Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

Inhalt

Müller, H., Schwalenberg, K., Barckhausen, U. und Kuhn, T. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)*:

Erkundung polymetallischer Massivsulfide im Indischen Ozean: Herausforderungen für die marine Magnetik und Elektromagnetik in der Tiefsee

Becken, M. (*Universität Münster*) und die DESMEX Projektgruppe:

DESMEX: luftgestützte elektromagnetische Tiefenexploration für die Lagerstättenerkundung

Schiffler, M.[1], Stolz, R.[1, 2], Schmelz. M.[1], Zakosarenko, V.[1, 3], Schneider, M.[3], Kobow, J.[3], Meyer, M.[3], Chubak. G.[4], Rudd, J.[4] und Becken, M.[5]:

Entwicklungstrends quantenbasierter Sensorsysteme für die luftgestützte magnetische Exploration

[1] Leibniz-IPHT, Jena; [2] TU Ilmenau; [3] Supracon, Jena, [4] DIAS Geophysical, Saskatoon, Kanada; [5] U Münster

Hloušek, F.[1], Buske, S.[1], Bräunig, L.[1], Malinowski, M.[2], Malehmir, A.[2], Markovic, M.[3], Sito, L.[4], Marsden, P.[5], Bäckström, E.[5], Manzi, M.[6], Sihoyiya, M.[6], Heinonen, S.[2], Gislason, G.[2], Koivisto, E.[7] und Wojdyla, M.[4]:

Mineralische Rohstoffexploration mittels fokussierender pre-stack Migrationsverfahren – Methoden und Anwendungsbeispiele

[1] TU Bergakademie Freiberg, [2] Geological Survey of Finland, [3] Uppsala University, [4] Geopartner Ltd., [5] Nordic Iron Ore AB, [6] University of the Witwatersrand, [7] University of Helsinki

MITTEILUNGEN

DGG-Kolloquium

Mineral Exploration Geophysics

Bremen, 8. März 2023

Sonderband I/2023
ISSN 0947-1944

Herausgeber:
Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

IMPRESSUM

Herausgeber: Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.
Bundesanstalt für Geowissenschaften und
Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Redaktion: Arbeitskreis „Angewandte Geophysik“

Dr. Hui Ding, Peine
Dr. T. Fechner, Neuwied
Dr. T. Litwinska-Kemperink, Oldenzaal
Dr. M. Müller-Petke, Hannover
Dr. D. Orlowsky, Essen
Dr. A. Schuck, Leipzig (Sprecher)

Kontakt:

Dr. Andreas Schuck
GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH
Bautzner Str. 67A, 04347 Leipzig
Tel. 0341 / 23 41 63 22, andreas.schuck@ggl-gmbh.de

DGG-Kolloquium

Mineral Exploration Geophysics

83. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V.

Bremen, 08. März 2023

Müller, H., Schwalenberg, K., Barckhausen, U. und Kuhn, T.
(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover):

Erkundung polymetallischer Massivsulfide im Indischen Ozean:
Herausforderungen für die marine Magnetik und Elektromagnetik in der Tiefsee …... 3

Becken, M. *(Universität Münster)* und die DESMEX Projektgruppe:

DESMEX: luftgestützte elektromagnetische Tiefenexploration für die
Lagerstättenerkundung ……..…… 17

Schiffler, M.[1], Stolz, R.[1, 2], Schmelz. M.[1], Zakosarenko, V.[1, 3], Schneider, M.[3],
Kobow, J.[3], Meyer, M.[3], Chubak. G.[4], Rudd, J.[4] und Becken, M.[5]:

Entwicklungstrends quantenbasierter Sensorsysteme für die luftgestützte
magnetische Exploration ……..……. 31

[1] Leibniz-IPHT, Jena; [2] TU Ilmenau; [3] Supracon, Jena, [4] DIAS Geophysical, Saskatoon, Kanada;
[5] U Münster

Hloušek, F.[1], Buske, S.[1], Bräunig, L.[1], Malinowski, M.[2], Malehmir, A.[2],
Markovic, M.[3], Sito, L.[4], Marsden, P.[5], Bäckström, E.[5], Manzi, M.[6], Sihoyiya, M.[6],
Heinonen, S.[2], Gislason, G.[2], Koivisto, E.[7] und Wojdyla, M.[4]:

Mineralische Rohstoffexploration mittels fokussierender pre-stack
Migrationsverfahren – Methoden und Anwendungsbeispiele ..……..…….. 45

[1] TU Bergakademie Freiberg, [2] Geological Survey of Finland, [3] Uppsala University,
[4] Geopartner Ltd., [5] Nordic Iron Ore AB, [6] University of the Witwatersrand,
[7] University of Helsinki

Erkundung polymetallischer Massivsulfide im Indischen Ozean: Herausforderungen für die marine Magnetik und Elektromagnetik in der Tiefsee

Hendrik Müller, Katrin Schwalenberg, Udo Barckhausen, Thomas Kuhn
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover

Zusammenfassung

Im Rahmen des INDEX-Projektes untersucht die BGR submarine polymetallische Massivsulfid-Vorkommen in der Tiefsee und hält seit 2015 eine Lizenz der Internationalen Meeresbodenbehörde (ISA) zur Exploration einer Fläche von 10 000 km² entlang des Zentral- und Südöstlichen Indischen Rückens. Es finden jährliche Forschungsexpeditionen zu den Lizenzgebieten statt, um hydrothermale Erzvorkommen am und im Meeresboden aufzufinden, ihre potentielle Wirtschaftlichkeit abzuschätzen und Umweltbasisdaten zu erfassen.

Massivsulfide gehören zu den elektrisch leitfähigsten natürlichen Gesteinen. Zudem weisen sie kontrastierende magnetische Eigenschaften auf, können elektrische Ladungen speichern und elektrische Eigenpotenziale generieren. 3D-Inversionsmodelle der elektrischen Leitfähigkeits-verteilung im Untergrund bieten daher die Möglichkeit, die Ausdehnung und Eigenschaften von Massivsulfidkörpern im Untergrund zu modellieren. Zudem bieten magnetische Modelle zusätzliche Einblicke in die Beschaffenheit und Tiefenausdehnung von hydrothermal alterierten, basaltischen und ultramafischen Gesteinen.

Um elektromagnetische und magnetische Messungen in der Tiefsee zu ermöglichen, wurde die Multisensorplattform GOLDEN EYE entwickelt und bisher auf fünf Expeditionen zur Kartierung von Massivsulfiden eingesetzt. Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen am Beispiel des EDMOND Hydrothermalfeldes in ca. 3300 m Wassertiefe liefern Aufschluss über die Verteilung, Untergrundarchitektur und Zusammensetzung von aktiven und inaktiven sulfidischen Erzvorkommen. Geophysikalische Modelle ermöglichen ein besseres Verständnis von Entstehungsmechanismen, tektonischen Rahmenbedingungen und der Entwicklungsgeschichte von aktiven Schloten bis hin zu erloschenen hydrothermalen Mineralvorkommen.

Die Kombination von geophysikalische Messungen liefert damit einen wichtigen Beitrag zum Prozess- und Systemverständnis bei der Bildung polymetallischer Massivsulfide an mittelozeanischen Rücken und ermöglicht zusammen mit Bohrprogrammen eine realistische Ressourcenbewertung als Grundlage eines möglichen Tiefseebergbaus in der Zukunft.

1. Einleitung

Bei submarinen Massivsulfiden (SMS: seafloor massive sulphides) handelt es sich um polymetallische Mineralvorkommen, die sich aus hydrothermalen Fluiden entlang mittelozeanischer Rücken, Backarc Rift-Systemen oder Inselbögen ablagern. Sie enthalten hohe Anteile an Basismetallen wie Kupfer, Zink und Blei, sowie erhöhte Gehalte an Edel- und strategischen Metallen wie Gold, Silber, Indium, Tellur und Selen. Dies sind mineralische Rohstoffe, die in der wachsenden High-Tech-Industrie dringend benötigt werden. Dennoch wurden bisher weltweit nur wenige ökonomisch relevante Vorkommen lokalisiert, die einen zukünftigen Abbau von marinen polymetallischen Massivsulfiden ermöglichen würden.

An Land sind luft- und bodengestützte elektromagnetische Verfahren etablierte geophysikalische Standardtechniken zur Lokalisierung und Modellierung von VHMS-Lagerstätten (VHMS oder VMS: volcanic hosted massive sulphides). Die marine Elektromagnetik (EM) ist eine vergleichsweise junge geophysikalische Disziplin. Marine EM Methoden wurden

zunächst zur Untersuchung der elektrischen Eigenschaften von Sedimenten am Meeresboden, der ozeanischen Kruste und des Mantels eingesetzt (Chave et al. 1991). Seit Anfang des Jahrhunderts ist die marine EM zu einer häufig genutzten Explorationsmethode in der Offshore-Kohlenwasserstoffindustrie geworden. Marine EM ergänzt insbesondere seismische Methoden bei der Charakterisierung von Lagerstätten (Ellingsrud et al. 2002; Edwards 2005; Constable 2010, u.a.), submarinen Gashydratuntersuchungen (Schwalenberg et al. 2005, 2017; Weitemeyer et al. 2006, 2017; Goswami et al. 2015) und der Erforschung des Kontinentalschelfs, z. B. für Offshore-Grundwasservorkommen (Evans 2007; Haroon et al. 2018a; Gustafson et al. 2019; Micallef et al. 2020, u.a.). Die Frequenz- oder Zeitbereichsantwort von elektrischen Dipol-Dipol-Systemen hat sich dabei als besonders empfindlich für die Exploration von Strukturen mit hohen elektrischen Widerständen erwiesen.

Die Suche und Vermessung von kleinräumigen Sulfiderzvorkommen erfordert hingegen andere elektromagnetische Methoden. Dies begründet sich sowohl aus der hohen elektrischen Leitfähigkeit und Aufladbarkeit der Sulfide, als auch der extremen Topographie mit Schutthalden, Steilwänden und Hügel-/Talstrukturen, die bei der Vermessung Mittelozeanischer Rücken in über 3000 m Wassertiefe anzutreffen sind. Darüber hinaus müssen die Messungen auf oder nahe am Meeresboden durchgeführt werden, um die starke Dämpfung des elektromagnetischen Signals im salzhaltigen und damit stark leitfähigen Meerwasser und die hohe räumliche Auflösung der ungefähr Fußballplatz-großen Strukturen zu ermöglichen. Diese Rahmenbedingungen stellen hohe operationelle und methodische Ansprüche, um die Detailstruktur von submarinen Massivsulfiden zu erfassen und zu modellieren.

In jüngerer Zeit konnten einige Studien die Sensitivität verfügbarer elektrischer und elektromagnetischer Methoden zur Abbildung polymetallischer SMS-Vorkommen analysieren und bewerten. Cheesman et al. (1987), Swidinsky et al. (2012) und Jang & Kim (2015) haben erste Modellstudien durchgeführt und besonders die Empfindlichkeit eines horizontalen elektromagnetischen Spulensystems zur Erfassung leitfähiger Körper im Meeresboden diskutiert. Haroon et al. (2018b) modellierten zudem den Einfluss der 3D-Bathymetrie auf elektrische Dipol-Dipol- und Spulen-Konfigurationen.

Erste Feldversuche wurden vom TAG-Hydrothermalfeld (TAG: Trans-Atlantic Geotraverse) am Mittelatlantischen Rücken bei 26°08‘N berichtet. Dabei wurde in ersten Studien das bemannte U-Boot ALVIN mit einem elektrischen Dipol-Dipol-System für elektromagnetische Messungen (Cairns et al. 1996) und für Gleichstrom-geoelektrische Messungen (von Herzen et al. 1996) ausgerüstet und am TAG Feld eingesetzt. Kowalczyk (2008) publizierte erste kommerzielle EM-Untersuchungsergebnisse vom Solwara-1 SMS-Feld vor der Küste Papua-Neuguineas, wobei er ein auf einem ROV (remotely operated vehicle; Tauchroboter) montiertes Frequenzbereichs-Spulensystem verwendete. Goto et al. (2013) schlugen AUV- und ROV-gestützte CSEM-Untersuchungen vor und führten erste Feldversuche an Hydrothermalfeldern im Okinawa-Trog vor der Küste Japans durch. Nakayama & Saito (2014) entwickelten elektromagnetische Zeitbereichs-Spulensysteme, die von ROVs oder tiefgeschleppten Plattformen aus eingesetzt werden. Ishizu et al. (2019) nutzten die elektrische Widerstandstomographie (ERT), um die innere Struktur eines SMS-Feldes im Okinawa-Trog abzubilden. Gehrmann et al. (2019) erfassten tiefgeschleppte CSEM-Daten mit einer elektrischen Dipolquelle und dreiaxialen E-Feld Empfängern am TAG-Feld und konnten die Mächtigkeit und die räumliche Ausdehnung aktiver und inaktiver SMS-Felder analysieren. Hölz et al. (2019) wandten ein Zeitbereichs-Spulensystem u.a. am Arktischen Mittelozeanischen Rücken bei 73°N zur Erforschung von Hydrothermalsystemen an, und Safipour et al. (2017, 2018) analysierten und nutzen das gleiche System um SMS Vorkommen am Palinuro Seamount im Tyrrhenischen Meer zu untersuchen.

Messungen des elektrischen Eigenpotentials (SP: self-potential) haben sich in jüngeren Publikationen als schnelle und effiziente Technik für die Erkundung und insbesondere die Detektion von hydrothermal gebildeten Erzkörpern im Ozean etabliert und ergänzen zudem

Kartierungsstrategien mit aktiven elektromagnetischen Quellen. Marine SP-Untersuchungen wurden mit Elektrodenarrays durchgeführt, die hinter tief geschleppten Plattformen (Kawada & Kasaya 2017; Zhu et al. 2020) oder auf autonomen Unterwasserfahrzeugen (AUVs) (Kawada & Kasaya 2018, Constable et al. 2018, Szitkar et al. 2021 u.a.) zum Einsatz kamen. MacGregor et al. (2021) und Su et al. (2022) kombinierten dabei Eigenpotentialmessungen mit aktiven EM Quellen und ermöglichten so eine gemeinsame Erfassung und Modellierung der elektrischen Eigenschaften von SMS-Körpern.

Magnetische Methoden bieten zusätzliche Einblicke in die Beschaffenheit und die Tiefenausdehnung von hydrothermal alterierten basaltischen und ultramafischen Gesteinen. Hochauflösende magnetische Untersuchungen von Hydrothermalsystemen haben gezeigt, dass Sulfidvorkommen in basaltischem Wirtsgestein häufig mit einer negativen magnetischen Anomalie, d. h. einer reduzierten Magnetisierung, verbunden sind (Tivey 1994; Szitkar et al. 2014). Als Ursachen hierfür werden chemische Umwandlungsprozesse im Untergrund, die Akkumulation gering-magnetischer Sulfide und, in aktiven Vorkommen, die thermische Entmagnetisierung von Titanomagnetit gesehen. Auch hier bietet sich eine kombinierte Erfassung zusammen mit elektrischen Verfahren an (z.B. Szitkar et al. 2021). Die elektrischen Eigenschaften ermöglichen es, ein direktes physikalisches Abbild des Erzkörpers zu erfassen. Sie bieten aber oft nur eine geringe Sondierungstiefe von wenigen 10er Metern, weshalb eine Kombination mit Potentialmethoden (Magnetik und Gravimetrie) eine vielversprechende Möglichkeit zur Detektion und Mächtigkeitsabschätzung von SMS Körpern bietet (Galley et al. 2021).

Die geologische Kartierung stützt sich weitestgehend auf die Meeresbodentopographie, Videobeobachtungen und Oberflächenproben. Bohrungen in der Tiefsee stellen derzeit noch eine hohe technische Herausforderung dar und sind sehr zeit- und kostenintensiv, sind jedoch für eine Lagerstättenbewertung unumgänglich. Für eine räumliche Erfassung und Volumen- bzw. Tonnagebewertung ist daher eine Kombination weniger Bohrkerne mit geophysikalischen Modellen ein zentrales und allgemein verfolgtes Untersuchungskonzept (z.B. MacGregor et al. 2021).

Untersuchungsgebiet und geophysikalische Kartierung

Das EDMOND Hydrothermalfeld wurde in 2001 auf dem Zentralindischen Rücken bei 23°53‘S entdeckt (van Dover et al. 2001). Es befindet sich 5,2 km von der Rückenachse entfernt in einer Wassertiefe von etwa 3300 Metern (Abbildung 1a). Hier treten hydrothermale Fluide mit Temperaturen von bis zu 417°C an bis zu 35 m hohen Schornsteinen und kleineren Schloten (<5 m) aus, ebenfalls wurden diffuse Austritte von klaren Fluiden mit deutlich geringeren Temperaturen beobachtet (*pers. Kommunikation U. Schwarz-Schampera*).

Tektonische Verwerfungen und hohe Temperaturgradienten über einer tiefliegenden Wärmequelle ermöglichen es, dass kaltes Meerwasser einige hundert Meter tief in die Erdkruste eindringt, sich auf bis zu 600°C aufheizt und als heißes Fluid aufsteigt. Dabei ändern sich neben der Temperatur auch die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Fluide, wodurch gesteinsbildende Minerale und Metalle auf dem Konvektionsweg ausgelaugt werden. Diese Metalle fallen aufgrund des Temperaturabfalls beim Kontakt mit dem Meerwasser aus, bilden Sulfidschlote und Ausfällungen in Klüften und Hohlräumen. Eingestürzte Schlote und hydrothermale Präzipitate erzeugen so Sulfidhügel (SMS Mounds) mit einem Durchmesser von wenigen 100er Metern und einigen 10er Metern Höhe. Chalkopyrit ($CuFeS_2$), Pyrit (FeS_2), Sphalerit (ZnS) und Bleiglanz (PbS) sind dabei die primären Sulfidminerale, die sich auf oder unter dem Meeresboden ansammeln und polymetallische Massivsulfidvorkommen bilden.

Das hier näher betrachtete Untersuchungsgebiet ist durch zwei NNW-streichende, kammparallele Abschiebungen (normal faults) an der östlichen Grabenwand gekennzeichnet, die von mehreren Verwerfungen und Klüften unterschiedlicher Ausrichtung durchschnitten

werden (Abbildung 1b). Das aktive EDMOND-Feld befindet sich an der westlichen Störung, während sich zwei inaktive Felder, GAUSS und SCORE, an der östlichen Störungsstruktur in über 1000 m Entfernung vom aktiven Vorkommen befinden. Bei den inaktiven Vorkommen handelt es sich voraussichtlich um Relikte hydrothermaler Aktivität, auf einem durch tektonische oder magmatische Prozesse mittlerweile verschlossenen Störungssystem. Bathymetrische Daten weisen hier ein hügeliges Gelände aus, das weitestgehend von einer dünnen Sedimentschicht bedeckt ist. Ebenfalls sind ausgedehnte Schuttfelder zu erkennen (vor allem bei SCORE und im Nordwesten des GAUSS-Feldes) und eine glatte, achsenferne Erhebung nördlich des inaktiven GAUSS-Feldes (Abbildung 1b).

Die in dieser Studie vorgestellten elektromagnetischen Daten wurden mit dem gemeinsam mit der Uni Bremen entwickelten EM-Profiler GOLDEN EYE der BGR mit den Schiffen R/V PELAGIA und R/V SONNE in 2015, 2019 und 2022 erfasst. Das Arbeitsgebiet deckt das bekannte EDMOND-Feld und die beiden inaktiven Sulfidvorkommen GAUSS und SCORE ab. In 2015 erfolgte dabei der erste Tiefseeeinsatz des GOLDEN EYE Messsystems mit dem Ziel, die bekannten Vorkommen über lange, Wind und Welle angepasste Profillinien zu verbinden (Abbildung 1b). So wurden insgesamt 327 Landungen auf dem Meeresboden für elektromagnetische Messungen mit einem horizontalen Spulensystem genutzt, davon 119 Stationen an denen zudem induzierte Polarisationsmessungen (IP) mit einem elektrischen Dipol-Dipol-System durchgeführt wurden (Müller et al. 2018). Auf den folgenden Fahrten wurde jedoch eine systematischere Kartierung mit 50 m Profilabstand verfolgt (Abbildung 1c). Dies konnte mit dem deutschen Forschungsschiff SONNE in 2019 dank modernster Schiffstechnik über dem inaktiven SCORE-Feld nahezu perfekt umgesetzt werden. Im Dezember 2022 wurde auf ähnliche Weise mit dem deutlich älteren und ohne dynamische Positionierung und Seegangs-Kompensation der Winde arbeitenden Schiff PELAGIA das nordöstlich angrenzende GAUSS-Feld vermessen. Bei letzterem lag der Schwerpunkt auf Messungen des elektrischen Eigenpotentials und der induzierten Polarisation. Die elektrischen und magnetischen Messdaten des GOLDEN EYE Systems werden durch eine magnetische und bathymetrische Vermessung aus 2016 (Abbildung 1c), und Sulfid- und Gesteinsproben der INDEX-Expedition 2013 ergänzt (Probenlokationen in Abbildung 4b).

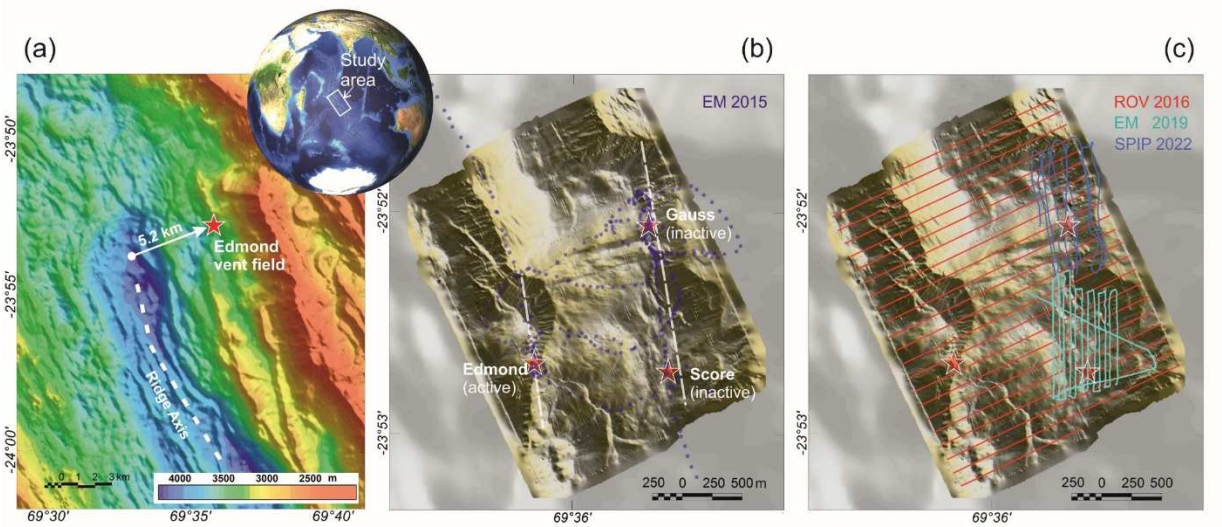

Abbildung 1) *EDMOND-GAUSS-SCORE Untersuchungsgebiet auf dem Zentralindischen Rücken. (a) Das EDMOND-Hydrothermalfeld befindet sich an der Ostflanke des Rückens in ~200.000 Jahre alter Kruste (Barckhausen et al. 2016). (b) GOLDEN EYE-Landestellen aus 2015 (blaue Punkte), die für die EM Modellierung verwendet wurden. Rote Sterne zeigen die Zentren der hydrothermalen Sites und gestrichelte weiße Linien die idealisierten Verwerfungen an. (c) Hochauflösende ROV Bathymetrie- und Magnetik-Kartierung in 2016 (Rot), GOLDEN EYE Flugbahn der EM Kartierung in 2-4 m Grundabstand aus 2019 (Cyan), und der kürzlich durchgeführten Eigenpotentialkartierung mit dem Dipol-Dipol-System (SPIP) in 2022 (Blau).*

2. Methoden

Elektromagnetische Felddaten

Der marine EM-Profiler GOLDEN EYE verfügt über zwei komplementäre Systeme für hochauflösende elektromagnetische Messungen: ein horizontales elektromagnetisches Frequenzbereichs-Spulensystem (FDEM), das eine Untersuchungstiefe bis ca. 20 m ermöglicht, und ein dreiachsiges elektrisches Dipol-Dipol-System (SPIP-System) für Messungen des elektrischen Eigenpotentials (SP), und der induzierten Polarisation (IP) und des Gleichstromwiderstands (DC) des Meeresbodens (Schwalenberg 2018). Beide Sensorsysteme sind auf einem modular aufgebauten, starren, zylinderförmigen Glasfaserrahmen von 3,5 m Durchmesser installiert. Zur Unterstützung der Dateninterpretation und zum operationellen Betrieb in bis zu 5000 m Wassertiefe kommen ebenfalls eine USBL-Positionierung, Leitfähigkeits-Temperatur-Tiefen-Sonde (CTD), drei Altimeter zur Messung des Grundabstands, ein Breitband-Vektormagnetometer, Lagesensoren, Videokameras und LEDs sowie ein Sektorsonar zum Einsatz (Abbildung 2). Die Stromversorgung und Kommunikation erfolgt über das schiffsseitige Glasfasertiefseekabel. GOLDEN EYE wird vollständig über das Schiffskabel gesteuert und zur Vermessung entweder auf dem Meeresboden abgesetzt oder in 2-5 m Bodenabstand zur hochauflösenden EM-Kartierung manövriert.

Das FDEM-Spulensystem mit seiner großen horizontalen Sendespule (Ø 3,34 m, 8 Windungen, ±30 A), der zentralen Empfängerspule (Ø 0,3 m) und der erhöhten Kompensationsspule (Ø 1,0 m) ist dafür ausgelegt, die elektrische Leitfähigkeit der obersten 20 m des Meeresbodens mit einer vertikalen Auflösung im Sub-Meter-Bereich aufzulösen (Müller et al. 2018). Das Sendesignal besteht dazu aus überlagerten Wechselströmen mit bis zu zwölf Sendefrequenzen zwischen 15 Hz und 10 kHz, die elektrische Wirbelströme im Untergrund anregen und deren Frequenz- und Phasenantwort über eine Inversion zur Tiefensondierung genutzt wird. Der Einfluss der zum Tiefseeeinsatz erforderlichen Titan-Druckröhren auf die elektromagnetischen Messungen wurde mit der Finiten-Elemente-Methode modelliert, und die Größe und Position der Metallkörper so ausgelegt, dass sie die Messdaten möglichst wenig beeinflussen (i.a. <2% Inversionsfehler; siehe Reeck et al. 2020).

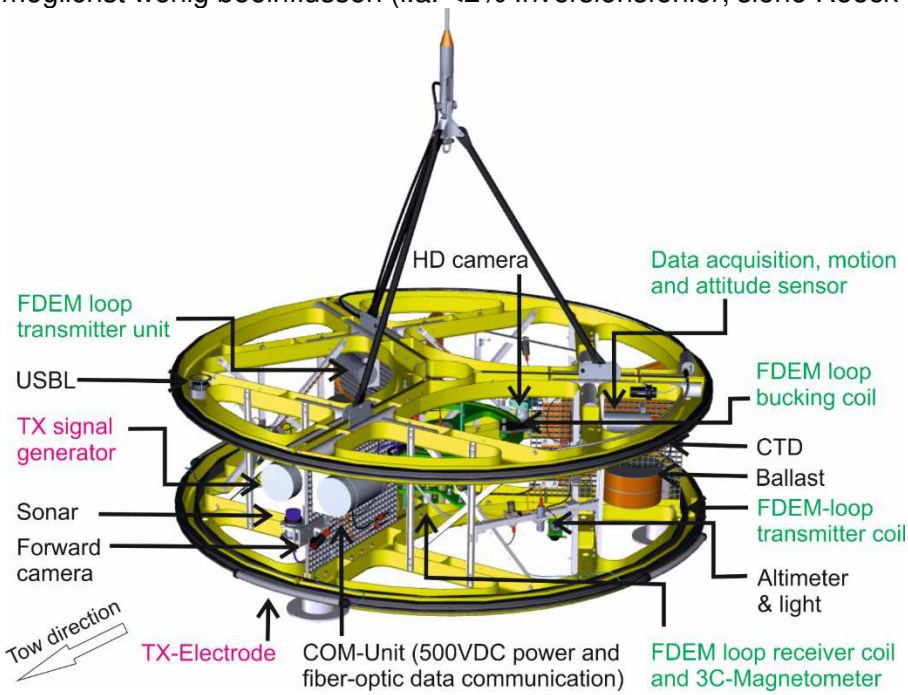

Abbildung 2) *Technische Zeichnung des GOLDEN EYE EM-Profilers.*

Die Struktur des Untergrunds kann durch die Inversion der phasen- und frequenzabhängigen Messdaten des gesamten elektromagnetischen Datensatzes modelliert werden. Aufgrund des relativ geringen lateralen footprints dieser elektromagnetischen Methode (95 % des frequenzabhängigen Signals entsteht innerhalb eines Radius von 5-100 m) wird eine 1D regularisierte Tikhonov-Inversion mit vertikaler Glättung angewandt, um die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund zu modellieren (Baasch et al. 2014). Eine pseudo-3D-Darstellung wird durch 3D-Rasterung und Interpolation des geschichteten Modells der elektrischen Leitfähigkeit mit einem Suchradius von 100 m aufgelöst. Diese deutlich vereinfachte Herangehensweise wird derzeit durch komplexere 3D Modellierungen erweitert.

Magnetische Felddaten

Bathymetrische und vektormagnetische Daten wurden mit dem Unterwasserroboter ROV VICTOR 6000 bei 50 m Grundabstand und 120 m Linienabstand in 2016 erfasst. Das Vektormagnetometer war dazu starr mit dem ROV verbunden. Kalibrationskreise zu Beginn der Surveys ermöglichen es, den magnetischen Einfluss des Fahrzeugs auf < 20 nT zu minimieren. Eine Polreduktion wird genutzt um geometrischen Effekte des geneigten Erdmagnetfeldes (-58° Inklination, -21° Deklination) herauszurechnen und die magnetischen Anomalien näher über ihre ursächlichen Quellen in der Kruste zu verschieben. Diese Darstellung vereinfacht die visuelle Interpretation der magnetischen Karten, ist aber gerade in stark tektonisch überprägten Regionen fehlerbehaftet und es verbleiben Topographieeffekte in den Messdaten.

Der Einfluss der Topographie lässt sich mithilfe einer 3D-Inversion der magnetischen und bathymetrischen Daten berücksichtigen. Dabei wurde der Untergrund in 25 m breite und 12,5 m mächtige Zellen diskretisiert und die Verteilung der magnetischen Suszeptibilität mit dem 3D Inversionsmodul VOXI in Geosoft Oasis Montaj modelliert. Vor der Inversion wurde ein regionaler Trend von den Daten subtrahiert und ein relativer Fehler von 5 % und ein statischer Fehler von 5 nT zugewiesen. Randbedingungen wurden so gewählt, dass nur positive Suszeptibilitätswerte zugelassen werden und ein schwachmagnetisches Referenzmodell von 3×10^{-3} SI-Einheiten der Modellierung zugrunde gelegt wird.

Probenanalysen

Neben den geophysikalischen Feldmessungen am und nahe dem Meeresboden, wurden verfügbare Proben aus dem Arbeitsgebiet für geophysikalische und geochemische Messungen aufbereitet und im gesteinsmagnetischen Labor der Universität Bremen, dem petrophysikalischen Labor der BGR in Berlin und an der TU Braunschweig analysiert. Die Methoden orientieren sich an etablierten Verfahren zur Messung der magnetischen Suszeptibilität und Remanenzeigenschaften (z.B. Frederichs et al. 1999, Fujii & Okino 2018), und der spektralinduzierten Polarisation (SIP) (z.B. Spagnoli et al. 2016).

