

5

**K** öln  
**u** nd  
**B** onner  
**A** rchaeologica



2015

**K** öln

**u** nd

**B** onner

**A** rchaeologica

KuBA 5/2015

Kölner und Bonner Archaeologica  
KuBA 5/2015

Herausgeber

Martin Bentz – Dietrich Boschung – Eckhard Deschler-Erb –  
Michael Heinzelmann – Frank Rumscheid – Eleftheria Paliou

Redaktion, Satz und Gestaltung  
Jan Marius Müller

Umschlaggestaltung  
Jan Marius Müller

Fotonachweis Umschlag  
Manuela Broisch (Arbeitsgruppe Geophysikalische Prospektion, Universität zu Köln)

Alle Rechte sind dem Archäologischen Institut der Universität zu Köln und der  
Abteilung für Klassische Archäologie der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn  
vorbehalten. Wiedergaben nur mit ausdrücklicher Genehmigung.

Hinweise für Autoren sind unter <<http://www.kuba.uni-bonn.de/de/autoren>> einsehbar.

Durch die Vermittlung des Fördervereins Akademisches Kunstmuseum Bonn e. V. wurde die Hälfte der  
Druckkosten freundlicherweise von der HypZert GmbH und der Sparkasse KölnBonn getragen.

HypZert



## INHALT

### Beiträge

AXEL MISS, Handwerkliche Produktionsstätten in westphönizisch-punischen Kontexten	5
JON ALBERS, Zur Rekonstruktion des Heiligtums für Hercules Musarum am flaminischen Circus in Rom	39
MICHELLE ROSSA – ALFRED SCHÄFER – DANIEL STEINIGER, Überlegungen zur Datierung des römischen Zentralheiligtums der CCAA	65

### Projektberichte

DAPHNI DOEPNER, Weihgeschenke am Apollon-Tempel in Syrakus: ein Vorbericht	79
MICHAEL HEINZELMANN – BELISA MUKA, Vorbericht zur fünften Grabungskampagne 2015 in Dimal (Illyrien)	91
MAURO RUBINI – PAOLA ZAIO, A Paleoanthropological and Paleopathological Approach to the Dimal Population (3rd–2nd Century BCE, Albania)	107
MICHAEL HEINZELMANN – TALİ ERICKSON-GINI, Elusa – eine nabatäische Metropole im nördlichen Negev. Vorbericht zu den Kampagnen 2015 und 2016	111
NATALIE PICKARTZ – BÜLENT TEZKAN – MICHAEL HEINZELMANN, Geophysikalische Multimethodenprospektion des archäologischen Fundorts Elusa (Israel). Vorbericht zu den Kampagnen 2015 und 2016	137
MANUEL FLECKER – JOHANNES LIPPS – MANUELA BROISCH, Geophysikalische Untersuchungen im sog. <i>comitium</i> am Forum von Pompeji	153
DORU BOGDAN – CONSTANZE HÖPKEN – MANUEL FIEDLER, Kult in offenem Raum? Untersuchungen in einem Heiligtumsbezirk in Apulum (Alba Iulia, Rumänien) 2013–2014	167

### Aus den Sammlungen

DYFRI WILLIAMS, A Special Dedication to Aphrodite and some Thoughts on the Early Years of the Greek	177
FRANK RUMSCHEID, Randfiguren aus Hyrtakina im Akademischen Kunstmuseum Bonn: Terrakotta-Reliefs als Reifaufsätze aus einem kretischen Demeter-Heiligtum	199
ERIKA ZWIERLEIN-DIEHL, Stiftung der bedeutenden Gemmen-Sammlung Klaus J. Müller für die Universität Bonn	235

CONSTANZE HÖPKEN, Mimosops: ägyptische Heilpflanze und römisches Glas	251
---	-----

### **ArchäoInformatik**

DAPHNI DOEPNER – JULIA SCHULZ – ANNIKA SKOLIK, Terrakottafiguren aus Medma (Rosarno) und ihre digitale Präsentation in ARACHNE	259
--	-----

CHRISTOPH STOLLWERK – CHRISTIAN A. SCHÖNE – VINCENT KANNENGIESSER – ARNE SCHRÖDER, Erheben, Erstellen und Aufbereiten eines Geländemodells in Elusa (Israel)	269
--	-----

FELICIA MEYNERSEN – MARCEL RIEDEL, <i>Für die Zukunft sichern</i> . Im ‚Syrian Heritage Archive Project‘ (SHAP) des Deutschen Archäologischen Instituts (DAI) und des Museums für Islamische Kunst der Staatlichen Museen zu Berlin (MIK) wird ein digitales Kulturgüterregister für Syrien erstellt	277
--	-----

DAVID NEUGEBAUER – ULRICH STOCKINGER, Vom Produktionsabfall zur Produktivversion. Zum Aufbau einer interaktiven Onlinedatenbank zu Werkstätten in ARACHNE	285
---	-----

SHABNAM MOSHFEGH NIA – MARINA UNGER, Die Antike in Zeichnung, Plan und Bauaufnahme: Primäre Dokumentationsmaterialien des 19. und 20. Jahrhunderts im Deutschen Archäologischen Institut Rom. Ein Digitalisierungsprojekt zur Erhaltung von Archivbeständen	291
---	-----

# Geophysikalische Multimethodenprospektion des archäologischen Fundorts Elusa (Israel). Vorbericht zu den Kampagnen 2015 und 2016

NATALIE PICKARTZ – BÜLENT TEZKAN – MICHAEL HEINZELMANN

*As a preliminary report, this article presents the results of two geophysical multi-methodical surveys at the archaeological site of Elusa (Haluza) located at the northern margin of the Negev in Israel. During the first field campaign, test measurements with the methods of applied geophysics magnetometry, ground penetrating radar, electrical resistivity tomography, electrical resistivity mapping and a low-frequency electromagnetic induction system have been carried out. In a second campaign, the total magnetic field was measured on an area of 22 ha. This article presents the results of the different geophysical methods and compares their capability of detecting archaeological structures in the subsurface. Furthermore, the processing and inversion schemes are described. In particular, the results of the magnetic surveys reveal new information about the road system, large-scale and residential buildings.*

Im Gebiet der antiken Stadt Elusa am nördlichen Rand der Negev-Wüste in Israel wurden mit den Methoden Magnetik, Bodenradar (GPR), elektrische Widerstandstomographie (ERT), elektrische Widerstandskartierung und einem elektromagnetischem Induktionsverfahren (EMI) geophysikalische Messungen zur Detektion der antiken Bebauungsstrukturen durchgeführt<sup>1</sup>. Die Messungen wurden als Kooperation des Archäologischen Instituts und des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln realisiert, in deren Rahmen auch ein neues Tragesystem für die magnetische Prospektion entwickelt und konstruiert wurde<sup>2</sup>.

Die Schwerpunkte der Kampagnen waren 2015 eine Machbarkeitsstudie mit den genannten Methoden und 2016 eine großflächige Magnetikprospektion<sup>3</sup>. Im vorliegenden Vorbericht werden die verwendeten Methoden, deren Auswertung und die daraus folgenden Ergebnisse vorgestellt. Darüber hinaus werden die Ergebnisse der verschiedenen Methoden für dieselben Flächen bzw. Profile miteinander verglichen. Zur Detektion von Störkörpern im Untergrund nutzen alle hier vorgestellten geophysikalischen Prospektionsmethoden,

dass diese sich in ihren elektrischen und magnetischen Materialeigenschaften von jenen des umgebenden, ungestörten Untergrunds unterscheiden. Ausschlaggebende Voraussetzung für die erfolgreiche Detektion einer im Untergrund befindlichen archäologischen Struktur ist ein ausreichend großer petrophysikalischer Kontrast zwischen dem archäologischen Befund und der umgebenden Geologie.

## Magnetometrie

Für die magnetische Prospektion wurden Cäsiumdampfsensoren verwendet, die die Totalfeldstärke des Erdmagnetfelds messen. Cäsiumdampfsensoren beruhen auf dem Prinzip des optischen Pumpens des ungepaarten Valenzelektrons von Cäsium. Die Stärke des Erdmagnetfelds wird über die Messung der Larmorfrequenz der präzedierenden Elektronen bestimmt<sup>4</sup>.

Es wurden vier bzw. fünf Cäsiumdampfsensoren von Geometrics mit den G-858 Datenloggern verwendet. In beiden Kampagnen kamen unterschiedliche Aufbauten der Magnetometer zum Einsatz: 2015 der speziell entwickelte Handwagen des Archäologischen Instituts (**Abb. 1**), auf dessen

<sup>1</sup> Zu Elusa und den Zielen des Projektes vgl. den Beitrag von M. Heinzelmann – T. Erickson-Gini im selben Band.

<sup>2</sup> Dank gilt M. Löhmer und A. Busse für die Arbeiten am Tragesystem. Zu danken ist ferner M. Seidel vom Institut für Geophysik und Meteorologie und allen Grabungsteilnehmern des Archäologischen Instituts für die Unterstützung bei den geophysikalischen Messungen.

<sup>3</sup> Abb. 5 im vorangehenden Beitrag von M. Heinzelmann – T. Erickson-Gini zeigt die Umrisse der prospektierten Flächen und die ERT-Profile für ihre räumliche Einordnung in Relation zu einem Luftbild.

<sup>4</sup> Eine ausführliche Beschreibung gibt Linford 2006, 2227.



