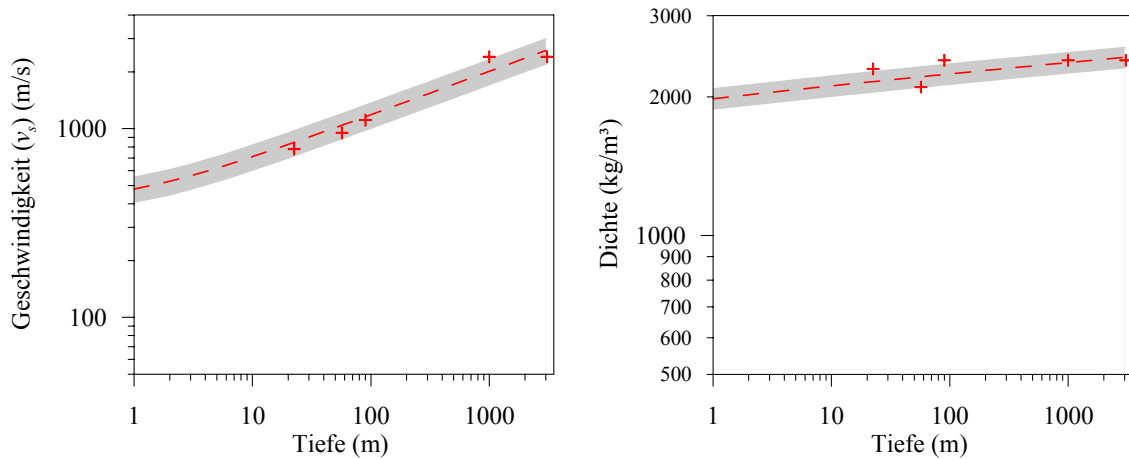


Abb. B-8: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Sandstein (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

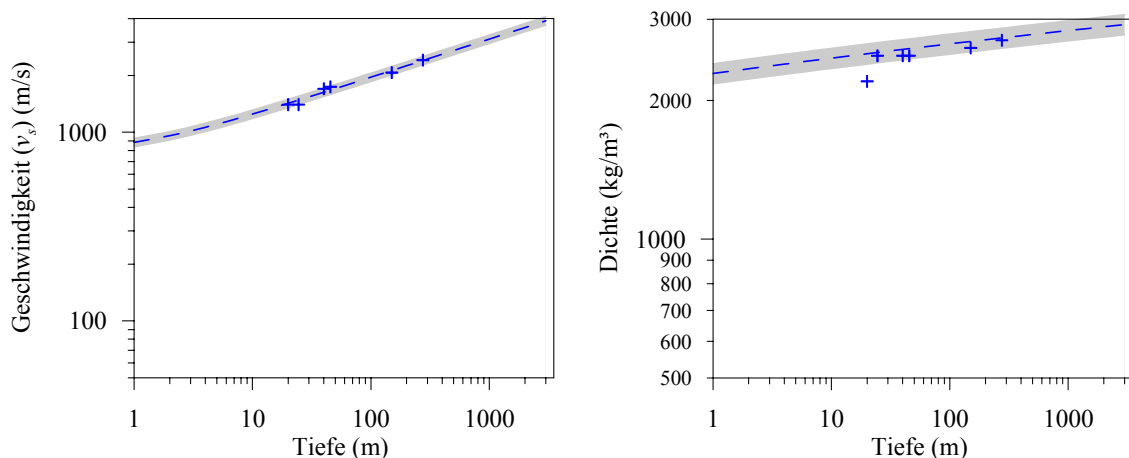


Abb. B-9: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Tonschiefer (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)



## Anhang B

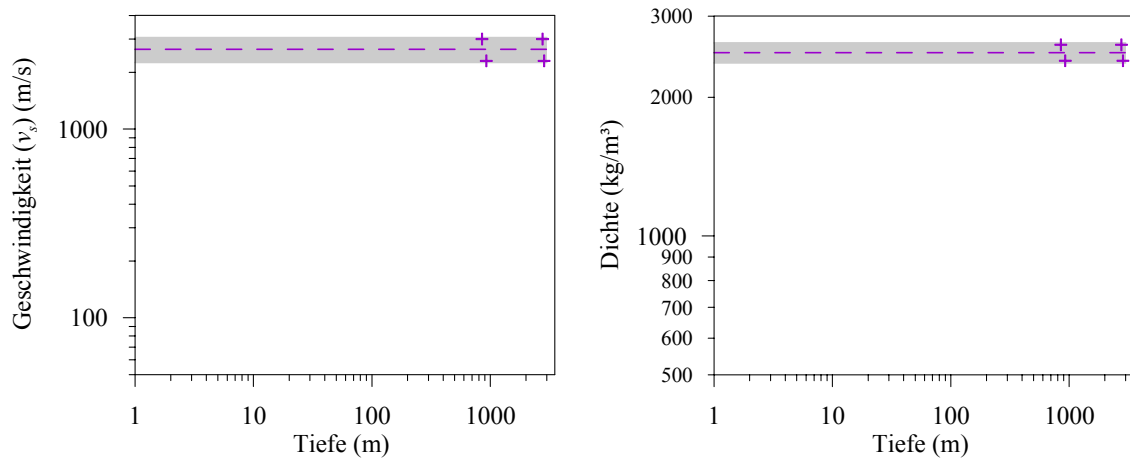


Abb. B-10: Geschwindigkeits- und Dichtewerte von Kalkstein (Kreuze), die aus den Werten bestimmten Geschwindigkeits- und Dichte-Tiefen-Beziehungen (Linien) sowie die verwendeten Schwankungsbereiche (grau)