3. Ergebnisse

Elektromagnetische Felddaten

Die gesammelten elektrischen und elektromagnetischen Messdaten zeigen insgesamt eine sehr hohe Empfindlichkeit zur Erfassung der Sulfidkörper im Arbeitsgebiet (Abbildung 3). Die verfolgte Vermessungsstrategie hat jedoch einen entscheidenden Einfluss auf die Aussagekraft der Daten. Die im ersten GOLDEN EYE Einsatz in 2015 erhobenen Messdaten liegen jeweils an Landungspunkten in 50-100 m Abstand voneinander vor. Dabei wurde eine Verdichtung der punktuellen Landungsdaten in den Sulfidfeldern verfolgt. Schwierige Wetterbedingungen und fehlende Erfahrung bei der Systemnavigation in über 3000 m Wassertiefe ermöglichten jedoch noch keine flächenhafte Kartierung der Sulfidfelder. Die Landung auf dem Meeresboden bietet eine hohe Empfindlichkeit der Messung: durch die Nähe

zum Messobjekt, die geringe Dämpfung durch das Meerwasser und die Stapelung der stationär erfassten Messdaten über 30 Sekunden. Ebenfalls wird der Einfluss der Topographie reduziert, da die Messanordnung nahezu eben auf dem bis 40° geneigten Meeresboden aufliegt. Nachteilig sind die Lücken in den Messdaten und der langsame Messfortschritt zu bewerten. Ebenfalls können so die Grenzen der Sulfidfelder nicht präzise kartiert werden und es kommt zu Interpolationsfehlern zwischen den Messpunkten. Die in anschließenden Expeditionen bevorzugt verfolgte Messstrategie mit parallelen Profillinien und 50 m Profilabstand bietet hingegen eine wesentlich verlässlichere Kartierung der Sulfidkörper (insb. Maxima und Ränder). Gerade bei den langwelligen SP-Anomalien mit Wellenlängen von einigen 10er Metern bieten sich kontinuierliche Profillinien zur Erfassung und Modellierung an. Dennoch erfordert die raue und im allgemeinen stark geneigte Topographie eine dreidimensionale Modellierung unter Berücksichtigung der Geometrieeffekte und einer dementsprechend präzisen Positionierung der Messung in der Tiefsee. 3D Modellierungen unter Berücksichtigung der Bathymetrie und der induzierten Polarisation sind in Vorbereitung und werden hier nicht präsentiert.

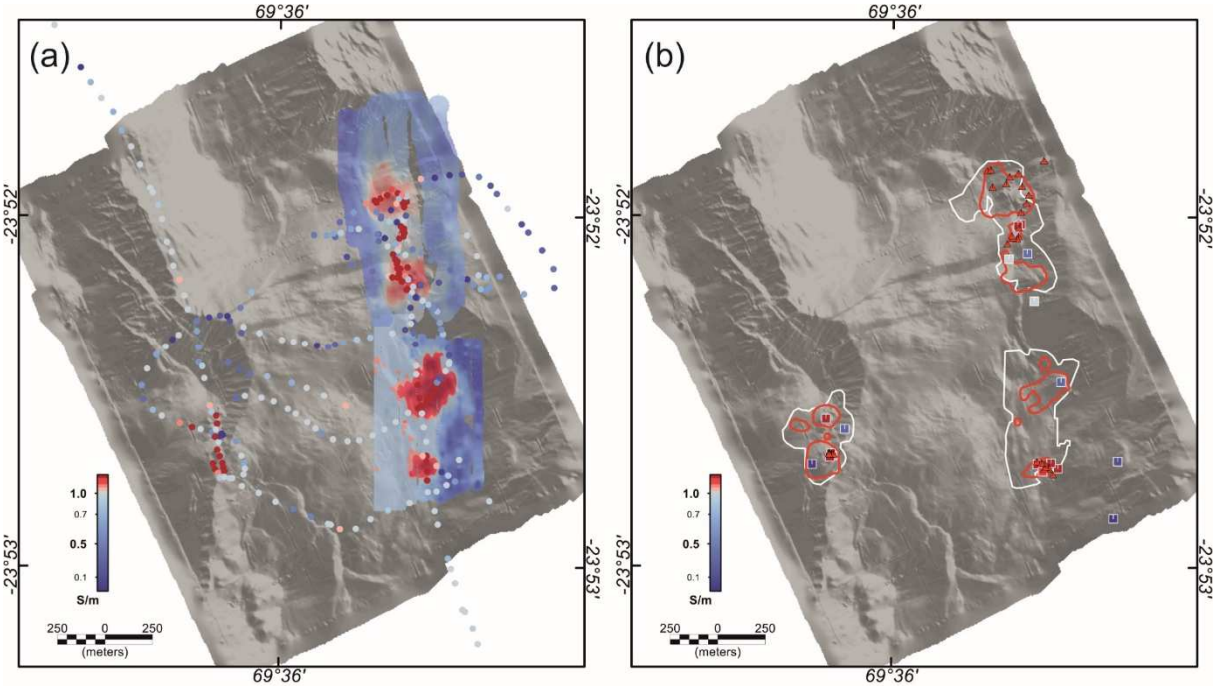

Abbildung 3) *Kartendarstellung (a) der elektrischen Leitfähigkeits- und SP-Anomalien und (b) der geologisch kartierten Sulfide (rote Dreiecke) und der elektrischen Leitfähigkeit von Oberflächenproben. Rote Polygone weisen die Ränder der Sulfidkörper über eine gemeinsame Interpretation von SP und EM Anomalien, Video- und Probenmaterial, und morphologischen Merkmalen aus, weiße Polygone umhüllen die interpolierten EM Anomalien.*

Die hier vorgestellte Leitfähigkeits-Modellierung bezieht sich nur auf abgesetzte Messungen vom ersten GOLDEN EYE Einsatz in 2015 und 1D invertierte elektromagnetische Messdaten. Die 3D-Interpolation ermöglicht eine erste Abschätzung der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung. Zur visuellen Darstellung sind in Abbildung 4 Isoflächen dargestellt: in Grün die Zonen mit einer erhöhten elektrischen Leitfähigkeit (>1,65 S/m), welche sich nicht über Porositätseffekte erklären lässt und auf eine hydrothermale Überprägung hinweist; in Rot dargestellt sind Zonen mit sehr hoher elektrischer Leitfähigkeit (>2 S/m), was auf massive, insbesondere kupferreiche Sulfidvererzungen hinweist (Müller et al. 2018).

Die 3D Interpretation weist jeweils zwei Maxima innerhalb der Sulfidfelder aus, mit der höchsten elektrischen Leitfähigkeit (rot) am inaktiven SCORE-Feld und im nördlichen Teil des ebenfalls inaktiven GAUSS-Feldes. Hier deuten die Inversionsergebnisse auf mineralisierte Bereiche, die über die maximale Untersuchungstiefe von 20 m hinausgehen. Im Gegensatz

dazu sind im EDMOND-Feld die Zonen mit hoher Leitfähigkeit auf die oberen 4-8 m des Meeresbodens beschränkt. Die begrenzte Datenverfügbarkeit in der Nähe aktiver Hydrothermalquellen schränkt jedoch die Dateninterpretation in dem aktiven Feld ein. Der allgemeine RMS-Fehler der 1D-Inversion liegt im vulkanischen Umgebungsgestein nahe eins, steigt jedoch innerhalb der Sulfidfelder deutlich an (Müller et al. 2018).

Die geologische Kartierung und die in 2019 und 2022 erfassten EM und SP Karten zeigen, dass die Sulfidvererzungen an Hügelstrukturen (SMS Mounds) gebunden sind. Dabei sind die Sulfidkörper teilweise von einigen 10er Zentimetern bis wenigen Metern mächtigen Sedimentlagen bedeckt und visuell nicht zu erkennen. Die Grenzen der Felder wurden daher in Abbildung 3b über eine Kombination von SP und EM Anomalien, Video- und Proben-analysen, und morphologischen Merkmalen abgesteckt (rot umrandete Polygone in Abbildung 3b). Die so erfassten Grenzen der Sulfidfelder fließen zukünftig in die 3D Modellierung der Sulfidkörper ein, um eine möglichst verlässliche Tiefenerstreckung und mittlere Zusammen-setzung der potentiellen Lagerstätten zu ermöglichen. Hierbei gilt es sowohl die elektrische Leitfähigkeit, die Stromdichte und die induzierten Polarisationseigenschaften der Sulfidkörper zu berücksichtigen. Die elektrische Modellierung des Erzkörpers wird durch magnetische Messdaten und Modelle ergänzt, die im folgenden Kapitel betrachtet werden.

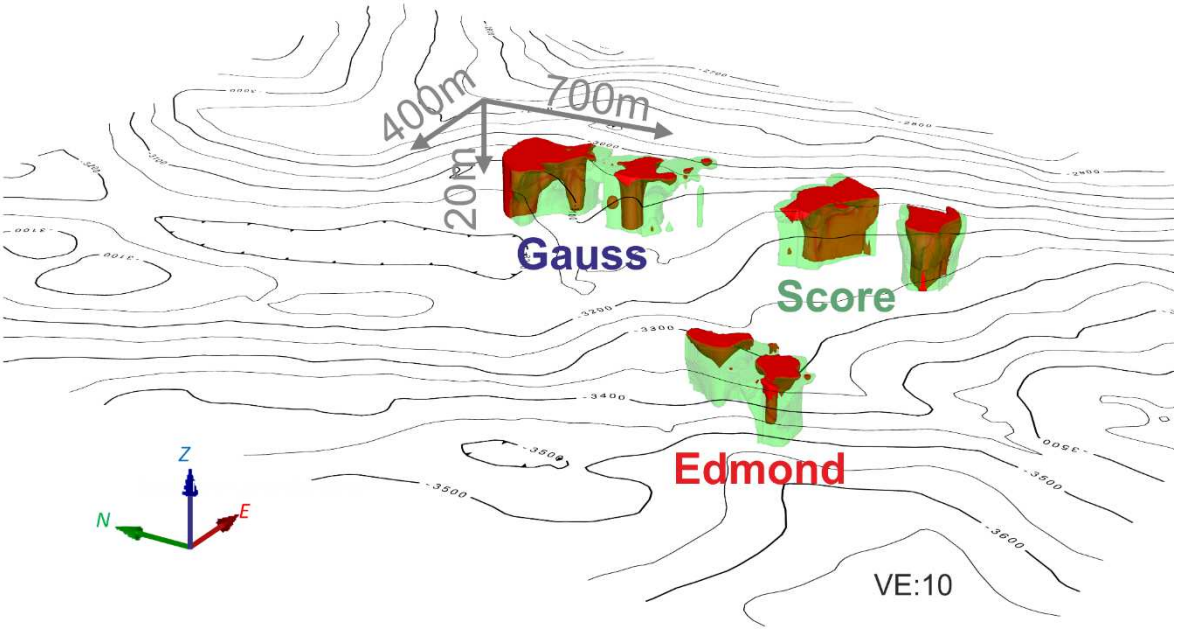

Abbildung 4) *Isoflächenkarte der 3D-interpolierten elektromagnetischen Inversions-ergebnisse (aus Müller et al. 2018). Der grüne (transparente) Bereich deckt das Volumen des Untergrunds mit einer Leitfähigkeit >1,65 S/m ab; der rote Bereich das Volumen mit einer Leitfähigkeit >2 S/m. Die Inversionsergebnisse werden hier mit 10-facher vertikaler Überhöhung (VE) und vereinfacht dargestellt.*

Magnetische Felddaten

Die mit dem ROV VICTOR erfassten magnetischen Daten zeigen sehr hohe Amplituden-variationen über einen Wertebereich von ca. 4500 nT (Abbildung 5a). Es finden sich sowohl positive Anomalien, die insbesondere junger basaltischer Lava und großräumigen Strukturen zuzuordnen sind, wie auch ausgeprägte negative magnetische Anomalien in den Messdaten (Abbildung 5a) und den polreduzierten magnetischen RTP Daten (Abbildung 5b). Die negativen magnetischen Anomalien sind besonders entlang des östlichen Störungssystems ausgeprägt, welches auch die inaktiven Felder GAUSS und SCORE beherbergt. Dabei kann dem GAUSS-Feld eine deutliche magnetische Anomalie zugeordnet werden, beim SCORE-

Feld verläuft die negative magnetische Anomalie jedoch weiter nordöstlich am Hang und kann in dieser Darstellung nicht direkt den Sulfiden zugeordnet werden.

Das aktive EDMOND-Feld befindet sich an der westlichen Flanke einer abschiebenden Störung, deren Oberkante durch eine südsüdwest-streichende positive Anomalie gekennzeichnet ist. Eine markante negative magnetische Anomalie findet sich etwas nördlich des aktiven Feldes. Weitere negative magnetische Anomalien finden sich insbesondere im nordwestlichen Arbeitsgebiet, an diesen Strukturen wurden bisher keine Sulfidkörper nachgewiesen.

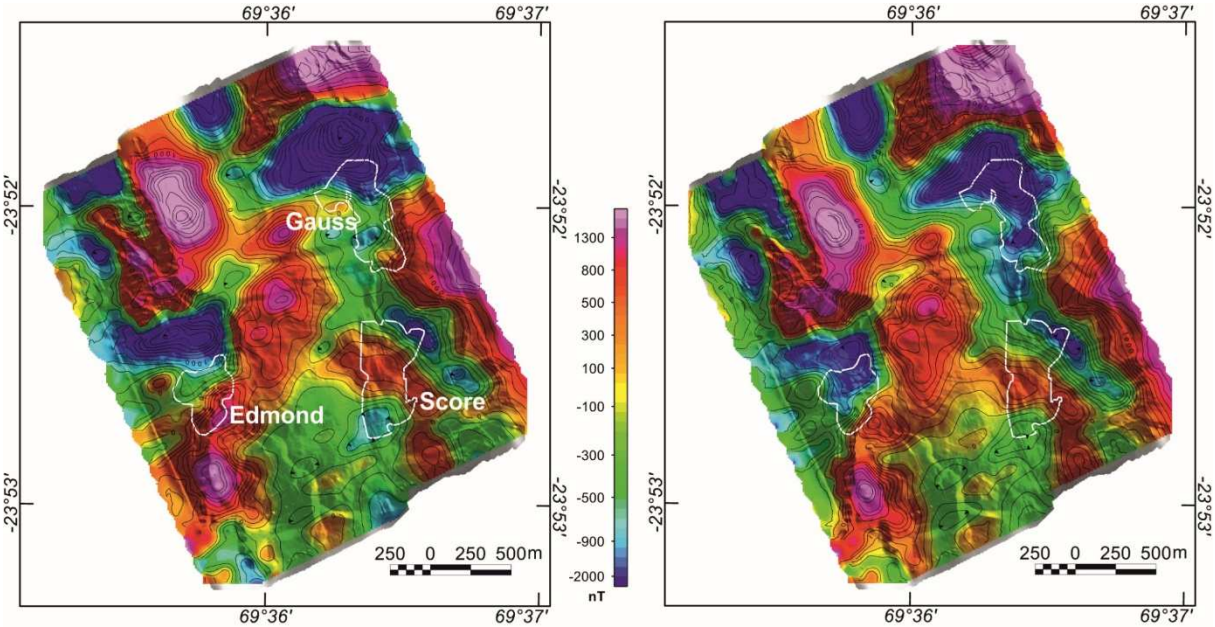

Abbildung 5) *Magnetische Karten der Totalfeldanomalie (links) und polreduzierten (RTP) Anomalie (rechts). Die Polygone zeigen die aus der elektromagnetischen Modellierung abgeleiteten Umrisse des EDMOND-, GAUSS- und SCORE-Feldes.*

Die Polreduktion der magnetischen Daten vereinfacht zwar die Interpretation der magnetischen Karten, dennoch schränken insbesondere topografische Effekte die Abbildung der Sulfidkörper und der Alterationshorizonte ein. Im nächsten Schritt wird daher eine 3D-Modellierung betrachtet, welche die hochauflösende Bathymetrie miteinbezieht (Abbildung 6). Die Inversionsergebnisse (in 50 bzw. 100 m Tiefenschichten) zeigen nun sehr deutlich, wie sich Strukturen mit einer sehr geringen magnetischen Suszeptibilität unter den Hydrothermalfeldern EDMOND und GAUSS abzeichnen. Dem nördlichen GAUSS-Feld ist dabei oberflächennah ein T-förmiges magnetisches Minimum zuzuordnen und unter dem EDMOND-Feld finden sich in geringer Tiefe zwei ausgeprägte Minima. Mit zunehmender Tiefe werden die Suszeptibilitätsminima unterhalb der Sulfidkörper immer deutlicher. Nordöstlich des SCORE-Feldes ist eine schwachmagnetische Zone zu erkennen, die sich bis zur Grenze des Arbeitsbereichs fortsetzt. Das Modell wird in 500 m Tiefe abgeschnitten. Dies entspricht im Modell junger ozeanischer Kruste in etwa der unteren Grenze des *sheeted dyke* Komplexes und dem Übergang zu i.a. schwach magnetischem Gabbro. Während sich oberflächennah fast röhrenförmige Strukturen unter den Sulfidvorkommen abbilden, nimmt der Durchmesser mit der Tiefe nahezu kegelförmig zu. Dies mag der mit zunehmender Entfernung abnehmenden Auflösung des Modells zuzuordnen sein, kann aber auch von einem fließenden Übergang zum schwachmagnetischen Tiefengestein oder einer tiefen Wärmequelle (also dem Motor der hydrothermalen Aktivität) resultieren.

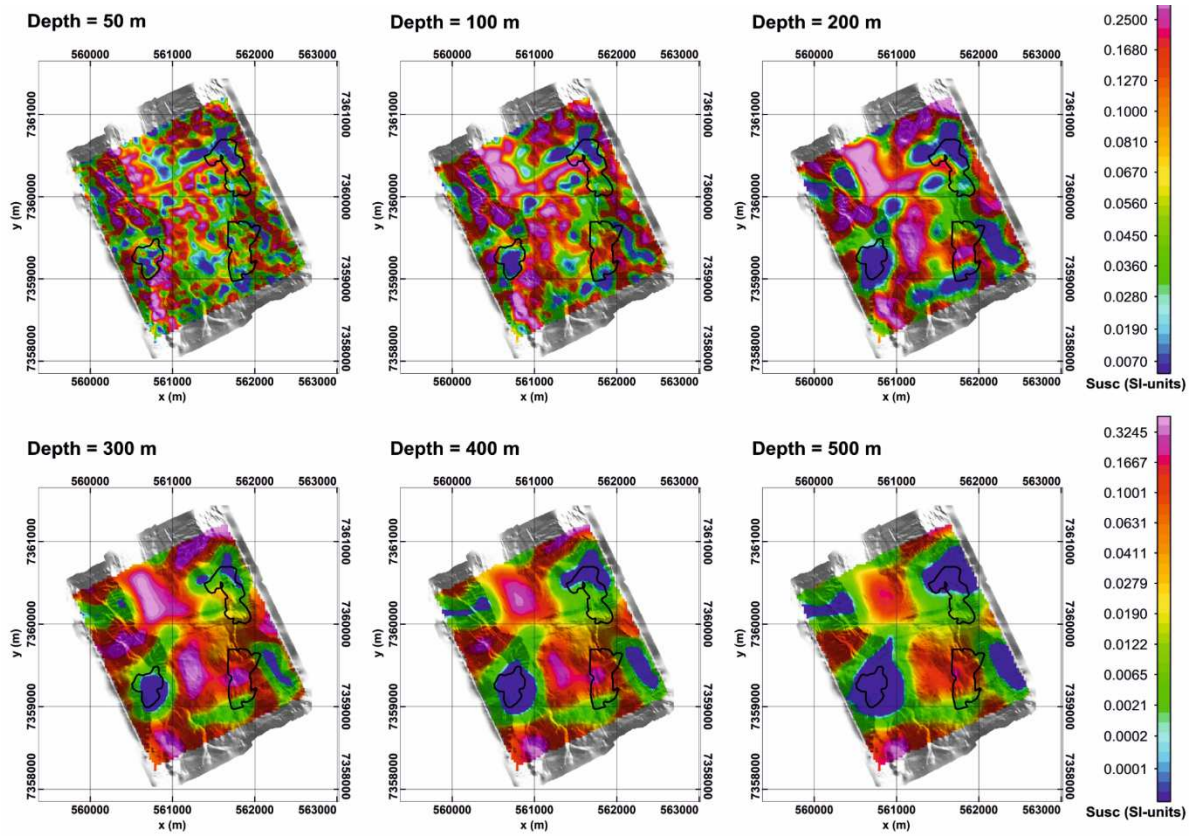

Abbildung 6) *Tiefenschichten des 3D-Modells der magnetischen Suszeptibilität.*

4. Diskussion

Die elektrischen und elektromagnetischen Feldmessungen liefern neben hochauflösenden Karten der Sulfidvererzungen am Meeresboden und Modellen der räumlichen Ausdehnung von SMS Körpern, auch Informationen über die physikalischen Eigenschaften der Sulfide. Insbesondere ist die induzierte Polarisation eine charakteristische Eigenschaft von Sulfiderzen, aus der sich Korngrößen, Konzentrationen und Texturen (insb. die Konnektivität) von Sulfidmineralen im Untergrund charakterisieren lassen (u.a. Pelton et al. 1978, Spagnoli et al. 2016). Da die veröffentlichten Experimente und Modelle jedoch auf idealisierten und unter Laborbedingungen erhobenen Messdaten beruhen, ist ihre Anwendbarkeit auf heterogene und anisotrope SMS-Erzkörper zumindest fraglich; sie unterstützen jedoch eine im Folgenden näher ausgeführte qualitative Interpretation unserer Beobachtungen.

In Tabelle 1 lässt sich eine deutliche Korrelation zwischen Labor- und Feld-Daten feststellen. Dies ist ein recht überraschendes Ergebnis, wenn man die extremen Skalierungsunterschiede zwischen 25-mm-Zylinderproben und den Felddaten vergleicht, die Volumina mit einigen Metern bis 10er Metern Durchmesser und mehreren Metern Tiefe frequenzabhängig erfassen. Zwar ist die Anzahl der untersuchten Proben zu gering für eine robuste statistische Analyse, dennoch stimmen die Medianwerte der elektrischen Leitfähigkeit und der Aufladbarkeit von Labor- und Felddaten des EDMOND-Feldes sehr gut überein. Dasselbe gilt für das inaktive SCORE-Feld, wo die EM-Leitfähigkeit etwas niedriger und die Aufladbarkeit etwas höher ist als bei den Laborproben. Die größten Unterschiede zwischen Labor- und Feldmessungen finden sich beim GAUSS-Feld. Hier deuten die Proben auf einen geringen Erzgehalt in Form von disseminierten Zinkmineralen hin (Müller et al. 2018). Die wesentlich stärker ausgeprägten elektrischen Anomalien der Felddaten indizieren jedoch, dass der tatsächliche Erzmineralgehalt der SMS-Körper durch den untersuchten Probensatz nur unzureichend repräsentiert wird. Dies mag sich aus der geringen Anzahl der Proben erklären, kann aber auch als Resultat der Verwitterung (insb. Oxidation) der oberflächennahen Sulfide interpretiert werden. Die

magnetische Suszeptibilität der Felddaten ist 2- bis 4-fach größer als jene der Laborproben, was u.a. mit der oberflächennahen Oxidation magnetischer Mineral und einer zur Tiefe abnehmenden Porosität und dabei zunehmenden Dichte des Erzkörpers zu erklären wäre.

Tabelle 1) *Vergleich der im Labor an einzelnen Sulfidproben gemessenen petrophysikalischen Daten mit den im Feld gemessenen FDEM-Spulendaten (fett gedruckt: Median (25%-75%-Quartile), n bezeichnet die Anzahl der Datenpunkte).*

Location	Electric conductivity (S/m)		Electric chargeability (-)		Magnetic susceptibility ($\times 10^{-6}$)	
	Petrophysics	Field EM	Petrophysics	Field EM	Petrophysics	Field EM
EDMOND SF ($n_{SIP}=11$, $n_{EM}=9$)	**5.0** (1.2 – 17.0)	**5.2** (3.9 – 8.4)	**0.90** (0.75 – 0.95)	**0.83** (0.78 – 0.92)	**129** (113 – 166)	**382** (251 – 517)
GAUSS SF ($n_{SIP}=9$, $n_{EM}=35$)	**0.8** (0.4 – 1.2)	**3.7** (1.7 – 10.2)	**0.34** (0.30 – 0.51)	**0.75** (0.55 – 0.82)	**112** (54 – 271)	**224** (166 – 290)
SCORE SF ($n_{SIP}=7$, $n_{EM}=11$)	**2.4** (1.8 – 20.4)	**1.9** (0.1 – 4.2)	**0.76** (0.72 – 0.93)	**0.93** (0.79 – 0.99)	**166** (124 – 325)	**697** (216 – 1030)

Die Anwendung von Schwellenwerten aus der petrophysikalischen und geochemischen Analyse auf die Felddaten eröffnet Einblicke in die laterale Verteilung der charakteristischen Mineralisierungsbereiche und der damit verbundenen Bildungsprozesse (Abbildung 7a). So lässt die hohe elektrische Leitfähigkeit und Aufladbarkeit des SCORE-Feldes auf einen hohen Kupfergehalt und damit Bildungstemperaturen von über 300°C schließen. Ausgeprägte Zonen mit hohen elektrischen Eigenschaften finden sich auch im zentralen EDMOND-Feld sowie im Zentrum und an der Nordspitze des GAUSS-Feldes.

Abbildung 7b kombiniert die Ergebnisse der EM- und magnetischen Modellierung mit der Bathymetrie. Die scheinbare elektrische Leitfähigkeit (oben) charakterisiert und kartiert die oberflächennahen Eigenschaften der hydrothermalen Felder. Die EM-Modellierung des Untergrunds zeigt fokussierte Untergrundstrukturen, die alle drei Sulfidfelder in komplexe Mehrkörpersysteme trennen. Oberflächennahe Strukturen mit hoher elektrischer Leitfähigkeit stimmen größtenteils mit schwachmagnetischen Förderkanälen überein (untere Abbildung), die mit größeren Strukturen in etwa 300 m Tiefe unter dem Meeresboden verbunden sind (magnetische Suszeptibilität von 5×10^{-3} (Blau) und 1×10^{-4} (Cyan) in *SI-Einheiten*). Insgesamt können vier große schwachmagnetische Einheiten identifiziert werden, von denen drei mit dem EDMOND-, GAUSS- und SCORE-Feld in Verbindung stehen. Beim vierten magnetischen Minimum nordwestlich des EDMOND-Feldes konnte kürzlich junge basaltische Lava im Bereich der Störung kartiert werden, was auf einen möglichen Verschluss von Fluidwegsamkeiten hindeutet und die Bildung eines Sulfidkörpers an der Oberfläche unterbunden hat.

Der Vergleich der elektrischen und magnetischen Modelle zeigt einen Versatz von einigen 100 Metern zwischen dem Erzkörper und der tiefreichenden hydrothermalen Alteration (und der einhergehenden Entmagnetisierung) am SCORE-Feld. Dies ist möglicherweise ein Hinweis auf eine jüngere tektonische Verschiebung und Bestandteil weiterführender strukturgeologischer und seismischer Untersuchungen, die nicht Bestandteil der hier vorgestellten Untersuchungsergebnisse sind.

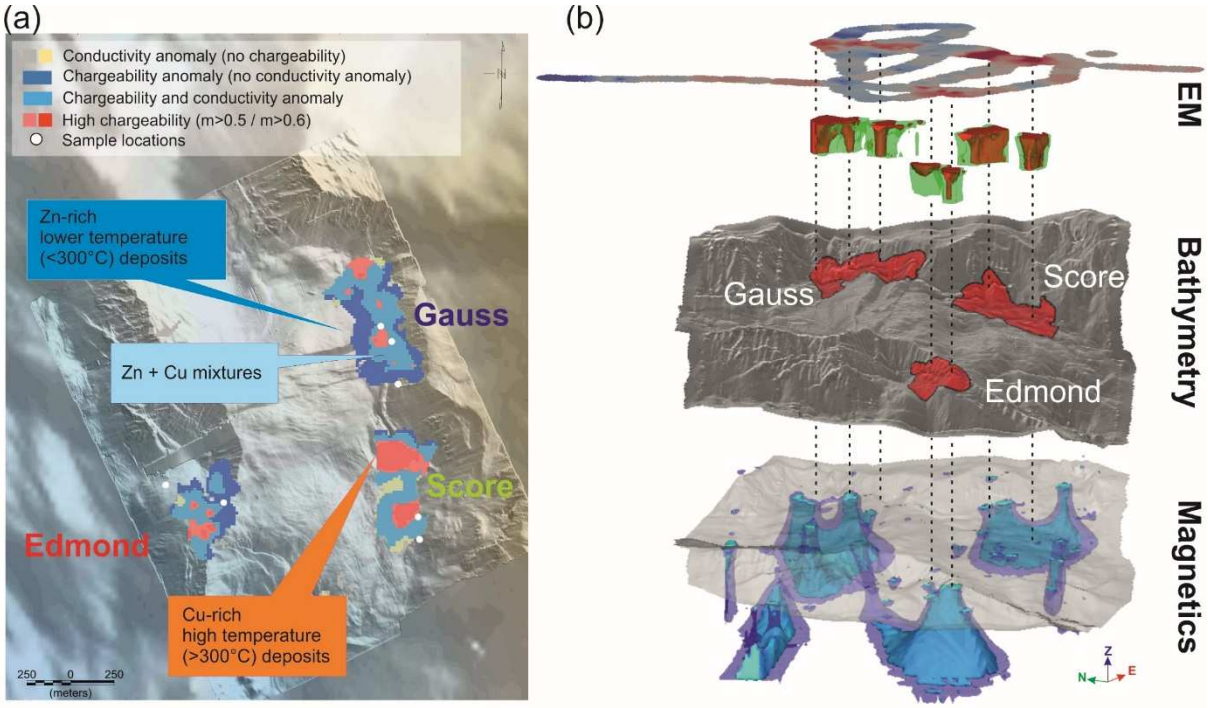

Abbildung 7) *Ergebnisse der elektromagnetischen und magnetischen Modellierung; (a) Kartierung der Mineralisierungszonen, die anhand der elektrischen Aufladbarkeit und Leitfähigkeit mithilfe der elektrischen und elektromagnetischen Feldmessungen, und petrophysikalischen und geochemische Analysen definiert wurden (aus Müller et al. 2018); (b) Zusammenstellung der EM-, bathymetrischen und magnetischen Datensätze. Gestrichelte vertikale Linien verbinden die leitfähigen SMS-Erzkörper mit der Morphologie und den schwachmagnetischen Zonen in der Tiefe.*

5. Schlussfolgerungen

Die hochauflösenden elektromagnetischen, elektrischen und magnetischen Daten und die daraus abgeleiteten Modelle weisen die Sulfiderzkörper im Gebiet des EDMOND-Hydrothermalfeldes sehr deutlich anhand ihrer physikalisch kontrastierenden Eigenschaften aus. Der kombinierte Einsatz des elektrischen Dipol-Dipol-Systems und des FDEM-Spulensystems ermöglicht dabei eine gleichzeitige Erfassung von Leitfähigkeits-, SP- und IP-Effekten des Meeresbodens sowie eine Modellierung der vertikalen Leitfähigkeitsverteilung. Karten der elektrischen Leitfähigkeit und Aufladbarkeit zeigen, dass aktive und fossile Hydrothermalsysteme und damit verbundene Massivsulfid-Vorkommen im Untersuchungsgebiet weit verbreitet sind.

Hochauflösende magnetische Daten deuten auf eine Alteration der Basalte im Kontakt mit hydrothermalen Fluiden und die Ausbildung magnetisch reduzierter Fördersysteme. Einige dieser schwachmagnetischen Körper verbinden die am Meeresboden aufgeschlossenen Sulfidkörper mit größeren, schwachmagnetischen Körpern in wenigen hundert Metern Tiefe. Diese Strukturen sind unter dem inaktiven SCORE-Feld und dem südöstlichen GAUSS-Feld jedoch zu den Sulfidkörpern versetzt und bilden damit möglicherweise jüngere tektonische Ereignisse ab.

Unsere Ergebnisse unterstreichen den Nutzen einer kombinierten elektrischen und magnetischen Modellierung, um die komplexe Untergrundarchitektur von SMS-Körpern zu erfassen und abzubilden. In Kombination mit Bohrprogrammen soll so zukünftig eine realistische Ressourcenbewertung in der Tiefsee ermöglicht werden.

6. Referenzen

Baasch, B., Müller, H., Oberle, F.K.J., von Dobeneck, T. (2014). Inversion of marine multifrequency electromagnetic profiling data: A new approach to resolve surficial sediment stratification. Geophysical Journal International, 200(3), 438-451, doi: 10.1093/gji/ggu406.

Barckhausen, U., Heyde, I., Rühlemann, C., Schwarz-Schampera, U., Schreckenberger, B., Schwalenberg, K. (2016). Geophysical Exploration Tools for Deep Sea Mineral Resources. EAGE/DGG Workshop on Deep Mineral Exploration. Extended Abstracts, doi: 10.3997/2214-4609.201600034.