Abb. 1: Elusa, Geomagnetischer Prospektionswagen.

Achse 30 cm über dem Boden vier Sensoren montiert sind. Sie haben einen Abstand von 50 cm zueinander, sodass mit dem Wagen eine 2 m breite Spur überdeckt wird. Zur Kartierung werden orthogonale Messfelder mit den Kantenlängen  $30\text{ m} \times 30\text{ m}$  abgesteckt, die dann bidirektional abgegangen werden. Im kontinuierlichen Messmodus arbeiten die Sensoren mit einer Genauigkeit von 0,05 nT bei dem genutzten Messintervall von 0,1 s. Die räumliche Positionierung der Messwerte erfolgt über das Setzen eines Markierungspunkts (zusätzlich zum Messwert) per Knopfdruck alle 5 m. Innerhalb eines 5 m-Abschnitts wird die Gehgeschwindigkeit als konstant angenommen und hiermit die räumliche Position auf diesem Abschnitt errechnet. Zur Darstellung der Messwerte werden diese von dem sich ergebenden unregelmäßigen Messpunktgitter auf ein regelmäßiges Messpunktgitter mit einer Diskretisierung von 0,1 m (Gehrichtung) mal 0,5 m (Sensorabstand) mittels *Nearest Neighbour Interpolation* interpoliert<sup>5</sup>.

Da sich auf dem antiken Stadtgebiet in weiten Bereichen dichter Bewuchs mit Sträuchern und Steinsetzungen befinden, die höher als die Achse des Wagens liegen, entstand die Idee, als Alternative ein Tragegestell für die Magnetometer für unwegsames Gelände zu entwickeln. Die Entwicklung und der Bau des Tragesystems wurden vom Institut für Geophysik und Meteorologie durchgeführt. Dabei wurden die Abstände der Sensoren

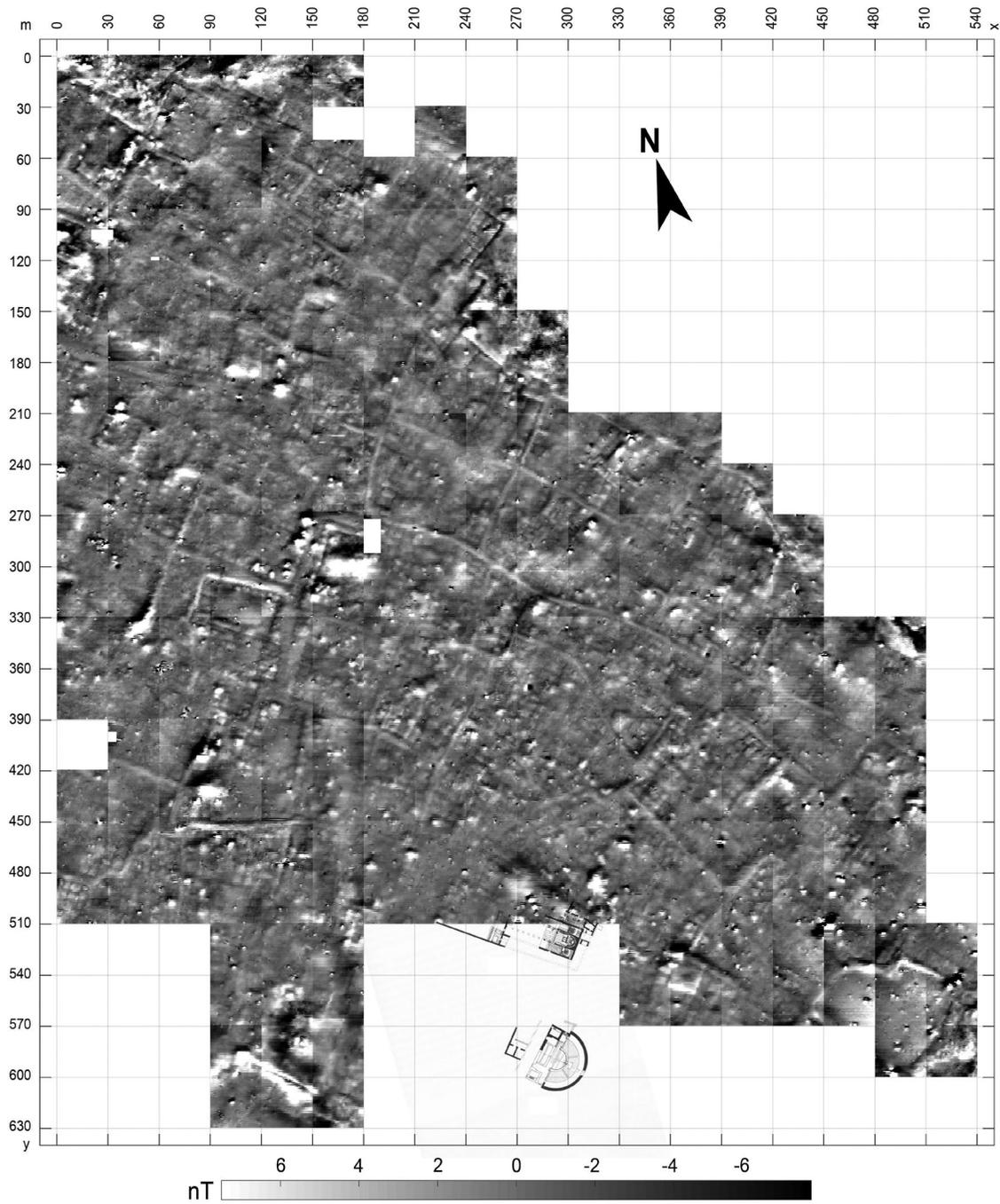


Abb. 2: Elusa, neu entwickeltes Tragegestell für die Magnetik.

beibehalten, sodass die Durchführung der Messungen und deren Auswertung identisch bleiben. Da für den Bau des Tragesystems nur eine kurze Zeitspanne zur Verfügung stand, wurde der unmagnetische, stabile, kostengünstige und leicht zu verarbeitende Werkstoff Aluminium verwendet. Letztendlich wog das Tragegestell mit allen Komponenten jedoch 23 kg und wurde deswegen von dem vorgesehenen Transport durch eine Person auf den Transport durch zwei Personen umgerüstet (Abb. 2). Das Tragegestell besteht aus einem Rahmen, der mit zwei Lastenkraxen etwa auf Hüfthöhe getragen wird. Die Aufhängung des Rahmens an den Lastenkraxen erfolgt mit Zurrgurten, sodass die Aufhängung unterschiedlichen Körpergrößen des Messteams angepasst werden kann. Die Sensoren sind vorne am Rahmen an nach unten gerichteten Streben angebracht, die ebenfalls in ihrer Höhe variabel einstellbar sind. Die Datenlogger befinden sich zwischen den beiden Personen und werden von der hinteren Person bedient. Die Akkus sind am hinteren Ende des Rahmens angebracht, damit sie einerseits als Gegengewicht zu den Sensoren vorne dienen und andererseits den größtmöglichen Abstand zu ihnen haben, um die Messungen nicht zu stören.

Die ersten Tests des neuen Tragegestells erfolgten im direkten Einsatz in Israel. So konnten während der vierwöchigen Kampagne vielfältige Erfahrungen zur Optimierung der Anwendung und zur Verbesserung des neuen Tragesystems gesammelt werden. Es zeigte sich, dass die Qualität der Daten davon abhängt, wie gut es dem für die Messungen zuständigen Team gelingt, die schaukelnden

<sup>5</sup> MATLAB 2015.



**Abb. 3:** Elusa. Gesamtergebnis der Geomagnetik bezogen auf das lokale Messkoordinatensystem nach Anwendung der beschriebenen Prozessierungsschritte.

Bewegungen der Sensoren zu unterdrücken, die beim Gehen entstehen. Zur Optimierung steht nun insbesondere eine Gewichtsreduzierung bevor, um das System für eine Person handhabbar zu machen.

Insgesamt wurde mit beiden Tragesystemen in Elusa eine Gesamtfläche von 22,23 ha untersucht, was ungefähr der Hälfte des ca. 50 ha großen, antiken Siedlungsgebiets entspricht (**Abb. 3**).

Während der Kampagne 2016 wurde als weitere Neuerung eine dritte Konsole mit einem fünften Sensor als magnetische Basisstation genutzt. Diese wird stationär an einem Punkt im Messgebiet aufgebaut und zeichnet über den Tag die zeitliche Variation des Erdmagnetfelds, den Tagesgang auf, d. h. die Zu- bzw. Abnahme der Stärke des Erdmagnetfelds aufgrund der ansteigenden oder abschwächenden Ströme in der Ionosphäre. Die täglichen Variationen an Tagen mit geringer Sonnenaktivität haben eine Stärke von einigen 10 nT und sind abhängig von der geographischen Breite, der Sonnenaktivität und der Dicke der Ionosphärenschicht<sup>6</sup>. Darüber hinaus können mehrere Male pro Monat magnetische Stürme aufgrund von erhöhter Sonnenaktivität auftreten<sup>7</sup>. Diese können einige Stunden oder Tage andauern und eine Stärke von bis zu mehreren 100 nT haben. Anomalien von archäologischen Befunden haben hingegen meist nur eine Stärke von einigen nT bis einigen 10 nT.