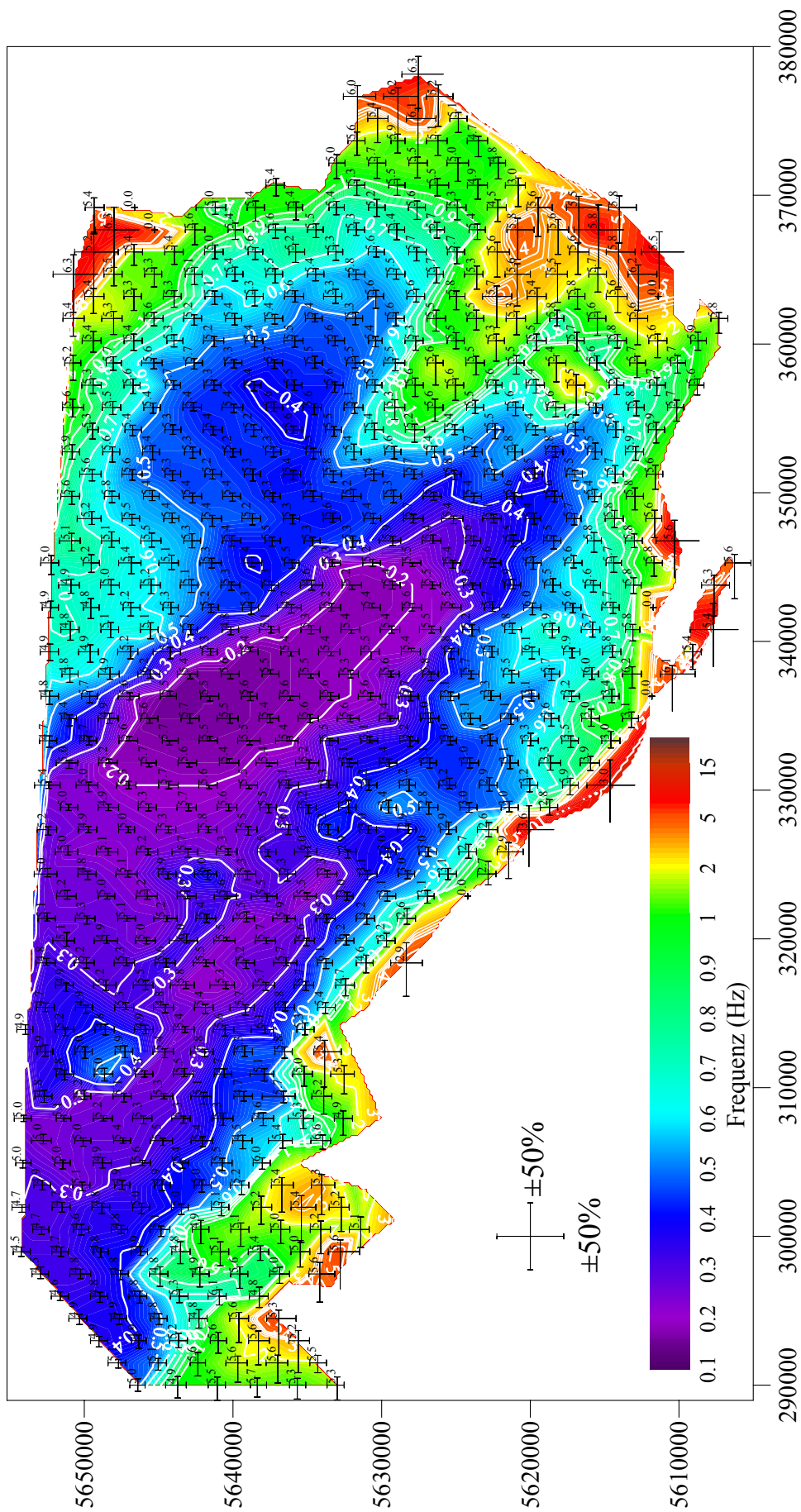


Abb. C-1: Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g

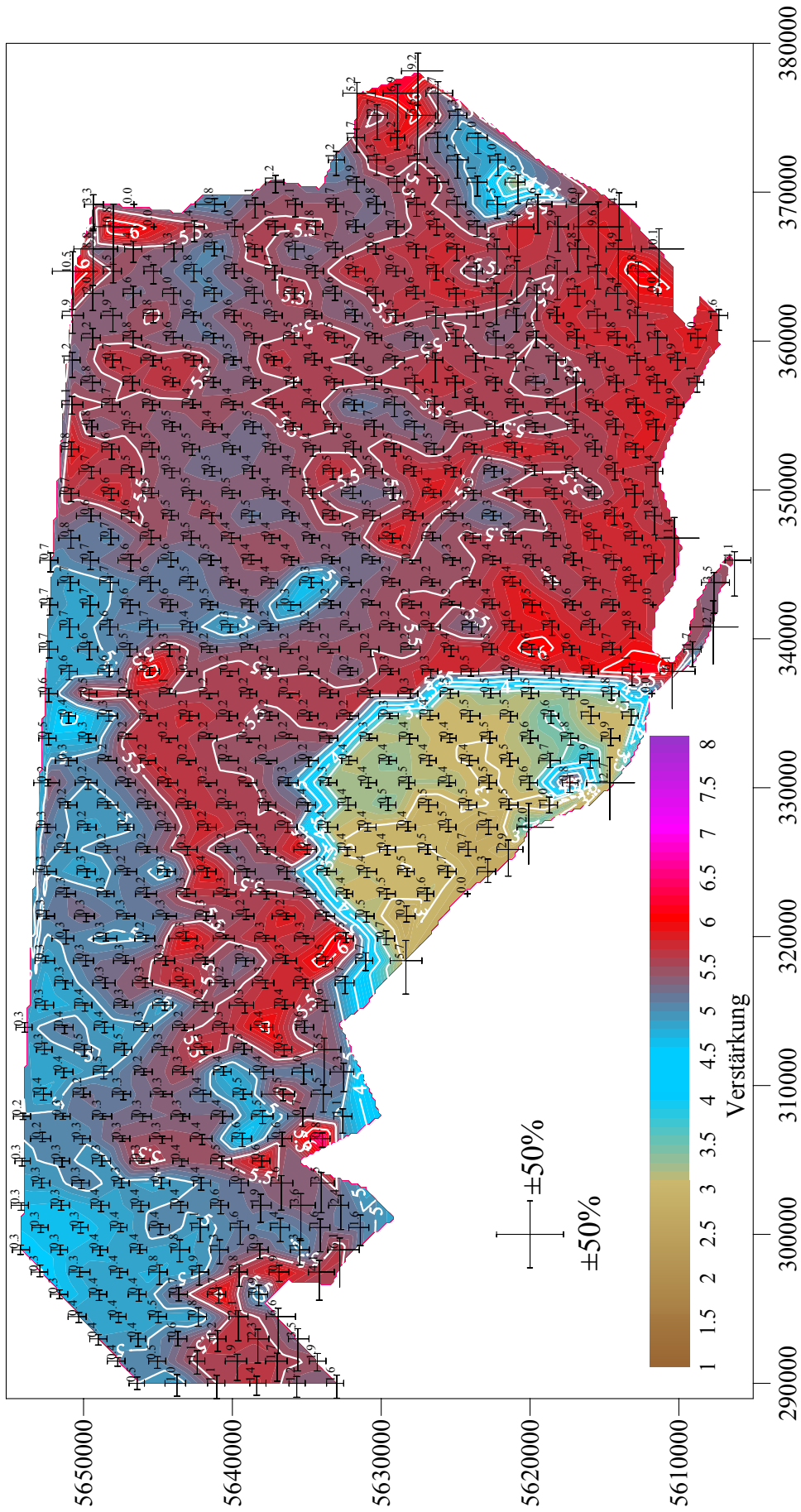


Abb. C-2: Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g