Cairns, G.W., Evans, R.L., Edwards, R.N. (1996). A time domain electromagnetic survey of the TAG hydrothermal mound. Geophysical Research Letters, 23(23), 3455–3458.

Chave, A.D., Constable, S.C., Edwards, R.N. (1991). Electrical exploration methods for the seafloor. In Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B, pp. 931-966. Society of Exploration Geophysicists.

Cheesman, S.J., Edwards, R.N., Chave, A.D. (1987). On the theory of sea-floor conductivity maping using transient electromagnetic systems. Geophysics, 52(2), 204–217.

Constable, S. (2010). Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration. Geophysics, 75(5), 75A67-75A81.

Constable, S., Kowalczyk, P., Bloomer, S. (2018). Measuring marine self-potential using an autonomous underwater vehicle. Geophysical Journal International, 215(1), 49-60.

Edwards, N. (2005). Marine controlled source electromagnetics: principles, methodologies, future commercial applications. Surveys in Geophysics, 26(6), 675-700, doi: 10.1007/s10712-005-1830-3.

Ellingsrud, S., Eidesmo, T., Johansen, S., Sinha, M.C., MacGregor, L.M., Constable, S. (2002). Remote sensing of hydrocarbon layers by seabed logging (SBL): Results from a cruise offshore Angola. The Leading Edge, 21(10), 972-982.

Evans, R.L. (2007). Special Section — Marine Controlled-Source Electromagnetic Methods Using CSEM techniques to map the shallow section of seafloor: From the coastline to the edges of the continental slope. Geophysics, 72(2), doi: 10.1190/1.2434798.

Frederichs T., Bleil U., Däumler K., von Dobeneck T., Schmidt A. (1999). The Magnetic View on the Marine Paleoenvironment: Parameters, Techniques and Potentials of Rock Magnetic Studies as a Key to Paleoclimatic and Paleoceanographic Changes. In: Use of Proxies in Paleoceanography, Edited by Fischer G., Wefer G., Springer Berlin Heidelberg, 575-599, doi: 10.1007/978-3-642-58646-0_24.

Fujii, M., Okino, K. (2018). Near-seafloor magnetic mapping of off-axis lava flows near the Kairei and Yokoniwa hydrothermal vent fields in the Central Indian Ridge. Earth, Planets and Space, 70(1), 188, doi: 10.1186/s40623-018-0959-5.

Galley, C., Lelièvre, P., Haroon, A., Graber, S., Jamieson, J., Szitkar, F., et al. (2021). Magnetic and gravity surface geometry inverse modeling of the TAG active mound. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126, doi: 10.1029/2021JB022228.

Gehrmann, R.A.S., North, L.J, Graber, S., Szitkar, F., Petersen, S., Minshull, T.A., Murton, B.J. (2019). Marine Mineral Exploration with Controlled Source Electromagnetics at the TAG Hydrothermal Field, 26°N Mid-Atlantic Ridge. Geophysical Research Letters, 46(11), 5808-5816, doi: 10.1029/2019GL082928.

Goto, T.N., Imamura, N., Mikada, H., Takekawa, J., Kasaya, T., Sayanagi, K. (2013). Electromagnetic survey around the seafloor massive sulfide using autonomous underwater vehicle. In Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium, pp. 342-345.

Goswami, B.K., Weitemeyer, K., Minshull, T.A., Sinha, M.C., Westbrook, G.K., Chabert, A., Henstock, T.J., Ker, S. (2015). A joint electromagnetic and seismic study of an active pockmark within the hydrate stability field at the Vestnesa Ridge, West Svalbard margin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120, 6797– 6822, doi: 10.1002/2015JB012344.

Gustafson, C., Key, K. and Evans, R. (2019). Aquifer systems extending far offshore on the U.S. Atlantic Margin. Scientific Reports, 9, 8709, doi: 10.1038/s41598-019-44611-7.

Haroon, A., Lippert, K., Mogilatov, M., Tezkan, B. (2018a). First application of the marine differential electric dipole for groundwater investigations: A case study from Bat Yam, Israel. Geophysics, 83 (2), B59-B76, doi: 10.1190/GEO2017-0162.1.

Haroon, A., Hölz, S., Gehrmann, R. A., Attias, E., Jegen, M., Minshull, T.A., Murton, B.J. (2018b). Marine dipole–dipole controlled source electromagnetic and coincident-loop transient electromagnetic experiments to detect seafloor massive sulphides: effects of three-dimensional bathymetry. Geophysical Journal International, 215(3), 2156-2171.

Hölz, S., Haroon, A., Martins, S. et al. (2019). RV POSEIDON Cruise Report POS535 - Loki2GrimseyEM: Geophysical and geological investigations of massive sulfides at and in the vicinity of Loki's Castle (Norway) […]. GEOMAR Report, N. Ser. 053, doi: 10.3289/GEOMAR_REP_NS_53_2019.

Ishizu, K., Goto, T., Ohta, Y., Kasaya, T., Iwamoto, H., Vachiratienchai, C., Koike, K. (2019). Internal structure of a seafloor massive sulfide deposit by electrical resistivity tomography, Okinawa Trough. Geophysical Research Letters, 46, 11025–11034, doi: 10.1029/2019GL083749.

Jang, H., Kim, H.J. (2015). Mapping deep-sea hydrothermal deposits with an in-loop transient electromagnetic method: Insights from 1D forward and inverse modeling. Journal of Applied Geophysics, 123, 170–176, doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.10.003.

Kawada, Y., Kasaya, T. (2017). Marine self-potential survey for exploring seafloor hydrothermal ore deposits. Scientific Reports, 7(1), 1–12, doi: 10.1038/s41598-017-13920-0.

Kawada, Y., Kasaya, T. (2018). Self-potential mapping using an autonomous underwater vehicle for the Sunrise deposit, Izu-Ogasawara arc, southern Japan. Earth, Planets and Space, 70(1), 142.

Kowalcyk, P. (2008). Geophysical prelude to first exploitation of submarine massive sulphides. First Break, 26(11), 99–106.

MacGregor, L., Kowalczyk, P., Galley, C., Weitemeyer, K., Bloomer, S., Phillips, N., Proctor, A. (2021). Characterization of Seafloor Mineral Deposits Using Multiphysics Datasets Acquired from an AUV. First Break, 39(8), 63–69, doi: 10.3997/1365-2397.fb2021062.

Micallef, A., Person, M., Haroon, A., Weymer, B.A., Jegen, M., Schwalenberg, K., Faghih, Z., Duan, S., Cohen, D., Mountjoy, J.J., Woelz, S., Gable, C.W., Averes, T., Tiwari, A.K. (2020). 3D characterisation and quantification of an offshore freshened groundwater system in the Canterbury Bight. Nature Communications, 11, 1372, doi: 10.1038/s41467-020-1470-7.

Müller, H., Schwalenberg, K., Reeck, K., Barckhausen, U., Schwarz-Schampera, U., Hilgenfeldt, C., von Dobeneck, T. (2018). Mapping seafloor massive sulfides with the GOLDEN EYE frequency-domain EM profiler. First Break, 36(11), 61–67.

Nakayama K., Saito A. (2014). Development of new marine TDEM systems for the ocean bottom hydrothermal deposits. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 850-854.

Pelton, W.H., Ward, S.H., Hallof, P.G., Sill, W.R. and Nelson, P.H. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. Geophysics, 43(3), 588-609.

Reeck, K., Müller, H., Hölz, S., Haroon, A., Schwalenberg, K., Jegen, M. (2020). Effects of metallic system components on marine electromagnetic loop data. Geophysical Prospecting, 68: 2254-2270, doi: 10.1111/1365-2478.12984.

Safipour, R., Hölz, S., Jegen, M., Swidinsky, A. (2017). On electric fields produced by inductive sources on the seafloor. Geophysics, 82 (6). E297-E313. DOI 10.1190/geo2016-0700.1.

Safipour, R., Hölz, S., Jegen, M., Swidinsky, A. (2018). A first application of a marine inductive source electromagnetic configuration with remote electric dipole receivers: Palinuro Seamount, Tyrrhenian Sea. Open Access Geophysical Prospecting, 66 (7). pp. 1415-1432. DOI 10.1111/1365-2478.12646.

Schwalenberg, K., Willoughby, E., Mir, R., Edwards, N. (2005). Marine gas hydrate electromagnetic signatures in Cascadia and their correlation with seismic blank zones. First Break, 23, 57–63.

Schwalenberg, K., Rippe, D., Koch, S., Scholl, C. (2017). Marine controlled source electromagnetic study of methane seeps and gas hydrates at Opouawe Bank, Hikurangi Margin, New Zealand. J. Geophys. Res. Solid Earth, 122, 3334– 3350, doi: 10.1002/2016JB013702.

Schwalenberg, K. (2018): GOLDEN EYE – auf der Suche nach Massivsulfiden. - In: Jorzik, O., Kandarr, J., Klinghammer, P. (Eds.), Rohstoffe in der Tiefsee. Metalle aus dem Meer für unsere High-Tech-Gesellschaft, Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 52-54. doi: 10.2312/eskp.2018.2.3.5.

Spagnoli, G., Hannington, M., Bairlein, K., Hördt, A., Jegen, M., Petersen, S., Larila, T. (2016). Electrical properties of seafloor massive sulphides. Geo-Marine Letters, 36(235), 235–245.

Su, Z., Tao, C., Zhu, Z., Revil, A., Shen, J., Nie, Z., et al. (2022). Joint interpretation of marine self-potential and transient electromagnetic survey for seafloor massive sulfide (SMS) deposits: Application at TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127, doi: 10.1029/2022JB024496.

Swidinsky, A., Hölz, S., Jegen, M. (2012). On mapping seafloor mineral deposits with central loop transient electromagnetics. Geophysics, 77(3), E171–E184, doi: 10.1190/geo2011-0242.1.

Szitkar, F., Dyment, J., Choi, Y., Fouquet, Y. (2014). What causes low magnetization at basalt-hosted hydrothermal sites? Insights from inactive site Krasnov (MAR 16°38'N). Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(4), 1441–1451, doi: 10.1002/2014GC005284.

Szitkar, F., Hölz, S., Tarits, P., Petersen, S. (2021). Deep-sea electric and magnetic surveys over active and inactive basalt-hosted hydrothermal sites of the TAG segment (26°, MAR): An optimal combination for seafloor massive sulfide exploration. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126, doi: 10.1029/2021JB022082.

Tivey, M.A. (1994). Fine-scale magnetic anomaly field over the southern Juan de Fuca Ridge: axial magnetization low and implications for crustal structure. Journal of Geophysical Research, 99(B3), 4833–4855, doi: 10.1029/93JB02110.

van Dover, C.L., Humphris, S.E., Fornari, D., et al. (2001). Biogeography and ecological setting of Indian Ocean hydrothermal vents. Science, 294 (5543), 818–823, doi: 10.1126/science.1064574.

von Herzen, R.P., Kirklin, J., Backer, K. (1996). Geoelectrical measurements at the TAG hydrothermal mound. Geophysical Research Letters, 23(23), 3451–3454, doi: 10.1029/96GL02077.

Weitemeyer, K., Constable, S., Key, K., Behrens, J. (2006). First results from a marine controlled-source electromagnetic survey to detect gas hydrates offshore Oregon. Geophysical Research Letters, 33(L03304), doi: 10.1029/2005GL024896.

Weitemeyer, K., Constable, S., Shelander, D., Haines, S. (2017). Mapping the resistivity structure of Walker Ridge 313 in the Gulf of Mexico using the marine CSEM method. Marine and Petroleum Geology, 88, 1013-1031, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2017.08.039.

Zhu, Z., Tao, C., Shen, J., Revil, A., Deng, X., Liao, S., et al. (2020). Self-potential tomography of a deep-sea polymetallic sulfide deposit on Southwest Indian Ridge. Journal of Geophysical Research. Solid Earth, 125, doi: 10.1029/2020JB019738.

DESMEX: luftgestützte elektromagnetische Tiefenexploration für die Lagerstättenerkundung

Becken, M.[1] und die DESMEX Projektgruppe

[1]*Institut für Geophysik, Westfälische Wilhelms-Universität (WWU) Münster,*
michael.becken@uni-muenster.de

Zusammenfassung

Der prognostizierte Bedarf an mineralischen Rohstoffen erfordert die Exploration und Erschließung neuer Lagerstätten in immer größeren Tiefen und unter Überdeckung. Klassische aeroelektromagnetische Erkundungsverfahren erzielen oft nicht die hierfür notwendige Aussagetiefe. In den seit 2015 vom BMBF geförderten DESMEX-Projekten wurden Technologien und Methoden für die luftgestützte elektromagnetische Tiefenexploration entwickelt und erprobt, die die Herausforderungen in aktuellen Explorationsprogrammen adressieren. Der Schwerpunkt der Entwicklungen liegt in der Implementierung des *semi-airborne* EM–Verfahrens. Es wurden Mess- und Datenbearbeitungskonzepte erarbeitet, neue hochempfindliche Breitbandmagnetometer entwickelt und in Hubschrauberschleppsonden integriert und erprobt und drei-dimensionale Modellierungs- und Inversionssoftware entwickelt. Das semi-airborne EM–Verfahren wurde ebenfalls erfolgreich auf Multikopterplattformen umgesetzt. Demonstrationsmessungen wurden an verschiedenen Standorten in Deutschland und weltweit und an verschiedenen Lagerstättentypen durchgeführt. Die Instrumente sollen zukünftig auch für luftgestützte Messungen natürlicher Magnetfeldvariationen atmosphärischen Ursprungs (AFMAG) nutzbar gemacht werden und mit Strapdown-Gravimetern zur luftgestützten Vermessung von Schwereanomalien ergänzt werden. Zukünftige Herausforderungen bestehen in der weiteren Optimierung des Signal-Rauschverhältnisses, der Behandlung anthropogener und technischer Störeffekte, und der integrierten Modellbildung.

Einleitung

Die Umsetzung einer klimaneutralen, digitalen Wirtschaft und die Stärkung der Verteidigungsfähigkeit sind zentrale politische und gesellschaftliche Ziele in der EU. Ihr Erfolg hängt wesentlich von verfügbaren, erschwinglichen und verantwortungsvoll beschafften Rohstoffen ab. Die EU-Kommission prognostiziert für diverse Technologiesektoren teils stark steigende Bedarfe an bestimmten Metallen. Dies betrifft Rohstoffe für Windkraftanlagen, Photovoltaik, Batterien, Brennstoffzellen und zahlreiche weitere Technologien. Hochrechnungen gehen davon aus, dass beispielsweise der Verbrauch an Lithium bis 2050 auf das 20-50 fache des heutigen Verbrauchs ansteigen könnte, der Verbrauch an Grafit und Kobalt auf das 5-12 fache, und der an Seltenerdmetalle auf das 5-10 fache (Europäische Kommission, 2020).

Rohstoffe, die ökonomisch und strategisch bedeutsam sind und für die die Versorgung jetzt oder in der Zukunft als nicht gesichert erachtet wird, werden als kritische Rohstoffe bezeichnet. In der EU sind derzeit 30 Elemente bzw. Elementgruppen, die abgesehen von Naturkautschuk sämtlich metallisch sind, als kritisch eingestuft. Gründe für Versorgungsengpässe können Handelsrisiken sein, zu geringe Produktionskapazitäten oder insgesamt zu geringe Reserven, um den (prognostizierten) Bedarf zu decken. Maßnahmen zur Erhöhung der Versorgungssicherheit müssen neben der verstärkten Kreislaufführung auch die Verringerung der Abhängigkeit von einzelnen Herkunftsländern durch die Diversifizierung von Lieferketten und die Ausweitung (heimischer) Reserven umfassen.

Für die geophysikalische Exploration ergeben sich in diesem Kontext konkrete Herausforderungen. Diese umfassen die Erhöhung der Effizienz, entweder durch Kostenreduktion oder durch Verbesserung der Aussagekraft von geophysikalischen Modellen, und die

Erhöhung der Explorationstiefe, um Vorkommen auch in größeren Tiefen oder unter Überdeckung zu detektieren oder zu charakterisieren. Durch die Weiterentwicklung von geophysikalischen Mess- und Auswertemethoden kann die Geophysik somit einen wichtigen Beitrag zur Intensivierung von Explorationsarbeiten und ultimativ zur Ausweitung der Rohstoffreserven leisten. Das klassische Methodenspektrum in der Frühphase einer Erzexploration umfasst dabei die Geomagnetik, die Elektromagnetik (EM) und die Gravimetrie. Eine Übersicht über die Effektivität dieser Verfahren zur direkten oder indirekten Charakterisierung von Erzvorkommen in verschiedenen Lagerstättentypen ist in Airo (2015) zu finden. Darüber hinaus spielen Verfahren zur induzierten Polarisation für manche Lagerstättentypen eine wichtige Rolle. Neben der Verbesserung einzelner Methoden besteht zukünftig auch großes Potenzial bei der Kombination verschiedener Methoden, der Berücksichtigung von Zusatz- oder a priori-Information in der Modellbildung und der Angabe von Modellunsicherheiten, um etwa Reserven besser einzuschätzen oder Bohrungen zielgerichteter abzuteufen.

In diesem Kontext entwickelt die DESMEX-Projektgruppe seit 2015 Methoden und Technologien zur effizienten luftgestützten Exploration mit EM-Induktionsverfahren. Wesentliche Ziele der DESMEX-Projekte sind die Erhöhung der Explorationstiefe, die Verbesserung der Datenauswertemethoden durch vollständige drei-dimensionale (3D) Interpretation zur Bestimmung der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund, der Integration von Leitfähigkeitsmodellen mit anderen geophysikalischen und geologischen Daten und Modellen und der Demonstration der Methoden an relevanten Lagerstätten im Sinne einer nachfolgenden Verwertung durch die beteiligten Firmenpartner. Im Kern von DESMEX steht dabei das *semi-airborne* EM–Verfahren, das die Vorteile rein luftgestützter aeroelektromagnetischer (AEM) Verfahren hinsichtlich Effizienz und räumlicher Abdeckung mit der bodengestützten *controlled-source* EM verbindet und dadurch Einschränkungen bezüglich der Messgeometrie und der Dimensionierung geschleppter Signalquellen umgeht. Darüber hinaus werden hubschraubergestützte Messungen natürlicher Magnetfeldvariationen atmosphärischen Ursprungs im Audiofrequenzbereich erprobt (AFMAG–Verfahren, s. Ward, 1959) und Strapdown-Gravimeter für luftgestützte Schweremessungen entwickelt und erprobt.

Dieser Beitrag konzentriert sich auf das semi-airborne EM-Verfahren mit Hubschraubern und Drohnen. Zum Stand der Entwicklungen bei der Umsetzung des AFMAG-Verfahrens wird in diesem Kolloquiumsband von Schiffler et al. (2023) eingegangen. Strapdown-Gravimetrie wird gesondert veröffentlicht.

Methoden

Die Stärke luftgestützter Verfahren liegt in der flächenhaften Kartierung anomaler Felder bzw. anomaler physikalischer Parameter. Im Gegensatz zu den Potenzialverfahren (Magnetik, Gravimetrie) kann in der EM die Aussagetiefe unter Ausnutzung des Skineffektes durch das Quellsignal gesteuert werden. In der AEM wird über eine luftgeschleppte Sendespule ein zeitveränderliches primäres Magnetfeld erzeugt und das im leitfähigen Untergrund induzierte sekundäre Magnetfeld mit einer Empfangsspule gemessen und als transientes Abklingen nach einem Schaltvorgang oder als Frequenzantwort bei sinusoidaler Anregung ausgewertet. Datenprodukte aus AEM–Befliegungen umfassen Karten scheinbarer spezifischer Widerstände (oder reziproker scheinbarer Leitfähigkeiten) zu verschiedenen Abklingzeiten bzw. Frequenzen, Widerstandsmodelle aus punktweise ein-dimensionalen (1D) Inversionsrechnungen oder Modelle mit geometrisch einfachen Körpern zur Erklärung ausgewählter Leitfähigkeitsanomalien. Die Eindringtiefen kommerziell genutzter AEM-Systeme liegen bei ca. 100-500 m, abhängig von der Signalform, der Leitfähigkeitsverteilung und des Sendemomentes.

Einschränkungen im rein luftgestützten Betrieb ergeben sich durch technische Begrenzungen beim Sendemoment geschleppter Transmitter, durch die feste Sender-Empfängergeometrie

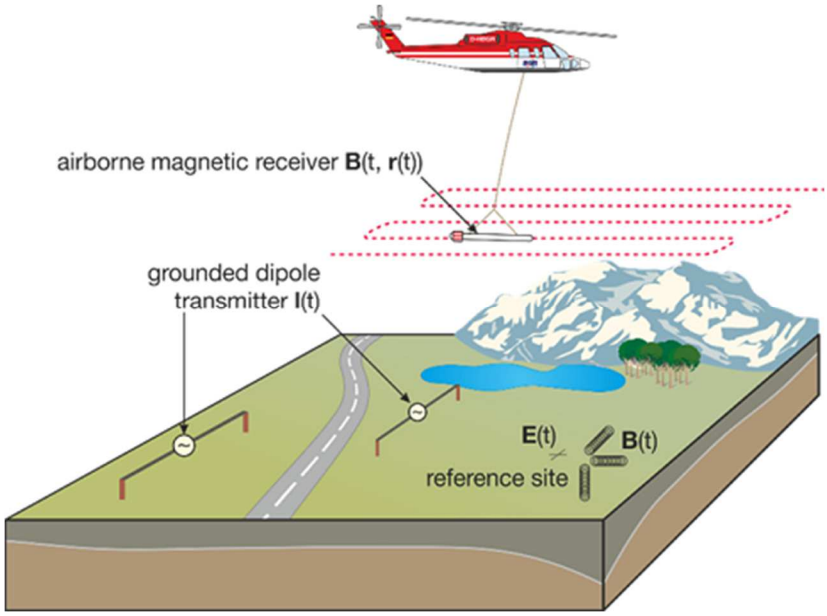

Abbildung 1: *Prinzipskizze zum semi-airborne EM-Verfahren. Ein Schleppsonde mit einem Empfänger wird über am Boden installierte Stark-stromquellen geschleppt.*

und durch die rein induktive Ankopplung des Primärfeldes, welche dominant horizontal polarisierte Wirbelströme induziert. Darüber hinaus ist eine 3D Inversion von AEM-Daten äußerst rechenaufwändig, da für jeden einzelnen Messpunkt ein volständiges Vorwärts-problem gelöst werden muss. Aus diesem Grund beschränkt sich die Auswertung von AEM-Daten typischerweise auf punktweise 1D Inversionen, die im Fall lokaler lateraler Leitfähig-keitsvariationen Artefakte aufweisen können.

Einige der Einschränkungen in der AEM können mit dem semi-airborne EM–Ansatz aufge-hoben werden.

Semi-airborne EM

In der semi-airborne EM wird ein luftgestützer Empfänger über den Wirkungsbereich eines bodengestützten EM-Transmitters geschleppt (vgl. Abb. 1). Als Transmitter kommen sowohl magnetische Dipole (Leiterschleifen) als auch geerdete elektrische Bipole mit hohen Strommomenten in Betracht, über die ein tieffrequentes Primärfeld erzeugt und Wirbelströme in leitfähigen Strukturen induziert wird. Die Überlagerung primärer und sekundärer magnetischer Felder wird im Überflug mit einer passiven Empfangssonde aufgezeichnet. Dieses Grundprinzip wurde erstmals in den 1970-er Jahren vorgeschlagen (z.B. Becker, 1979) und in der Folge erprobt (z.B. Mogi et al., 1998; Elliot, 1998) und hat durch Fortschritte bei der Entwicklung von Sensoren und Datenaufzeichnungssystemen und den Möglichkeiten zur 3D EM-Modellierung in den letzten Jahren erneutes Interesse gefunden. Das Konzept der semi-airborne EM eignet sich auch in idealer Weise zur Implementierung auf Drohnen bzw. Multikoptersystemen (Stoll et al., 2019; Kotowski et al., 2022; Becken et al., 2022, Wu et al., 2019).

Die wesentlichen Vorteile des semi-airborne EM-Verfahrens gegenüber rein luftgestützten AEM-Befliegungen liegen in den größeren Dipolmomenten von am Boden installierten Transmittern und in der variablen Sender-Empfängergeometrie. Mit großen Dipolmomenten können auch bei niedrigen Frequenzen und in großen Abständen gute Signal-Rausch-Verhältnisse erzielt werden: die Kombination induktiver und geometrischer Dämpfung trägt zur Erhöhung der effektiven Explorationstiefe bei. Gegenüber rein bodengestützen Verfahren liegen die Vorteile vor allem in der Effizienz von Befliegungen, die in kurzer Zeit eine gute räumliche Abdeckung (auch in unzugänglichen Regionen) ermöglichen. In der Regel werden mehrere Transmitter sequenziell installiert und mit einem Überlapp von bis zu 50 %

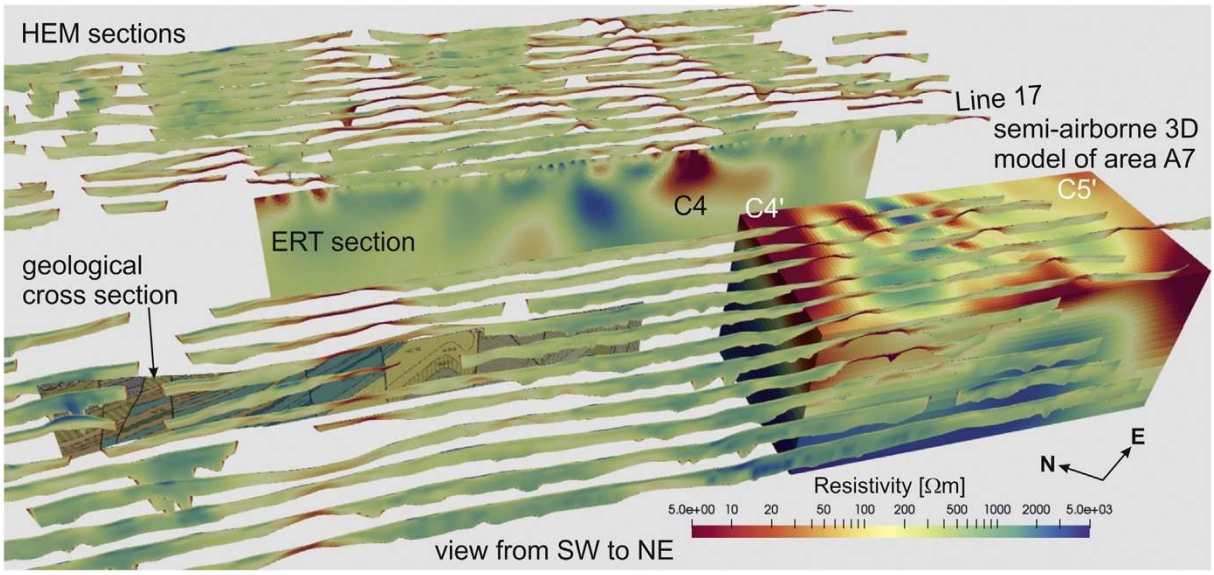

Abbildung 2: *Leitfähigkeitsmodelle aus regionalskaligen AEM-Messungen mit dem HEM System der BGR (1D-Inversionsmodelle), hochstromgeoelektrischen Profilmessungen (ERT) des LIAG (2D) und semi-airborne EM-Messungen aus DESMEX (3D). (Quelle: Steuer et al., 2020)*

überflogen, um eine gute Abdeckung für eine 3D Datenauswertung zu erzielen. Optionale Bodenstationen dienen für ergänzende elektrische Feldmessungen und/oder als Boden-referenzstationen zur Kontrolle der Überflugsdaten.

In Abb. 2 sind überlappende elektrische Leitfähigkeitsmodelle aus AEM-Messungen mit dem HEM-System der BGR, einer hochstromgeoelektrischen Profilmessung des LIAG (ERT) und einer semi-airborne EM-Befliegung in einem DESMEX-Testgebiet bei Schleiz (Thüringen) zusammenfassend dargestellt (aus: Steuer et al., 2020). Zusätzliche LOTEM-Messungen wurden konizident mit dem ERT-Profil durchgeführt (Cai et al, 2022). Die HEM-Ergebnisse zeigen zusammenhängende oberflächennahe leitfähige Strukturen, die mit in der Region auftretenden Schwarzschiefern identifiziert werden können. Die Aussagetiefe reicht bis maximal 150 m, ist aufgrund von Stromkonzentrationen in den oberflächennahen Leitern lokal aber stark reduziert. Die Tiefenauflösung geoelektrischer Messungen entsteht durch geometrische Verschiebungen von Sende- und Empfangsdipolen, die in diesem Beispiel auf ein Profil beschränkt wurden; flächenhafte Abdeckungen mit geoelektrischen Messungen sind möglich, aber sehr aufwändig. In der semi-airborne EM werden geometrische und induktive Dämpfung kombiniert, und eine effektive flächenhafte Abdeckung über die Befliegung erreicht. Der Vergleich steht exemplarisch für die Vorzüge und Nachteile der einzelnen Methoden und zeigt die hybride Stellung der semi-airborne EM-Verfahren in Bezug auf Flächenerfassung und Aussagetiefe.

Instrumente

In DESMEX werden typischerweise geerdete elektrischer Bipole von 1-4 km Auslage genutzt, über die ein Rechteckstrom von 10-20 A und mit Grundfrequenzen von 1-10 Hz eingespeist werden. Zur Auswertung werden die Grundfrequenz und die angeregten Harmonischen über 2-3 Frequenzdekaden genutzt. Zum Einsatz kommen existierende Transmitter mit 10-40 kW Leistung, wie die LOTEM-Quelle der Uni Köln, der Hochstromsender des LIAG, der Metronix TXM22 Transmitter sowie der Zonge GGT10 Transmitter.