Die kartierende Messung wird mit dem Tagesgang des Erdmagnetfelds und eventuell auftretenden Sonnenstürmen überlagert. Messungen, die während eines Sonnensturms aufgenommen wurden, lassen sich wegen dessen großer Stärke und nicht vorhersehbarem Verlauf nicht mehr unter archäologischer Fragestellung interpretieren. Bildet man die Differenz zwischen den Messdaten der Basisstation und den kartierenden Messungen, wird der Tagesgang und gegebenenfalls der magnetische Sturm von den kartierenden Messungen entfernt und man erhält das lokale Anomaliefeld, in dem die archäologischen Strukturen erkennbar werden.

In Magnetogrammen können sich archäologische Strukturen sowohl als negative als auch als positive Anomalien gegenüber dem ungestörten Untergrund abzeichnen. Für Materialien, die große Hitze erfahren haben, liegt eine erhöhte Suszeptibilität vor und sie zeichnen sich damit als positive Anomalien ab. Im archäologischen Kontext sind hierfür typische Beispiele gebrannte Ziegel,

Keramik und Werkstätten, in denen mit großer Hitze gearbeitet wurde (Töpfereien, Feuerstellen u. ä.). Materialien mit einer geringeren Suszeptibilität zeichnen sich als negative Anomalien ab, dies sind zum Beispiel Sedimentgesteine wie Kalk- und Sandstein. Besonders starke Anomalien werden von Objekten mit ferromagnetischem Anteil erzeugt, typischerweise rezenter metallischer Schrott.

Die Daten der kartierenden Messungen wurden mit einer eigens erstellten Programmroutine prozessiert<sup>8</sup>. Dabei werden fünf Bearbeitungsschritte automatisiert durchgeführt. In einem ersten Schritt wird unter der Annahme von geringer Sonnenaktivität und linearem Verlauf der zeitlichen Variation des Erdmagnetfelds für jedes Messfeld diese zeitliche Variation näherungsweise bestimmt und aus den Daten entfernt<sup>9</sup>. Im zweiten Bearbeitungsschritt werden die Graustufen der einzelnen Messfelder automatisiert aneinander angepasst, indem alle Messfelder auf das Niveau des Mittelwerts ihrer Mediane gebracht werden. Im nächsten Prozessierungsschritt werden zunächst kleinräumige lokale Extrema, die in diesem Zusammenhang als Anomalien rezenter Metallobjekte interpretiert werden, im Rahmen einer Klassifizierung bestimmt und dann mittels einer kubischen Spline-Interpolation ersetzt. Die Parameter dieses Prozessierungsschritts wurden so gewählt, dass keine starke Glättung entsteht, sondern dass die klassifizierten Bereiche lediglich abgeschwächt werden, um so den Einstieg in die Interpretation zu erleichtern. Im vierten Arbeitsschritt werden Grautöne benachbarter Messspuren aneinander angeglichen. Dies geschieht ähnlich wie im zweiten Bearbeitungsschritt über das Angleichen von Mittelwerten und bewirkt eine Reduzierung der Streifigkeit in der Darstellung der Messwerte. Aufgrund der unterschiedlichen Laufrichtung benachbarter Messspuren verlaufen nicht alle Lineamente geradlinig, sondern weisen zickzackartige Sprünge auf, die im letzten Bearbeitungsschritt mittels Kreuz-

<sup>6</sup> Reynolds 1997, 137.

<sup>7</sup> Breiner 1973, 6.

<sup>8</sup> Die Prozessierungsschritte basieren auf Eder-Hinterleitner u.a. 1996 sowie Cimiale – Loddo 2001 und wurden in MATLAB 2015 umgesetzt.

<sup>9</sup> Eine Auswertung der Daten der magnetischen Basisstation wurde noch nicht erstellt. Sobald diese Programmroutine erarbeitet ist und Daten einer Basisstation vorliegen, kann dieser erste Bearbeitungsschritt ersetzt werden.

korrelation zueinander korrigiert werden. Der Wert, um den die Spuren gegeneinander (zurück-) verschoben werden müssen, wird automatisiert und individuell für jedes Set von nächsten Nachbarn bestimmt. Dabei kommt es jedoch vor, dass kein passender Wert für die Verschiebung gefunden wird, obwohl der optische Eindruck besteht, dass weiterhin eine Verschiebung notwendig ist. In der jetzigen Form dieses Bearbeitungsschritts wird angenommen, dass es entlang der Messspuren keine räumliche Dehnung oder Stauchung der Messwerte gibt. Eine Verbesserung dieses Bearbeitungsschritts kann durch das Einbeziehen von Dehnungen und Stauchungen erzielt werden.

Die gesamte prospektierte Fläche der Magnetik in Elusa ist in **Abb. 3**, bezogen auf das lokale Messkoordinatensystem, dargestellt. Die Straßenzüge sind als helle, die Mauern als dunkle, meist feinere Lineamente mit einem Kontrast von wenigen Nanotesla erkennbar. Kleinräumige Bebauung, dargestellt durch feine schwarze Lineamente, sind mit wechselnder Intensität nahezu im kompletten prospektierten Bereich erkennbar. Im folgenden Abschnitt über die Messungen mit dem Bodenradar wird der Ausschnitt zwischen  $x$  (Ost-Wert) = 0–90 m und  $y$  (Nord-Wert) = 150–270 m im lokalen Koordinatensystem diskutiert.

### Bodenradar

Das Bodenradar besteht aus einer Sendeantenne, die elektromagnetische Wellen in Form von kurzen Pulsen aussendet, und einer Empfängerantenne, die den reflektierten Anteil der Wellen sowie deren Laufzeit aufzeichnet<sup>10</sup>. Die Wellen werden im Untergrund an Schichtgrenzen der Dielektrizitätskonstante teilweise reflektiert und teilweise transmittiert. Die Amplitude des reflektierten Anteils wird von der Dielektrizitätskonstanten und der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrunds bestimmt. Mit dem Bodenradar werden parallele Profile aufgezeichnet, die sich zu einem dreidimensionalen Datensatz zusammensetzen lassen. Der dreidimensionale Datensatz wird horizontal nach diskreten Laufzeiten unterteilt, die sich über die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im



**Abb. 4:** Elusa, Bodenradar im Bereich der südwestlichen Messfläche.

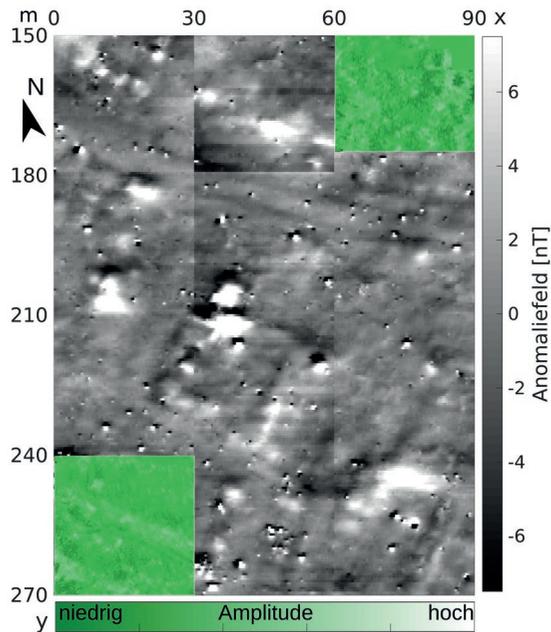
Untergrund in Tiefen umrechnen lassen. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit hängt ebenfalls von der Dielektrizitätskonstanten ab. Entscheidend für die Erkundungstiefe ist die Dämpfungskonstante, die sowohl von der Dielektrizitätskonstanten als auch von der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrunds abhängt. Es gilt, dass die Dämpfungskonstante mit der Leitfähigkeit steigt und somit weniger Signale in größere Tiefen gerichtet eindringen können<sup>11</sup>.

Das Auflösungsvermögen von Strukturen im Untergrund wird bestimmt durch die verwendete Frequenz und steigt mit dieser. Höhere Frequenzen werden stärker durch die Debye-Relaxation der Wassermoleküle gedämpft und die Erkundungstiefe verringert sich somit bei höheren Frequenzen.

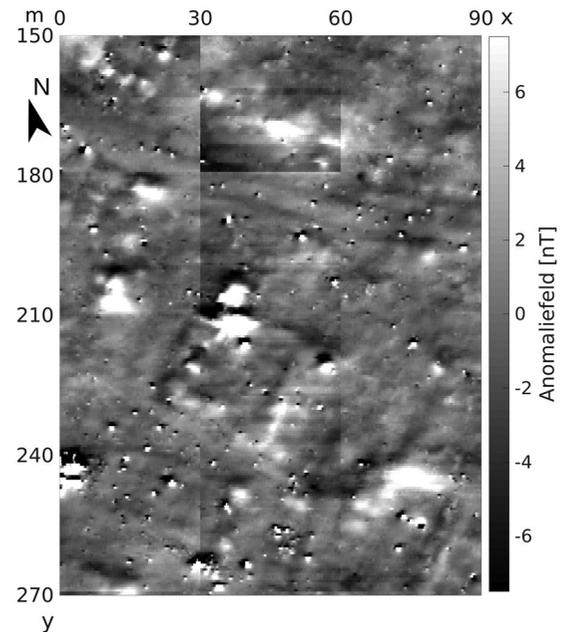
Um die Anwendbarkeit des Bodenradars in Elusa zu testen, wurden zwei 30 m × 30 m große Messfelder untersucht. Für die Messungen wurde der Datenlogger SIR-3000 des Herstellers GSSI mit einer Antenne mit einer Mittenfrequenz von 400 MHz verwendet (**Abb. 4**). Die reflektierten Signale wurden 80 ns lang aufgezeichnet. Weiterhin wurde ein Vorfilter mit einem Tiefpass bei 800 MHz und einem Hochpass bei 100 MHz verwendet, um die aufgezeichneten Signale möglichst störungsfrei zu halten. Zur Einstellung des Gains wurde die Antenne auf eine, als ungestört angenommene Stelle platziert und automatische Gain-

<sup>10</sup> Linford 2006, 2233.