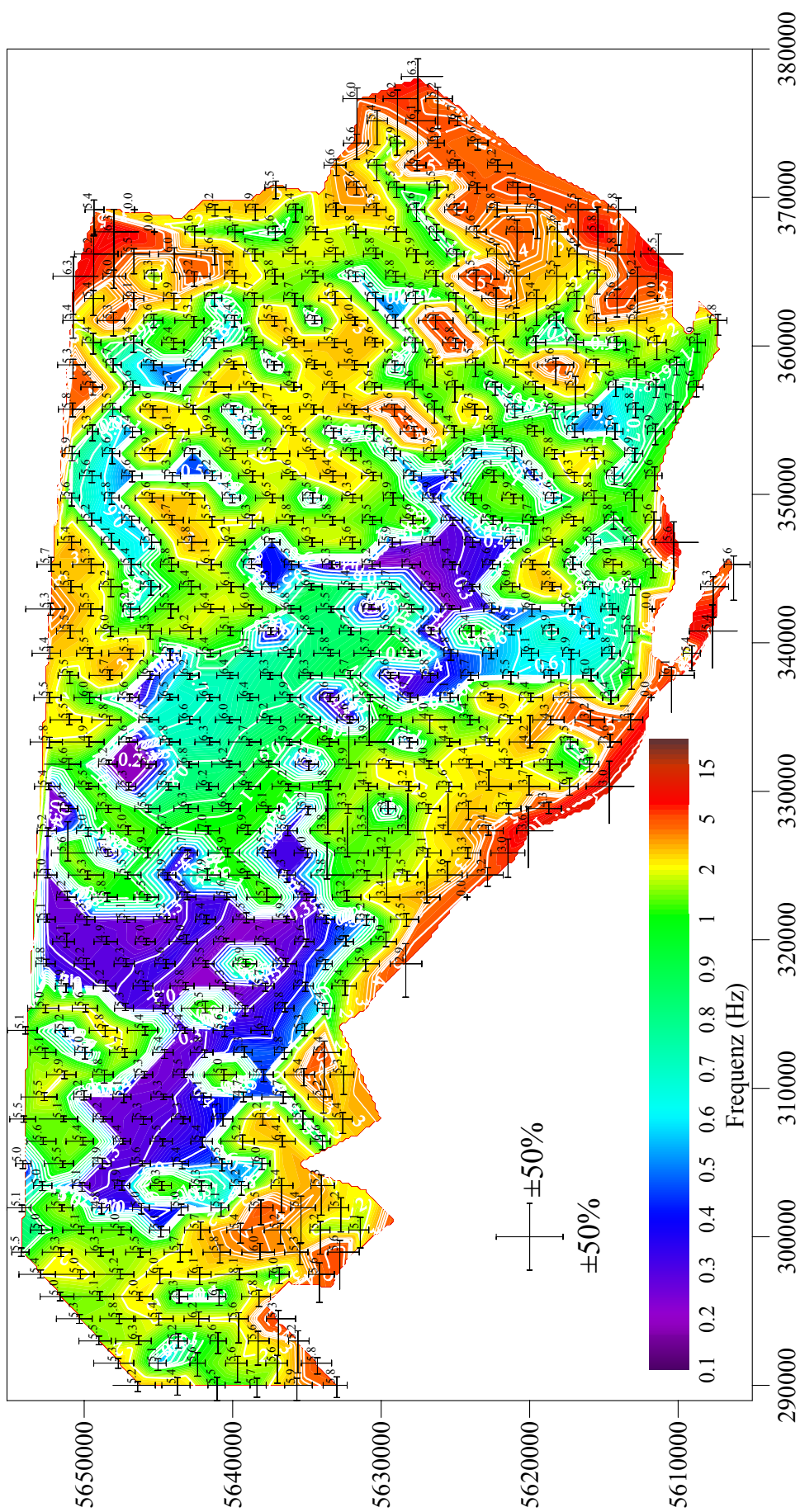


Abb. C-3: Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g

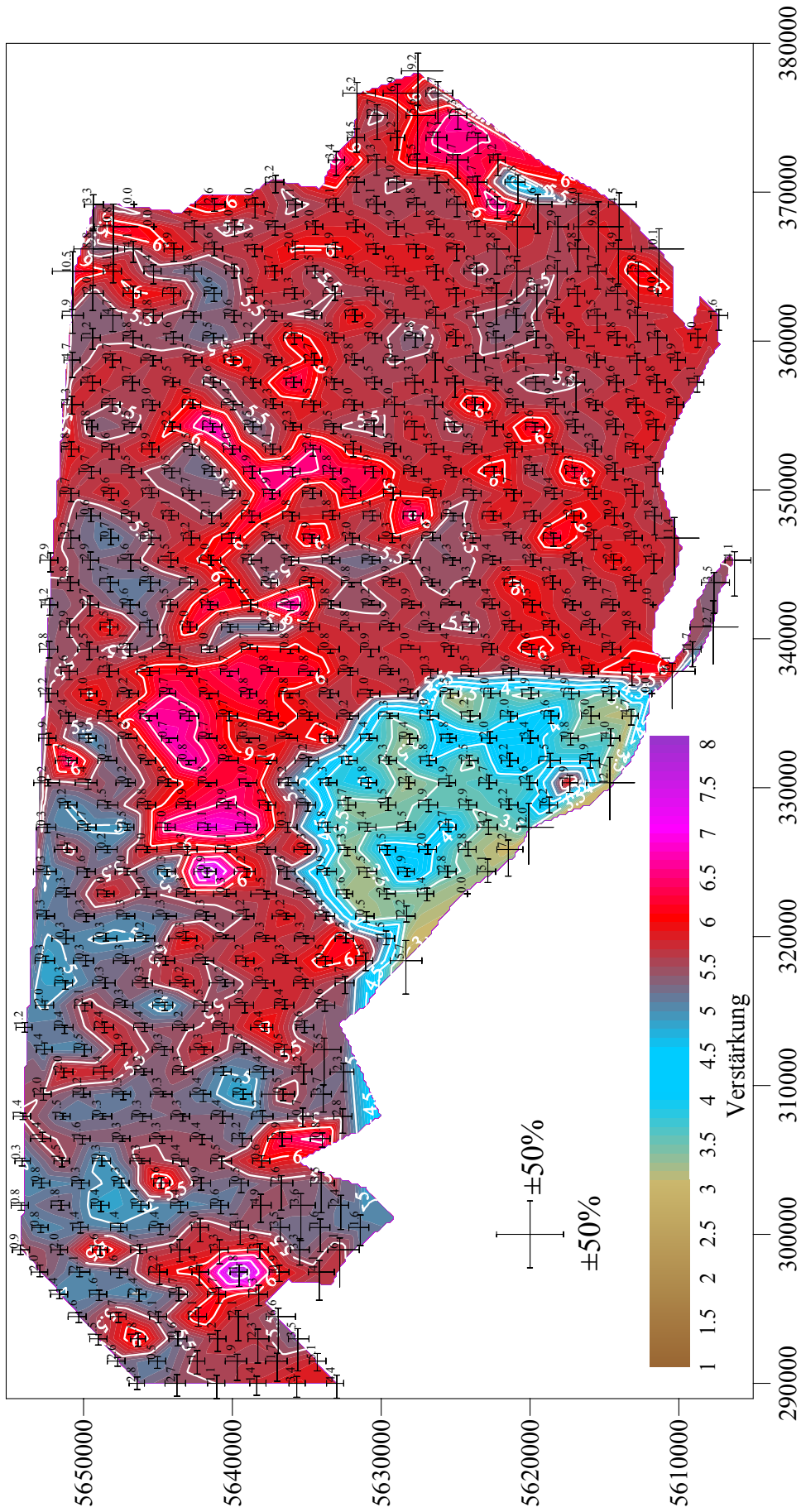


Abb. C-4: Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.01 g

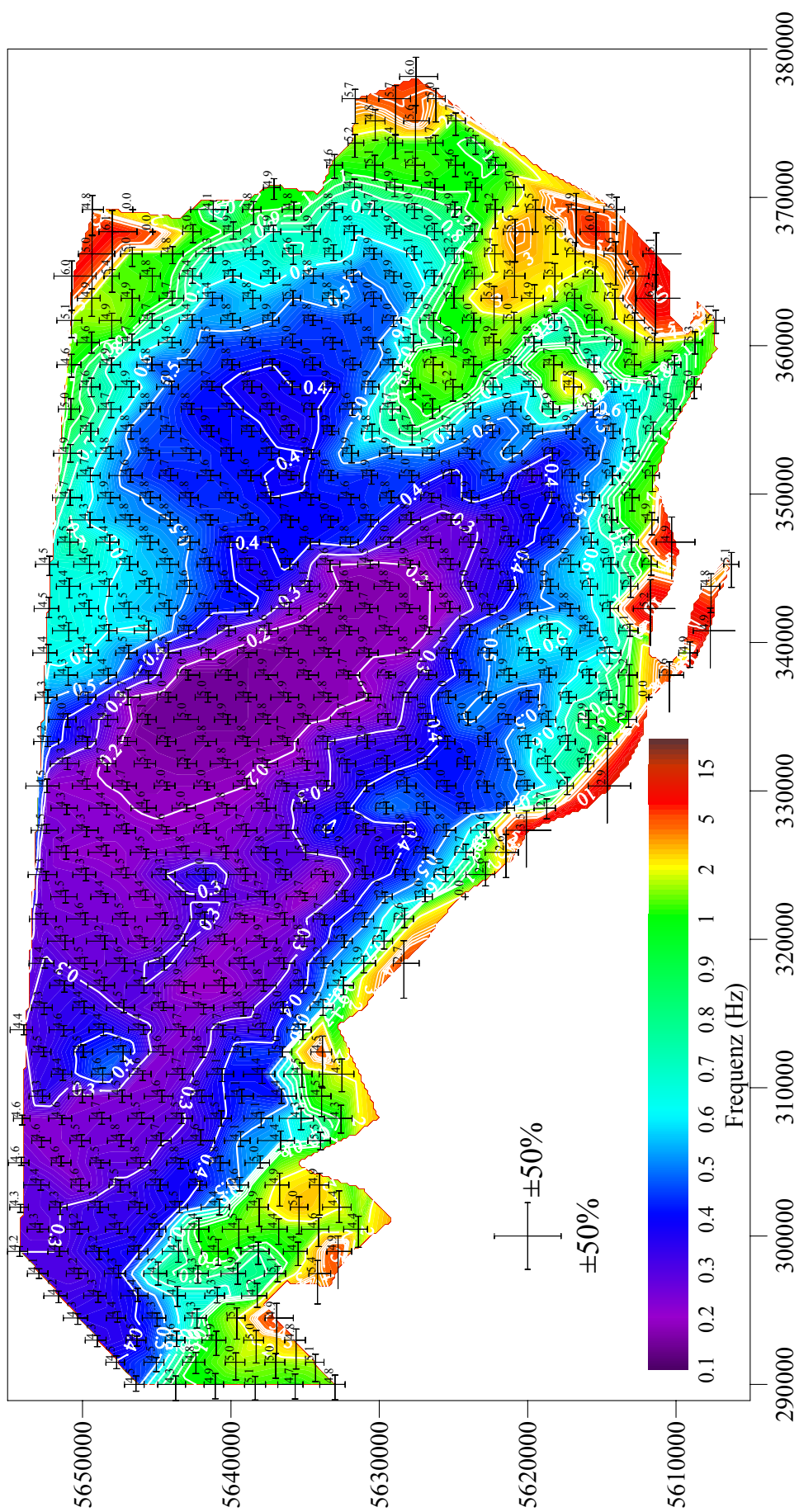