Im Rahmen des Vorhabens wurden zwei Hubschrauberschleppsonden entwickelt. Die Entwicklung des Leibniz-IPHT und der supracon AG nutzt zur Messung des Magnetfeldes ein drei-achsiges SQUID, das in einen tropfenförmigen Schleppkörper mechanisch gedämpft integriert wurde. Typische Abtastraten für semi-airborne EM-Messungen sind 30 kHz. Details

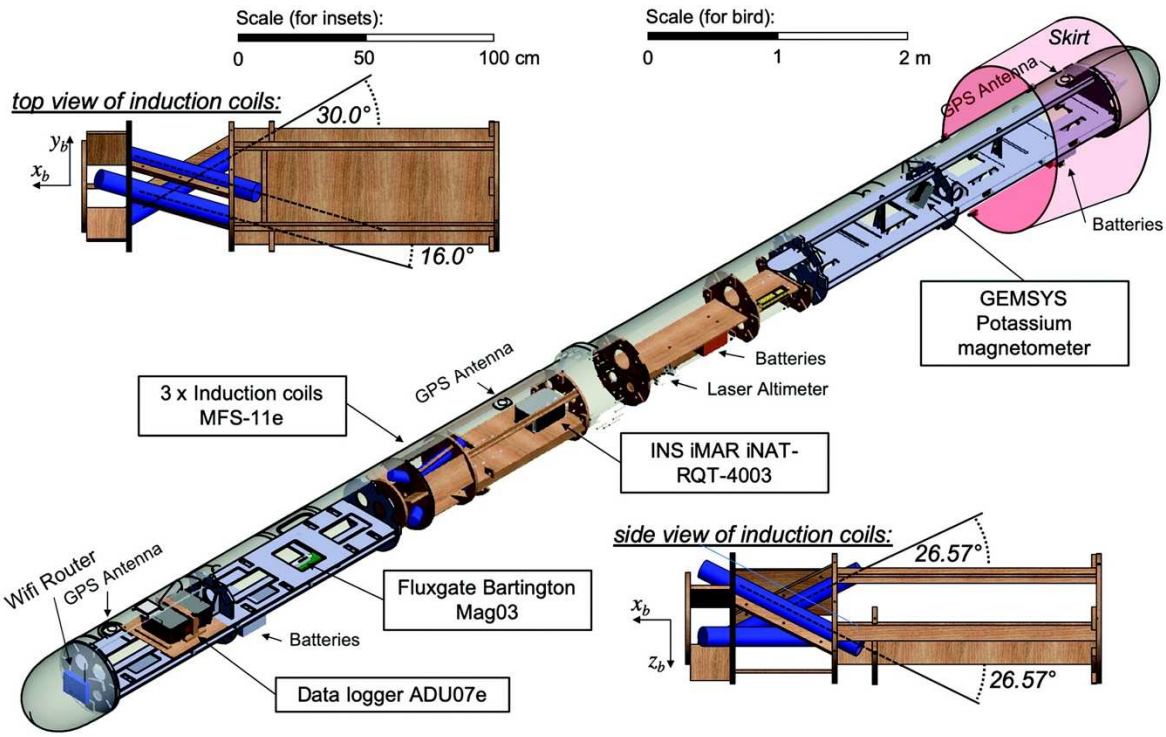

Abbildung 3: *Hubschrauberschleppkörper mit MFS11e Induktionsspulen. (Quelle: Becken et al., 2020)*

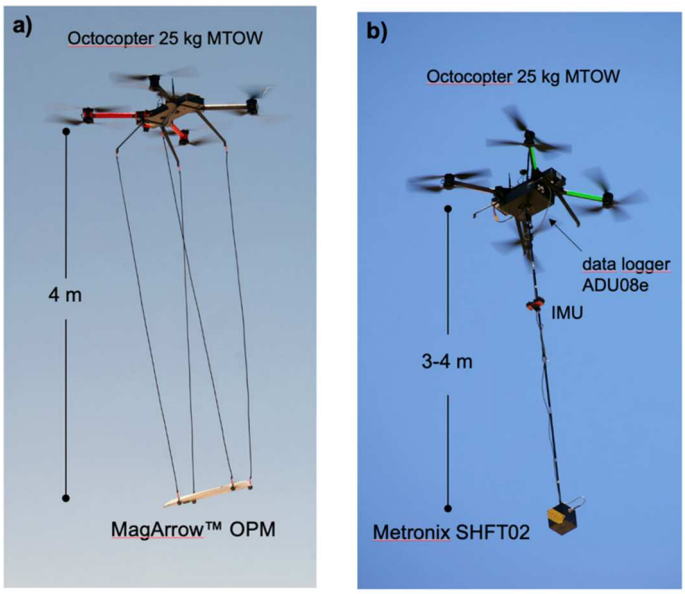

Abbildung 4: *Multikoptersysteme für semi-airborne EM-Messungen.* ***a)*** *MagArrow Totalfeldmagnetometer.* ***b)*** *SHFT-02e Induktionsspulentripel. (Quellen: Kotowski et al., 2022; Becken et al., 2022.)*

zu diesem System werden in diesem Band von Schiffler et al. (2023) vorgestellt. Eine zweite Entwicklung von der WWU Münster, BGR und Metronix basiert auf Induktionsspulen des Typs MFS11e von Metronix, die in eine ausrangierte zigarrenförmige Schleppsonde mechanisch gedämpft integriert wurden (Abb. 3). Weitere Komponenten sind ein drei-achsiges Fluxgatemagnetometer, ein Totalfeldmagnetometer und ein inertiales Messsystem von iMAR zur Lagemessung. Details sind in Becken et al. (2022) beschrieben.

Für drohnengestützte Messungen werden Multikopter mit einem maximalen Abfluggewicht von 25 kg und einer Flugzeit von 25-45 Minuten genutzt. Ein von MGT/Arealis konzipiertes System integriert ein SHFT02e Induktionsspulentripel (genutzte Bandbreite 32 Hz-16 kHz), ein Fluxgate und eine ADU08e (Metronix) in dem Multikoptersystem (Abb. 4b). In der originalen Ausfertigung wird der SHFT02e Sensor an einem 3-4 m langen, gedämpft kardanisch

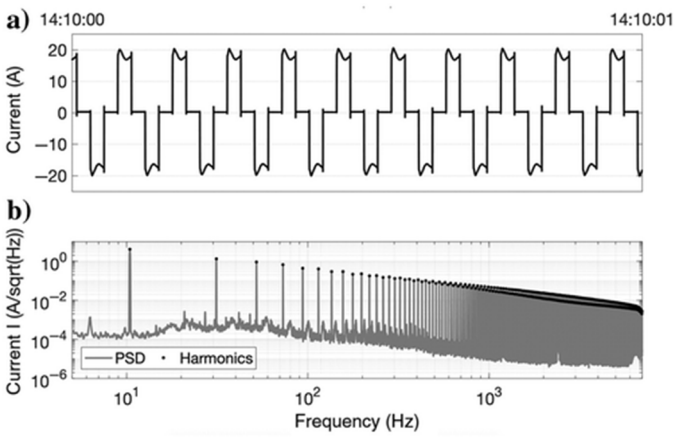

Abbildung 5: *Quellsignal:* ***a)*** *Wellenform und* ***b)*** *Frequenzinhalt des Einspeisestroms. Für die Schätzung von Übertragungsfunktion werden die Fourierkoeffizienten in logarithmisch verteilten Frequenzbändern zusammengefasst und mit einer (robusten) Regression ausgewertet. (Quelle: Becken et al., 2022)*

aufgehängten Stab abgehängt; zur Minimierung der Störsignale aus dem Multikopter wurde ein Schleppkörper mit einer Abhängung von 10 m konstruiert. Alternativ oder ergänzend nutzen wir ein schnelles optisch gepumptes Magnetometer (Geometrics MagArrow) für tieffrequente Messungen (Abb. 4a).

Daten

Als Rohdaten werden der Quellstrom und die drei Komponenten des magnetischen Induktionsfeldes GPS-zeitsynchronisiert aufgezeichnet. Neben dem Umgebungsrauschen ist Bewegungsrauschen das dominante Störsignal und wirkt sich vor allem auf die Qualität tieffrequenter Signale aus. Bei der Konstruktion von Schleppkörpern steht daher die Minimierung von Vibrationen durch gedämpfte Abhängungen im Vordergrund, um Bewegungsrauschen bereits mechanisch weitestgehend zu eliminieren. Für die spätere Datenbearbeitung wird zudem eine inertiale Messeinheit im Schleppkörper mitgeführt. Mit geeigneten Algorithmen werden verbleibende Bewegungseffekte so weit wie möglich korrigiert und die kompensierten Daten in ein erdfestes Koordinatensystem gedreht (vgl. Becken et al., 2020, Schiffler et al., 2014). Alternativ zu Vektormagnetometern können auch Totalfeldmagnetometer genutzt werden. Diese besitzen zwar eine geringere Bandbreite und Empfindlichkeit, sind dafür aber auch erheblich weniger störanfällig gegenüber Bewegungsrauschen (Becken et al., 2022). Der zeitveränderliche Anteil einer Messung mit einem Totalfeldmagnetometer kann dabei als projizierte Komponente des Signalvektors in Richtung des Hauptfeldes verstanden werden, ist also eine schräge Komponente, und ist ansonsten analog zu den Komponenten eines Vektormagnetometers auszuwerten.

Aus den vorbehandelten Daten werden entweder transiente Abklingsignale im Sinne transient-elektromagnetischer Methoden durch Stapelung extrahiert (z.B. Mogi et al., 1998) oder komplexwertige Übertragungsfunktionen zwischen Feldkomponenten und dem Einspeisestrom im Frequenzbereich abgeschätzt (vgl. Becken et al., 2019). Im Grundsatz sind beide Ansätze äquivalent; aus praktischen Erwägungen (etwa der Eliminierung von harmonischen Störsignalen) bevorzugen wir den Frequenzbereichsansatz.

Zur Schätzung von Übertragungsfunktionen wird die Zeitreihe mit einer Kurzzeitfouriertransformation (STFT) in den Zeit-Frequenzbereich überführt und in Zeit-Frequenz-Fenster gebinnt. Üblicherweise schätzen wir Übertragungsfunktionen an 2 Stützstellen pro Oktave und erhalten abhängig von der Fluggeschwindigkeit und der Fensterlänge der STFT räumliche Stützstellenabstände von ca. 50-200 m. Die Übertragungsfunktionen in der semi-airborne EM enthalten die Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund und hängen von der speziellen Messgeometrie (Transmittergeometrie, Lage des Empfängers in Bezug auf die Quelle) ab. Einfache Transformationen der Übertragungsfunktionen in scheinbare spezifische Widerstände existieren nicht.

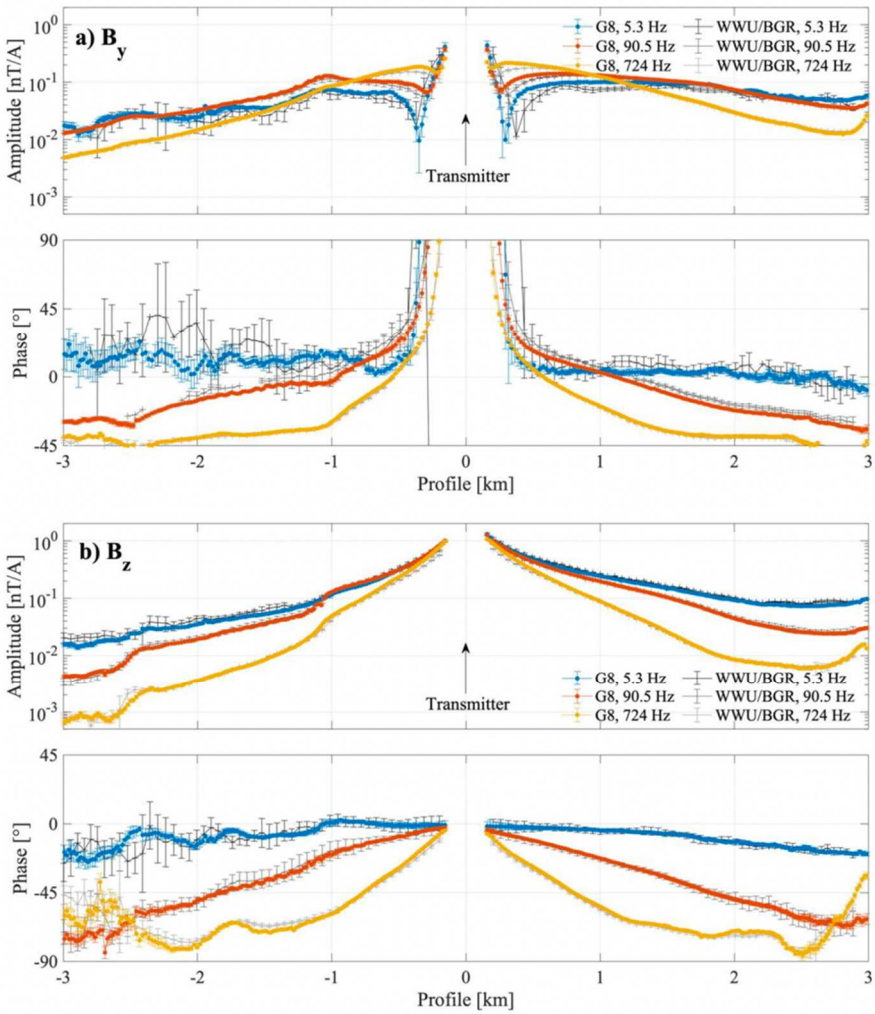

Abbildung 6: *Übertragungsfunktionen zwischen* ***a)*** *der magnetischen Horizontal- und* ***b)*** *Vertikalkomponente und dem Einspeisestrom für drei ausgewählte Frequenzen und entlang eine Fluglinie. Gezeigt sind die Ergebnisse mit dem SQUID-Instrument (farbige Symbole) und dem Induktionsspuleninstrument im Vergleich. (Quelle: Stolz et al., 2022.)*

Abb. 6 zeigt beispielhaft Übertragungsfunktion entlang einer Fluglinie als Betrag und Phase für die Horizontalkomponente (in Flugrichtung senkrecht zur Senderauslage) und die Vertikalkomponente des Magnetfelds für drei ausgewählte Frequenzen (5.3 Hz, 90.5 Hz und 724 Hz). Dargestellt sind Daten, die mit der SQUID-Sonde (farbige Punkte) und der Induktionsspulensonde (schwarze Symbole) in unabhängigen Flügen entlang der gleichen Fluglinie erhoben worden. Im Vergleich zeigen die Ergebnisse die Reproduzierbarkeit und eine bessere Datenqualität der SQUID-Sonde bei niedrigen Frequenzen, die im Wesentlichen auf eine bessere mechanische Dämpfung des Instruments zurückzuführen ist.

3D Inversion

Für die Modellierung von semi-airborne EM-Daten müssen numerische Lösungen für das elektromagnetische Induktionsproblem unter Berücksichtigung von Topografie und Sendergeometrie bestimmt werden. Für beide Probleme sind ein- und zwei-dimensionale Näherungen in den meisten Fällen unzureichend. In den letzten Jahren wurden mehrere dreidimensionale Modellierungsprogramme implementiert, die auf unterschiedlichen numerischen Verfahren und Ansätzen (finite Volumen, finite Differenzen, multi-grid Verfahren, finite Elemente) basieren und auf verschiedene Anwendungen (Magnetotellurik, marine und/oder landgestützte controlled source EM, semi-airborne EM) zielen.

Unter den verfügbaren numerischen Verfahren sind Approximation mit Finiten Elemente auf unstrukturierten Gittern besonders geeignet, um komplexe Geometrien zu behandeln. Im Rahmen von DESMEX wurde die open-source tool-box custEM entwickelt (Rochlitz, 2019) und mit dem Inversionspaket pygimli verknüpft (Rücker et al., 2017, Rochlitz et al., 2023). Im

Ergebnis steht nun ein Modellierungs- und Inversionspaket zur Verfügung, mit dem semi-airborne EM-Daten unter Berücksichtigung realistischer Messgeometrien und Topografie ausgewertet werden können. Derzeitige Arbeiten konzentrierem sich auf die Nutzung von custEM zur Auswertung bestehender Datensätze.

Fallbeispiele

Im Rahmen von DESMEX, DESMEX II und DESMEX-REAL wurden hubschraubergestützte semi-airborne EM-Messungen bei Schleiz (Antomin, Thüringen), Kiruna (Eisen, SEE, Schweden), Goslar (SEDEX, Oberharz), Lautenthal und Bad Grund (Blei-Zink Ganglagerstätten) und Kropfmühl (Grafit) durchgeführt. Drohnengestützte Messungen wurden in Gobabeb/Hope (VMS, Namibia) und im iberischen Pyritgürtel bei Aracena (VMS, Spanien) durchgeführt.

Bei der Auswahl der Zielgebiete stand die Überprüfung der Methoden und Instrumente im Vordergrund und weniger eine detaillierte geologische Interpretation der Leitfähigkeitsmodelle, welche zukünftigen Arbeiten vorbehalten bleibt. In diesem Abschnitt berichten wir über ausgewählte Fallbeispiele.

Schleiz (Thüringen)

Ein Testgebiet von DESMEX liegt im Bergaer Antiklinorium bei Schleiz (Thüringen), ein Altbergbaugebiet, in dem in der Vergangenheit unter anderem Antimonit, ein kritischer Rohstoff, abgebaut wurde. In dem Gebiet sind überwiegend ordivizische Tonschiefer und

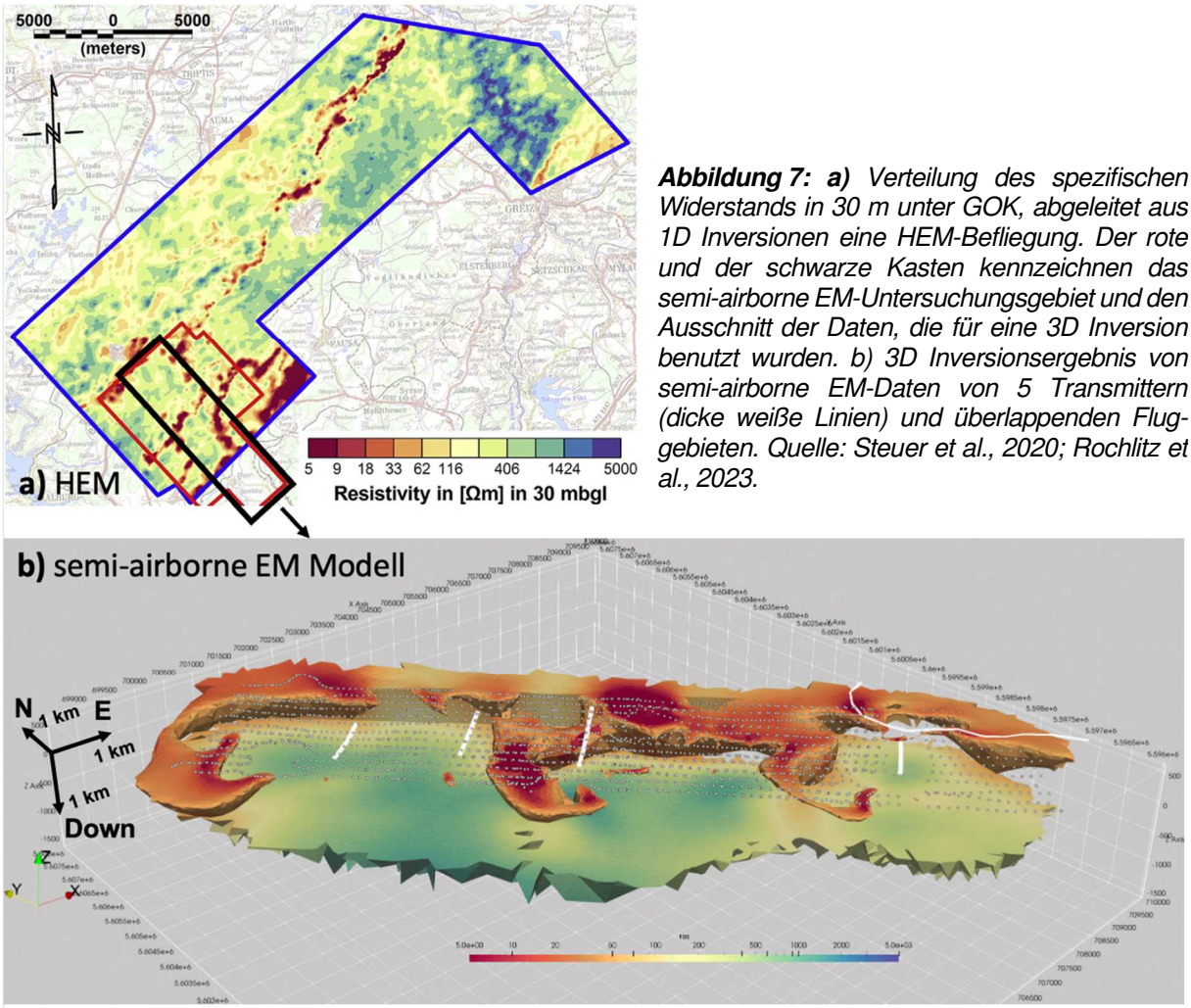

Abbildung 7: a) *Verteilung des spezifischen Widerstands in 30 m unter GOK, abgeleitet aus 1D Inversionen eine HEM-Befliegung. Der rote und der schwarze Kasten kennzeichnen das semi-airborne EM-Untersuchungsgebiet und den Ausschnitt der Daten, die für eine 3D Inversion benutzt wurden. b) 3D Inversionsergebnis von semi-airborne EM-Daten von 5 Transmittern (dicke weiße Linien) und überlappenden Flug-gebieten. Quelle: Steuer et al., 2020; Rochlitz et al., 2023.*

Quartzite anstehend, die teilweise von silurischen Schwarzschiefern überlagert werden. Das Gebiet ist durch eine komplexe Bruchtektonik überprägt. In gleichstromgeoelektrischen und transient-elektromagnetischen Testmessungen haben sich die Schwarzschiefer als teilweise hochleitfähige Einheiten ausgewiesen. Eine regional-skalige AEM-Befliegung zeigt eine hohe Übereinstimmung der geologisch auskartierten Vorkommen von Schwarzschiefern mit leitfähigen Zonen (vgl. Abb. 7a, aus: Steuer et al., 2020). In dem Gebiet sind zudem 31 Bohrungen mit Endteufen von 200-600 m archiviert. Aufgrund der Vorkenntnisse und des Auftretens ausgeprägter Leiter wurde das Gebiet als geeignet zur Überprüfung der DESMEX-Entwicklungen angesehen, wenngleich die Antimonitlagerstätten selbst nicht als Leiter in Erscheinung treten und auch zu kleinräumig sind, um mit EM-Induktionsverfahren abgebildet zu werden.

In einer umfangreichen semi-airborne EM-Messkampagne wurden insgesamt 14 elektrische Bipoltransmitter installiert und mit beiden Hubschrauberflugsonden überfolgen. Es konnten Transmitterauslagen mit 1-2 km Auslage und Einspeiseströme von 10-20 A realisiert werden. Die insgesamt überdeckte Fläche beträgt ca. 74 km^2 (roter Kasten in Abb. 7a), die in acht überlappende Teilgebiete der Größe 6 km x 3 km aufgeteilt wurde, und in denen jeweils zwei parallele Transmitter im Abstand von 1-2 km simultan und mit unterschiedlichen Grundfrequenzen (7.4 Hz und 10.1 Hz) betrieben wurden. Die Trennung der Signale erfolgte im Spektralbereich.

In Steuer et al. (2020) und Cai et al. (2022) sind erste Auswertungen, basierend auf 2D Inversionen mit dem Programm Mare2DEM (Key, 2016) und auf ersten 3D Inversionen mit dem Finite-Differenzen-Programm inv3d (Grayver et al., 2013) beschrieben. Mit der Integration der FE-toolbox custEM mit dem Inversionsframework pygimli (Rochlitz et al., 2023) konnten nun erstmal größere Teile des Gesamtdatensatzes drei-dimensional und unter Berücksichtigung von Topografie invertiert werden.

Das finale 3D Inversionsmodell (Abb. 7b, aus Rochlitz et al., 2023) enthält die Signaturen der leitfähigen Schwarzschiefer (Körper mit Isokontouren mit Widerständen unter 50 Ωm in Abb, 7b) und kann diese in Tiefen von bis zu über 500 m abbilden. Der oberflächennahe Verlauf des semi-airborne EM-Modells stimmt gut mit den HEM-Ergebnissen überein (Abb. 7a), jedoch erlauben die HEM-Daten nur Aussagetiefen von wenigen 10-er Metern im Bereich der leitfähigen Körper (vgl. Abb 1). Die Ergebnisse verdeutlichen, dass die Kombination starker Transmitter, flächenhafter Abdeckung und die Möglichkeit zur 3D Inversion geeignet ist, um Zielgebiete fokussiert zu erkunden.

Kiruna (Schweden)

Die Magnetitlagerstätte bei Kiruna zählt zu den größten Eisenerzvorkommen weltweit. Neben Magnetit treten (phosphorhaltige) Apatite auf, die auch relevante Mengen an Seltenerdmetallen enthalten. Im Jahr 2023 wurde seitens des Betreibers LKAB der Fund einer Phosphor-Seltenerdlagerstätte im Per Geijer Feld bei Kiruna bekannt gegeben, deren Gesamtgehalt an Seltenerdoxiden auf 1 Mt geschätzt wird und dem eine große Bedeutung für die zukünftige Versorgung in Europa zugerechnet wird.

Im Rahmen von DESMEX wurden im Per Geijer-Feld in 2018 semi-airborne EM-Befliegungen durchgeführt. Es wurden insgesamt 5 Transmitter installiert und mit beiden Hubschrauberschleppsonden überflogen. Darüber hinaus wurden bodengestützte CSEM- und MT-Messungen durchgeführt. Die Ergebnisse der semi-airborne EM-Befliegungen sind in Smirnova et al., (2020), zusammengefasst. In Smirnova et al., (2020) wurde für die Inversion der Daten das 3D Finite Differenzen Programm von Grayver et al. (2014) verwendet. Topografie wurde vernachlässigt.

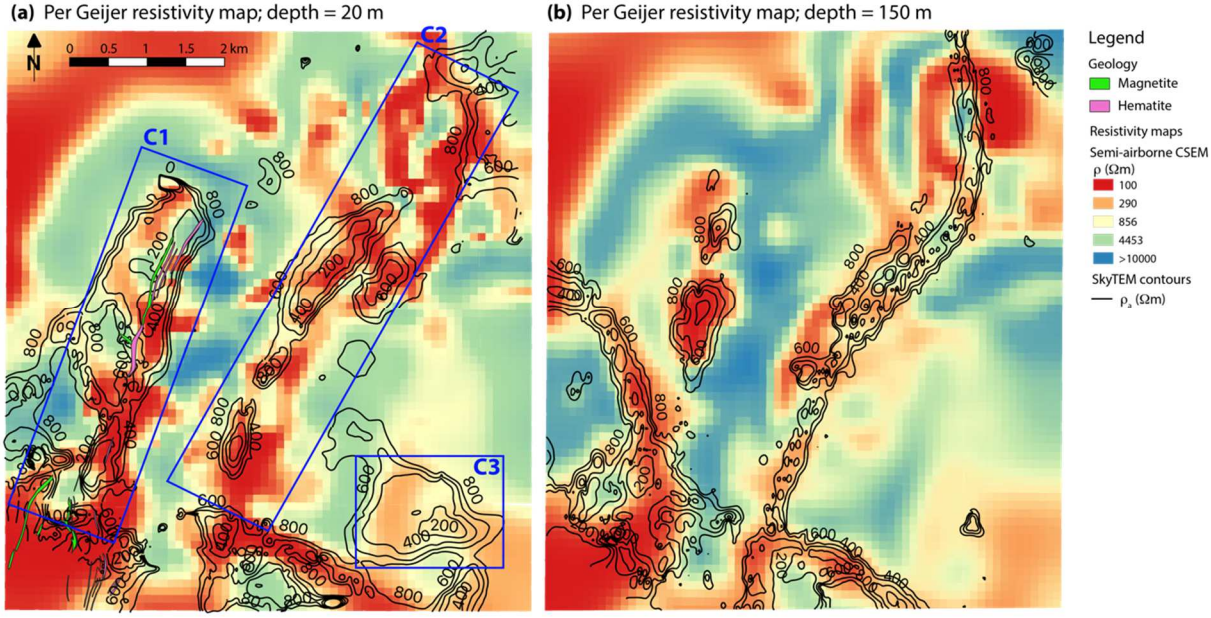

Abbildung 8: *Verteilung des spezifischen Widerstands in* ***a)*** *20 m unter GOK und* ***b)*** *150 m unter GOK, abgeleitet aus einer 3D Inversion von semi-airborne EM-Daten aus dem Per Geijer Feld bei Kiruna (Schweden). Kontourlinien zeigen die spezifischen Widerstände aus einer SkyTEM-Befliegung des Gebietes. (Quelle: Smirnova et al., 2020)*

Als relevante Leiter treten in dem Per Geijer Feld Magnetit (und ggfs. Hämatitlagen) auf (vgl. geologische Signaturen in Abb. 8), die sich bis in Tiefen von über 1000 m nachverfolgen lassen, und die mit den geologischen Modellen, die aus Bohrungen konstruiert wurden, übereinstimmen.

Abb. 8 zeigt Karten der oberflächennahen Verteilung des spezifischen Widerstands in Tiefen von 50 m und 150 m im Vergleich zu früher durchgeführten Ergebnissen einer SkyTEM Befliegung (Konturlinien in entsprechenden Tiefen, abgeleitet aus 1D Inversionen). Beide Modelle zeigen eine gute Übereinstimmung in der Verteilung der leitfähigen Zonen, wenngleich die Ergebnisse der semi-airborne EM-Befliegung mehr strukturelle Details abbilden und insgesamt geringere spezifische Widerstände in den leitfähigen Zonen aufweisen. Unabhängige Daten zur Evaluierung des semi-airborne EM-Modells in größeren Tiefen bestehen nicht. Mit den Messungen konnte gezeigt werden, dass die Methode zur Tiefenerkundung in einem konkreten Explorationsproblem beitragen kann.

Hope-Lagerstätte (Namibia)

Im Jahr 2021 wurde die vulkanogene Hope-Massivsulfidvererzung (VMS) in Namibia untersucht. Das Vorkommen ist eine von zahlreichen VMS-Lagerstätten entlang eines Amphibolitgürtels, der sich entlang des Damara-Gürtels in ENE-WSW-Richtung durch Namibia erstreckt. Das Hope-Vorkommen ist detailliert mit geophysikalischen Verfahren (Magnetik, Elektromagnetik) und durch Bohrungen erkundet und als hufeisenförmiger, flach in ENE-Richtung eintauchender Leiter bekannt. Die maximale erbohrte Tiefe liegt bei etwa 400 m. Hope wurde als Zielgebiet für drohnengestützte Messungen ausgewählt, um das Auflösungsvermögen der semi-airborne Methode in dieser Variante zu erproben und zu überprüfen, bis zu welchen Tiefen leitfähige Zonen abgebildet werden können.

Es wurden insgesamt vier geerdete Transmitter mit je 2 km Auslage sequenziell in einem Gebiet von 5 km x 2 km überflogen (Abb. 9a). Die bekannte Vererzung läuft zentral durch das Fluggebiet. Für die Befliegungen wurden sowohl das Multikoptersystem mit SHFT02e Induktionsspulen (32 Hz Rechtecksignal, Abtastung 16 kHz) und ein Totalfeldmagnetometer

(1 Hz Rechtecksignal, Abtastung 1 kHz) genutzt. Im Folgenden werden die Einzelergebnisse beschrieben, die mit dem Totalfeldmagnetometer erzielt worden sind.

Frequenzabhängige Übertragungsfunktionen aus Totalfeldregistrierungen konnten für den Frequenzbereich von 1 Hz bis 200 Hz abgeschätzt werden. Abb. 9b zeigt exemplarisch den Verlauf entlang einer zusammengesetzten Fluglinie über Transmitter Tx3 und für drei Frequenzen (1 Hz, 10.9 Hz, 90.5 Hz). Das räumliche Abklingen ist leicht asymmetrisch bzgl. des Transmitters, da es sich bei Totalfeldvariationen um eine schiefe Komponente handelt, die in Richtung des Hauptfeldes zeigt. Im Messgebiet beträgt die Inklination etwa -70°.

Im Bereich der Mineralisierung werden stark anomale Amplituden- und Phasenverläufe beobachtet, die auf lokale Stromkonzentration in einem guten Leiter hindeuten. Für die weitere Bearbeitung der Daten wurde das 2D Inversionsprogram Mare2DEM von Key (2016) verwendet. Dazu wurden für die Modellierung die Empfänger so gedreht, dass eine Komponente in Richtung des Hauptfeldvektors zeigt und damit die mit einem Totalfeld-magnetmeter aufgezeichneten Zeitvariationen simuliert.