<sup>11</sup> Linford 2006, 2236.



**Abb. 5:** Elusa, Teilergebnis der Geomagnetik überlagert mit den Zeitscheiben nach 2 ns des GPR (grüne Farbskala).



**Abb. 6:** Elusa, Teilergebnis der Geomagnetik im zentral gelegenen Siedlungsgebiet zum direkten Vergleich mit den Messungen des GPR.

Einstellungen durchgeführt, welche dann jeweils für die gesamte Messfläche festgehalten wurden. Die räumliche Positionierung entlang der Gehrichtung erfolgte über das Messrad des Bodenradars. Die beiden untersuchten Flächen wurden bidirektional mit einem Profilabstand von 0,25 m bzw. 0,5 m vermessen. Sie wurden ausgewählt, da dort bereits Baustrukturen an der Oberfläche erkennbar waren und die Oberflächenbeschaffenheit (schwacher Bewuchs und wenig Bauschutt) die Messungen mit dem Bodenradar gestatteten.

Die Prozessierung der Daten der beiden Messfelder erfolgte mit der Software Radan von GSSI. Zunächst wurde der voreingestellte Gain entfernt, dann wurde die Nullzeitkorrektur durchgeführt und neue Gain-Einstellungen gefunden, um die Reflexion in den Radargrammen besser erkennen zu können. Als nächstes wurde ein Bandpassfilter für den Bereich von 100 MHz bis 700 MHz angewandt, ein *background removal* durchgeführt und schließlich die Kirchhoff-Migration für eine Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,13 m/ns bestimmt.

**Abb. 5** zeigt in ihrer nordöstlichen und südwestlichen Ecke die Ergebnisse der beiden Messfelder des Bodenradars als Zeitscheiben nach 2 ns,

die mit einem Teilergebnis der Magnetik unterlegt wurden (**Abb. 5. 6**). Zum Vergleich zeigt **Abb. 6** denselben Ausschnitt der Magnetik. Im nordöstlichen Messfeld des Bodenradars lassen sich keine Lineamente erkennen, die sich in die Ausrichtung der Lineamente der Magnetikprospektion einfügen. Im anderen Messfeld sind zwei helle, parallele Linien erkennbar, die etwa in nordwest-südöstlicher Richtung verlaufen und jeweils eine Entsprechung in der Magnetik besitzen. Die Messungen mit dem Bodenradar liefern jedoch keine ergänzenden Ergebnisse zur Prospektion mit der Magnetik. Weiterhin wurde bei der Auswertung ein Abklingen der Signale zu frühen Laufzeiten beobachtet. Die starke Dämpfung der Signale kann durch die mit den ERT-Messungen ermittelten spezifischen Leitfähigkeiten von bis zu 500 mS/m erklärt werden (vgl. **Abb. 9. 16**). Da die Oberflächenbeschaffenheit in Elusa größtenteils für das Bodenradar ungeeignet ist und eine starke Dämpfung der elektromagnetischen Wellen aufgrund der hohen Leitfähigkeiten im Untergrund bewirkt wird, kann diese Methode für die Zukunft als nicht zielführend eingestuft werden.

### Elektrische Widerstandstomographie (ERT)

Im Gegensatz zu den anderen verwendeten Methoden ist die elektrische Widerstandstomographie (ERT) kein kartierendes Verfahren<sup>12</sup>. Mit ERT-Messungen wird die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund entlang eines Profils bestimmt<sup>13</sup>. Für die Messungen werden entlang des Profils im äquidistanten Abstand Elektroden in den Boden gesteckt, mit einem Kabel verbunden und an der Messapparatur angeschlossen. Der geringste Abstand zwischen zwei Elektroden bestimmt das laterale Auflösungsvermögen, der größte Abstand die maximale Erkundungstiefe. Zur Bestimmung eines Messwerts sind jeweils zwei stromeinspeisende und zwei spannungsmessende Elektroden aktiv. Der gemessene scheinbare spezifische Widerstand ergibt sich aus der Multiplikation des Verhältnisses von gemessener Spannungsdifferenz zu eingespeister Stromstärke mit dem Geometriefaktor, der die Abstände der vier Elektroden zueinander beinhaltet. Der Messwert wird dem Untergrund mittig unter den aktiven Elektroden in einer Tiefe zugeordnet, die durch den größten Abstand der vier Elektroden zueinander bestimmt wird. Die Messung wird computergesteuert mit verschiedenen Kombinationen von Elektrodenpaaren wiederholt, sodass sich je nach Anzahl der Elektroden mehrere hundert Messwerte pro Profil ergeben.

Die meisten geologischen Materialien, bis auf Erze, sind im trockenen Zustand schlechte Leiter. Die elektrische Leitung im Untergrund erfolgt hauptsächlich über die im Porenwasser gelösten Ionen. Damit hängt der spezifische elektrische Widerstand insbesondere vom Sättigungsgrad des Untergrunds mit Wasser ab. Steinsetzungen, Mauern und Fundamente sowie Hohlräume zeichnen sich deswegen als schlechte Leiter im Vergleich zum ungestörten Untergrund ab. Bereiche, in denen sich Wasser sammelt, wie Gruben und Pfostenlöcher, werden hingegen als gute Leiter abgebildet.

Eine direkte Interpretation der Messwerte ist nicht möglich, da diese nicht nur vom Widerstand des Untergrunds sondern auch von der Geometrie der Messanordnung beeinflusst sind. Zur Interpretation der Messungen wird mittels einer Inversionsrechnung iterativ ein Untergrundmodell bestimmt, das die räumliche Verteilung der untersuchten

Materialeigenschaften beinhaltet, hier der spezifische elektrische Widerstand respektive die spezifische elektrische Leitfähigkeit als reziproke Größe. Dabei wird mit einem Startmodell begonnen, auf dessen Grundlage eine Messung simuliert wird. Das Ergebnis dieser Vorwärtsrechnung wird mit den realen Messwerten verglichen und daraus ein verbessertes Modell abgeleitet. Auf dieser Grundlage wird wieder eine Vorwärtsrechnung durchgeführt und ein verbessertes Modell bestimmt. Dies wird so lange wiederholt bis eine vorher bestimmte Datenanpassung erreicht wird.

Es wurden 13 ERT-Profile in der Dipol-Dipol-Konfiguration mit Elektrodenabständen von 50 cm, 75 cm oder 100 cm gemessen, die je nach Fragestellung des jeweiligen Profils angepasst wurden. Es wurde mit der Dipol-Dipol-Konfiguration gearbeitet, da sich diese durch ein gutes Auflösungsvermögen von lateralen Strukturen auszeichnet. Zwar liegt für die Dipol-Dipol-Konfiguration im Allgemeinen ein schlechtes Signal- zu Rauschverhältnis vor, jedoch kann eine Beeinträchtigung durch moderne Infrastruktur aufgrund der abgechiedenen Lage des Fundorts ausgeschlossen werden. Es wurde mit der Geoelektrikapparatur Lippmann 4point light mit zwei aktiven Elektrodenketten und 40 Elektroden gearbeitet (**Abb. 7**). Die längeren Profile wurden im *roll-on*-Verfahren gemessen, d. h. die erste Hälfte der Elektroden wird in Verlängerung des Profils hinter die zweite Hälfte gesetzt. Um die Topographie entlang der Profile mit in die Auswertung einzubeziehen, wurden Nivellements für alle Elektrodenpositionen genommen. Die Erstellung der Untergrundmodelle erfolgte mit der Software Res2DInv von Geotomo Software<sup>14</sup>. Dabei wurden die Einstellungen der Inversion so gewählt, dass möglichst scharfe Grenzen zwischen Bereichen konstanter spezifischer

<sup>12</sup> Linford 2006, 2211.

<sup>13</sup> Standardmäßig wird bei ERT-Messungen der spezifische elektrische Widerstand betrachtet und bei EMI-Messungen (s. u.) die spezifische elektrische Leitfähigkeit. Die beiden Materialparameter sind die reziproke Größe des jeweils anderen. In diesem Beitrag wird die elektrische Leitfähigkeit dargestellt, damit eine bessere Vergleichbarkeit zwischen den Methoden gegeben ist.

<sup>14</sup> Loke – Barker 1996; Loke – Dahlin 2002.