Abb. C-5: Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g

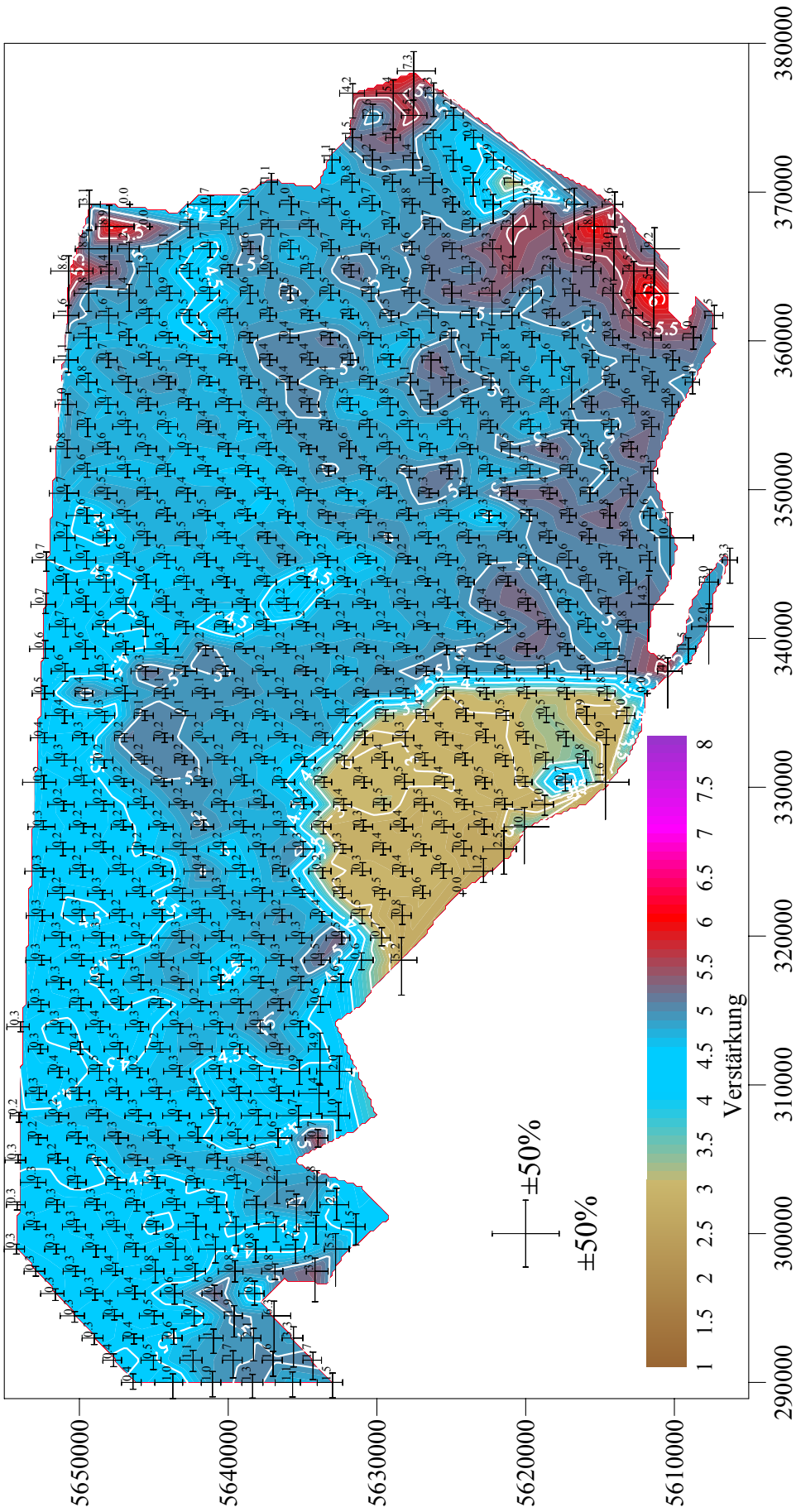


Abb. C-6: Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g

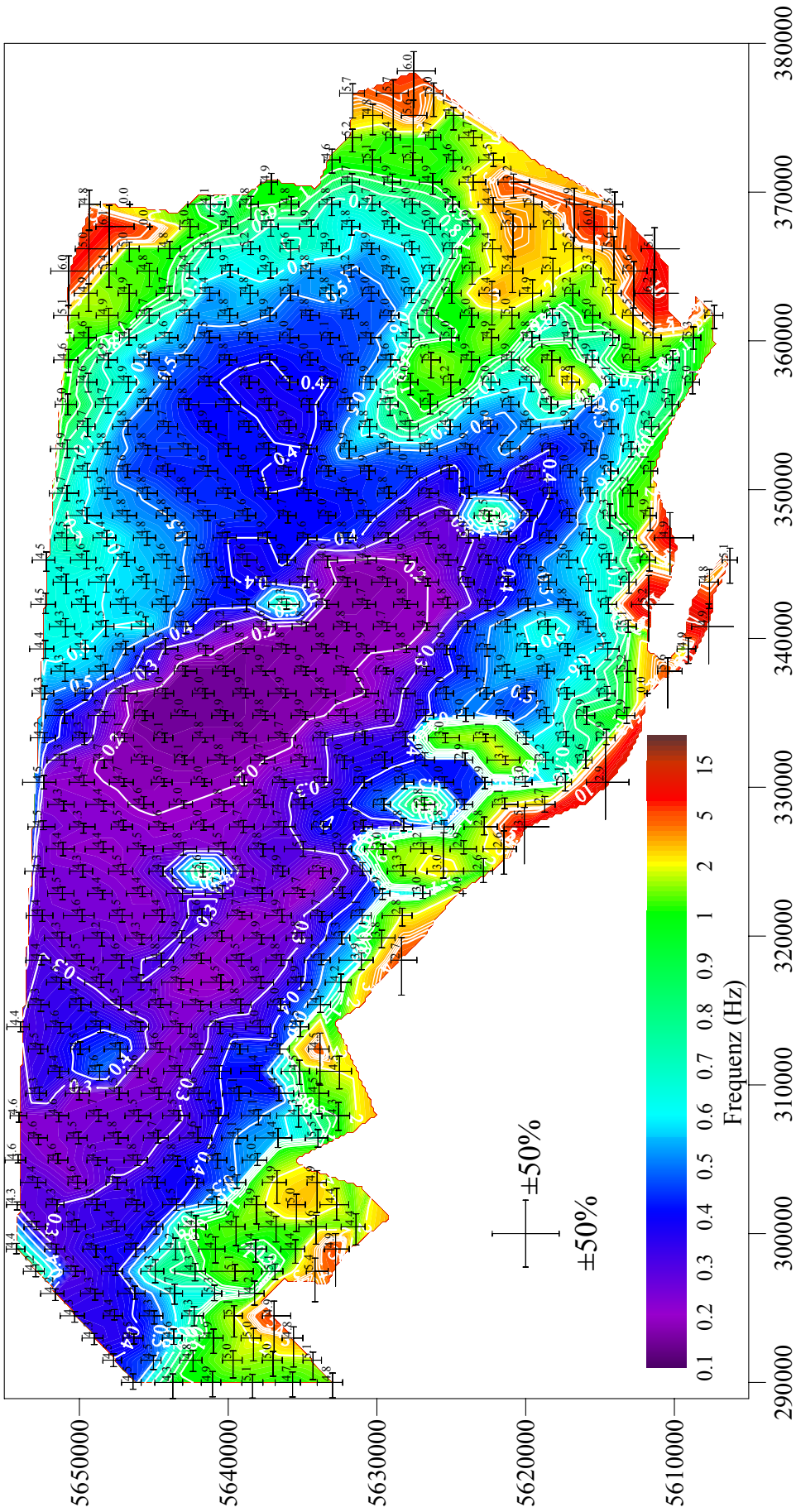