Aufgrund der überwiegend flachen Topografie und der Auslage horizontaler, gerader Transmitter, und der vorwiegend zwei-dimensionalen geologischen Strukturen kann eine 2D Inversion gerechtfertigt werden. Dazu wurden Fluglinien aus Einzelflügen zusammengesetzt und die Übertragungsfunktionen bezogen auf alle vier Transmitter gemeinsam invertiert. In Abb. 9c sind Teilabschnitte der Inversionsergebnisse von vier Fluglinien dargestellt, die die Mineralisationszone zentral queren. Der Hope Erzkörper ist als leitfähiger, von E nach W einfallender Körper klar zu identifizieren. Die erzielten Ergebnisse stimmen mit unabhängigen 2D Inversionsmodellen audiomagnetotellurischer Messungen und mit Bohrlochergebnissen überein. Unabhängige SkyTEM Modelle zeigen den Hope-Leiter hingegen nicht oder nur sehr

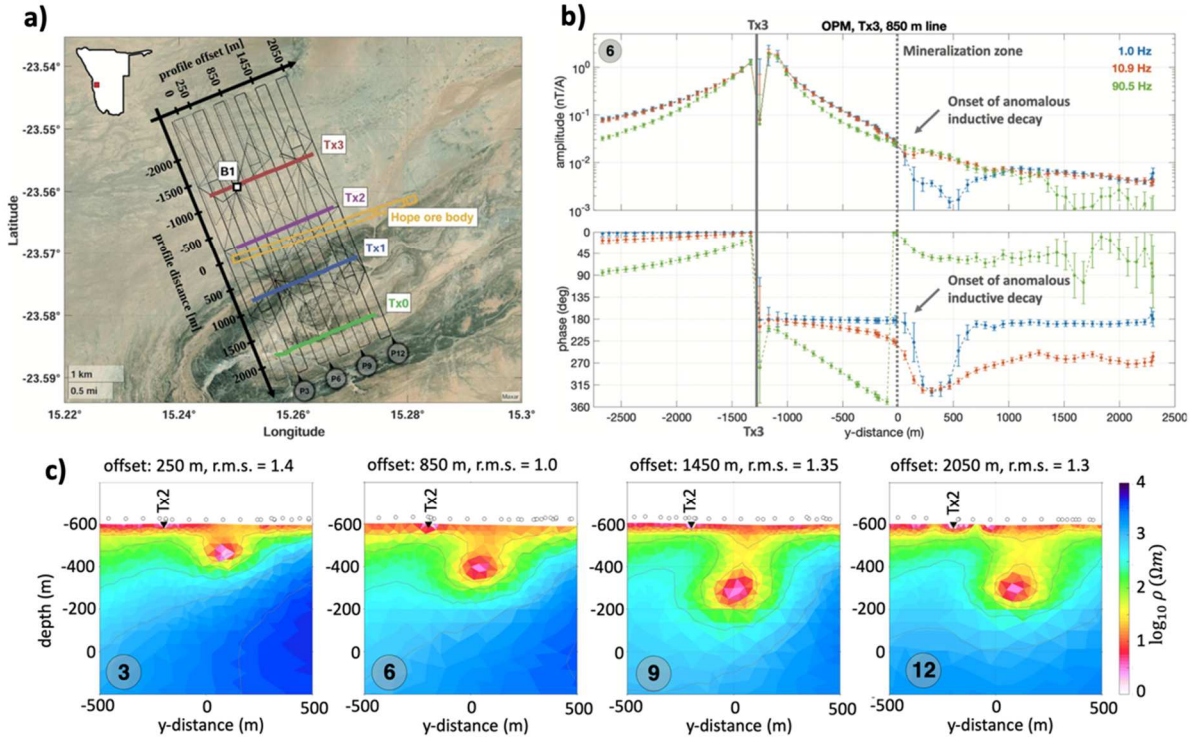

Abbildung 9: *Multikopter semi-airborne EM-Explorationsmessung an der Hope VMS Lagerstätte, Namibia.* ***a)*** *Lage der Fluglinien und Transmitter. Die NWW abtauchende Mineralisationszone ist gekennzeichnet.* ***b)*** *Übertragungsfunktionen zwischen Totalfeldvariationen und Einspeisestrom an Transmitter Tx3 entlang einer Linie und für drei Frequenzen.* ***c)*** *2D Widerstandsmodelle im Bereich der Vererzung, die als abtauchender Leiter in Erscheinung. (Quelle: Becken et al., 2022)*

undeutlich. Gründe liegen vermutlich in der leitfähigen Überdeckung, und der schlechten Kopplung des Primärfeldes einer Leiterschliefe in einen langgestreckten Leiter.

Schlußfolgerung

Die geophysikalische Exploration kann einen wichtigen Beitrag zur Erkundung von Rohstoffvorkommen leisten. Luftgestützte Messungen haben gegenüber bodengestützten Verfahren den großen Vorteil, dass sie in kurzer Zeit große Flächen mit hoher räumlicher Auflösung erfassen können. Das semi-airborne EM-Verfahren kombiniert die Effizienz von Befliegungen mit bodengestützten Starkstromsendern. Mit hohen Sendemomenten kann ein gutes Signal-Rausch Verhältnis erzielt werden und vor allem geometrische Effekte zur Tiefensondierung mit induktiven Effekten kombiniert werden. Mit dem in DESMEX verfolgten Ansatz können Aussagetiefen von bis zu 1000 m erreicht werden, bei gleichzeitig guter flächenhafter Abdeckung. Ein weiterer Meilenstein in den Entwicklungsarbeiten ist die Implementierung eines 3D Modellierungs- und Inversionsprogrammes, mit dem sich semi-airborne EM-Daten von multiplen Transmittern simultan invertieren lassen. Gegenüber reinen AEM-Messungen liefert die semi-airborne EM-Methode signifikant größere Eindringtiefen und zugleich realistischere, drei-dimensionale Untergrundmodelle. Die Flächenleistung von AEM-Verfahren kann allerdings nicht mehr erreicht werden, da die Befliegungsgebiete auf den Wirkungsbereich eines aktiven Transmitters beschränkt bleiben, und im Sinne einer guten Abdeckung und Auflösung die Fluggebiete von benachbarten Transmittern überlappen sollten. Das semi-airborne EM-Verfahren eignet sich auch zur Implementierung auf Drohnen bzw. Multikoptern. In DESMEX wurden sowohl hubschrauber- als auch drohnengestützte Varianten der Methode erfolgreich erprobt.

Aktuelle Herausforderungen bestehen in der Auswertung der bestehenden semi-airborne EM-Messungen, die in Bereichen von Altbergbauen oder in von Infrastrukturnetzwerken durchzogenen Gebieten durchgeführt wurden. Induktive oder galvanische Einkopplung des EM-Feldes in metallische Infrastrukturen erzeugt anomale Felder, die bei Nichtberücksichtigung zu Artefakten in Inversionsmodellen führen können. Weitere mechanische Verbesserungen an den Instrumenten und deren Abhängung sollen außerdem zu einer weiteren Erhöhung der Datenqualität beitragen. Optimierungsbedarf besteht bei der Stromaufzeichnung und der Stabilität der Zeitsynchronizität zwischen Strom- und Feldaufzeichnung. Daten im direkten Umfeld von Transmittern (Überflüge) können bisher noch nicht bei der Inversion berücksichtigt werden.

Zukünftige Arbeiten werden sich neben der Optimierung der Instrumente aus Auswerteverfahren auf die Integration von multi-physikalischen und geologischen Modellen konzentrieren müssen, um die Aussagekraft von Explorationsmodellen insgesamt zu verbessern, Bohransatzpunkte sicher zu definieren oder geologische Daten zwischen Bohrlöchern zu interpolieren.

Danksagung

Die DESMEX Projektgruppe ist ein Konsortium aus Universitäten, wissenschaftlichen Einrichtungen und der Industrie. Projektpartner sind die WWU Münster, die Uni Köln, die TU BA Freiberg (DESMEX), die TU Clausthal und das CUTEC (DESMEX-REAL), die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG), das Leibniz-Institut für Photonische Technologie (Leibniz-IPHT), das Landesamt für Bergbau und Geologie (LBEG, DESMEX-REAL), Metronix GmbH (DESMEX), supracon AG, terratec (DESMEX II), DMT (DESMEX II), GLU (DESMEX-REAL), Harzwasserwerke (DESMEX-REAL).

DESMEX (2015-2019), DESMEX-II (2019-2023) und DESMEX-REAL (2021-2025) wird vom BMBF unter den FKZ 033R130 und 033R385 gefördert. DESMEX-REAL ist finanziert von der Europäischen Union – NextGenerationEU.

Das DESMEX-Konsortium bedankt sich bei allen Mitarbeitern der Projektpartner, die zu den zahlreichen Messeinsätzen beigetragen haben, bei den Behörden, Ämtern, Gesellschaften, Vereinen und Landeigentümern, die Zugang zu den Messgebieten ermöglicht und gestattet haben, und bei dem Projektträger Jülich für die Unterstützung bei der Einreichung von Anträgen und der Abwicklung der Projekte.

Literatur

Airo, M.-L., **2015**. Geophysical signatures of mineral deposits – synopsis. Geological Survey of Finland, Special Paper 58, 9–70, 2015.

Becken, M., Nittinger, C.G., Smirnova, M., Steuer, A., Martin, T., Petersen, H., Meyer, U., Mörbe, W., Yogeshwar, P., Tezkan, B., Matzander, U., Friedrichs, B., Rochlitz, R., Günther, T., Schiffler, M., Stolz, R., and the DESMEX Working Group, **2020**. DESMEX: A novel system development for semi-airborne electromagnetic exploration. Geophysics, 85:6, E253-E267.

Becken, M., Kotowski, P.O., Schmalzl, J., Symons, G., Brauch, K., **2022**. Semi-Airborne Electromagnetic Exploration Using a Scalar Magnetometer Suspended below a Multicopter. First Break, 40(8), 37-46.

Becker, A., **1979**, Airborne electromagnetic methods. Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores, *in* P. J. Hood, ed., *Economic geological report*, Geological Survey of Canada, 31, 33–43.

Cattach, M.K., Lee, S.J., Stanley, J.M. and Boyd, G.W., **2018**. Sub-Audio Magnetics (SAM) — A High Resolution Technique for Simultaneously Mapping Electrical and Magnetic Properties. Exploration Geophysics, 24, 387–399.

Cai, J., Yogeshwar, P., Mörbe, W., Smirnova, M., Haroon, A., Becken, M., Tezkan, B., **2022**. 2-D joint inversion of semi-airborne CSEM and LOTEM data in eastern Thuringia, Germany, *Geophysical Journal International*, 229, 3, 1475–1489.

Elliott, P., **1998**, The principles and practice of FLAIRTEM: *Exploration Geophysics*, 29, 58–59.

European Commission, **2020**. Critical materials for strategic technologies and sectors in the EU - a foresight study. (https://ec.europa.eu/docsroom/documents/42882)

Grayver, A., Streich, R., Ritter, O., **2013**. Three-dimensional parallel distributed inversion of CSEM data using a direct forward solver. Geophysical Journal International, 193, 1432-1446.

Key, K., **2016**. MARE2DEM: a 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data, *Geophysical Journal International*, 207(1), 571–588.

Kotowski, P. O., Becken, M., Thiede, A., Schmidt, V., Schmalzl, J., Ueding, S., Klingen, S., **2022**. Evaluation of a Semi-Airborne Electromagnetic Survey Based on a Multicopter Aircraft System. Geosciences 12(1), 26.

Mogi, T., Tanaka, Y., Kusunoki, K., Morikawa, T., Jomori, N., **1998**, Development of grounded electrical source airborne transient EM (GREATEM): *Exploration Geophysics*, 29, 61–64.

Rochlitz, R., Skibbe, N., Günther, T., **2019**, custEM: Customizable finite element simulation of complex controlled-source electromagnetic data: *Geophysics*, 84, no. 2, F17–F33.

Rochlitz, R., Becken, M., Günther, T., **2023**. Three-dimensional inversion of semi-airborne electromagnetic data with a second-order finite-element forward solver. Geophys. J. Int., (accepted manuscript).

Rücker, C., Günther, T., Wagner, F.M., **2017**. pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics, Computers & Geosciences 109, 106-123.

Schiffler, M., Queitsch, M., Stolz, R, Chwala, A., Krech, W., Meyer, H.-G., Kukowski, N., **2014**. Calibration of SQUID vector magnetometers in full tensor gradiometry systems. Geophysical Journal International.

Smirnova, M., Becken, M., Nittinger, C., Yogeshwar, P., Mörbe, W., Rochlitz, R., Steuer, A., Costabel, S., Smirnov, M., and the DESMEX Working Group, **2019**. A novel semi-airborne frequency-domain controlled-source electromagnetic system: three-dimensional inversion of semi-airborne data from the flight experiment over an ancient mining area near Schleiz, Germany. Geophysics, 84, E281-E292.

Smirnova, M., Juhojuntti, N., Becken, M., Smirnov, M., **2020**. Exploring Kiruna iron ore fields with large-scale, semi-airborne, controlled-source electromagnetics. First Break, 38(10), 35-40.

Steuer, A., Smirnova, M., Becken, M., Schiffler, M., Günther, T., Rochlitz, R., Yogeshwar, P., Mörbe, W., Siemon, B., Costabel, S., Preugschat, B., Ibs-von Seht, M., Sante Zampa, L., Müller, F., **2020**. Comparison of novel semi-airborne electromagnetic data with multi-scale geophysical, petrophysical and geological data from Schleiz, Germany. Journal of Applied Geophysics, 182,104172.

Stoll, J.B., Noellenburg, R., Kordes, T., Becken, M., Tezkan, B., Yogeshwar, P., Bergers, R., Matzander, U., **2019**. Semi-Airborne electromagnetics using a multicopter. International Workshop on Gravity, Electrical & Magnetic Methods and Their Applications, Xi'an, China, 19–22 May 2019. September 2019, 363-366.

Stolz, R., Schiffler, M., Becken, M., Thiede, A., Schneider, M., Chubak, G., Marsden, P., Bergshjorth, A.B., Schaefer, M., Terblanche, O. **2022**. SQUIDs for magnetic and electromagnetic methods in mineral exploration. Mineral Economics 35, 467–494

Ward, S. H., **1959**, AFMAG - Airborne and ground: *Geophysics*, 24, 761–787.

Wu, X., Xue, G., Fang, G., Li, X. and Ji, Y., **2019**. The Development and Applications of the Semi-Airborne Electromagnetic System in China. IEEE Access, 7, pp. 104956–104966.

Entwicklungstrends quanten-basierter Sensorsysteme für die luftgestützte magnetische Exploration

Markus Schiffler
Ronny Stolz
Theo Scholtes
Matthias Schmelz
Vyacheslav Zakosarenko
Forschungsabteilung Quantensysteme
Leibniz-Institut für Photonische Technologien, Jena,

Michael Schneider
Jens Kobow
Matthias Meyer
supracon AG, Jena

Glenn Chubak
Jonathan Rudd
DIAS Geophysical Ltd., Saskatoon, Kanada,

Michael Becken
Institut für Geophysik
Westfälische Wilhelms-Universität Münster

Zusammenfassung

Die höchstgenaue Kartierung des Erdmagnetfeldes, die sogen. Geomagnetik, ist eine der schnellsten durchführbaren und kostengünstigsten Methoden für Exploration magnetisierbarer Mineralien. Da die Bandbreite der Magnetfeldsensoren bzw. Magnetometer groß ist, wird ein Überstreichen großer Flächen im luftgestützten Betrieb ermöglicht. Dadurch wird die Geomagnetik meist zur Ersterkundung eingesetzt. Eine Herausforderung bei dieser Messaufgabe ist der extrem große Dynamikbereich. Er repräsentiert den logarithmischen Abstand zwischen dem Erdmagnetfeld als maximal zu erfassendem Signal sowie dem Systemrauschen. Verschiedene Ansätze wurden verfolgt, um dieses Limit zu meistern: Stand der Technik sind skalare nämlich optisch gepumpte Magnetometer, die nur den invarianten Betrag des Erdmagnetfeldvektors – die Totalfeldintensität – messen. Eine andere Variante ist die Messung der räumlichen Ableitungen der Erdmagnetfeldkomponenten bzw. der Totalfeldintensität und insbesondere des vollen Tensors des Erdmagnetfeldgradienten, die Volltensorgradiometrie. Aktuell werden neue Ansätze für innovative 3D-Vektormagnetometer erforscht. Die besten Genauigkeiten erreichen hierbei quanten-basierte Sensorik, wie optisch gepumpte Magnetometer, supraleitende Quanteninterferenzdetektoren und perspektivisch Diamantsensoren mit Stickstoffvakanzen.
Insbesondere für die richtungsabhängigen Sensorsysteme spielt die möglichst präzise Erfassung des Bewegungszustands in mobilen Anwendungen eine entscheidende Rolle. Diese Information wird für die Kompensation des Bewegungsrauschens und der Störsignale sekundärer Sensoren verwendet
Bei der Interpretation der Magnetogramme, die 2D-Erfassung der Sensorsignale, und der Rückrechnung der magnetischen Quellenverteilung (Suszeptibilität oder Magnetisierung) muss das Äquivalenzprinzip sowie das räumliche Abklingverhalten berücksichtigt werden. Diese Aufgabe wird im Rahmen regularisierter Inversionsalgorithmen bewältigt, die heutzutage große Datensätze in kurzer Zeit invertieren können.
Ein zukünftiger Ansatz für die quanten-basierte Magnetometrie ist die Erfassung des Magnetfeldes im kompletten Audiofrequenzbereich, welche damit Aussagen über elektrische Leitfähigkeitsverhältnisse im Erduntergrund ermöglicht.

Einleitung

Die Aufgabe der Angewandten Magnetik ist die Bestimmung des erdmagnetischen Anomalienfeldes als ortsabhängige Funktion mithilfe geomagnetischer Messungen. Daraus wird zunächst die geologische Kartierung abgeleitet und weiterhin die Modellierung und Charakterisierung der dreidimensionalen (3D) Verteilung der magnetischen Gesteinsparameter im Erduntergrund. Dabei wirkt das Hauptmagnetfeld aus dem Inneren des Erdkörpers mit der Verteilung der magnetischen Suszeptibilität bzw. des Magnetisierungsvektors zusammen, um die zu kartierenden Anomaliesignaturen zu erzeugen. Die unterschiedliche Gesteinszusammensetzung aus dia- und paramagnetischen Materialien führt ihrerseits zur Verzerrung des Erdmagnetfelds, was die Abweichungen vom erwarteten meist homogenen Magnetfeld hervorruft und so auf Lagerstätten magnetisierbarer Materialien deutet. Zum Anomalienfeld tragen auch remanente Magnetisierungsanteile bei, die auf Eisen-, Nickel- und Kobaltlagerstätten hinweisen. Durch die rein passive Messmethode ist das Verfahren sehr kostengünstig und auf verschiedenen Skalen einsetzbar. Nabighian und Grauch et al. (2005) beschreiben die Entwicklung der Methode von ihren Anfängen bis hin ins Jahr 2005 und Vallée et al. (2011) bis etwa 2011. Einen mehr generellen Überblick geben Hinze et al. (2013) In dieser Arbeit sollen aktuelle Entwicklungen in der luftgestützter Magnetik vorgestellt werden.
Die Quellen des Erdmagnetfelds aus dem Äußeren der Erde wirken zudem mit der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund zusammen, um Sekundärmagnetfelder im Audiofrequenzbereich anzuregen, die im Rahmen der Audiofrequenzmagnetik (AFMAG, Ward 1959) ausgewertet werden. Ausgehend von elektrischen Entladungsvorgängen in der Atmosphäre breiten sich in der Kavität zwischen Erdoberfläche und Ionosphäre elektromagnetische Felder aus, die sich am Beobachtungsort auch in den Erduntergrund ausbreiten. Als Folge entsteht im Untergrund ein Stromsystem in Abhängigkeit von der Leitfähigkeitsverteilung, welche sekundäre Magnetfelder am Messort induzieren. Durch den Einsatz von 3D-Vektormagnetometerinstrumenten sowie die frequenzabhängige Darstellung des durch diese Ströme verursachten vertikalen Magnetfelds gegenüber dem horizontalen Primärmagnetfeld in der Erdatmosphäre, kann so das natürliche Außenfeld auch zur elektromagnetischen Exploration verwendet werden. Vermittels der Frequenzabhängigkeit der elektromagnetischen Eindringtiefe erlaubt diese Methode eine gute Tiefenauflösung.

Wie in der Einleitung bereits angerissen, erfordert die höchstauflösende Erfassung des Magnetfeldes im Beisein des natürlichen Erdmagnetfeldes einen extrem großen Dynamikbereich bzw. das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) der Magnetometer. Nimmt man eine Amplitudenänderung von 100 μT_{PP}[1] an, so ergibt sich für das angestrebte messtechnisch erreichbaren Rauschniveau von besser als 1 pT_{pp} ein SNR von $20\ dB \cdot \log_{10}(100\ \mu T_{PP} / 1\ pT_{pp}) = 160$ dB bzw. 26,6 Bit. Um in der luftgestützten, angewandten Magnetik einsetzbar sein zu können, müssen die Sensorsysteme dieses Limit umgehen oder auflösen. Im Folgenden sollen nun drei verschiedene Sensorkonzepte vorgestellt werden, mit dieser Hürde in den Eigenschaften des Erdmagnetfelds zurechtzukommen. Weiterführende Details sind z.B. in Hinze et al. (2013) zu finden.

Optisch gepumpte Magnetometer oder Totalfeldmagnetometer

Zunächst reduziert die Messung der skalaren Amplitude oder totale magnetische Intensität (TMI) des Erdmagnetfelds mit skalaren Magnetometern dieses Limit, da die Messung gegenüber Rotation im Magnetfeld invariant ist. Dafür geeignete Sensorik enthalten Protonenpräzessionsmagnetometer und optisch gepumpte Magnetometer (OPM). Ihr

[1] PP meint Peak zu Peak

Rauschniveau wurde von 1 nT für Protonenpräzessionsmagnetometern auf heutige Werte von 300 fT/Hz$^{1/2}$ für Alkalidampfmagnetometer (Budker und Romalis 2007) reduziert. Die TMI ist jedoch kein echtes Potentialfeld und OPM sind nicht sensitiv in Richtungen, in denen keine Präzession vorliegt. Neben diesen so genannten Totzonen treten Richtungsabhängigkeiten (engl. *heading errors*) auf.
Beide oben aufgeführte Magnetometertypen beruhen auf dem Zeeman-Effekt, d.h. Spektrallinien strahlender Atome spalten sich unter einem anliegenden Magnetfeld auf. Der Frequenzabstand spaltet hierbei mit der Larmorfrequenz $\omega = \gamma \cdot B$ auf. Bei OPMs werden entweder Alkaliatome oder metastabiles Helium in einem Volumen eingeschlossen und optisch angeregt. Da die Spins dieses Medium manipuliert werden, sind beide auch quanten-basierte Sensorik.

Die Weiterentwicklung der letzten Jahre umfasste neue Ausleseschemata, Laserquellen und die Zellherstellung (Fabricant et al. 2023). Beim Einsatz im Erdmagnetfeld erreichten Schultze et al. (2017) eine Auflösung von 80 fT/Hz$^{1/2}$ in einer Bandbreite von etwa 800 Hz.

Dreidimensionale Vektormagnetometrie

Eine weitere Möglichkeit besteht darin, hochempfindliche richtungsabhängige Magnetometer einzusetzen. Einerseits können dreiachsige Aufbauten von Induktionsspulen verwendet werden, welche per se nur die zeitliche Ableitung des Magnetfelds messen (Macnae 2012, Becken et al. 2020) also nicht für die Magnetik direkt geeignet sind. Rotierende Spulenanordnungen, Spulen in Rückkopplung oder sogenannte B-Feldspulen (Macnae und Kratzer 2019) machen aber trotzdem die Messung des DC Magnetfeldes möglich. Diese Spulensysteme sind jedoch komplex und weisen meist thermische Driften auf. Die sehr gute Kalibration ist notwendig, um über ein Rückkopplungssystem die Magnetfeld-vektorkomponenten berechnen werden können. Das Problem ist hierbei ihre stark frequenzabhängige Transferfunktion.
Als zweite Variante sei erwähnt, dass als erstes Magnetometerprinzip für industrielle Anwendungen so genannte Fluxgates Verwendung fanden. Die Entwicklungen hierzu begannen in Deutschland (Aschenbrenner und Goubau 1936) und in den USA (Vacquier 1959). Die Funktion basiert auf dem Durchfahren der Hysteresekurve eines hochpermeablen Kerns bis jeweils in die Sättigung. Dadurch wird der Fluss im Spulenkern begrenzt. Das Ausgangssignal wird mit einer Spule um den Kern herum detektiert. Liegt nun ein externes Magnetfeld an, so wird die Symmetrie der gemessenen Hysteresekurve aufgebrochen und es entstehen Oberwellen im Ausgangssignal, deren Amplitude vom externen Feld abhängt. Die Fluxgates haben ein moderates Rauschen im Bereich von einigen pT/Hz$^{1/2}$, wodurch die Anforderungen an den Dynamikbereich entspannt werden.

Die dritte Variante besteht nun darin, Supraleitende Quanteninterferenzdetektoren (SQUIDs) als quanten-basierte Magnetometer zu verwenden. Die Theorie und praktischen Realisierungen von SQUID werden im Detail in Clarke und Braginski (2004) beschrieben. Sie nutzen Effekte der Supraleitung wie den Meißner-Ochsenfeld-Effekt, die Josephson-Effekte sowie weitere Quanteneffekte wie die Flussquantisierung, um den Fluss (Produkt aus Schleifenfläche und externem Magnetfeld) durch die supraleitende SQUID-Schleife mit höchster Auflösung detektieren zu können. Heute werden zumeist sogenannte DC SQUIDs verwendet, die im einfachsten Fall aus einer supraleitenden Schleife mit zwei schwach supraleitenden Bereichen, den sogenannten Josephson-Kontakten, bestehen. Wenn ein konstanter und ausreichender Betriebsstrom über den Ring eingespeist wird, dann kommt es zu einer periodischen Spannungsänderung in Abhängigkeit vom Fluss respektive dem Feld durch die effektive Fläche der supraleitenden Schleife des SQUIDs. Die Periode in der Fluss-Spannungskennlinie entspricht dem magnetischen Flussquant $\Phi_0 = 2{,}07 \cdot 10^{-15}$ Vs.
In der Regel werden die SQUIDs in einer sogenannten Flussregelschleife (Flux locked loop oder FLL, Drung 2003) eingebettet, in der das Spannungssignal verstärkt, in der Bandbreite

beschränkt und dann auf den SQUID zurückkoppelt wird. So bekommt diese Schaltung eine frequenzunabhängige Übertragungs-funktion und ermöglicht ein sehr geringes weißes Rauschniveau. Der Dynamikbereich dieser Konfiguration ist aber in diesem Fall typischerweise limitiert zu etwa 20 dB·$\log_{10}$(1000 $\Phi_{0,PP}$ / 1 m$\Phi_{0,PP}$) = 120 dB.
Die Periodizität der Kennlinie kann aber auch zum Zählen der einzelnen Flussquanten genutzt werden. Beispiele für FLLs mit Flussquantenzählung sind in McKay et al. (1993) bzw. Zimmermann et al. (1997) zu finden. In dem hier vorgestellten 3D-Vektormagnetometer wird am Ausgang der FLL ein Komparator installiert, der mit einer Taktrate von 1 MHz erkennt, ob die Grenze von ± 1 Φ_0 überschritten wird. In diesem Fall wird die FLL zurückgesetzt und der Zählerwert entsprechend um ± 1 Φ_0 geändert. Das verbleibende Signal im ± 1 Φ_0-Bereich wird mit einem Analog-Digital-Wandler (ADC) digitalisiert. Beide Werte vom ADC und der Zählerwert geben als Summe den aktuellen Wert des Magnetfeldes. Auf diese Weise kann ein extrem großer Dynamikbereich von > 32 Bit sowie eine Signalfolgegeschwindigkeit von einem Φ_0 / µs erreicht werden. In dem vorgestellten Instrument kommen noch dazu sehr empfindliche SQUID einer Kreuz-Josephson-Kontakttechnologie (Schmelz et al. 2011) mit einer quadratischen Chipfläche von 7,5 x 7,5 mm^2 und einem intrinsischen Rauschen von besser als 0,7 fT/Hz$^{1/2}$ zum Einsatz (Abb. 1).
Drei dieser SQUID-Magnetometer werden zu einem dreiachsigen Sensorkopf zusammengesetzt und in einem Kryostaten bei 4,2 K in flüssigem Helium betrieben. Zum System gehören: eine Datenerfassungseinheit, ein Globales Navigationssatellitensystem (GNSS)-System zur Georeferenzierung, eine Inertialeinheit zur Berechnung des Rotationszustands des Magnetfeldvektors im Raum während des luftgestützten Betriebs sowie Radar- oder Laserhöhenmesser zur Erfassung der Topographie. Neben der Herausforderung des Dynamikbereichs, treffen für diese Messmethode auch noch extreme Anforderungen an die Inertialsensorik zu, um den Rotationszustand mit einer theoretischen Genauigkeit im Mikrograd-Bereich zu erfassen. Diese Forderung ist zum einen technisch sehr schwierig umzusetzen und andererseits als *dual-use* nicht mehr frei in allen Regionen der Erde einsetzbar.

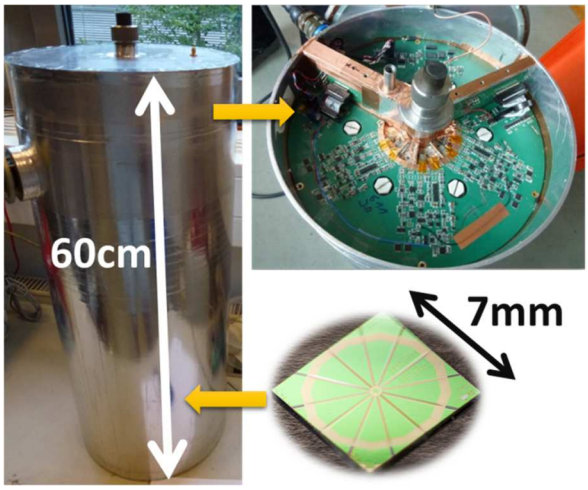

Abb. 1: Kryostat (links), Sensorelektronik (rechts oben) und SQUID-Magnetometer (rechts unten)

Sollen die 3D Vektormagnetometerdaten auch für die Methode AFMAG eingesetzt werden, so ist ein geringes Rauschen im luftgestützten Einsatz über einen sehr viel größeren Frequenzbereich von einigen Hz bis einige 10 kHz notwendig. In diesem Fall stören sehr niederfrequente Frequenzanteile des Bewegungs- und Plattformrauschens im Gegensatz zur reinen Magnetik nicht, aber alle Rauschanteile in dem erweiterten Frequenzbereich müssen reduziert werden. Dazu werden meist gedämpfte bzw. isolierte Plattformen, welche innerhalb des luftgestützten Instruments (z.B. in geschleppten Sonden) verbaut sind. Hierbei wird versucht, das hochfrequente Übertragungen zwischen der inneren und äußeren Struktur stark reduziert werden. Als Konsequenz wird die Rauschenergie aus dem höherfrequenten und den

Bereich niedriger Frequenzen verschoben, in dem aber die Kompensation des Bewegungsrauschens unter Nutzung von Inertialmesseinheiten (IMU) besser ist. Es ist aber damit zu rechnen, dass dann die Datenqualität für die reine Magnetik schlechter wird.

Magnetische Volltensorgradiometrie

Die dritte Option ist die Herabsetzung der Anforderungen an den Dynamikbereich durch die Kartierung nicht des Magnetfeldvektors, sondern über seinen Gradienten. Einerseits können das Totalfeldgradienten sein, wie sie als state-of-art mit je zwei OPM realisiert werden. Andererseits können es die drei räumlichen Ableitungen des Magnetfeldes sein, die einen sogenannten magnetischen Gradiententensor in Matrixnotation aufspannen:

$$\widehat{B_{ik}} = \begin{pmatrix} B_{xx} & B_{xy} & B_{xz} \\ B_{yx} & B_{yy} & B_{yz} \\ B_{zx} & B_{zy} & B_{zz} \end{pmatrix} \text{ wobei } B_{ik} = \partial B_i / \partial x_k \text{ mit } i, k \in (x, y, z) \text{ ist.}$$

Da das Magnetfeld quellenfrei ist und das sekundäre Magnetfeld von Strömen in der Erdoberfläche für diese Anwendung vernachlässigt werden können, ist der Tensor symmetrisch und die Summe der Hauptdiagonalelemente Null. Damit hat der Tensor letztendlich die Form

$$\widehat{B_{ik}} = \begin{pmatrix} \boldsymbol{B_{xx}} & \boldsymbol{B_{xy}} & \boldsymbol{B_{xz}} \\ B_{xy} & \boldsymbol{B_{yy}} & \boldsymbol{B_{yz}} \\ B_{xz} & B_{yz} & -B_{xx} - B_{yy} \end{pmatrix},$$

so dass es nur fünf unabhängige Tensorkomponenten gibt, die es mit Hilfe von sogenannten Gradiometern zu messen gilt. In der obigen Formel sind sie mit Fettdruck markiert. Die Messung erfolgt dann durch sogenannte FTMG-Instrumente (FTMG = *Full Tensor Magnetic Gradiometry*). Die Messung des vollen magnetischen Gradiententensors ermöglicht somit die Abbildung eines echten Potentialfelds bei reduzierten Dynamikanforderungen. Darüber hinaus existieren etliche Vorteile einer gradiometrischen Messung, die in Pedersen und Rasmussen (1990), Schmidt und Clark (2006) und FitzGerald und Holstein (2006) ausführlich dargestellt sind.
Der Fokus soll zunächst auf SQUID-basierten Instrumenten liegen, wie z.B. das GETMAG-System von CSIRO (Billings 2002), die Systeme des SIMIT (Qiu et al. 2016) und von TRISTAN sowie der Systeme des Leibniz-IPHT bzw. supracon AG (Stolz 2015). Im dem hier vorgestellten SQUID-FTMG-System des Leibniz-IPHT und supracon AG werden hierbei serielle, planare Gradiometer erster Ordnung eingesetzt. Das hat den Vorteil, dass alle Gradiometer in Dünnschichttechnologie mit lithographischer Genauigkeit von besser als 0,3 µm auf Wafern hergestellt werden können. Dabei werden zwei supraleitende Schleifen so verschaltet, dass der fließende Differenzstrom über eine kleine Spule als Fluss direkt in den SQUID eingekoppelt wird. Um die fünf linear unabhängigen Tensorkomponenten zu messen und um eine Redundanz im Instrument zu erreichen, werden sechs dieser Gradiometer so angeordnet, dass sie je ein Komponentengemisch aufzeichnen, das dann softwareseitig in die jeweiligen Magnetfeldgradienten dekomponiert wird. Für die Anordnung der Gradiometer gibt es verschiedene Varianten, die in Stolz et al. (2021b) vorgestellt werden. Für das wurde eine Anordnung auf einem sechseitigen Pyramidenstuimpf gewählt. Durch technisch bedingte Ungenauigkeiten im lithographischen Produktionsprozess sind die beiden Schleifenflächen nicht exakt gleich, sodass jedes Gradiometer noch eine residuale Sensitivität zum (homogenen) Magnetfeldvektor selbst besitzt. Der Abgleich dieser Flächen on-chip wird als intrinsische Balance bezeichnet. Durch gleichzeitige Aufzeichnung der Gradiometersignale und Signalen eines 3D-SQUID-Referenzmagnetometers und anschließender Kompensation kann dieser Magnetfeldanteil noch deutlich besser reduziert werden.