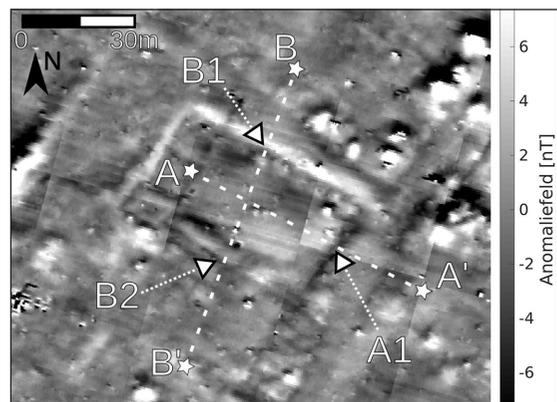
Widerstände erzeugt wurden<sup>15</sup>. Damit sollten die realen Verhältnisse von Mauerwerk zu umgebendem Untergrund rekonstruiert werden. Exemplarisch werden in diesem Vorbericht die Modelle zweier sich kreuzender ERT-Profile vorgestellt und mit dem Magnetogramm verglichen. Im letzten Abschnitt dieses Beitrags wird darüber hinaus ein weiteres ERT-Modell diskutiert, das neben dem Vergleich mit dem Magnetogramm auch mit einem EMI-Modell und dessen zugrunde liegender Kartierung verglichen wird. **Abb. 8** gibt die Lage der sich kreuzenden ERT-Profile A und B in Bezug auf die Magnetik wieder. Der Gebäudekomplex weist ungefähr eine Größe von 28 m × 45 m auf und zeichnet sich im Gelände durch eine flache Ebene aus. Profil A verläuft etwa in nordwest-südöstlicher Richtung und kreuzt das südöstliche Ende des Gebäudes etwa 22 m von Punkt A' entfernt (Punkt A1). Das nordwestliche Ende des Gebäudes konnte aus Zeitgründen nicht erfasst werden. Das nordöstlich-südwestlich verlaufende Profil B schneidet die Anomalie der Magnetik bei den Punkten B1 (20 m von Punkt B entfernt) und B2 (28 m von Punkt B' entfernt). In **Abb. 9** sind die Leitfähigkeitsmodelle der beiden Profile dargestellt, die schwarzen Punkte an deren Oberkante haben einen Abstand von 1 m zueinander und sollen lediglich zur besseren Orientierung dienen. Beide Profile sind durch eine zentrale, massive, schlechtleitende Anomalie geprägt. Die Punkte A1, B1 und B2 wurden anhand ihrer Abstände aus der Magnetik übertragen und sind nicht aus den Leitfähigkeitsmodellen abgeleitet. Die lateralen Begrenzungen der Gebäudestruktur liegen in den verschiedenen und unabhängigen Methoden in guter Übereinstimmung. Lediglich zur lateralen Begrenzung des schlechten Leiters bei Punkt A im Leitfähigkeitsmodell kann keine Analogie in der Magnetik gefunden werden. Durch die wesentlich geringere Datendichte am Rand des ERT-Profils wird dieser in grün dargestellte, gemäßigte Leiter als unsichere Anomalie eingestuft. Die Verlängerung des ERT-Profils in diese Richtung würde ein belastbares Inversionsmodell liefern.

<sup>15</sup> Es wurde die *Robust Model Inversion Constraint* verwendet.

<sup>16</sup> Vgl. Sondage 1 im Beitrag von M. Heinzelmann – T. Erickson-Gini in diesem Band.

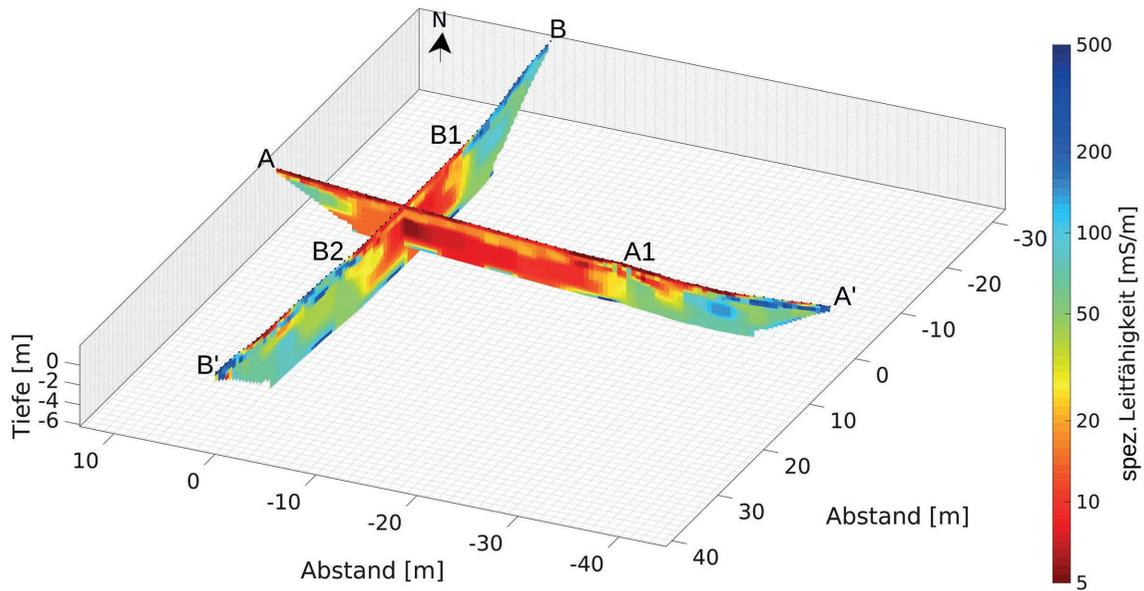


**Abb. 7:** Elusa, Elektrische Widerstandstomographie.



**Abb. 8:** Elusa, Teilergebnis der Geomagnetik zum Vergleich mit den ERT Profilen A und B. Die Punkte A1, B1 und B2 bezeichnen die Schnittpunkte der ERT-Profile mit den Anomalien des Magnetogramms.

Eine Interpretation auf Grundlage der Magnetik legt hier die Annahme von einzelnen Mauerzügen nahe, die die magnetischen Anomalien erzeugen. Mit dem Leitfähigkeitsmodell kann diese Interpretation jedoch nicht gestützt werden. Da sich der schlechtleitende Bereich über den gesamten Abschnitt zwischen den Punkten A und A1 sowie B1 und B2 erstreckt, legt dies eine Interpretation als massive Steinverfüllung oder als Hohlraum nahe. Im Rahmen der Ausgrabungen konnte bisher keiner dieser Interpretationsansätze bestätigt werden<sup>16</sup>. Weiterhin kann mit diesen Leitfähigkeitsmodellen keine Abschätzung der Tiefe der Unterkante des schlechten Leiters gegeben werden, da dieser sich fast über den gesamten Tiefenbereich der Modelle erstreckt.

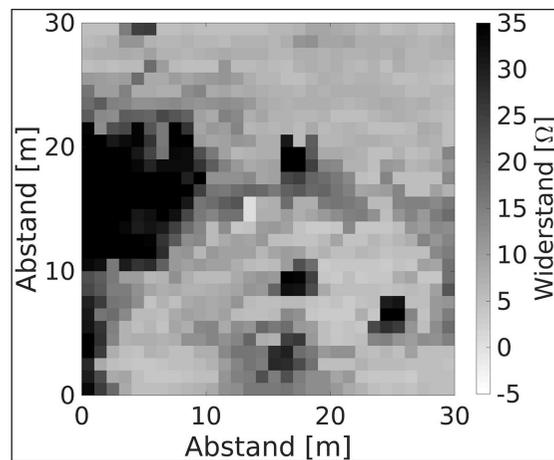


**Abb. 9:** Elusa, Inversionsmodelle der ERT-Profile A und B. Die Punkte A1, B1 und B2 bezeichnen die Schnittpunkte der ERT-Profile mit den Anomalien des Magnetogramms und sind aus diesem abgeleitet. Die Tiefenangaben sind relative Höhen ohne absoluten Bezugspunkt.

**Elektrische Widerstandskartierung**

Eine andere Anwendung von geoelektrischen Messungen ist die Erstellung von Widerstandskarten. Hierzu wurden die Elektroden, die sich an einem Messrechen befinden auf einem regelmäßigem 0,5 m × 0,5 m Raster über die 30 m × 30 m große Testfläche bewegt<sup>17</sup>. Zum Aufnehmen eines Messwerts werden die Elektroden an jedem Punkt des Messrasters in den Boden gesteckt, es wird Strom eingespeist und die Spannung gemessen. Zum Einsatz kam das Messgerät RM15 mit Multiplexer von Geoscan Research. Die Signaturen von archäologischen Befunden als gute oder schlechte Leiter in Widerstandskartierungen entsprechen jenen der ERT-Messungen.

**Abb. 10** zeigt die Widerstände des Testfelds, wobei die Messungen mit dem Despiker-Filter der Software Snuffler prozessiert wurden<sup>18</sup>. Es sind Variationen in den Messungen zu erkennen, die auf archäologische Strukturen hindeuten. Weitere Messungen wurden jedoch aufgrund des, durch die ungünstige Oberflächenbeschaffenheit bedingten, hohen zeitlichen Aufwands zurückgestellt.



**Abb. 10:** Elusa, Widerstandskarte des Testfelds.

**Elektromagnetisches Induktionsverfahren (EMI)**

Das elektromagnetische Induktionsverfahren (EMI) ist auch unter den Begriffen Mehrspulensystem oder Slingram bekannt<sup>19</sup>. Es gehört nicht zu den Prospektionsmethoden, die standardmäßig zur Untersuchung archäologischer Verdachtsflächen

<sup>17</sup> Siehe M. Heinzlmann – T. Erickson-Gini in diesem Band Abb. 5 für die Lokalisierung des Testfelds.

<sup>18</sup> Dank gilt M. Buess vom Archäologischen Institut der Universität zu Köln für die Bearbeitung der Daten.