Abb. C-7: Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g



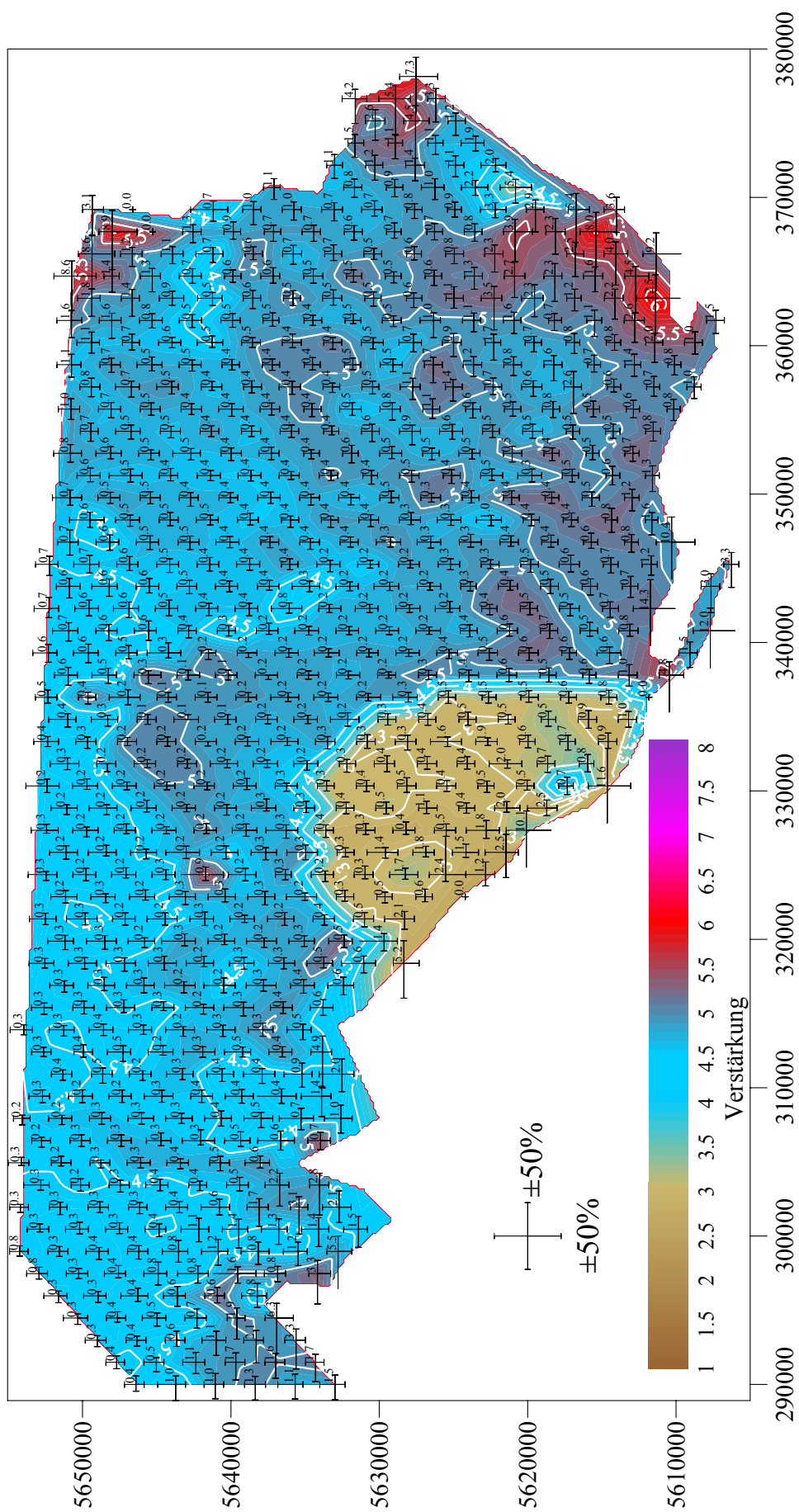


Abb. C-8: Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 0.1 g

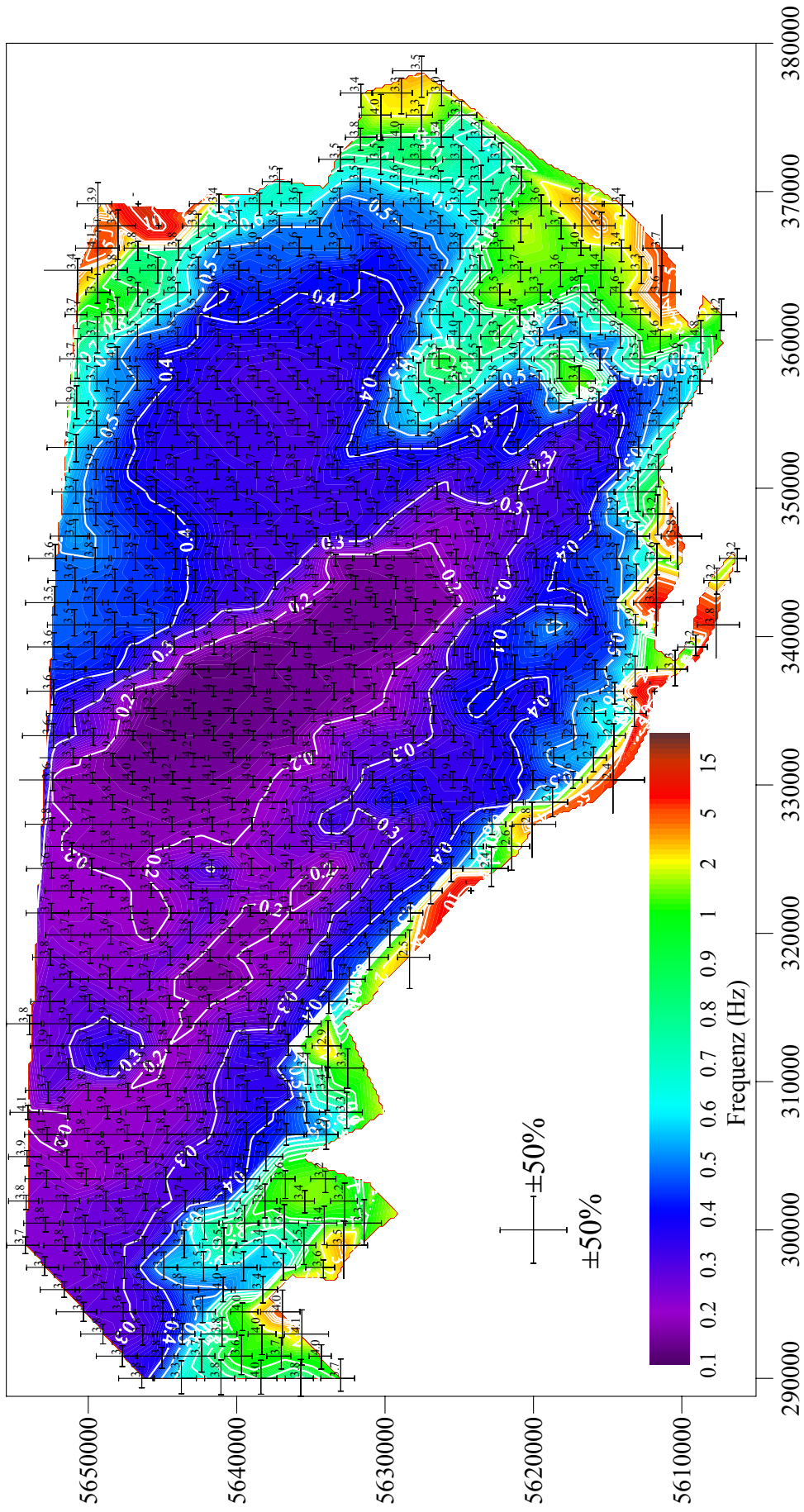