Sehr aktuell laufen Forschungsarbeiten, um auch mit weiteren Quantensensoren Gradiometer aufzubauen. Das sind einerseits OPM, z.B. in Perry et al. (2020) oder Campbell et al. (2022). Andererseit sind auch Entwicklungen mit Stickstoffvakanz-Gradiometern im Gange, wie z.B. in Zhang et al. (2021) oder Masuyama et al. (2021). Bisher können aber noch nicht die Gradientenauflösungen der SQUID-basierten Instrumente erreicht werden.

Entwicklungen zur Datenprozessierung

Ausgehend von diesen auf den drei magnetischen Attributsebenen aufbauenden Sensorkonzepten müssen bei der luftgestützten Magnetik mit sehr hoher Auflösung verschiedene Stufen der Rohdatenverarbeitung vorgenommen werden. Alle Instrumente zeichnen sich durch unterschiedliche Sensitivitäten bezüglich der zu messenden Größe aus, es kann zu Driften kommen und es sind in der Regel Sensoroffsets zu beachten. Darüber hinaus sei bei der Magnetometrie auf luftgestützten Plattformen hingewiesen, dass ein Bewegungsrauschen auftritt. Zwar sind inzwischen die Transportmittel (z.B. Schleppsonde unter Helikopter) recht rauscharm, jedoch befinden sich in Sensornähe immer Objekte, die eine induzierte bzw. remanente Magnetisierung besitzen und über ihre elektrischen Leitfähigkeiten Wirbelstromfelder hervorrufen. Die dafür verwendeten Kompensationsalgorithmen sollen im Folgenden kurz vorgestellt werden. In einem letzten Schritt können auftretende Niveauunterschiede zwischen benachbarten Profillinien durch so genannte *Microlevelling*-Algorithmen (Mauring und Kihle 2006) bearbeitet werden.

Für die Totalfeldmagnetometrie hat Leliak (1961) und unabhängig Leach (1979) ein Verfahren entwickelt, um aus Kalibrierflügen Koeffizienten zu bestimmen, die Kopplungsfaktoren induziert und remanent magnetisierter Anteile sowie Wirbelstromanteile zu charakterisieren.
Für die Vektormagnetometrie wurde ausgehend von den Arbeiten in (Olsen et al. 2001) und (Munschy et al. 2007) in (Schiffler et al. 2014) eine Methode weiterentwickelt, welche die Kompensation von Nichtorthogonalitäten, Skalierungsfaktoren und Sensoroffsets über eine skalare Kalibrierung mit dem Ziel, aus den dreiachsigen Magnetometersignalen die TMI auszurechnen, durchführt. Ausgehend hiervon kann mittels einer Procrustes-Analyse der Rotationszustand des tri-axialen Systems gegenüber einer Inertialmesseinheit festgestellt werden. Nimmt man noch die Modellierung der magnetischen bzw. elektrischen Eigenschaften der Sensorumgebung noch mit hinzu, so ergibt sich folgendes Kompensationsmodell zur Beschreibung der gemessenen Daten $\mathbf{M}$ etabliert, welches die Verzerrung des gemessenen Magnetfelds $\mathbf{B}$ abbildet:

$$\mathbf{M} = \hat{\mathbf{S}}\hat{\mathbf{D}}_{dist}\hat{\mathbf{R}}\left[\left(\mathbb{I} + \hat{\mathbf{T}}\right)\mathbf{B} + \hat{\mathbf{C}}(\mathbf{v} \times \mathbf{B})\right] + \mathbf{o}$$

Die einzelnen Störparameter sind die folgenden:

- $\hat{\mathbf{S}}$ Skalierungsfaktoren bzw. einzelne Sensitivitäten der Magnetometer
- $\hat{\mathbf{D}}_{dist}$ Verkippungsmatrix, die drei Fehlstellungsrichtungen repräsentiert
- $\hat{\mathbf{R}}$ Verdrehung des Kryostaten bzgl. des durch die IMU vorgezeichneten Inertialsystems
- $\hat{\mathbf{T}}$ Einfluss induziert magnetisierbarer Objekte in Sensornähe
- $\hat{\mathbf{C}}$ Einfluss des durch die Bewegung (Geschwindigkeit $\mathbf{v}$) im Magnetfeld $\mathbf{B}$ hervorgerufenen Wirbelstromfelds. Repräsentiert die elektrischen Leitfähigkeiten.
- $\mathbf{o}$ Sensoroffsets

Diese Parameter werden durch die folgenden drei sukzessiven Schritte bestimmt:

1. Skalare Magnetometerkalibrierung ($\hat{\mathbf{S}}$, $\hat{\mathbf{D}}_{dist}$ und $\mathbf{o}$) gemäß des in Schiffler et al. (2014) entwickelten Kalibrationsverfahrens,
2. Prokrustes-Analyse zur Bestimmung der Rotationsmatrix $\hat{\mathbf{R}}$,
3. Parametrische Anpassung im Rahmen des für die Prokrustes-Analyse erzeugten Referenzfelds (acht Parameter: T_{11}, $T_{12}, T_{13}, T_{22}, T_{23}$, C_1, C_2, C_3)

Die Kompensation der Störeffekte gemäß dieser Parameter konsekutiv auf die vorliegenden Messdaten angewendet:

1. Skalare Magnetometerkalibrierung $\mathbf{B}_b'' = \widehat{\mathbf{D}}_{dist}^{-1}\widehat{\mathbf{S}}^{-1}(\mathbf{M} - \mathbf{o})$,
2. Prokrustes-Analyse $\mathbf{B}_b' = \widehat{\mathbf{R}}\mathbf{B}_b'' + o'$,
3. Bewegungsrauschkompensation $\mathbf{B}_b = \left(\mathbb{I} + \widehat{\mathbf{T}} + \widehat{\mathbf{C}}\widehat{\mathbf{V}}\right)^{-\mathbf{1}}\mathbf{B}_b'$,
4. Rotation der Daten ins ECEF-System $\mathbf{B}_{NED} = \left(\widehat{\mathbf{R}}_{NED}^{b}\right)^{T}\mathbf{B}_b$.

Analog dazu funktioniert die Kompensation der Gradiometersignale:

$$\phi = \mathbf{A}\widehat{\mathbf{B}}\mathbf{b} + \mathbf{A}\left[\widehat{\mathbf{N}}'\boldsymbol{M} + \left(\mathbb{I} + \widehat{\mathbf{N}}\right)\mathbf{B} + \widehat{\mathbf{T}}'(\mathbf{v} \times \mathbf{B})\right]\mathbf{b} + \mathbf{C} \cdot \mathbf{B}$$

Mit folgenden Parametern:

- $\widehat{\mathbf{N}}'$ Einfluss permanent magnetisierbarer Objekte in Sensornähe
- $\widehat{\mathbf{N}}$ Einfluss induziert magnetisierbarer Objekte in Sensornähe
- $\widehat{\mathbf{T}}'$ Einfluss des durch die Bewegung (Geschwindigkeit $\mathbf{v}$) im magnetischen Gradiententensor $\widehat{\mathbf{B}}$ hervorgerufenen Wirbelstromfelds. Repräsentiert die elektrischen Leitfähigkeiten
- $\mathbf{A}$ Normalenvektor der effektiven Fläche der Gradiometer
- $\mathbf{b}$ Basisvektor der Gradiometer

Nach Kompensation der Gradiometersignale und Dekomposition in die einzelnen Elemente des magnetischen Gradiententensors sowie Rotation desselben in ein erdfestes Koordinatensystem kann erstens ein *Microlevelling* erfolgen und zweitens wird der Tensor kartiert. Bei diesen Bearbeitungsschritten ist darauf zu achten, dass die wesentlichen Eigenschaften des Tensors, d.h. die physikalisch gegebene Spurfreiheit und die Symmetrie erhalten bleiben. Dies wird dadurch erreicht, indem der Tensor für diese Schritte auf Hauptachsenform gebracht, d.h. diagonalisiert, wird (FitzGerald und Holstein 2006):

$$\widehat{\mathbf{B}} = \widehat{\mathbf{D}}\widehat{\boldsymbol{\Lambda}}\widehat{\mathbf{D}}^{\boldsymbol{T}} \ .$$

Hierbei stellen die Matrizen $\widehat{\mathbf{D}}$ und $\widehat{\boldsymbol{\Lambda}}$ den intrinsischen Rotationszustand des Tensors gegenüber dem Hauptachsensystem bzw. die Diagonalmatrix dar.

In (Schiffler 2017) wurde ein *Microlevelling*-Filterverfahren entwickelt, das diese Eigenschaften und Konsistenzen des Gradiententensors berücksichtigt. Entlang der Bewegungstrajektorie, also der Flugbahn bzw. Profillinie, wird innerhalb eines Suchintervalls der sogenannte Weiszfeld-Median gebildet und vom Tensor subtrahiert. Entlang dieses Intervalls wird eine die benachbarten Profillinien einschließende Suchellipse geformt und der innerhalb dieser Ellipse berechnete Weiszfeld-Median des Tensors addiert.

Inversion der magnetischen Suszeptibilität bzw. der Magnetisierungsvektorverteilung

Nach erfolgter Datenaufnahme bzw. Nachprozessierung erfolgt im letzten Schritt die Inversion, d.h. Rückrechnung der Verteilung der magnetischen Suszeptibilität bzw. Magnetisierungsvektors (MVI) im Erduntergrund. Aufgrund der Nicht-Eineindeutigkeit der Inversion können unterschiedliche Verteilungen der magnetischen Quellen die gleiche Anomaliesignatur hervorbringen. In diesem Sinne wurden verschiedene Optionen zur Regularisierung eingeführt.
International verfügbar sind regularisierte Inversionsansätze unter Nutzung des Gauß-Newton-Algorithmus (Li und Oldenburg 1996, 2000, 2003) sowie auf Basis von Konjugierte-Gradienten-Verfahren (Zhdanov 2002; Zhdanov et al. 2012). Daneben bestehen kommerzielle Anbieter wie Geosoft® VOXI oder ModelVision Pro von pbEncom®. Im deutschen Raum gibt es den Ansatz IGMAS zur Modellierung diskreter Störkörper-Geometrien (Götze und

Lahmeyer 1988). Hierbei werden die Störkörper als Polyeder aufgefasst, die eine gewisse Magnetisierung besitzen. Die Anomalieform wird dabei durch die Geometrie der Begrenzungsflächen bestimmt.

Für die Inversion wird der Erduntergrund in Tetraeder- oder Hexaederzellen, sog. Voxel, diskretisiert. Eine Diskretisierung in Tetraeder entspricht einem unstrukturierten Gitter; bei strukturierten Gittern werden Hexaeder benutzt. Jeder einzelnen so entstehenden *Voxel*zelle wird entweder die magnetische Suszeptibilität oder der volle Magnetisierungsvektor zugewiesen. Für die Vorwärtsmodellierung der jeweiligen Attribute aus einer gegebenen Magnetisierungsverteilung gibt es demnach unterschiedliche Ansätze, entweder diese Zellen als Punktdipole zu behandeln oder deren Form durch die Polyederzergliederung zu berücksichtigen und die Geometrie der Begrenzungsflächen auszuwerten. Die magnetische Totalfeldanomalie kann über die Formel

$$\Delta B = \frac{\mu_0}{4\pi} \sum_i \mathbf{M} \cdot \mathbf{n}_i \sum_j \mathbf{l} \cdot \mathbf{b}_{ij}$$

ausgewertet werden, für den magnetischen Gradiententensor gilt

$$\widehat{\mathbf{B}} = \frac{\mu_0}{4\pi} \sum_i \mathbf{M} \cdot \mathbf{n}_i \sum_j \nabla \otimes \mathbf{b}_{ij}$$

Die einzelnen Größen werden in (Holstein et al. 2007) vorgestellt. Die Sensitivitäten dieser Vorwärtsrechnungen gegenüber der Magnetisierung werden als Vorwärtsoperator $\widehat{K}$ bezeichnet und pro Zell-Receiver-Paar berechnet. Im Rahmen der Inversion wird ausgehend von einem Startmodell $\mathbf{m}_0$ der die Magnetisierungs- bzw. Suszeptibilitätsverteilung enthaltende Modellvektor $\mathbf{m}$ so lange durch ein Modellupdate $\mathbf{m}_{i+1} = \mathbf{m}_i + \kappa \widehat{K}^T \mathbf{d}_{ri}$ angepasst, bis der sog. Datenmisfit

$$\phi_d(m) = \|d_r\|_2^2 = \|Km - d_{obs}\|_2^2$$

bis unter eine gewisse Toleranzschwelle minimiert wird. Für die iterative Anpassung des Modellvektors werden hierbei Gradienten des sog. Tichonow-Funktionals

$$P^\alpha(m) = \phi_d(m) + \alpha \phi_m$$

gebildet und mit einer Schrittweite κ multipliziert. Die Ermittlung dieses Multiplikators macht den Unterschied des jeweiligen Inversionsverfahrens aus. Die Größe α ist der Regularisierungsparameter und ϕ_m das Stabilisierungsfunktional, das der Regularisierung des mehrdeutigen Verfahrens dient. Die Größe d_{obs} bezeichnet die Messdaten. In (Portniaguine und Zhdanov 1999) werden unterschiedliche Regularisierungsterme diskutiert. Üblicherweise werden mit einer Minimum-Norm-Regularisierung glattere Übergänge zwischen benachbarten Zellen bevorzugt. Um die besseren Delimitationseigenschaften des magnetischen Gradiententensors auszunutzen, wird hier oft eine Minimum-Support-Regularisierung verwendet, die eher blockhafte Strukturen reproduziert. Darüber hinaus wurden in (Čuma et al. 2012) das räumliche Abklingverhalten der magnetischen Totalfeldanomalie und in (Zhdanov et al. 2012) das Abklingverhalten des magnetischen Gradiententensors dahingehend untersucht, ab welchem Zell-Receiver-Abstand die Sensitivität so gering ist, dass außerhalb liegende Paarungen nicht mehr zum Gesamtergebnis beitragen. Durch diese sog. *Footprint*-Methoden, neue Entwicklungen in der Rechentechnik, die Durchführung von Matrizenmultiplikationen und Matrix-Vektor-Multiplikationen auf Grafikkarten hat sich die benötigte Rechenzeit erheblich reduziert. In der Zusammenführung all dieser Innovationen können aktuell größere FTMG-Datensätze mit 10-100 Millionen Zellen innerhalb eines Tages invertiert werden.

Bearbeitung von AFMAG-Daten

Zur frequenzabhängigen Darstellung werden die Tippervektoren (vertikale magnetische Transferfunktionen) durch ein bivariates Regressionsverfahren, modifiziert nach Egbert und Booker (1986), ermittelt:

$$B_z(r, \omega) = T_x(r, \omega) \cdot B_x(r, \omega) + T_y(r, \omega) \cdot B_y(r, \omega) \ .$$

Hierbei werden die Zeitreihen in Blöcke mit einem gewissen Überlapp aufgeteilt. Von jedem dieser Fenster werden Fourierkoeffizienten bestimmt. Der Frequenzbereich wird in Bänder zu Halboktaven mit einer Mittenfrequenz von $2^{N/2}$ aufgeteilt. Anschließend werden die Regressionskoeffizienten T_x und T_y über ein robustes Regressionsverfahren berechnet.

Die Inversion der AFMAG-Daten erfolgt über 2D- oder 3D-Modellierung über Finite-Elemente-Methoden (Key 2016), Finite-Differenzen-Verfahren (Holtham und Oldenburg 2012) oder Finite-Volumen-Verfahren (Holtham und Oldenburg 2010). Analog zur MVI wird über ein Gauß-Newton-Verfahren auch hier ein Datenmisfitfunktional minimiert, wobei eine glättende Minimum-Norm-Inversion und eine logarithmische Parametrisierung zur Anwendung kommen, um die oftmals starken Widerstandskontraste zu berücksichtigen.

Demonstrationen und Fallstudien

Mit dem Messinstrument Plattform des Leibniz-IPHT und supracon AG für luftgestützte magnetische Volltensorgradiometrie QMag^{T} sowie dem Vorgängersystem JeSSY STAR wurden bereits etliche Projekte durchgeführt. Eine detaillierte Auflistung ist in Stolz et al. (2021b) und Stolz et al. (2021a) zu finden. Das beschriebene SQUID-Vektormagnetometer-Instrument in seinen verschiedenen Ausbaustufen war als Magnetfeldreceiver im Projekt DESMEX im Einsatz (siehe Kolloquiumsbeitrag von M. Becken) sowie als reines AFMAG-Instrument bereits in der Erprobung. Erste Befliegungen wurden am Vredefort-Krater in Südafrika, im mittelschwedischen Bergbaugebiet um Ludvika und in Namibia durchgeführt.

Fallbeispiel 1 – FTMG Eskay Creek, Kanada

In dieser Arbeit wird ein Fallbeispiel aus Nordkanada gezeigt, das im August 2020 bzw. November 2020 aufgezeichnet wurde. Die Eskay Creek Lagerstätte wurde allgemein als hochgradige, edelmetallreiche epithermale vulkanogene Massivsulfidlagerstätte (VMS) klassifiziert. Die Mineralisierung wurde in Bereichen gefunden, in denen bekannte synvulkanische Zuführungsstrukturen das untere Lehmgestein durchschneiden. Aufgabe der Studie war es, eine detaillierte magnetische Bildgebung für die Interpretation der Lithologie und geologische Struktur zu erstellen. Dabei wurde die Messplattform von einem Helikopter mit einer Seillänge von 32 m und einem mittleren Sensor-Boden-Abstand von 54 m geschleppt. Die Komponenten des magnetischen Gradiententensors werden in Abbildung xx gezeigt und zeigen starke Anomalien in Nordost-Südwest-Streichrichtung sowie schwächere Anomalien, was die Fähigkeit des Systems zur hochauflösenden Magnetfeldkartierung unterstreicht. Das erreichte Rauschniveau mit diesem System belief sich auf < 4,5 pT_{RMS}/m in einer Signalbandbreite bis 4,5 Hz.

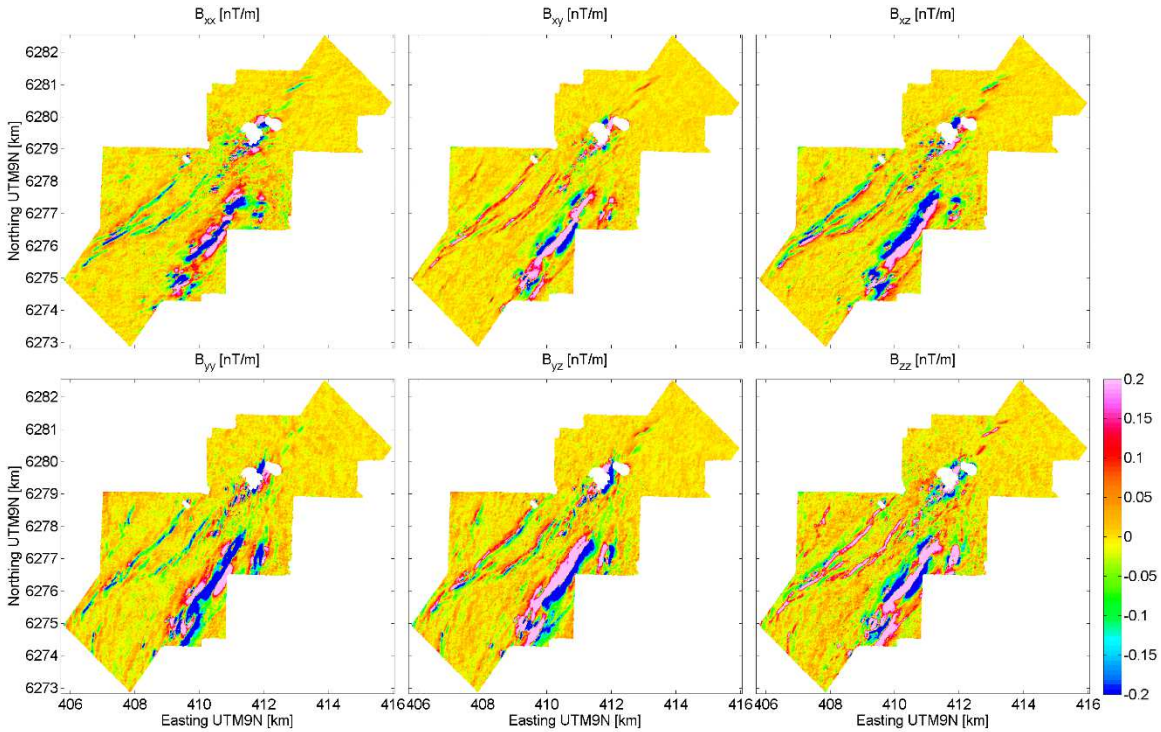

Abb. 2: Voller magnetischer Gradiententensor, gemessen über dem Eskay Creek Deposit.

Mit dieser Messung (Abb. 2) wurde im Vergleich zu einer state-of-art Totalfeldmessung trotz eines etwas kleineren Linienabstandes von 40 m (im Vergleich zu 100 m in der TMI-Messung) gezeigt (Rudd et al. 2022), dass die FTMG-Messung eine bessere Empfindlichkeit und höhere Auflösung bietet. Die FTMG-Messung identifiziert mehrere strukturelle Ausrichtungen, darunter O-W, ONO und NW-SO. Außerdem sind in den FTMG-Daten mehrere Merkmale deutlich zu erkennen, die sich in der TMI-Messung nur schwach ausprägten. Die Fähigkeit dieses FTMG-Systems auch sehr rauscharme abgeleitete magnetische Größen zweiter Ordnung (z.B. Gradienten und Kurvaturen) in einem sehr zerklüfteten Untersuchungsgebietes typisch für die Westkordilleren zu erzeugen, ist ein weiterer klarer Vorteil der FTMG-Methode.

Fallbeispiel 2 – AFMAG Vredefort

Das vorgestellte 3D-SQUID-Vektormagnetometersystem wurde für eine AFMAG-Anwendung über dem Vredefort-Impaktkrater in Südafrika eingesetzt. Diese geologische Struktur wurde vorher mit einem auf Induktionsspulen-basierten ZTEM™ System von Geotech beflogen. Das horizontale Magnetfeld wurde mit einer magnetischen SQUID-Basisstation aufgezeichnet. Neun Profillinien mit über 60 km Länge und 1 km Linienabstand wurden an drei verschiedenen Tagen im Februar 2020 beflogen. Abb. 3 zeigt die X-Komponente des prozessierten Tippervektors für eine Frequenz von 45 Hz und ein 2,5D-Inversionsresultat mit MARE2DEM.

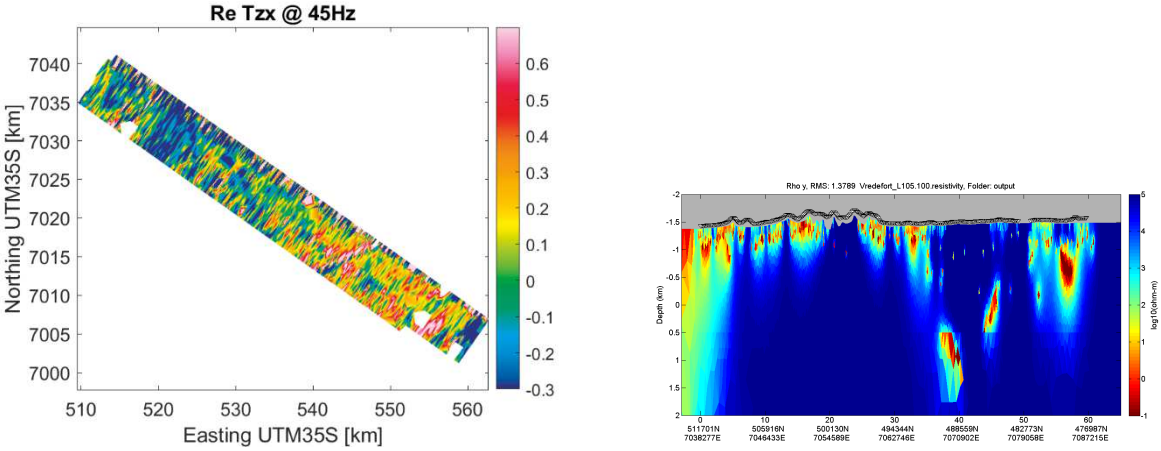

Abb. 3: Tipperkomponente (links) und Inversionsresultat (rechts) der AFMAG-Messung am Vredefort-Krater.

Im Vergleich zu den ZTEM^{TM}-Resultaten wurde eine konsistentere Datenbasis geschaffen, die die wesentlichen Strukturen des kreisförmigen Kraters widerspiegelt. Die Daten wurden mit MARE2DEM invertiert, wodurch die geologischen Strukturen der Witwatersrand-Gruppe und der Karoo-Dolerite mit einer guten Tiefenbegrenzung aufgelöst wurden.

Ausblick

Die weitere Entwicklung der magnetischen Exploration ist gekennzeichnet durch hochintegrierte Messinstrumente, welche auf neuen quanten-basierten Sensoren fußen.

Perspektivisch kann durch Einführung der flussquantenzählenden Auslese in magnetische Volltensorgradiometriesysteme und Verbesserungen in der Kompensation die Datenqualität noch deutlich verbessert werden, was für die Inversion eine neue Datenbasis bedeutet. Durch simultane Datenaufzeichnung von AFMAG-Daten durch das für die Balancierung notwendige 3D-Vektormagnetometer erschließt sich eine gleichzeitige Kartierung von Magnetfeldanomalien und Tippervektoren und anschließend eine gemeinsame Inversion. Gramsche Randbedingungen erlauben hierbei, Korrelationen zwischen remanenter Magnetisierung, Suszeptibilität und elektrischer Leitfähigkeit herzustellen und die Vorteile beider Modalitäten zu kombinieren: die schärfere horizontale Begrenzung der Störkörper durch die FTMG-Inversion mit der verbesserten Tiefeninformation über die elektromagnetische Eindringtiefe des AFMAG-Verfahrens. Der finale Schritt besteht darin, durch Verbesserungen in der Rechentechnik und der Algebrabibliotheken die Inversionsroutinen weiter zu beschleunigen und dadurch der Explorationsindustrie ein einzigartiges, schnelles und kostengünstiges Mess- und Auswertungssystem zur Verfügung zu stellen.

Danksagung

Die Entwicklung der gezeigten Messinstrumente und der Auswertungsalgorithmen wurden teilweise durch die Projekte INFLUINS unter dem Förderkennzeichen (FKZ) 03IS2091-A,C,F und DESMEX unter den FKZ 033R130 und 033R130-FN,EN vom Bundesministeriums für Bildung und Forschung sowie die Projekte AMTEG unter dem FKZ 033RU001B und QMag unter dem FKZ 01QE1710 des Europäischen Programms „Eurostars“ gefördert.

Literaturverzeichnis

Aschenbrenner, Hans; Goubau, G. (1936): Eine Anordnung zur Registrierung rascher magnetischer Störungen. In: *Hochfrequenztechnik und Elektroakustik* 47, S. 177–181.

Becken, M.; Nittinger, C. G.; Smirnova, M.; Steuer, A.; Martin, T.; Petersen, H. et al. (2020): DESMEX. A novel system development for semi-airborne electromagnetic exploration. In: *Geophysics* 85 (6), E253-E267. DOI: 10.1190/GEO2019-0336.1.

Billings, S. (2002): Superconducting Magnetic Tensor Gradiometer System for Detection of Underwater Military Munitions. SERDP Project MR-1661. Sky Research, Inc. Ashland (USA).

Budker, Dmitry; Romalis, Michael (2007): Optical magnetometry. In: *Nature Phys* 3 (4), S. 227–234. DOI: 10.1038/nphys566.

Campbell, Kaleb; Wang, Ying-Ju; Savukov, Igor; Schwindt, Peter D. D.; Jau, Yuan-Yu; Shah, Vishal (2022): Gradient Field Detection Using Interference of Stimulated Microwave Optical Sidebands. In: *Physical review letters* 128 (16), S. 163602. DOI: 10.1103/PhysRevLett.128.163602.

Clarke, John; Braginski, Alex I. (Hg.) (2004): The SQUID Handbook. Weinheim: Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA.

Čuma, Martin; Wilson, Glenn A.; Zhdanov, Michael S. (2012): Large-scale 3D inversion of potential field data. In: *Geophys Prospect* 60 (6), S. 1186–1199. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2011.01052.x.

Drung, Dietmar (2003): High- Tc and low- Tc dc SQUID electronics. In: *Supercond. Sci. Technol.* 16 (12), S. 1320–1336. DOI: 10.1088/0953-2048/16/12/002.

Fabricant, Anne; Novikova, Irina; Bison, Georg (2023): How to build a magnetometer with thermal atomic vapor. A tutorial. In: *New J. Phys. DOI:* 10.1088/1367-2630/acb840.

Götze, H. -J.; Lahmeyer, Bernd (1988): Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. In: *Geophysics* 53 (8), S. 1096–1108. DOI: 10.1190/1.1442546.

Hinze, William J.; Frese, R. von; Saad, Afif Hani (2013): Gravity and magnetic exploration. Principles, practices, and applications. Cambridge: Cambridge University Press.

Holstein, Horst; Sherratt, Edel M.; Reid, Alan B. (2007): Gravimagnetic field tensor gradiometry formulas for uniform polyhedra. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2007, S. 750–754.

Holtham, Elliot; Oldenburg, Douglas W. (2010): Three-dimensional inversion of ZTEM data. In: *Geophys J Int* 31 (1), 168-182. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04634.x.

Key, Kerry (2016): MARE2DEM. A 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data. In: *Geophysical Journal International* 207 (1), S. 571–588. DOI: 10.1093/gji/ggw290.

Leach, B. W. (1979): Automatic Aeromagnetic Compensation. Hg. v. National Aeronautical laboratory LTR-FR69. National Research Council of Canada.

Leliak, Paul (1961): Identification and Evaluation of Magnetic Field Sources of Magnetic Airborne Detector. In: *IRE Transactions on Aerospace and Navigational Electronics*, S. 95–105.

Li, Yaoguo; Oldenburg, Douglas W. (1996): 3-D inversion of magnetic data. In: *Geophysics* 61 (2), S. 394–408. DOI: 10.1190/1.1443968.

Li, Yaoguo; Oldenburg, Douglas W. (2000): Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data. In: *Geophysics* 65 (2), S. 540–552. DOI: 10.1190/1.1444749.

Li, Yaoguo; Oldenburg, Douglas W. (2003): Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. In: *Geophysical Journal International* 152 (2), S. 251–265. DOI: 10.1046/j.1365-246X.2003.01766.x.

Macnae, James (2012): Design and testing of ARMIT magnetic field sensors for EM systems. In: *ASEG Extended Abstracts* 2012 (1), S. 1. DOI: 10.1071/ASEG2012ab343.

Macnae, James; Kratzer, Terence (2019): Joint sensing of B and dB/dt responses. In: *ASEG Extended Abstracts* 2013 (1), S. 1–4. DOI: 10.1071/ASEG2013ab053.