<sup>19</sup> Linford 2006, 2232.



Abb. 11: Elusa, Elektromagnetisches Induktionsverfahren.

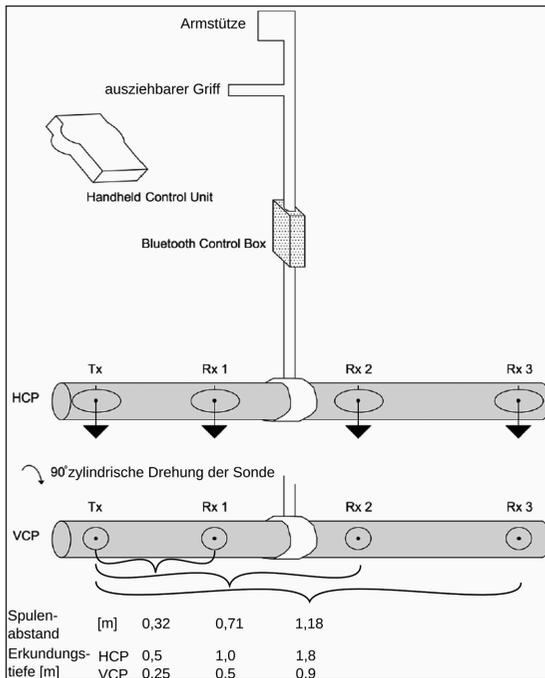


Abb. 12: Schematische Skizze des CMD Mini Explorers zur Veranschaulichung der Spulenorientierung in horizontal (HCP) und vertikal koplanarer (VCP) Ausrichtung, sowie der aus dem Abstand der Empfängerspulen (Rx1, Rx2, Rx3) zur Sendespule (Tx) resultierenden Erkundungstiefe.

angewandt werden, jedoch zeigen jüngere Untersuchungen, dass dieses Messverfahren ergänzende Erkenntnisse gegenüber den anderen Methoden erbringen kann<sup>20</sup>.

Ein Vorteil der Kartierung mit dem EMI-Verfahren gegenüber den etablierten Methoden (Magnetik, elektrische Widerstandsmessungen und Bodenradar) liegt darin, dass zwei Parameter des Untergrundes untersucht werden, statt nur einem. Die Messungen mit dem EMI-Verfahren teilen sich auf in die Quadratur, die in die scheinbare spezifische Leitfähigkeit umgerechnet werden kann, und in die In-Phase, die eng mit der induzierten magnetischen Suszeptibilität verwandt ist<sup>21</sup>.

Für EMI-Messungen werden elektromagnetische Wellen im kHz-Bereich von einer Sendespule ausgesandt (primäres Magnetfeld), diese breiten sich im Untergrund aus und induzieren Wirbelströme in leitfähigen Bodenstrukturen. Diese Wirbelströme erzeugen ein sekundäres Magnetfeld, das sich mit dem primären Magnetfeld überlagert. Mit einer oder mehreren Empfängerspulen wird das Verhältnis aus primärem und sekundärem Magnetfeld gemessen, welches in Quadratur (Imaginärteil) und In-Phase (Realteil) aufgeteilt wird.

Es wird angenommen, dass die verwendete Frequenz des EMI-Geräts so hoch ist, dass die *Low Induction Number Approximation* Gültigkeit besitzt<sup>22</sup>. Unter dieser Annahme ist die Erkundungstiefe unabhängig von der verwendeten Frequenz und wird einerseits vom Abstand zwischen Sendespule und Empfängerspule und andererseits von der Ausrichtung der Spulen gegenüber der Erdoberfläche bestimmt. Die Erkundungstiefe berechnet sich aus der *Cumulative Response*, sodass konzeptionell die Messwerte auch von darüber und darunter liegendem Untergrundvolumen beeinflusst werden.

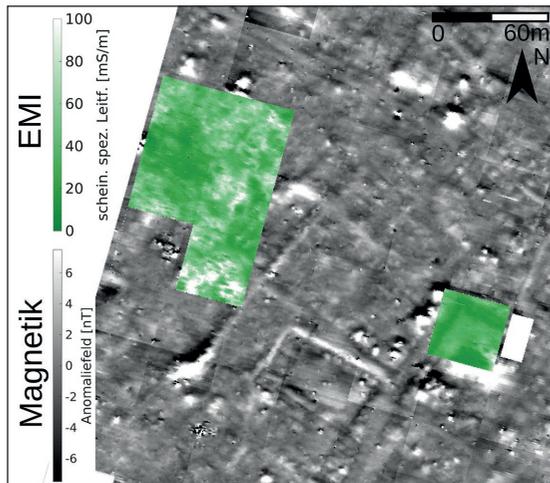
Das verwendete Mehrspulensystem CMD Mini Explorer von GF Instruments arbeitet mit einer Frequenz von 25 kHz und besitzt drei Empfängerspulen im Abstand von 0,32 m, 0,71 m und 1,18 m zur Sendespule (Abb. 11)<sup>23</sup>. Die Sendespule und die Empfängerspulen sind koplanar zueinander ausgerichtet. Der CMD Mini Explorer bietet durch eine Drehung der Sonde um 90° die Möglichkeit, sowohl in horizontal (HCP) als auch in vertikal koplanarer (VCP) Ausrichtung zur Erdoberfläche zu messen (Abb. 12). Dabei ergeben sich zwei unterschiedli-

<sup>20</sup> Bonsall u.a. 2013.

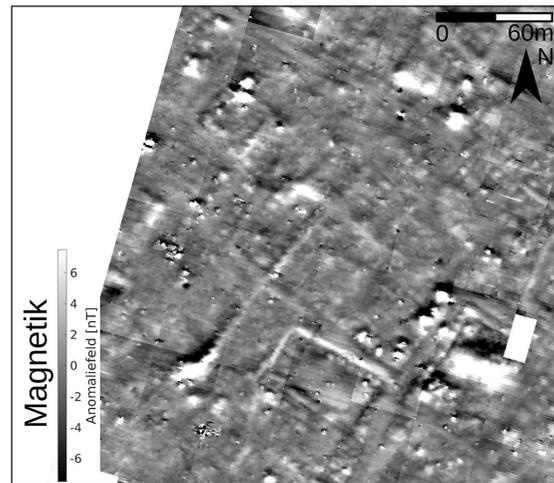
<sup>21</sup> Die Quadratur und die In-Phase sind jedoch nicht vollkommen unabhängig voneinander (vgl. Tite – Mullins 1973).

<sup>22</sup> McNeill 1980.

<sup>23</sup> Dank gilt der Arbeitsgruppe Hydrogeophysical Imaging and Characterisation vom Forschungszentrum Jülich für die Leihgabe des CMD Mini Explorers.



**Abb. 13:** Elusa, Teilergebnis der Geomagnetik, überlagert mit der Kartierung der scheinbaren spezifischen Leitfähigkeit der EMI-Messungen für den mittleren Spulenabstand in VCP (grüne Farbskala).



**Abb. 14:** Elusa, Ausschnitt der Magnetik zum Vergleich mit den EMI-Messungen in **Abb. 13**.

che Erkundungstiefen für jedes Sender- und Empfängerpaar, wobei diejenige von VCP etwa der halben Erkundungstiefe von HCP entspricht. Um beide Spulenkonfigurationen zu verwenden, muss die Messfläche zweimal abgegangen werden.