Abb. C-9: Median der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 1 g

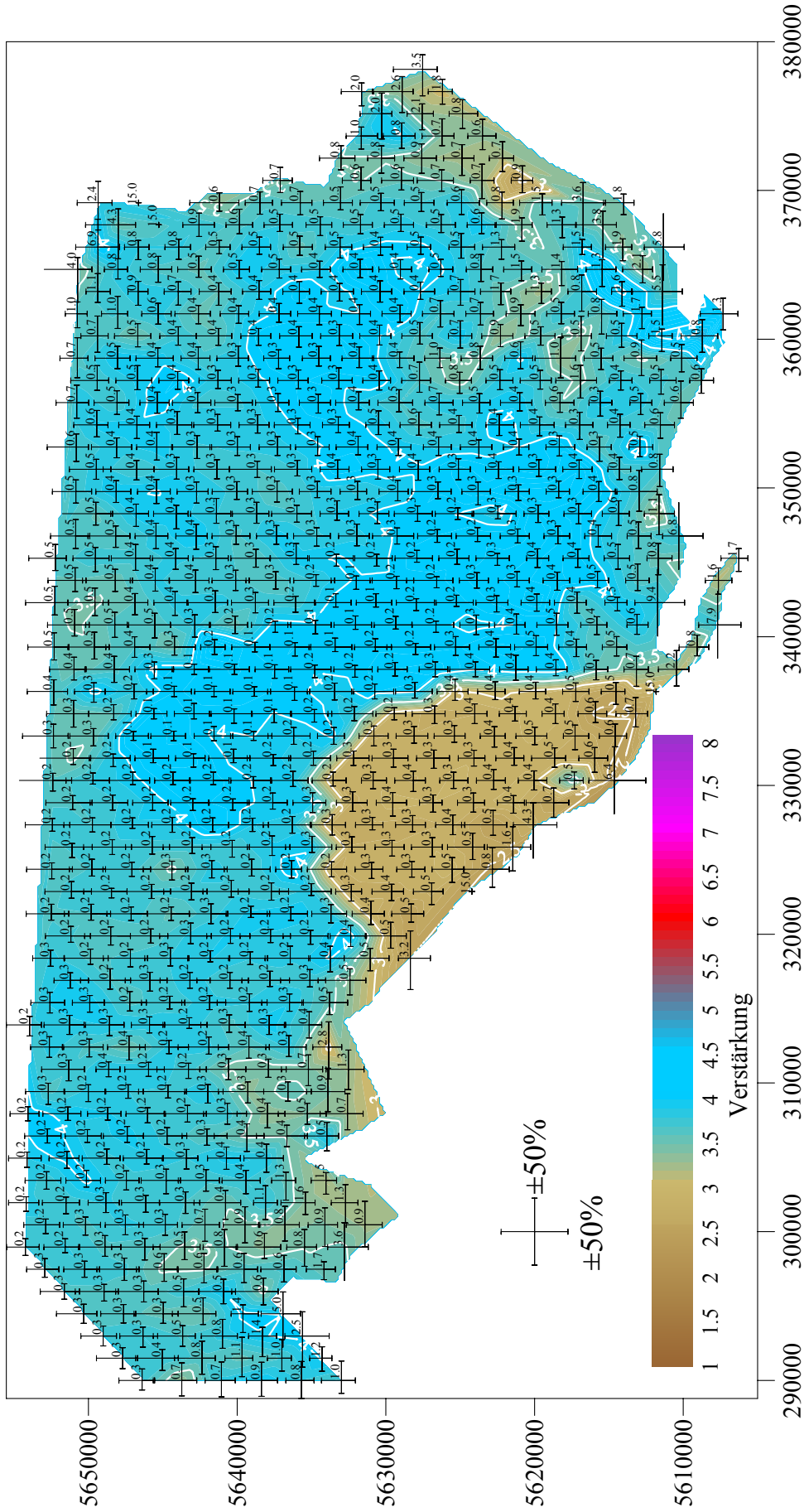


Abb. C-10: Median der Verstärkung bei der Grundresonanzfrequenz für die Berechnungen mit einer Anregung von 1 g