Masuyama, Yuta; Suzuki, Katsumi; Hekizono, Akira; Iwanami, Mitsuyasu; Hatano, Mutsuko; Iwasaki, Takayuki; Ohshima, Takeshi (2021): Gradiometer Using Separated Diamond Quantum Magnetometers. In: *Sensors (Basel, Switzerland)* 21 (3). DOI: 10.3390/s21030977.

Mauring, Eirik; Kihle, Ola (2006): Leveling aerogeophysical data using a moving differential median filter. In: *Geophysics* 71 (1), S. L5-L11. DOI: 10.1190/1.2163912.

McKay, J.; Vrba, J.; Betts, K.; Burbank, M.; Lee, S.; Mori, K. et al. (1993): Implementation of a multi-channel biomagnetic measurement system using DSP technology. In: Proceedings of Canadian Conference on Electrical and Computer Engineering. Canadian Conference on Electrical and Computer Engineering. Vancouver, BC, Canada, 14-17 Sept. 1993: IEEE, S. 1090–1093.

Munschy, Marc; Boulanger, Daniel; Ulrich, Patrice; Bouiflane, Mustapha (2007): Magnetic mapping for the detection and characterization of UXO. Use of multi-sensor fluxgate 3-axis magnetometers and methods of interpretation. In: *Journal of Applied Geophysics* 61 (3-4), S. 168–183. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2006.06.004.

Nabighian, M. N.; Grauch, V. J. S.; Hansen, R. O.; LaFehr, T. R.; Li, Y.; Peirce, J. W. et al. (2005): The historical development of the magnetic method in exploration. In: *Geophysics* 70 (6), 33-61.

Olsen, Nils; Risbo, Torben; Brauer, Peter; Merayo, Jose; Primdahl, Fritz; Sabaka, Terence J. (2001): In-flight calibration methods used for the Ørsted mission. In: Anders Balogh und Fritz Primdahl (Hg.): Ground and In-Flight Space Magnetometer Calibration Techniques, S. 1–13.

Pedersen, L. B.; Rasmussen, T. M. (1990): The gradient tensor of potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps. In: *Geophysics* 55 (12), S. 1558–1566. DOI: 10.1190/1.1442807.

Perry, A. R.; Bulatowicz, M. D.; Larsen, M.; Walker, T. G.; Wyllie, R. (2020): All-optical intrinsic atomic gradiometer with sub-20 fT/cm/√Hz sensitivity in a 22 µT earth-scale magnetic field. In: *Optics Express* 28 (24), S. 36696–36705. DOI: 10.1364/oe.408486.

Portniaguine, Oleg; Zhdanov, Michael S. (1999): Focusing geophysical inversion images. In: *Geophysics* 64 (3), S. 874–887. DOI: 10.1190/1.1444596.

Qiu, Longqing; Rong, Liangliang; Wu, Jun; Wang, Yongliang; Zhang, Guofeng; Wang, Shiliang; Xie, Xiaoming (2016): Development of a squid-based airborne full tensor gradiometers for geophysical exploration. In: Charles Sicking und John Ferguson (Hg.): SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016. Dallas, Texas, 16 October to 21 October, S. 1652–1655.

Rudd, Jonathan; Chubak, Glenn; Larnier, Hugo; Stolz, Ronny; Schiffler, Markus; Zakosarenko, Vyatcheslav et al. (2022): Commercial operation of a SQUID-based airborne magnetic gradiometer. In: *The Leading Edge* 41 (7), S. 486–492. DOI: 10.1190/tle41070486.1.

Schiffler, M. (2017): Processing, Analysis and Inversion of Full Tensor Magnetic Gradiometry Data. PhD thesis. Jena.

Schiffler, M.; Queitsch, Matthias; Stolz, R.; Chwala, Andreas; Krech, W.; Meyer, Hans Georg; Kukowski, Nina (2014): Calibration of SQUID vector magnetometers in full tensor

gradiometry systems. In: *Geophysical Journal International* 198 (2), S. 954–964. DOI: 10.1093/gji/ggu173.

Schmelz, M.; Stolz, R.; Zakosarenko, Vyacheslav; Anders, S.; Fritzsch, L.; Schubert, M.; Meyer, Hans Georg (2011): SQUIDs based on submicrometer-sized Josephson tunnel junctions fabricated in a cross-type technology. In: *Superconductor Science & Technology* 24 (1), S. 1–5. DOI: 10.1088/0953-2048/24/1/015005.

Schultze, Volkmar; Schillig, Bastian; IJsselsteijn, Rob; Scholtes, Theo; Woetzel, Stefan; Stolz, R. (2017): An Optically Pumped Magnetometer Working in the Light-Shift Dispersed Mz Mode. In: *Sensors (Basel, Switzerland)* 17 (3), S. 561. DOI: 10.3390/s17030561.

Stolz, R. (2015): SQUIDs in Geophysics. In: Paul Seidel (Hg.): Applied superconductivity. Handbook on devices and applications. Weinheim: Wiley-VCH (Encyclopedia of Applied Physics), S. 1020–1041.

Stolz, R.; Schiffler, M.; Zakosarenko, V.; Larnier, H.; Rudd, J.; Chubak, G. et al. (2021a): Status and future perspectives of airborne magnetic gradiometry. In: First International Meeting for Applied Geoscience & Energy Expanded Abstracts. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists (SEG Technical Program Expanded Abstracts), S. 3554–3561.

Stolz, R.; Schmelz, Matthias; Zakosarenko, Vyacheslav; Foley, Cathy P.; Tanabe, Keiichi; Xie, Xiaoming; Fagaly, Robert (2021b): Superconducting sensors and methods in geophysical applications. In: *Supercond. Sci. Technol. DOI:* 10.1088/1361-6668/abd7ce.

Vacquier, Victor (1959): Measurement of Horizontal Displacement along Faults in the Ocean Floor. In: *Nature* 183 (4659), S. 452–453. DOI: 10.1038/183452a0.

Vallée, Marc A.; Smith, R. S.; Keating, Pierre (2011): Metalliferous mining geophysics — State of the art after a decade in the new millennium. In: *Geophysics* 76 (4), S. W31-W50. DOI: 10.1190/1.3587224.

Ward, S. H. (1959): AFMAG - airborne and ground. In: *Geophysics* 24 (4), S. 761–787. DOI: 10.1190/1.1438657.

Zhang, Chen; Shagieva, Farida; Widmann, Matthias; Kübler, Michael; Vorobyov, Vadim; Kapitanova, Polina et al. (2021): Diamond Magnetometry and Gradiometry Towards Subpicotesla dc Field Measurement. In: *Phys. Rev. Applied* 15 (6), S. 64075. DOI: 10.1103/PhysRevApplied.15.064075.

Zhdanov, Michael S. (2002): Geophysical inverse theory and regularization problems. Amsterdam and Oxford: Elsevier Science (Methods in geochemistry and geophysics, 36).

Zhdanov, Michael S.; Cai, Hongzhu; Fatehi Marji, Mohammad; Wilson, Glenn A. (2012): 3D Inversion of SQUID Magnetic Tensor Data. In: *J Geol Geosci* 01 (01), 1000104 (5pp). DOI: 10.4172/2329-6755.1000104.

Zhdanov, Michael S.; Čuma, Martin; Wilson, Glenn A.; Polomé, L.: 3D magnetization vector inversion for SQUID-based full tensor magnetic gradiometry. In: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012, S. 1–5.

Zimmermann, E.; Brandenburg, G.; Clemens, U.; Rongen, H.; Halling, H.; Krause, H.-J. et al. (1997): HTS-SQUID Magnetometer with Digital Feedback Control for NDE Applications. In: Donald O. Thompson und Dale E. Chimenti (Hg.): Review of Progress in Quantitative Nondestructive Evaluation: Volume 16A. Boston, MA: Springer US, S. 2129–2135.

Mineralische Rohstoffexploration mittels fokussierender prestack Migrationsverfahren – Methoden und Anwendungsbeispiele

Felix Hloušek[1], Stefan Buske[1], Lena Bräunig[1], Michal Malinowski[2], Alireza Malehmir[3], Magdalena Markovic[3], Lukas Sito[4], Paul Marsden[5], Ema Bäckström[5], Musa Manzi[6], Mpofana Sihoyiya[6], Suvi Heinonen[2], Gardar Gislason[2], Emilia Koivisto[7], Marek Wojdyla[4]

[1] TU Bergakademie Freiberg, [2] Geological Survey of Finland, [3] Uppsala University, [4] Geopartner Ltd., [5] Nordic Iron Ore AB, [6] University of the Witwatersrand, [7] University of Helsinki

1 Einleitung

Im Zuge der globalen Krisen der vergangenen Jahre und der Gegenwart wird die Unabhängigkeit Europas auch für die mineralischen Rohstoffe immer wichtiger. Daher ist es wichtig, bestehende Vorkommen adäquat und verlässlich erkunden zu können. Aufgrund ihrer potentiell hohen Auflösung ist die Reflexionsseismik eine wichtige geophysikalische Methode für diese Erkundung. Im Gegensatz zu Flächenländern wie Australien, Kanada oder den USA ist die reflexionsseismische Erkundung in Europa durch die dichte Besiedelung deutlich größeren Restriktionen unterworfen. Darüber hinaus gelten in Europa besonders strikte Naturschutzgesetze, welche die Zugänglichkeit einiger Gebiete weiter einschränken, indem z. B. nur vorhandene Wege für etwaige Messungen verwendet werden dürfen. Dies führt dazu, dass, im Gegensatz zur marinen Seismik, reflexionsseismische Messungen an Land häufig nur mit sehr unregelmäßigen 2D- oder 3D-Geometrien durchgeführt werden können. Darüber hinaus sind die zu erwarteten geologischen Strukturen durch zum Teil steiles Einfallen, unterschiedliche Streichrichtungen und vor allem durch niedrige Impedanzkontraste zwischen den geologischen Einheiten charakterisiert. Dies führt zu unregelmäßig verteilten reflexionsseismischen Daten mit niedrigem Signal-Rausch-Verhältnissen.

Daher ist es besonders anspruchsvoll, aus solchen Daten ein gutes und verlässliches reflexionsseismisches Abbild des Untergrundes zu erzeugen. Ein Weg, um dies zu erhalten, ist die Verwendung von robusten und fokussierenden Abbildungsverfahren. Diese sind in der Lage, auch aus Daten mit schlechten Signal-Rausch-Verhältnissen verlässliche Strukturabbilder zu erstellen, auch ohne dass a-priori Informationen über das Einfallen oder Streichen der vorhandenen Strukturen bekannt sind. Ein weiterer Vorteil dieser Methoden ist, dass diese auch für reflexionsseismische Daten im Kristallin angewendet werden können. Hierbei können bereits unter Verwendung einfacher Geschwindigkeitsmodelle verlässliche Ergebnisse erzeugt werden.

2 Methoden

Zur Erzeugung eines möglichst lagerichtigen Abbildes der vorhandenen geologischen Einheiten und Strukturen im Untergrund verwenden wir fokussierende pre-stack Tiefenmigrationsverfahren, die auf der Kirchhoff pre-stack Tiefenmigration basieren. Die Funktionsweise der einzelnen Verfahren wird an dem in Abbildung 1a dargestellten einfachen Modell demonstriert. Dieses Modell besteht aus einem homogenen Hintergrundmodell mit einem Diffraktionspunkt (D). Die in Abbildung 1b gezeigten Daten sind das am Punkt D gestreute und an den Empfängern (Dreiecke) aufgezeichnete Wellenfeld für einen einzelnen Schusspunkt (Stern). Die Einsatzzeiten in (b) entsprechen den Zweiweglaufzeiten $t_s + t_r$, vom

Schusspunkt zum Diffraktionspunkt (t_s) und vom Diffraktionspunkt zum Empfänger (t_r). Die gestrichelte Kurve in (a) zeigt die Zweiweglaufzeit-Isochrone für den rot markierten Empfänger.

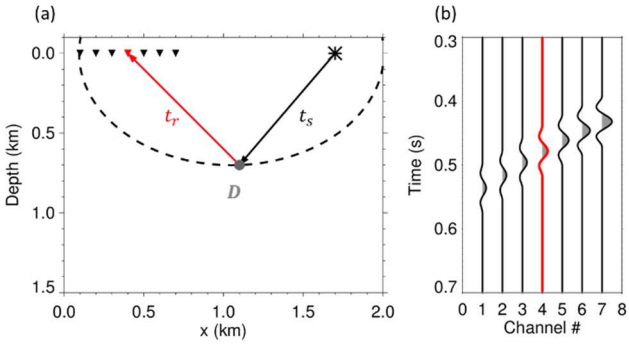

Abbildung 1: (a) Einfaches Modell mit homogener Hintergrundgeschwindigkeit und einem einzelnen Diffraktionspunkt (D). (b) an den Empfängern aufgezeichnetes Signal des Diffraktionspunktes (Hlousek et al., 2015b).

In der **Kirchhoff pre-stack Tiefenmigration (KPSDM)** (Schneider, 1978) wird diese Zweiweglaufzeit-Isochrone genutzt, um die aufgezeichneten Amplituden entsprechend ihrer Einsatzzeiten entlang dieser zu „verschmieren". Dieses „Verschmieren" ist notwendig, da *a priori* nicht bekannt ist, von welchem der entlang der Isochrone liegenden Punkte das Signal erzeugt wurde. Als Ergebnis erhält man ein erstes Abbild des Diffraktionspunktes für diese einzelne Schusspunkt-Empfänger-Kombination und das aufgezeichnete Wellenfeld (Abbildung 2a). Durch die Überlagerung der Abbilder für alle Empfänger entsteht durch konstruktive und destruktive Interferenz ein Abbild des Diffraktionspunktes (Abbildung 2b) für die Einzelschusssektion. Dieses beinhaltet jedoch noch starke Migrationsartefakte („migration smiles"). Ziel der fokussierenden Migrationsverfahren ist es, dieses Abbild auf Grundlage der Daten (Schusssektion) zu verbessern.

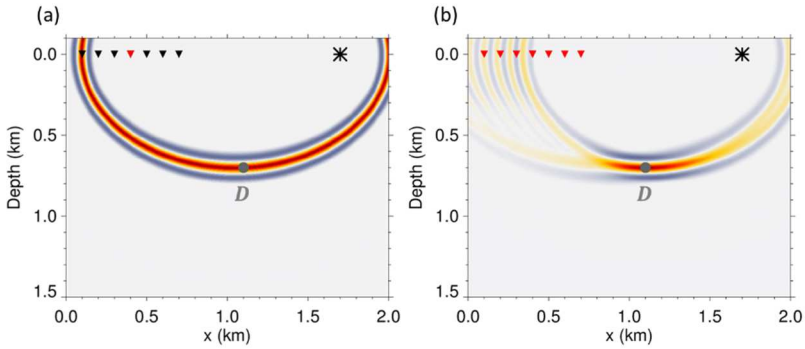

Abbildung 2: Ergebnis der KPSDM für (a) den zentralen (roten) Empfänger und (b) für alle Empfänger (Hlousek et al., 2015b).

In der **Fresnel Volumen Migration (FVM)** (Lüth et al., 2005; Buske et al., 2009) wird dies erreicht, indem zunächst die Auftauchrichtung des Signals an den Empfängern bestimmt wird (Hlousek et al. 2015b, Hlousek und Buske, 2016). Hierfür wird eine ebene Wellenfront angenommen und die Kohärenz des Wellenfeldes an den benachbarten Empfängern für alle möglichen Auftauchrichtungen bestimmt. Der höchste Kohärenzwert bestimmt dabei die entsprechende Richtung. Die Richtung des aufgezeichneten Wellenfeldes wird für jedes Sample jedes Empfängers und jedes Schusses ohne *a priori* Information bestimmt, d.h. es wird für jedes Sample der Daten die Auftauchrichtung berechnet. Die so bestimmten Auftauchrichtungen werden in der FVM als Anfangsbedingung für einen vom Empfänger ausgehenden seismischen Strahl verwendet. Der Strahl wir dabei vom Empfänger aus mit der umgekehrten Richtung bis zur zugehörigen Zweiweglaufzeit zurück in den Untergrund propagiert (siehe Abbildung 3a). Anschließend wird das zugehörige Fresnel-Volumen um den Strahl berechnet und der Migrationsoperator auf den Teil der Zweiweglaufzeit-Isochrone

beschränkt, der innerhalb des Volumens liegt (Abbildung 3b). Somit werden die vorhandenen Migrationsartefakte der KPSDM signifikant reduziert, das finale Ergebnis für alle Empfänger (Abbildung 3c) zeigt deutlich weniger dieser Artefakte und das Abbild der Diffraktionspunktes ist besser auf den Bereich des tatsächlichen Diffraktionspunktes fokussiert.

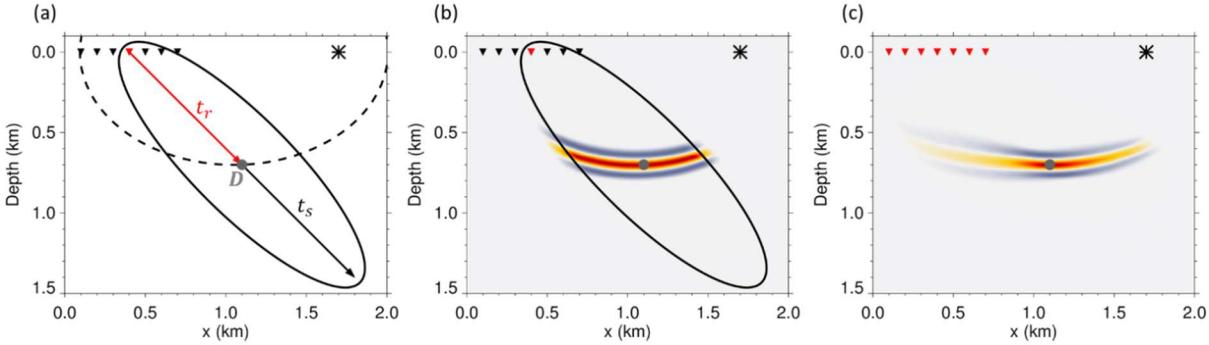

Abbildung 3: Prinzip der FVM: (a) ausgehend vom Empfänger wird ein Strahl mit der umgekehrten Auftauchrichtung des aufgezeichneten Signals bis zur Zweiweglaufzeit in den Untergrund propagiert. Entlang dieses Strahles wird das Fresnel-Volumen berechnet und (b) der Migrationsoperator auf den Teil der Zweiweglaufzeitisochrone innerhalb des Volumens beschränkt. (c) Dies wird für alle Empfänger wiederholt und somit die migrierte Einzelschusssektion erzeugt (Hlousek et al., 2015b).

In der **Kohärenzmigration (Coherency Migration, CM)** (Hlousek et al., 2015a) wird die Fokussierung auf eine etwas andere Weise erreicht. Hier geschieht die fokussierende Beschränkung auf einen Teil der Zweiweglaufzeit-Isochrone ohne *a priori* Information über die tatsächliche Einfalls- oder Streichrichtung der vorhandenen Strukturen. Ausgangspunkt ist wie bei der FVM die KPSDM. Auch in der CM werden die Zweiweglaufzeiten ($t_s + t_r$) für eine Schusspunkt-Empfänger-Kombination berechnet. Zusätzlich werden in der CM aber auch die individuellen Zweiweglaufzeiten ($t_s + t_{rj}$) für benachbarte Empfänger berechnet (blaue Strahlen in Abbildung 4a). Entspricht der Bildpunkt auf der Zweiweglaufzeit-Isochrone gerade dem Diffraktionspunkt, dann bilden die berechneten Laufzeiten den Teil der Diffraktionshyperbel an den Empfängern ab (Abbildung 4d). Um die Laufzeiten herum wird ein Zeitfenster T definiert und die Kohärenz der in den Zeitfenstern enthaltenen Signale mittels Semblence (Neidell und Taner, 1971) berechnet. Für alle anderen Punkte entlang der Zweiweglaufzeit-Isochrone verschieben sich die Zeitfenster an den benachbarten Spuren (beispielhaft in Abbildung 4e), und das in den Fenstern enthaltende Signal ist weniger kohärent, was zu einem entsprechend geringeren Wert der Semblance führt. Diese Berechnung wird für alle Punkte im Untergrund durchgeführt und resultiert in einer Verteilung von Semblance-Werten für jeden Punkt im Modell für diese eine Schusspunkt-Empfänger Kombination und die benachbarten Spuren (Abbildung 4f). Da die Werte der Semblance zwischen 0 und 1 liegen, können diese direkt verwendet werden, um den Migrationsoperator der KPSDM zu gewichten. Dies führt zu dem Abbild der CM für den einzelnen Empfänger in Abbildung 4b, bzw. für alle Empfänger in Abbildung 4c. Wie in der FVM ist auch hier das Abbild auf den Bereich um den wahren Diffraktionspunkt herum fokussiert. Außerdem führt diese Art der Wichtung automatisch zur Reduktion von inkohärentem Rauschen, da dieses durch einen entsprechend niedrigen Semblance-Wert im Abbild abgeschwächt wird.

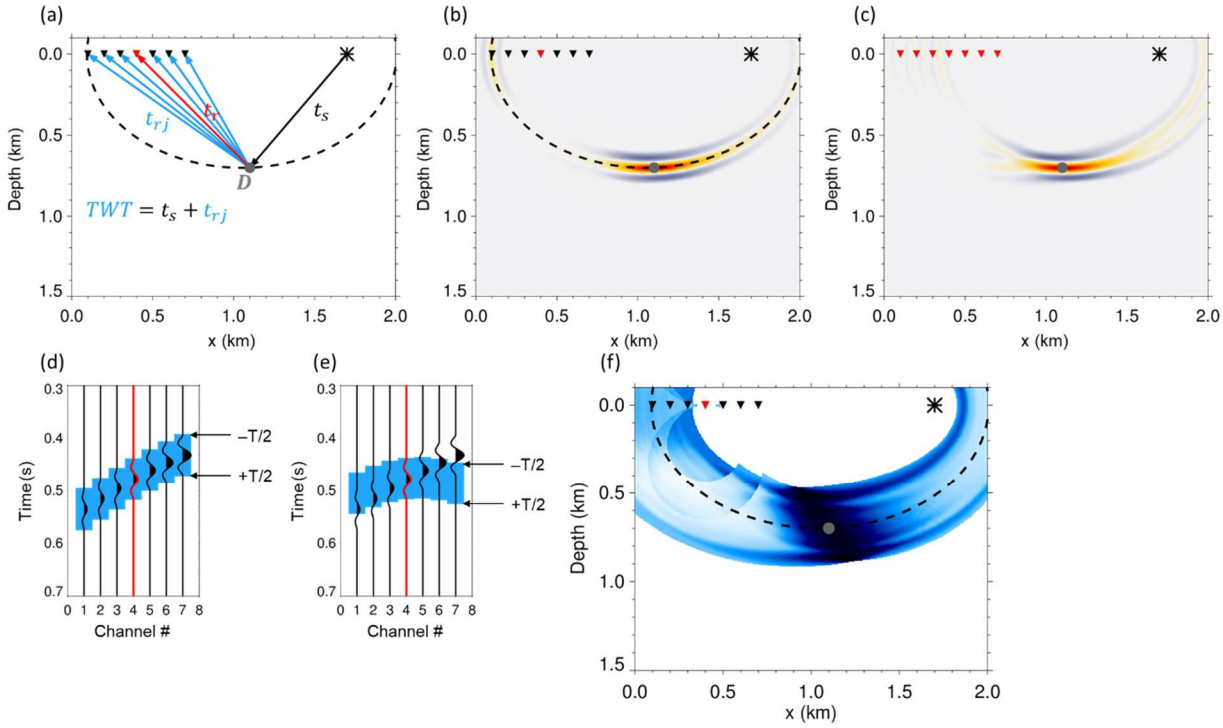

Abbildung 4: Prinzip der CM: (a) Neben der Zweiweglaufzeit für die Einsatzzeiten des zu migrierenden Empfängers ($t_s + t_r$) und den Bildpunkt im Untergrund (hier D) werden auch die individuellen Zweiweglaufzeiten der benachbarten Empfänger ($t_s + t_{rj}$) und den selben Bildpunkt berechnet. Ist der Bildpunkt identisch mit dem Diffraktionspunkt D, dann entsprechen die berechneten Laufzeiten den Einsatzzeiten in der Diffraktion in der Seismogrammsektion (d). Ist dies nicht der Fall, dann liegen die Zeitfenster versetzt (e). Die Semblance für alle Punkte ergibt eine Kohärenz Verteilung (f). Diese kann direkt genutzt werden um die Migration zu wichten (b) und wird für alle Empfänger wiederholt (c) (Hlousek et al., 2015b).

3 Anwendungsbeispiele

Kylylahti, Finnland

Ziel der Untersuchungen in dem Projekt **COGITO-Min** (COst-effective Geophysical Imaging Techniques for supporting Ongoing MINeral exploration in Europe) war es, für zwei reflexionsseismische Profile aussagekräftige Abbildungen des Untergrundes zu erhalten. Dies sollte mit wenigen Quellpositionen pro Kilometer durchgeführt werden, um zu untersuchen, wie kosteneffizient reflexionsseismische Messungen für die Erkundung mineralischer Rohstoffe und Lagerstätten umgesetzt werden können. Die Quellanregung und deren Anzahl sind wesentliche finanzielle Faktoren bei reflexionsseismischen Messungen und unterliegen den größten Einschränkungen (Heinonen et al., 2019). Die beiden dafür genutzten Profile waren jeweils ca. 6 km lang und kreuzen die Kylylahti Mine (polymetallic massive sulfide mine site) in Finnland (Abbildung 5). Die Lagerstätte liegt innerhalb komplexer kristalliner Einheiten, ist mit Störungen durchzogen und besitzt steil einfallende Einheiten und Strukturen. Als Quellen wurden sowohl Vibroseis- als auch Sprenganregungen im 20 m Abstand durchgeführt (siehe Tabelle 1) und entlang der Profile im 10 m Abstand mit kabellosen Empfängern aufgezeichnet. Mittels KPSDM und FVM wurden zunächst die kompletten Datensätze mit einer konstanten Geschwindigkeit von 6 km/s migriert und ein Abbild erstellt. Bereits hier zeigte sich, dass das FVM Ergebnis auch im Vergleich zu anderen Migrationsverfahren ein detaillierteres und umfangreicheres Strukturbild liefert (FVM siehe Abbildung 6a). Neben den Reflektoren direkt unterhalb der Quell-Empfänger-Auslage konnten durch seitlich zurückreflektierte Wellenfelder auch Reflektoren ausserhalb der Auslage abgebildet werden. Dies trifft auf solche

Reflektoren zu, die in Richtung der Auslage einfallen. Um zu untersuchen, inwiefern es möglich wäre, bei geringerem Messaufwand ein ähnlich gutes Abbild zu erhalten, wurden die Daten zunächst zwischen Vibroseis- und Sprenganregung aufgeteilt und jeweils separat migriert gestapelt, was zu den Abbildern in Abbildung 6b und 6c führte. Obwohl die Anzahl der Schusspunkte jeweils nur etwa der Hälfte des gesamten Datensatzes entspricht, sind sowohl in der Abbildung resultierend aus der Vibroseis- als auch aus der Sprenganregung die wesentlichen Strukturen enthalten.

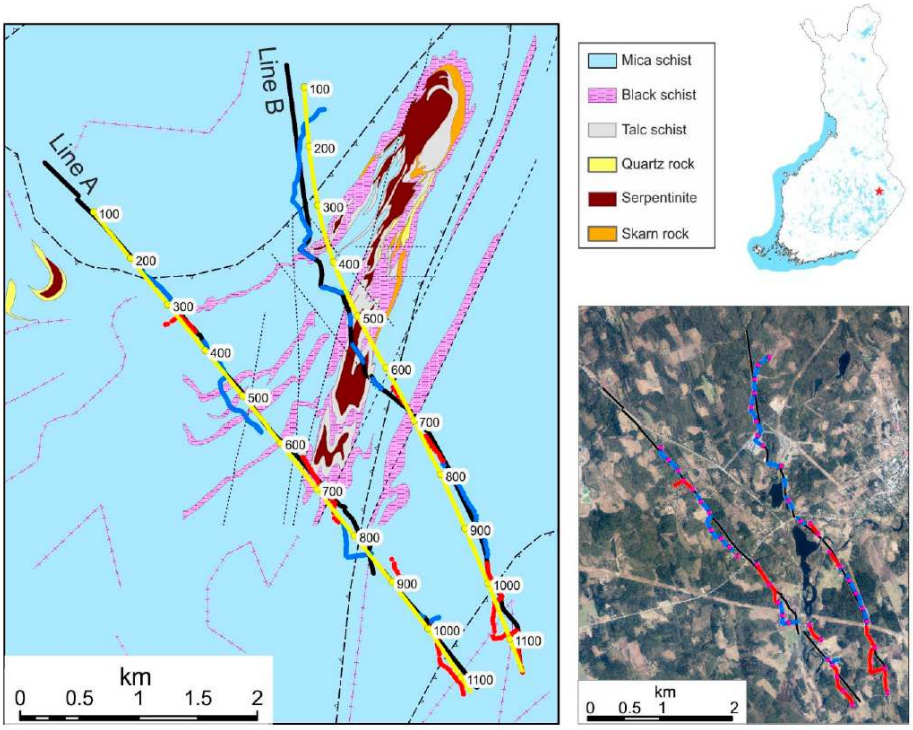

Abbildung 5: Lage der zwei seismischen Profile Linie A und B: links in Kombination mit der Geologie, rechts im Luftbild (Heinonen et al., 2019).

Tabelle 1: Messparameter für die Reflexionsseismischen Profile (Heinonen et al., 2019).

Data Acquisition	Line A	Line B
Receiver spacing (m)	10	
Source spacing (m)	20	
Vibroseis sweep (Hz)	4–220	
Number of sweeps/shot point	3	
Dynamite charge size (g)	120 or 240 g	
Shot hole depth (m)	1.5–2.5	
Channels	577	574
Vibroseis source points	121	152
Dynamite source points	98	85

In einem weiteren Schritt wurde der gesamte Datensatz schrittweise, aber regelmäßig, ausgedünnt und die Anzahl der für die Migration bzw. für die Stapelung nach der Migration verwendeten Schüsse reduziert. Abbildung 7 zeigt eine Gegenüberstellung des Abbilds unter Verwendung des gesamten Datensatzes (219 Schüsse) und der Abbilder für jeden 5. Schuss (43 Schüsse), jeden 10. Schuss (21 Schüsse) und jeden 20. Schuss (10 Schüsse). Es ist gut zu erkennen, dass bis zur Reduktion auf 21 Schüsse entlang des gesamten 6 km langen Profils nahezu das komplette strukturelle Inventar erhalten bleibt (die Abbildungsqualität ist allerdings verglichen mit den Abbildern mit mehr Schüssen sichtbar reduziert). Das zeigt, dass es gerade

in der Anfangsphase einer Erkundung durchaus sinnvoll sein kann, Datensätze mit weniger Quellpunkten aufzunehmen, um so die Kosten zu reduzieren. Im Nachgang können in relevanten Bereichen weitere Datensätze mit höherer Überdeckung akquiriert werden und die Erkundung gezielt in diesen Bereichen verfeinert werden.

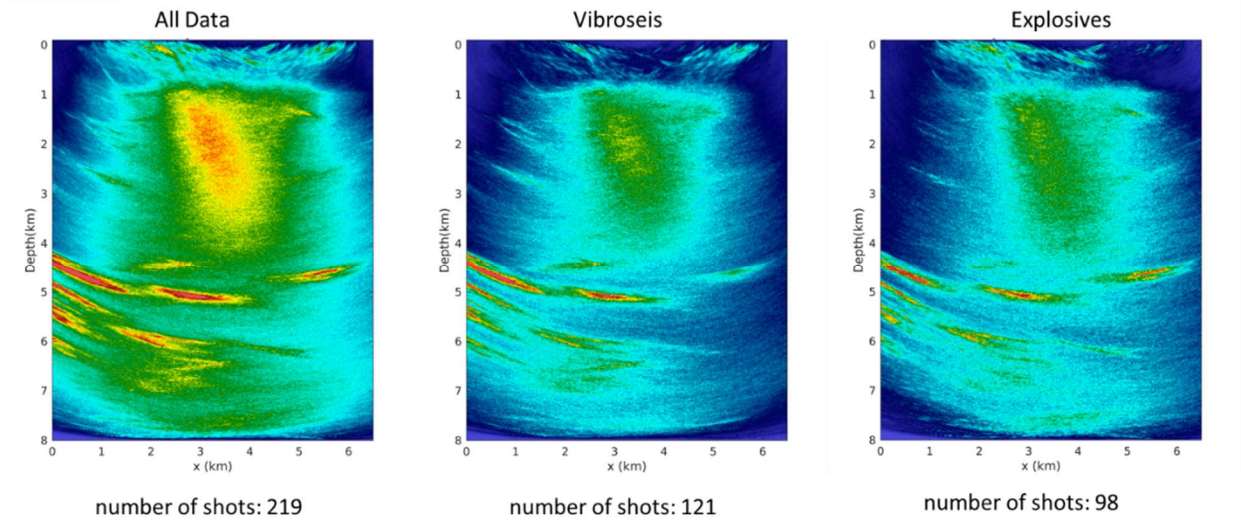

Abbildung 6: Ergebnisse der FVM für das Profil Line A. Links: für den kompletten Datensatz; Mitte: nur unter Verwendung der Vibroseis Schüsse; Rechts: nur Sprengungen (Heinonen et al., 2019).