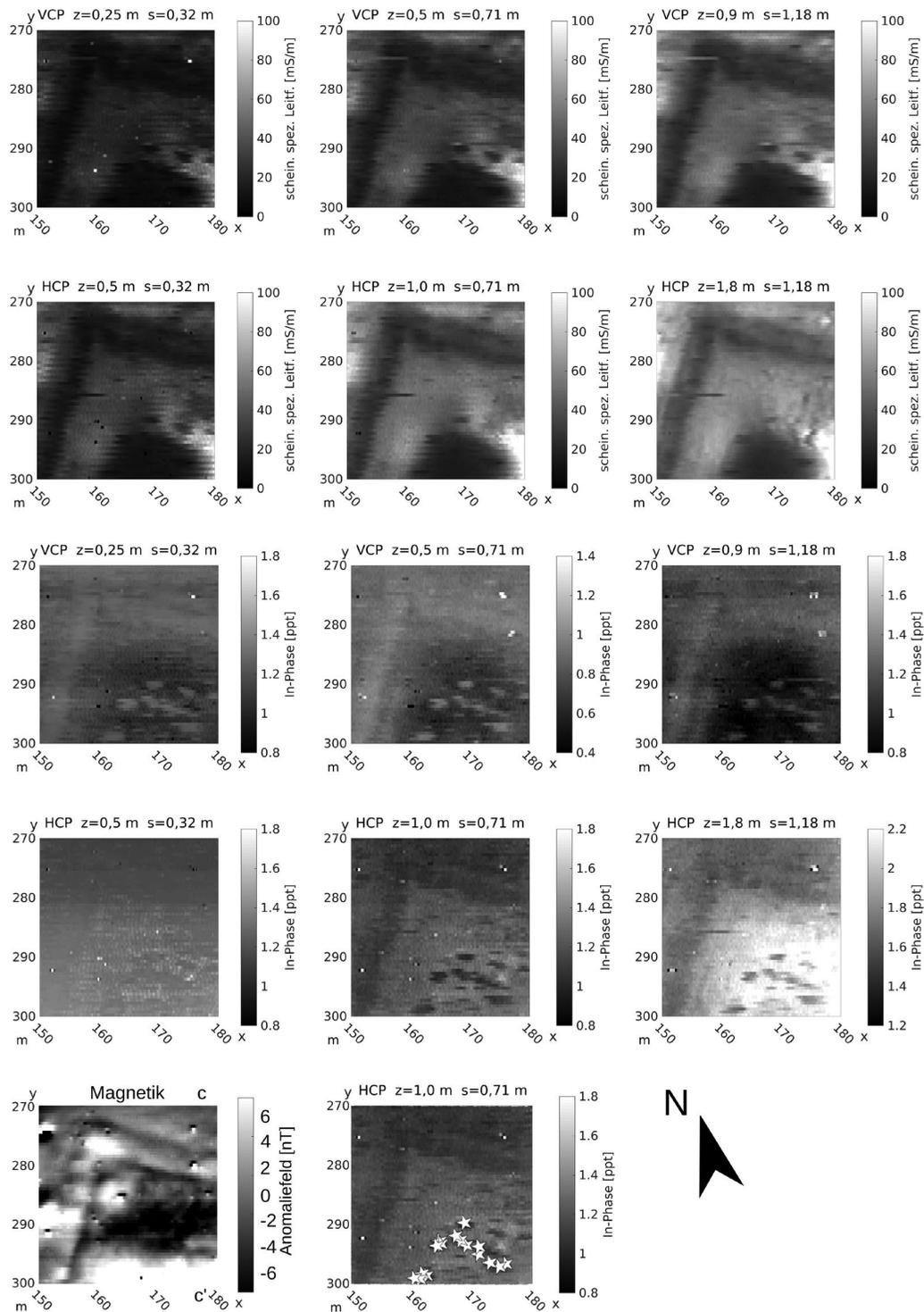
Die praktische Durchführung im Feld entspricht in den Grundzügen jener der Magnetik. Es werden orthogonale Messfelder abgesteckt, die bidirektional mit kontinuierlichen Messungen mit einem Messintervall von 0,1 s abgeschrieben werden. Auch die Positionierung erfolgt über das Setzen von Markierungen per Knopfdruck im Abstand von 5 m. Um die gleiche Messpunktdichte wie mit der Magnetik zu erhalten, muss die Fläche im Abstand von 50 cm abgegangen werden. Dies bedeutet, dass sich die zurückzulegende Strecke gegenüber der Magnetik für eine Spulenkonfiguration vervierfacht. Soll mit beiden Spulenkonfigurationen gearbeitet werden, verachtfacht sich die Strecke im Vergleich zur Magnetik.

Der Luftraum zwischen Messsonde und Erdoberfläche beeinflusst die Messungen und sollte bei dem verwendeten Messgerät möglichst gering und konstant gehalten werden, da eine Kalibration des Herstellers für Messungen auf der Erdoberfläche verwendet wird. Aufgrund der Hindernisse auf der Erdoberfläche war dies jedoch nicht immer realisierbar. Die Sonde wurde über Sträucher oder Steine gehoben, was zu einem wesentlich größeren

Abstand zur Erdoberfläche führte. Die Auswirkungen auf die Messwerte werden im folgenden Abschnitt dieses Berichts beschrieben.

Für die charakteristischen Anomalien archäologischer Strukturen gilt in Bezug auf die Quadratur das Gleiche wie bei ERT-Messungen. Aufgrund des geringen Gehalts von Porenwasser in Steinsetzungen zeichnen sich diese als schlechte Leiter in der Quadratur ab. Als gute Leiter stellen sich Bereiche mit einem höheren Wassergehalt dar, wie Gruben oder Pfostenlöcher. Die Messungen einer kartierenden Geoelektrik sind vergleichbar mit den scheinbaren Leitfähigkeiten, die aus der Quadratur des EMI bestimmt werden. Vorteilhaft bei der Anwendung des EMI ist, dass kein Kontakt zum Untergrund für die Einspeisung des Stroms benötigt wird. Damit ist das EMI auch auf harten und trockenen Oberflächen anwendbar. Da keine Elektroden in den Untergrund gesteckt werden müssen, ist auch der Messfortschritt mit EMI im kontinuierlichen Modus bei gleicher Messpunktdichte schneller.

Zwar ist die Kartierung der In-Phase mit der Geomagnetik verwandt, es gibt jedoch einen entscheidenden Unterschied: Im Gegensatz zur Magnetik ist das EMI-Verfahren insensitiv gegenüber remanenter Magnetisierung und kartiert nur die induzierte Magnetisierung, sodass diese Messungen nicht redundant sondern ergänzend sind.



**Abb. 15:** Elusa, Teilergebnis der EMI-Messungen und der Magnetik im Bereich des Peristylbaus. Oberste Zeile: Kartierung der scheinbaren spezifischen Leitfähigkeit in VCP. Zweite Zeile: Kartierung der scheinb. spez. Leitfähigkeit in HCP. Dritte Zeile: Kartierung der In-Phase in VCP. Vierte Zeile: Kartierung der In-Phase in HCP. In jeder Zeile steigt der Spulenabstand  $s$  und die Erkundungstiefe  $z$  nach rechts an. Unterste Zeile, linke Abb.: Teilergebnis der Geomagnetik mit dem Verlauf des Vergleichsprofils C zwischen den Punkten C und C' (vgl. Abb. 16). Unterste Zeile, rechte Abb.: Kartierung der In-Phase (HCP,  $s = 0,71$  m) überlagert mit den Positionen größerer Sträucher (Sterne).

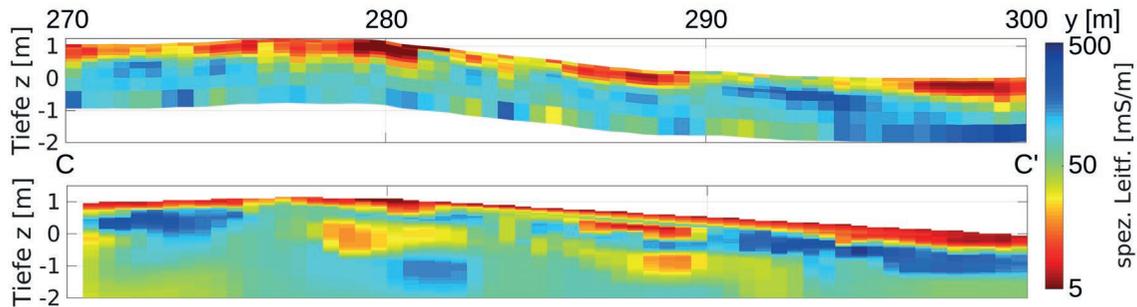


Abb. 16: Elusa, Leitfähigkeitsmodelle der EMI- (oben) und ERT-Profil C (vgl. Abb. 15, Magnetik). Die Tiefenangaben sind relative Höhen ohne absoluten Bezugspunkt.

Eine erste Interpretation der EMI-Messung kann auf Grundlage der reinen Messwerte durchgeführt werden. Dazu stellt man jeweils die In-Phase und die Quadratur für jedes Sender- und Empfängerpaar sowie für jede Spulenkonfiguration dar und erhält damit je sechs Kartierungen für fünf verschiedene Tiefen. Im Idealfall lassen sich ergänzende Informationen aus der Kartierung der In-Phase und der Quadratur für die verschiedenen Tiefen und verschiedene Spulenkonfigurationen ableiten<sup>24</sup>.

Abb. 13 zeigt mit grüner Farbskala dargestellte die Kartierung der scheinbaren spezifischen Leitfähigkeit der VCP-Messungen für den mittleren Spulenabstand, also einer Erkundungstiefe von 0,5 m. Die EMI-Messungen haben keine weitere Prozessierung erfahren. Sie sind mit den prozessierten Magnetikdaten unterlegt, welche in Abb. 14 zum Vergleich ohne Überlagerung mit den EMI-Daten dargestellt sind. Der östliche Ausschnitt der EMI-Messungen wird im letzten Abschnitt dieses Vorberichts ausführlich diskutiert. Der Vergleich der westlichen Fläche ergibt, dass in den EMI-Messwerten keine Strukturen eindeutig identifiziert werden können. Es scheint, dass sich im Norden zwei Lineamente als schlechte Leiter abzeichnen, die auch mit der Magnetik detektiert wurden. Es ist jedoch fraglich, ob diese Strukturen allein auf Basis der EMI-Messungen erkennbar wären. Allerdings weisen die Anomalien der Magnetik in diesem Bereich nur einen schwachen Kontrast auf.

Um den Informationsgehalt der EMI-Messungen vollständig auszuschöpfen, wird auch für diese ein Inversionsmodell (vgl. ERT) erstellt, hier für ein Profil mit der Software IX1D von Interpex. Die Software invertiert die Messwerte, die zu einem

Punkt des Messrasters gehören, unabhängig von allen anderen Messwerten. In die Inversion an jedem Gitterpunkt fließen jeweils die Messwerte der scheinbaren spezifischen Leitfähigkeit von HCP und VCP für alle drei Spulenabstände ein. Als Ergebnis erhält man für jeden Gitterpunkt die spezifische elektrische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe. Setzt man diese eindimensionalen Untergrundmodelle entlang eines Profils zusammen, so erhält man ein quasi-zweidimensionales Untergrundmodell, das direkt mit dem Inversionsergebnis der ERT-Messungen verglichen werden kann, was im folgenden Abschnitt diskutiert wird.