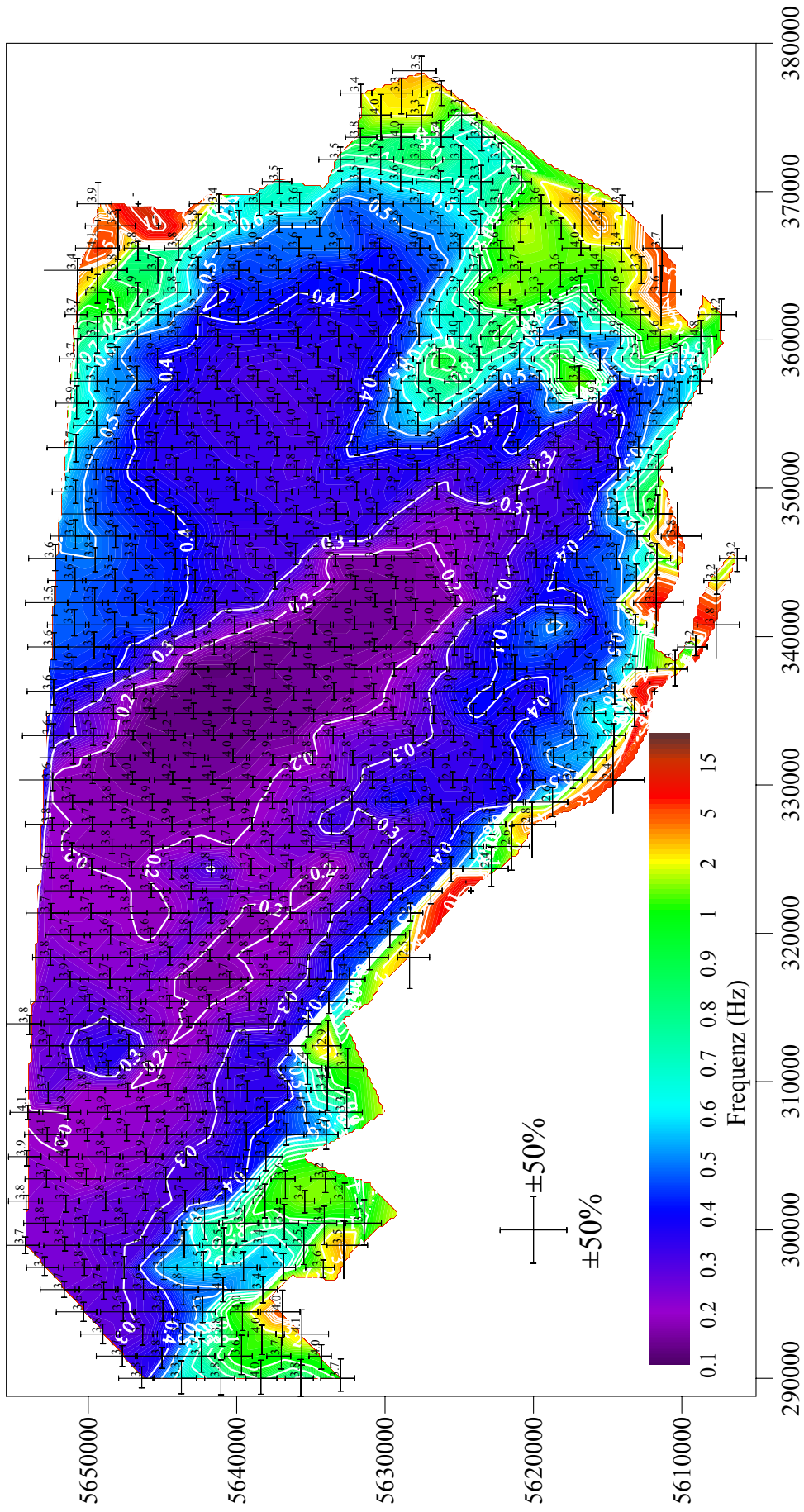


Abb. C-11: Median der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 1 g

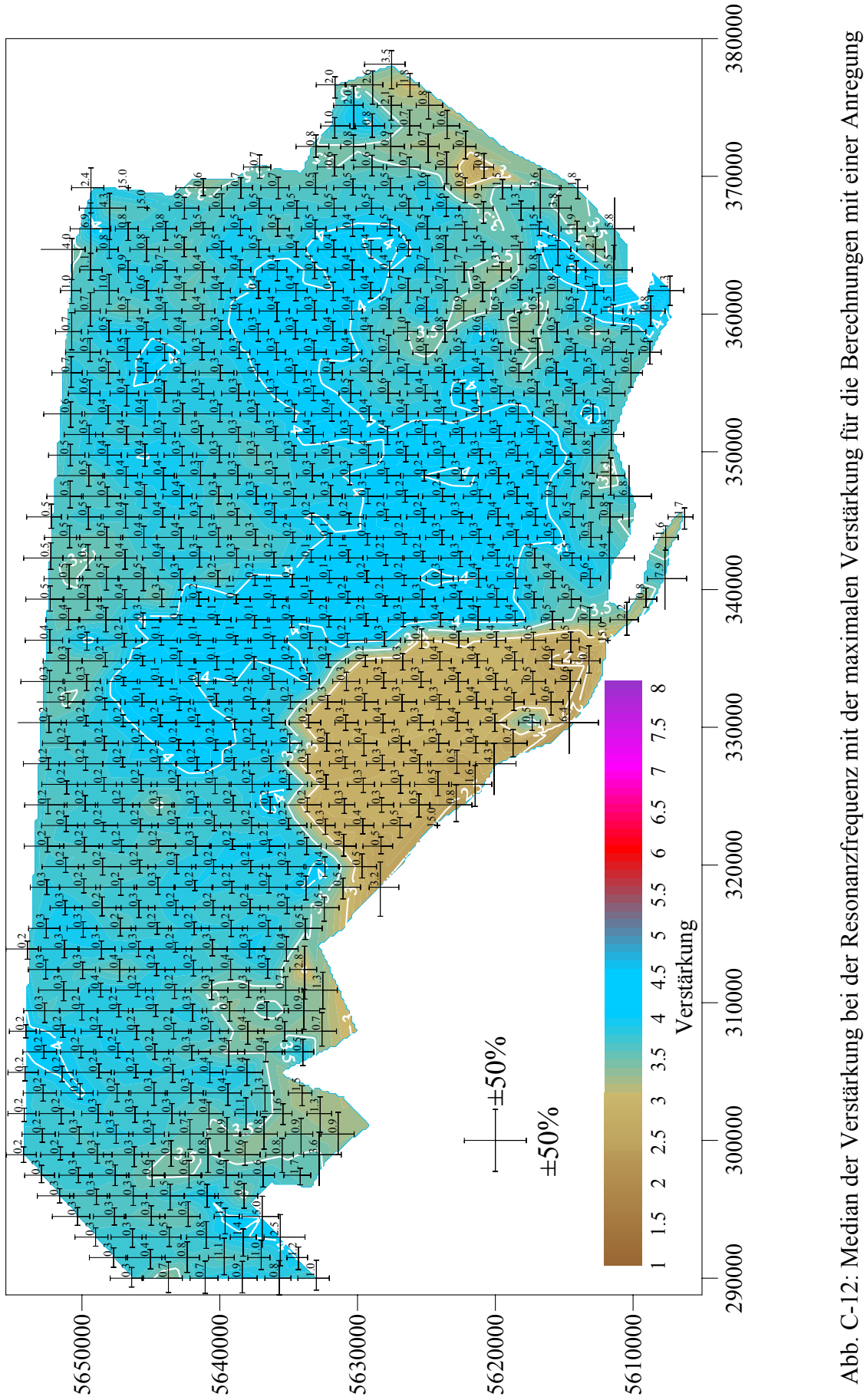


Abb. C-12: Median der Verstärkung bei der Resonanzfrequenz mit der maximalen Verstärkung für die Berechnungen mit einer Anregung von 1 g

## Anhang D

BER	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.220	0.230	0.230	0.214
Verstärkung bei der GRF	4.459	5.394	6.912	5.506
1. höhere RF	0.610	0.640	0.680	-
Verstärkung bei der 1. höheren RF	2.365	3.082	3.922	-
2. höhere RF	0.890	0.960	1.010	0.977
Verstärkung bei der 2. höheren RF	4.938	6.466	8.521	2.101

Tab. 6-1: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station BER.

FUN	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.310	0.330	0.340	0.328
Verstärkung bei der GRF	4.412	5.517	6.941	14.739
1. höhere RF	0.790	0.870	0.930	-
Verstärkung bei der 1. höheren RF	2.020	2.795	3.635	-
2. höhere RF	1.460	1.550	1.650	1.289
Verstärkung bei der 2. höheren RF	3.636	6.191	8.359	2.199

Tab. 6-2: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station FUN.

GMA	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.180	0.190	0.190	0.175
Verstärkung bei der GRF	4.848	5.786	6.777	6.740
1. höhere RF	0.470	0.500	0.520	0.481
Verstärkung bei der 1. höheren RF	2.917	3.492	4.092	1.617
2. höhere RF	0.760	0.800	0.840	0.725
Verstärkung bei der 2. höheren RF	6.846	8.069	9.912	2.142

Tab. 6-3: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station GMA.

## Anhang D

HMB	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.230	0.240	0.250	0.229
Verstärkung bei der GRF	3.952	4.935	6.051	11.980
1. höhere RF	0.62	0.67	0.700	0.9689
Verstärkung bei der 1. höheren RF	2.464	3.337	4.241	1.761
2. höhere RF	0.990	1.04	1.080	2.548
Verstärkung bei der 2. höheren RF	4.064	5.732	7.463	1.408

Tab. 6-4: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station HMB.

MIL	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.250	0.260	0.280	0.214
Verstärkung bei der GRF	4.422	5.280	6.345	8.502
1. höhere RF	0.68	0.761	0.800	0.694
Verstärkung bei der 1. höheren RF	3.752	4.484	5.729	2.016
2. höhere RF	1.030	1.090	1.140	-
Verstärkung bei der 2. höheren RF	3.950	4.967	6.358	-

Tab. 6-5: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station MIL.

ROE	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.150	0.150	0.160	0.252
Verstärkung bei der GRF	4.720	5.727	6.780	3.815
1. höhere RF	0.410	0.430	0.440	0.771
Verstärkung bei der 1. höheren RF	2.852	3.549	4.403	1.710
2. höhere RF	0.640	0.666	0.690	-
Verstärkung bei der 2. höheren RF	5.610	7.212	8.579	-

Tab. 6-6: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station ROE.

## Anhang D

SIN	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.150	0.160	0.170	0.153