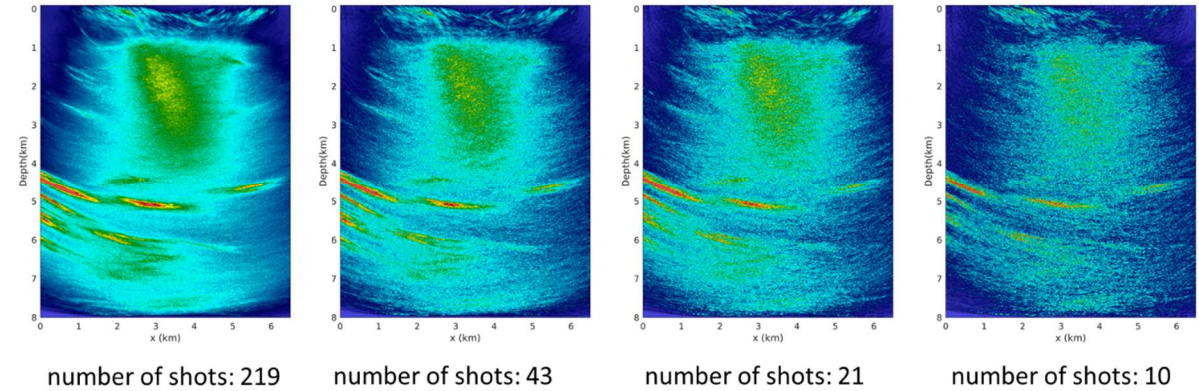

Abbildung 7: Ergebnisse der FVM für die Linie A, von links nach rechts: die Stapelung aller Schüsse, die Stapelung jedes 5. Schusses, die Stapelung jedes 10. Schusses und die Stapelung jedes 20. Schusses (Heinonen et al., 2019).

Bushveld Complex, Südafrika

Bei dem Bushveld Complex in Südafrika handelt es sich um die weltgrößte magmatische Intrusion in Form eines Plutons, der sich über eine Fläche von etwa 64000 km² erstreckt (Abbildung 8). Aufgrund der bergbaulichen Bedeutung dieser geologischen Struktur gibt es eine Vielzahl reflexionsseismischer Messungen (2D und 3D), die vor allem den sogenannten "Western and Eastern limb" (die westliche und östliche Flanke) überdecken, da dort die abbauwürdigen Schichten bis an die Oberfläche ausstreichen (Critical Zone). Eines dieser Profile ist das Profil P1-86, welches im Jahr 1986 entlang einer 50 km langen Linie aufgezeichnet wurde (Abbildung 9). Die Linie verläuft weitestgehend in Nord-Süd Richtung und kreuzt die auftauchenden Flanken am südlichen Ende. Die Flanken des Bushveld Complexes fallen Richtung Norden ein. Die Daten wurden in einer split-spread Geometrie mit lediglich 96 Empfängern und maximal 1,2 km Offset aufgezeichnet (siehe "survey parameters" in Abbildung 9).

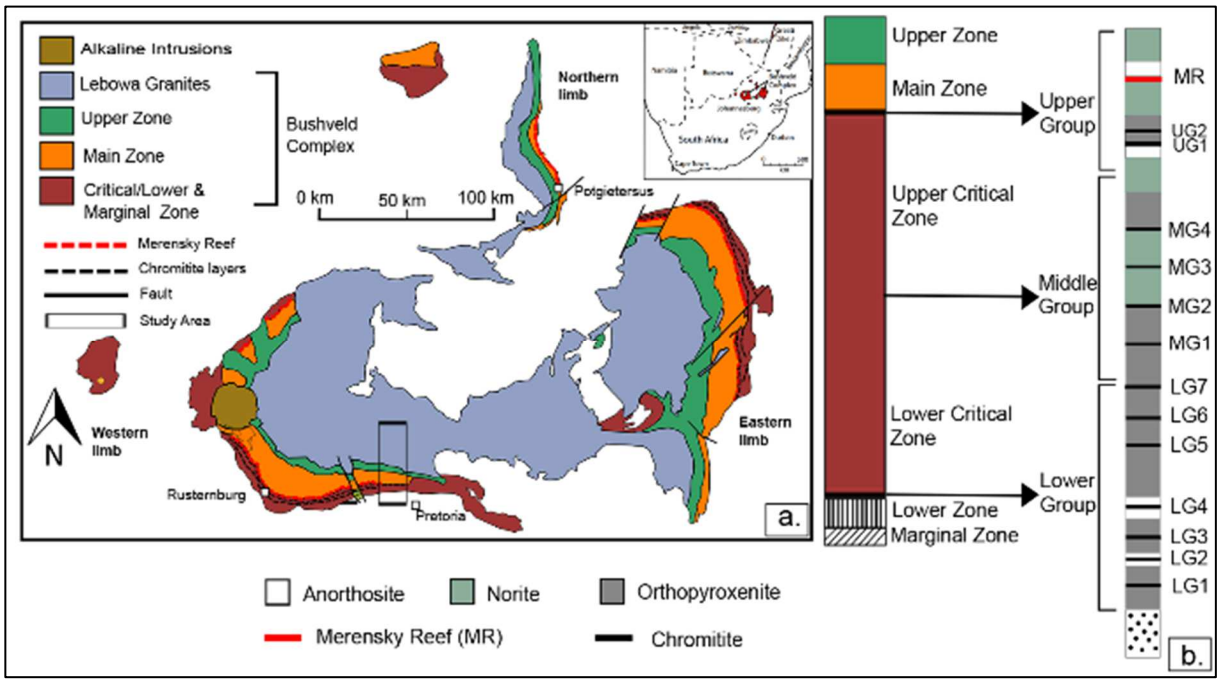

Abbildung 8: Geologische Karte des Bushveld Complexes und Lage des Untersuchungsgebiets (nord-westlich von Pretoria) (Sihoyiya et al., 2023).

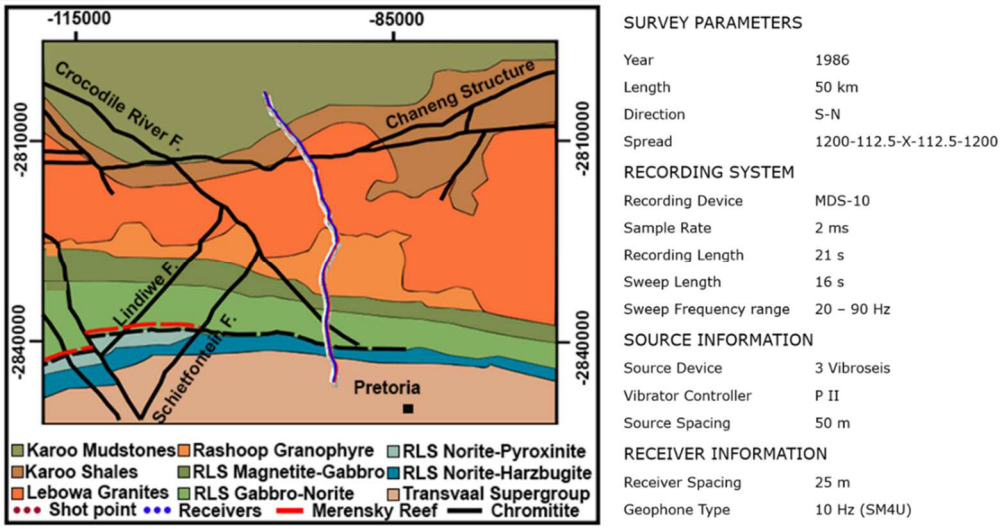

Abbildung 9: Lage und Parameter für das Profil P1-86 (Sihoyiya et al., 2023).

Die Daten wurden mittels KPSDM und CM migriert und entlang der Akquisitionslinie extrahiert, Abbildung 10 zeigt das Ergebnis der CM. Es sind deutlich einige Reflektoren zu sehen, die Richtung Norden einfallen und an der Oberfläche der Transvall Supergroup zugeordnet werden können (weiß hervorgehoben). Darüber liegen die Schichten der Rustenburg Layered Suite (RLS) welche die relevanten platinführenden Schichten beinhalten. Diese sind an mehreren Stellen unterbrochen oder versetzt, was auf lokale tektonische Strukturen hinweist (gestrichelte Linien). Im nördlichen Teil des Profils sind die Schichten der Transvall Supergroup nach oben verschoben. Dies würde darauf hinweisen, dass auch die Schichten der RLS nach oben gehoben wurden und dort möglicherweise nahe der Oberfläche liegen. Insbesondere im nördlichen Teil des Profils konnten in älteren Bearbeitungen der Daten nur sehr diffuse Abbildungen erzeugt werden, die keine so deutlich sichtbaren Reflexionen wie in

Abbildung 10 enthalten. Trotzdem bleibt die genaue Interpretation schwierig, da es sich bei den Daten lediglich um eine 2D Linie handelt und ein seitliches Einfallen der Strukturen so nicht hinreichend genau genug aufgelöst werden kann.

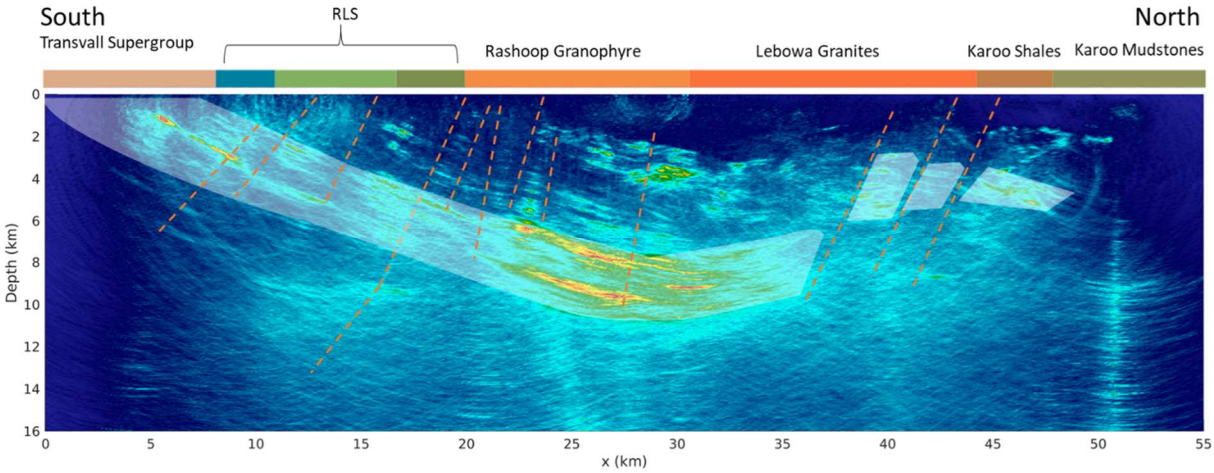

Abbildung 10: Ergebnis der CM zusammen mit der Oberflächen-Geologie entlang des Profils und einer möglichen Interpretation der sichtbaren Strukturen (Sihoyiya et al., 2023).

Ludvika, Schweden

Ludvika ist Teil des Bergbaugebietes Blötberget in Zentral-Schweden. Früher wurden in der Ludvika Mine Eisenoxiderze abgebaut. Durch diese Tätigkeit und etliche vorhandene Bohrungen ist der im oberflächennahen Teil des Untersuchungsgebiets liegende Bereich der dort vorhandenen Mineralisation gut bekannt. Sie besteht aus zwei nahe beieinanderliegenden und Richtung Süd-Osten einfallenden Körpern (roter und blauer Körper in Abbildung 11)

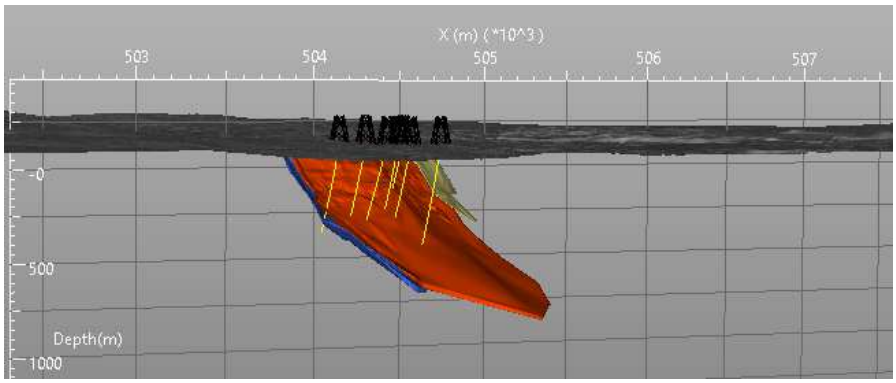

Abbildung 11: Bekannte Mineralisationskörper in Ludvika (Hlousek et al., 2022).

Im Rahmen des Projektes **SmartExploration** wurden über der bekannten Mineralisation mehrere reflexionsseismische Datensätze aufgenommen und bearbeitet. Bei den Datensätzen handelt es sich um Bohrlochdaten, mehrere 2D-Linien und auch um einen 3D-Datensatz. Dieser 2019 akquirierte 3D-Datensatz ist besonders interessant, da mit diesen Daten ein räumliches 3D reflexionsseismisches Abbild der vorhandenen Mineralisation im Untersuchungsgebiet erzeugt werden kann. Als Quelle für die Messung wurde das Vibroseis Fahrzeug der TU Bergakademie Freiberg verwendet. Aufgrund der örtlichen Gegebenheiten durfte die Quelle nur die vorhandenen Wege benutzen, und einige Teile waren aufgrund von Gewichtsbeschränkungen für das Vibroseis-Fahrzeug nicht zu erreichen, weshalb es in diesen Bereichen nur Empfänger aber keine Anregungspunkte gibt (siehe Abbildung 12). Die Empfänger waren eine Mischung aus einem klassischen kabelgebundenen System, autonom registrierenden Empfängern sowie einem drahtlosen real-time Empfängersystem. Die Verteilung von Quell- und Empfängerpositionen ist in Abbildung 12 dargestellt (rot –

Quellpunkte, blau - Empfängerpunkte). Während der Messung war immer die gesamte Empfängerauslage aktiv. Die besondere Herausforderung bei diesem Datensatz liegt in der räumlich sehr ungleichmäßigen Verteilung der Quell- und Empfängerpunkte und dem (bekannten) Einfallen der Mineralisation. Abbildung 13 zeigt beispielhaft eine Schusssektion vor (Abbildung 13a) und nach (Abbildung 13b) der Signalbearbeitung. In den Rohdaten sind deutlich die Ersteinsätze (blau), sowie starke Oberflächenwellen (gelb) aber auch bereits Reflexionen (grün) zu erkennen. Letztere sind nach der Signalbearbeitung noch deutlicher zu erkennen, und die anderen Wellenanteile wurden erfolgreich unterdrückt bzw. entfernt.

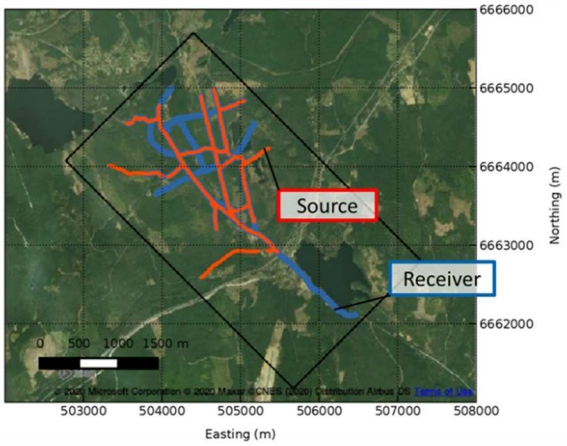

Abbildung 12: Realisierte 3D Acquisitionsgeoemtrie (Hlousek et al., 2022).

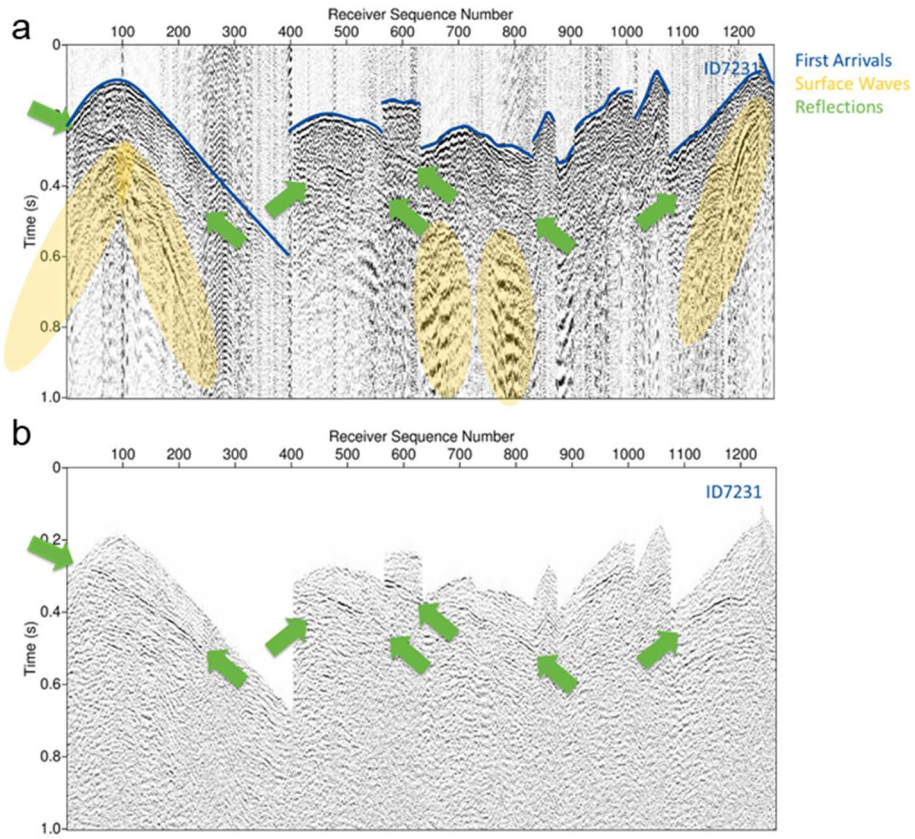

Abbildung 13 (a) Rohdaten eines Einzelschusses. Farbig markiert sind die unterschiedlichen Wellentypen und (b) der selbe Schuss nach der Signalbearbeitung (Hlousek et al., 2022).

Die so bearbeiteten Daten wurden mittels KPSDM und FVM unter Verwendung eines aus den 2D-Daten abgeleiteten 1D-Geschwindigkeitsmodells (Bräunig et al., 2019) migriert. Bereits in der KPSDM (Abbildung 14) sind im zentralen Bereich des Migrationsvolumens deutlich

Reflektoren zu erkennen, die der bekannten Mineralisation zugeordnet werden können (blaue Pfeile). Außerdem ist ein auf diese Reflektoren zulaufender Einsatz zu erkennen, der diese im unteren Bereich schneidet (oranger Pfeil). Im Ergebnis der FVM (Abbildung 15) sind die einzelnen Reflektoren noch deutlicher sichtbar und kontinuierlicher zu verfolgen. Die zur Mineralisation gegenläufige Reflexion ist deutlich weiter verfolgbar und es ist noch eine zweite, darüber liegende Reflexion zu identifizieren, die eine ähnliche Einfallsrichtung besitzt (zweiter oranger Pfeil in Abbildung 15).

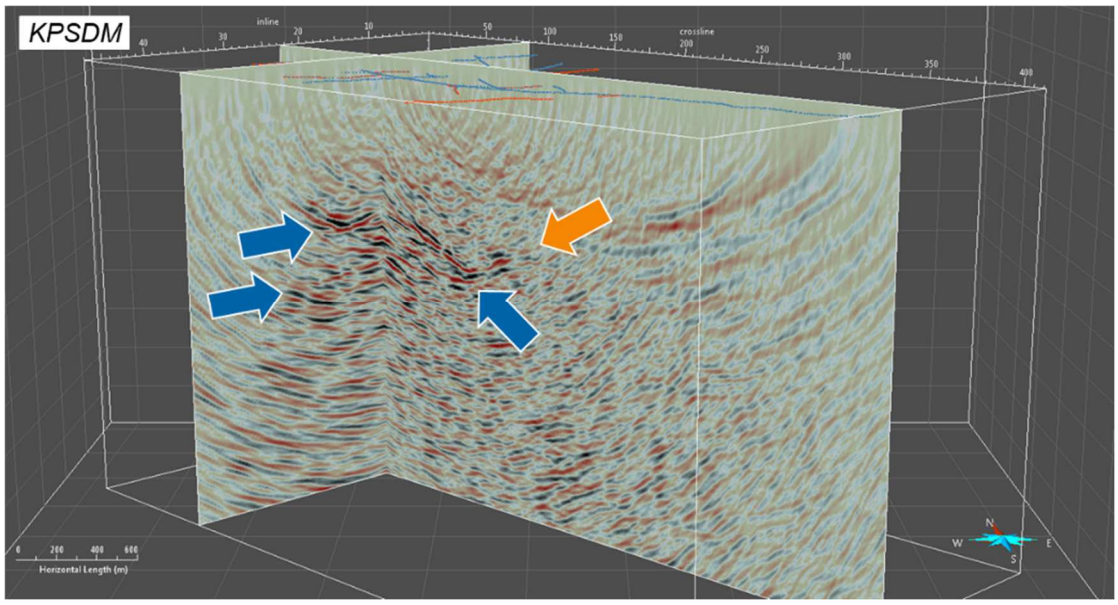

Abbildung 14: Ergebnis der KPSDM (Hlousek et al., 2022).

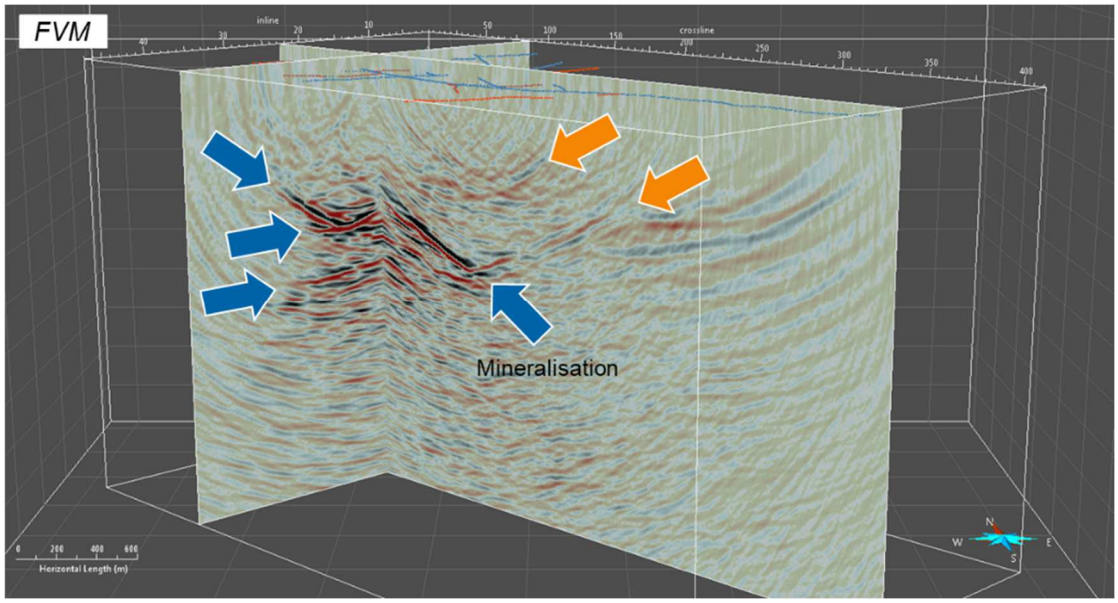

Abbildung 15: Ergebnis der FVM (Hlousek et al., 2022).

Vergleicht man die Lage, Form und das Einfallen der abgebildeten Reflektivität in der FVM mit den Körpern der bekannten Mineralisation, so ist eine extrem gute Übereinstimmung zu erkennen (Abbildung 16). Außerdem geht das Abbild der FVM über den Modellkörper hinaus, was dafürspricht, dass die tatsächliche Ausdehnung der Mineralisation über den bekannten Modellkörper hinaus reicht.

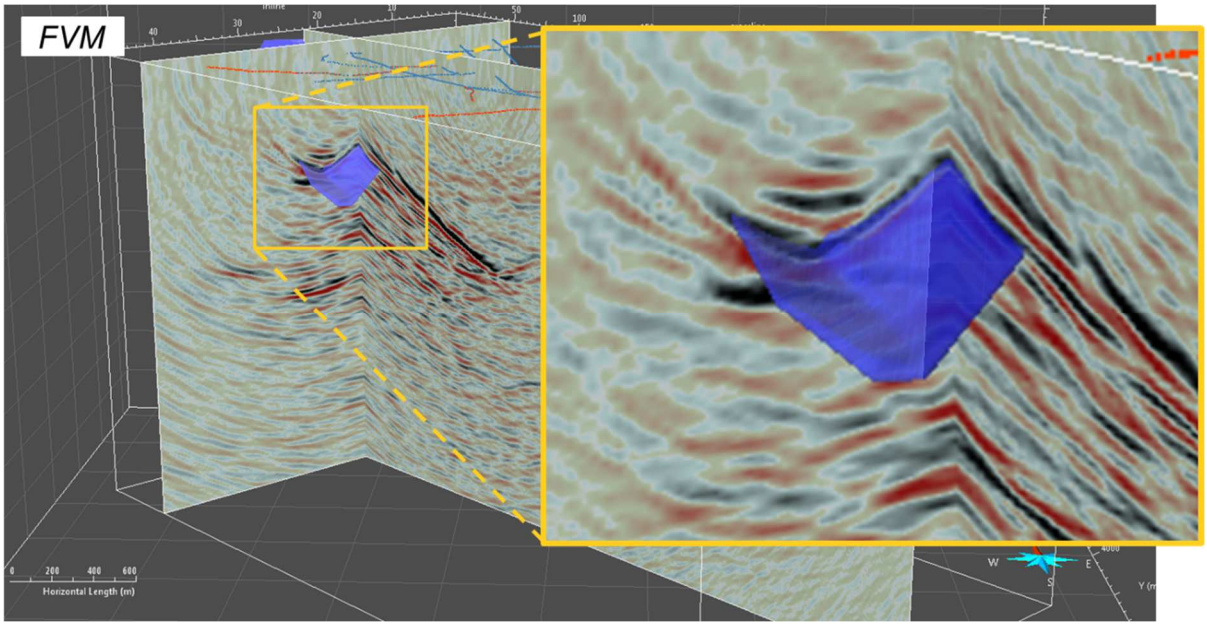

Abbildung 16: Vergleich der des Abbilds der FVM mit der bekannten Mineralisation (Hlousek et al., 2022).

4 Zusammenfassung

Reflexionsseismische Messungen haben das Potential, einen großen Beitrag bei der mineralischen Rohstoffexploration zu leisten. Allerdings ist die Datenauswertung aufgrund der oft niedrigen Signal-Rausch-Verhältnisse, komplexer unterschiedlich einfallender Strukturen und möglicherweise sehr unregelmäßigen Akquisitions-Geometrien besonders herausfordernd. Fokussierende prestack Tiefenmigrationsverfahren wie die FVM oder die CM können hier einen großen Beitrag leisten. Sie liefern verlässliche Abbildungen der Strukturen im Untergrund und sind auch bei Verwendung einfacher Migrationsgeschwindigkeitsmodelle sehr robust.

Literatur

Buske, S., Gutjahr, S. and Sick, C., Fresnel volume migration of single-component seismic data. Geophysics, 74, WCA47-WCA55, 2009.

Heinonen, S., Malinowski, M., Hloušek, F., Gislason, G., Buske, S., Koivisto, E.A., Wojdyla, M. Cost-Effective Seismic Exploration: 2D Reflection Imaging at the Kylylahti Massive Sulfide Deposit, Finland. Minerals, 10.3390/min9050263, 2019.

Hlousek, F., Hellwig, O., Buske, S., Three-dimensional focused seismic imaging for geothermal exploration in crystalline rock (Schneeberg, Germany). Geophysical Prospecting, 10.1111/1365-2478.12239, 2015a.

Hlousek, F., Hellwig, O., Buske, S., Improved structural characterization of the Earth's Crust at the German Continental Deep Drilling Site (KTB) using advanced seismic imaging techniques. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), 10.1002/2015JB012330, 2015b.

Hlousek, F. and Buske, S., Fresnel Volume Migration of the ISO89-3D data set. Geophysical Journal International, doi:10.1093/gji/ggw336, 2016.

Hlousek, F., Malinowski, M., Bräunig, L., Buske, S., Mahlemir, A., Markovic, M., Sito, L., Marsden, P. and Bäckström, E. Three-dimensional reflection seismic imaging of the iron oxide deposits in the Ludvika mining area, Sweden, using Fresnel volume migration. Solid Earth, 10.5194/se-13-917-2022, 2022.

Lüth, S., Buske, S., Goertz, A. and Giese, R., Fresnel-volume migration of multicomponent data. Geophysics, 70(6), S121-S129, 2006.

Sihoyiya, M., Hloušek, F., Rapetsoa, M. K., Manzi, M. S. D., Buske, S., Depth imaging of the Western Limb of the Bushveld Complex through focusing prestack depth migration of 2D legacy reflection seismic data. in preparation, 2023

Neidell, N. S. and Taner, M. T., Semblance and other coherency measures for multichannel data, Geophsics, 36, 482–497 1971.

Schneider, W.A., Integral formulation for migration in two and three dimensions. Geophysics, 43(1), 49-76, 1978.

DGG-Kolloquien
1988 - 2023

1988	Köln	Feldtechniken in der Landseismik
1989	Stuttgart	Unterstützung der seismischen Interpretation durch Bohrlochmessungen
1990	Leoben	Umweltgeophysik
1991	Bochum	Integrierte Interpretation in der Angewandten Geophysik
1992	Leipzig	Ingenieurgeophysik
1993	Kiel	Ausgewählte Themen aus der Marinen Geophysik
1994	Münster	Nichtseismische Verfahren in der Angewandten Geophysik
1995	Hamburg	Geophysikalische Bohrlochmessverfahren
1996	Freiberg	Fernerkundung - Remote Sensing
1998	Göttingen	Angewandte Geothermie
1999	Braunschweig	Satellitengeophysik
2000	München	Magnetik
2001	Frankfurt	Interpretation reflexionsseismischer Messungen
2002	Hannover	Neue Aspekte der Explorations- und Produktionsgeophysik
2003	Jena	Interdisziplinärer Einsatz geophysikalischer Methoden
2004	Berlin	Aerogeophysik
2005	Graz	Geophysik zur Vorerkundung von Tunneln
2006	Bremen	Georadar
2007	Aachen	NMR
2008	Freiberg	Geophysikalisches Monitoring
2009	Kiel	Polare Geophysik
2010	Bochum	Entwicklung geophysikalischer Messgeräte
2011	Köln	Induzierte Seismizität
2012	Hamburg	Angewandte Gesteinsphysik
2013	Leipzig	Stimulation & Fracking
2014	Karlsruhe	Geohazards – Landslides
2015	Hannover	Geohazards – Sinkholes
2016	Münster	Untergrundspeicherung
2017	Potsdam	Neue Entwicklungen in der Angewandten Seismik
2018	Leoben	Urbane Geophysik
2019	Braunschweig	Induzierte Polarisation
2020	München	Endlagergeophysik
2023	Bremen	Mineral Exploration Geophysics