### Vergleich

In diesem Abschnitt werden die Kartierung des EMI-Verfahrens für alle Kombinationen von Spulenausrichtungen und -abständen sowie für die Quadratur als auch die In-Phase mit der Kartierung der Magnetik im Bereich eines Peristylbaus (vgl. Abb. 3: etwa  $x$  (Ost-Wert) = 150–180 m,  $y$  (Nord-Wert) = 270–300 m) verglichen. Darüber hinaus wird das Inversionsergebnis eines ERT-Profiles, das die Kartierung kreuzt, und das Inversionsergebnis desselben EMI-Profiles zum Vergleich hinzugezogen.

Abb. 15 zeigt die Kartierungen, wobei in den oberen beiden Zeilen die gemessenen scheinbaren spezifischen Leitfähigkeiten der EMI-Messungen dargestellt sind. In der obersten Zeile sind die Messungen in VCP, in der zweiten in HCP mit steigendem Spulenabstand und zunehmender Tiefe nach links abgebildet. In den beiden Zeilen darunter

<sup>24</sup> Bonsall u.a. 2013.

werden die entsprechenden Messungen für die In-Phase gezeigt. Diese Daten sind nicht prozessiert worden, es sind hier die Messwerte dargestellt. Vergleicht man die Kartierungen der gemessenen Leitfähigkeit untereinander, so ist festzustellen, dass die Leitfähigkeit des die Mauerwerke umgebenden Untergrunds mit zunehmender Tiefe steigt. Die Magnetikkartierung dieses Bereichs ist in der untersten Zeile in der linken Abbildung dargestellt, es handelt sich hier um einen Ausschnitt der prozessierten Daten. Vergleicht man die Kartierungen der scheinbaren Leitfähigkeit mit der Magnetik, so fällt auf, dass die L-förmige Anomalie des Peristylbaus ebenfalls mit den EMI-Messungen detektiert wird. Aus der Interpretation der beiden parallelen Lineamente der Magnetikmessungen ist bekannt, dass sich im Untergrund zwei parallele Fundamente befinden. Mit dem EMI-Verfahren wird jedoch nur eine breite Anomalie gemessen, d. h. die beiden parallelen Fundamente können räumlich nicht getrennt aufgelöst werden. Die großflächige Anomalie im Zentrum des Peristyls zeichnet sich in der gemessenen Leitfähigkeit der EMI-Messungen als schlechter Leiter ab. Diese Anomalie scheint in den Messungen des EMI-Verfahrens differenzierter abgegrenzt zu sein als in der Magnetik.

Bei Betrachtung der In-Phase fällt auf, dass insbesondere die Anomalien des Peristyls gar nicht oder nur sehr vage detektiert werden können. Wesentlich deutlicher treten punktförmige Anomalien in der südlichen Ecke der untersuchten Fläche hervor, die in den bereits diskutierten Kartierungen nicht erkennbar waren. Bei diesen Anomalien handelt es sich jedoch um systematische Fehler, die beim Anheben der Messsonde über die Sträucher erzeugt wurden. Zur Fundierung dieser Interpretation wurden die größten Sträucher mit GPS-Punkten aufgenommen, die in der untersten Zeile in der linken Abbildung durch Sterne symbolisiert werden.

In **Abb. 16** sind die Inversionsergebnisse der EMI- (oben) und der ERT-Messungen (unten) von Profil C (vgl. **Abb. 3**:  $x$  (Ost-Wert) = 177,5 m,  $y$  (Nord-Wert) = 270–300 m) dargestellt, wobei von dem Leitfähigkeitsmodell der ERT-Messung nur der Ausschnitt gezeigt wird, der sich mit dem Bereich des EMI-Profiles überschneidet. Die Punkte C und C', zwischen denen sich das Profil C

erstreckt, sind in **Abb. 15** am Ausschnitt der Magnetik eingefügt. Das Profil verläuft senkrecht zur Gehrung der EMI- und Magnetik-Messungen. Die Messwerte, die für die EMI-Inversion verwendet wurden, entstammen Punktmessungen, die zusätzlich auf diesem Profil aufgenommen wurden. Bei der Inversion der EMI-Messungen wurde die Tiefe der Modelle auf 2 m beschränkt und das eindimensionale Modell jedes Messpunkts besteht aus 10 Schichten. Für das Startmodell wurde eine spezifische Leitfähigkeit von 100 mS/m angenommen, die auf Grundlage des Inversionsmodells der ERT-Messungen festgelegt wurde. Der Vergleich der beiden Leitfähigkeitsmodelle zeigt, dass im Wesentlichen dieselben Strukturen detektiert werden. Jedoch wird der Untergrund durch das ERT-Modell differenzierter wiedergegeben. Bei dieser Einschätzung muss berücksichtigt werden, dass es sich bei dem ERT-Modell um das Resultat eines elaborierten zwei- und bei dem EMI-Modell lediglich um das Ergebnis eines eindimensionalen Inversionsprogramms handelt. Die Leitfähigkeiten in beiden Modellen stimmen jedoch in ihrer Abfolge und ihrem absoluten Wert gut überein. Ein detaillierter Vergleich mit der etwa 5 m weiter östlich liegenden Sondage steht noch aus.

### Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieses Vorberichts wurden die Ergebnisse der geophysikalischen Prospektionen im Siedlungsbereich der antiken Stadt Elusa in Israel vorgestellt. Diese umfassen neben Testmessungen mit dem Bodenradar, der elektrischen Widerstandstomographie, der elektrischen Widerstandskartierung und einem elektromagnetischen Induktionsverfahren eine 22 ha überdeckende Kartierung mit der Magnetik. Die Messungen mit dem Bodenradar ergaben, dass dieses Verfahren aufgrund der Oberflächenbeschaffenheit und der hohen Leitfähigkeit des Untergrunds in Elusa nicht für eine erfolgreiche Detektion archäologischer Strukturen verwendet werden kann. Die elektrische Widerstandstomographie liefert ergänzend zur Magnetik Informationen zur Ausdehnung der Strukturen in der Tiefe. Mit der Kartierung der scheinbaren spezifischen Leitfähigkeit (Quadratur) der EMI-Messungen können dieselben Gebäudestrukturen wie mit der Magnetik detektiert werden, allerdings

in einer weniger differenzierten Form. Die Kartierung der In-Phase lieferte in Elusa hingegen keine zusätzlichen Erkenntnisse. Der Vergleich eines EMI- und eines ERT-Inversionsmodells zeigte eine gute Übereinstimmung der Leitfähigkeitsverteilung, wobei sich das ERT-Modell detaillierter darstellte. Mit der großflächigen Magnetometrie konnten neue Erkenntnisse über den inneren

Aufbau von Elusa in Bezug auf das Straßennetz, Großbauten und die Wohnbebauung gewonnen werden. Die Prozessierung der Magnetfeldmessungen erfolgt mit einer eigens erstellten Programmroutine. Für die nächsten Kampagnen ist die vollständige Abdeckung des antiken Siedlungsgebietes und der Nekropolen mit der Magnetometrie geplant.

#### Literaturverzeichnis

Bonsall u.a. 2013

J. Bonsall – R. Fry – C. Gaffney – I. Armit – A. Beck – V. Gaffney, Assessment of the CMD Mini-Explorer, a New Low-frequency Multi-coil Electromagnetic Device, for Archaeological Investigations, *Archaeological Prospection* 20, 2013, 219–231.

Breiner 1973

S. Breiner, *Applications Manual for Portable Magnetometers* (Palo Alto 1973).

Cimiale–Loddo 2001

M. Cimiale – M. Loddo, Aspects of Magnetic Data Processing, *Archaeological Prospection* 8, 2001, 239–246.

Eder–Hinterleitner u.a. 1996

A. Eder-Hinterleitner – W. Neubauer – P. Melichar, Restoring Magnetic Anomalies, *Archaeological Prospection* 3, 1996, 185–197.

Linford 2006

N. Linford, The application of geophysical methods to archaeological prospection, *Reports on Progress in Physics* 69, 2006, 2205–2257.

Loke – Barker 1996

M. H. Loke – R. D. Barker, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospection* 44, 1996, 131–152.

Loke – Dahlin 2002

M. H. Loke – T. Dahlin, A comparison of the Gauss-Newton and the quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, *Journal of Applied Geophysics* 49, 2002, 149–162.

MATLAB 2015

MATLAB and Signal Processing Toolbox Release 2015b, The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, USA.

McNeill 1980

J. D. McNeill, Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. Technical Note TN-6 (Geonics Ltd: Mississauga 1980).

Reynolds 1997

J. M. Reynolds, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (Chichester 1997).

Tite – Mullins 1973

M. S. Tite – C. E. Mullins, Magnetic viscosity, quadrature susceptibility and multi-frequency dependence of susceptibility in single domain assemblies of magnetite and maghemite, *Journal of Geophysical Research* 78, 1973, 804–809.

Abbildungsnachweis: Abb. 1–10 sowie 12–16: Arbeitsgruppe Angewandte Geophysik, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln. – Abb. 11: Nach Bonsall u. a. 2013, Abb 4.

*Anschriften:*

*Natalie Pickartz, M.Sc., Prof. Dr. Bülent Tezkan, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln. eMail: pickartz@geo.uni-koeln.de; tezkan@geo.uni-koeln.de*

*Prof. Dr. Michael Heinzelmann, Archäologisches Institut, Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln. eMail: michael.heinzelmann@uni-koeln.de*