Verstärkung bei der GRF	4.980	5.984	6.931	10.100
1. höhere RF	0.420	0.460	0.439	0.252
Verstärkung bei der 1. höheren RF	2.764	3.386	4.169	2.920
2. höhere RF	0.650	0.700	0.730	0.648
Verstärkung bei der 2. höheren RF	5.971	7.449	8.769	2.059

Tab. 6-7: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station SIN.

TGD	Modellierung			H/V Spektrum
	Min	Median	Max	
Grundresonanzfrequenz	0.420	0.460	0.490	0.427
Verstärkung bei der GRF	4.942	5.999	7.219	14.950
1. höhere RF	0.900	0.980	1.040	1.213
Verstärkung bei der 1. höheren RF	5.402	7.128	9.489	2.549
2. höhere RF	1.270	1.370	1.450	1.770
Verstärkung bei der 2. höheren RF	3.404	4.727	7.543	2.369

Tab. 6-8: Mediane der Resonanzfrequenzen und der Verstärkungen bei den Resonanzfrequenzen sowie die Grenzen der Streubereiche aus den Variationsrechnungen mit der Aufzeichnung des Alsdorfbebens und die Resonanzfrequenzen und Amplituden bei den Resonanzfrequenzen aus dem H/V-Spektrum für die Station TGD.



# Danksagung

Folgenden Personen möchte ich für die Unterstützung danken:

Herrn PD Dr. K.-G. Hinzen für die Anregung der Arbeit, seine wissenschaftliche Anleitung und stete Diskussionsbereitschaft,

Herrn Prof. Dr. K. Krumsiek für seine kritische Durchsicht und fachliche Hilfestellung,

Herrn Dipl.-Geophys. J. Mackedanz für die hilfreichen Diskussionen,

Frau Dr. S. Reamer für die Hilfe bei statistischen Fragestellungen,

Herrn cand. Geol. K. Weber, Herrn cand. Geol. S. Schreiber sowie Frau R. Simon für die Hilfe bei der Erstellung des geologischen Modells und Herrn Dipl.-Ing. C. Fleischer für die technische Unterstützung.

Weiterhin möchte ich Herrn Dipl.-Ing. U. Krüger und Herrn Dipl.-Ing. M. Höffken von der RWE POWER AG und Frau M. Nadolny von der RWTH Aachen für die Zurverfügungstellung der zahlreichen geologischen Informationen danken.

Die Arbeit wurde von der Munich Re finanziell unterstützt und ich möchte Dr. A. Smolka und Dr. D. Hollnack für die Betreuung seitens der Munich Re danken.

Des Weiteren möchte ich mich bei meiner Familie bedanken, die mich in den vergangenen Jahren moralisch und finanziell unterstützt hat, sowie bei meiner Freundin Carmen Seiffert für ihre liebevolle und geduldige Unterstützung und ihre Hilfe bei der Durchsicht der Arbeit.

## **Erklärung**

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde.

Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von PD Dr. K.-G. Hinzen betreut worden.

Teilpublikationen :

Weber, B. & Hinzen, K.-G. (2006): Bodenverstärkung in der südlichen Niederrheinischen Bucht.- Bauingenieur, Band 81, 9-15

Weber, B. & Hinzen, K.-G. (2007): Soil amplification model of the Lower Rhine Embayment.- in Arbeit

Potsdam, im März 2007

Bernd Weber