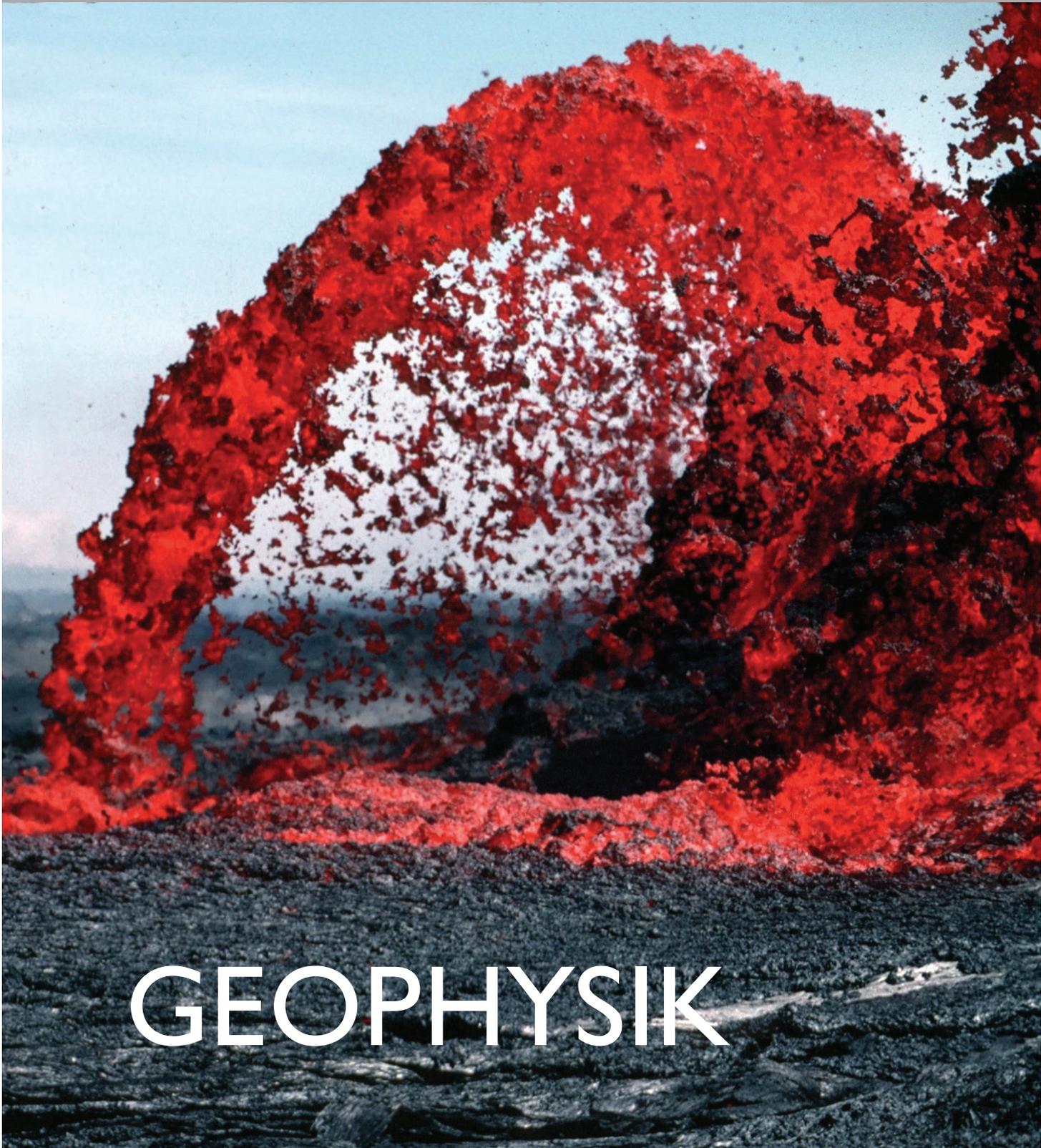


plusLucis

Verein zur Förderung des physikalischen und chemischen Unterrichts



GEOPHYSIK

ISSN 1606-3015

Ausgabe 3/2017

Impressum

PLUS LUCIS, Mitteilungsblatt des Vereins zur Förderung des physikalischen und chemischen Unterrichts und des Fachausschusses Physik & Schule der Österreichischen Physikalischen Gesellschaft
Erscheint vierteljährlich

Medieninhaber und Herausgeber:

Verein zur Förderung des physikalischen und chemischen Unterrichts
Adr.: AECC Physik Universität Wien, Porzellangasse 4, Stiege 2, 1090 Wien

Im Web: <http://pluslucis.univie.ac.at>

Redaktion dieser Ausgabe:

Univ.-Prof. Dr. Thomas Wilhelm
Institut für Didaktik der Physik,
Goethe-Universität Frankfurt am Main
E-Mail: wilhelm@physik.uni-frankfurt.de

Preis des Einzelhefts: € 6,-
für Mitglieder € 3,- (ist im Mitgliedsbeitrag enthalten)

Die jährliche Abonnementgebühr für Nichtmitglieder beträgt € 20,-.

Offenlegung nach § 25 des Mediengesetzes: Grundlegende Richtung: Fortbildung und fachliche Information für Physik- und Chemielehrer, organisatorische Mitteilungen, Vereinsinterna.

Beiträge werden erbeten an:

Univ.-Prof. Dr. Martin Hopf
AECC Physik, Universität Wien
E-Mail: martin.hopf@univie.ac.at

Univ.-Prof. Dr. Anja Lembens
AECC Chemie, Universität Wien
E-Mail: anja.lembens@univie.ac.at

Ass. Prof. Dr. Claudia Haagen-Schützenhöfer
Universität Graz, Physikdidaktik
E-Mail: claudia.haagen@uni-graz.at

Es wird erbeten, Beiträge nach Möglichkeit per E-Mail einzureichen.
Bevorzugtes Dateiformat: MS Word.
Bilder im tif- oder jpg-Format.

Titelbild (Umschlag):

Foto by Wikimages

Heftkoordination: Mag. Thomas Plotz

Layout: Maria Wasserburger, BSc

Inhalt

Geomagnetismus – ein fächerverbindender Kontext für Physik und Geographie	4
<i>Karl-Heinz Otto & Rainer Wackermann</i>	
Erdbebenregistrierung mit Seismometern	12
<i>Ellen Gottschämmer, Martin Pontius, Nicole Busch & Thomas Bohlen</i>	
Auf der Suche nach dem Schwarzen Gold	18
<i>Helge Hassler</i>	
Zerstörungsfreie Materialuntersuchung: Gleichstromgeoelektrik	23
<i>Ellen Gottschämmer, Alexandra Heck, Nathalie Schneider, Antje Bergmann & Thomas Bohlen</i>	
Das geothermale Phänomen Geysir im entdeckenden Unterricht	30
<i>Wieland Müller, Patrick Löffler, Juerg Alean & Nguyen van Bien</i>	
Wie die Sonne Meeresströmungen antreibt	36
<i>Mirjam S. Glessmer</i>	
Ein Modellversuch zur Geoelektrik	41
<i>Peter Kunert, Thomas Wilhelm & Andreas Junge</i>	

Editorial

Liebe Kolleginnen und Kollegen,

Physik um ihrer selbst willen, die „reine“ Wissenschaft Physik ohne Anwendungsbezug ist für die meisten Schülerinnen und Schüler wenig interessant. Die Frage, wie verschiedene Größen zusammenhängen und was die Welt im Innersten zusammenhält, sind akademische Fragen. Auf mehr Interesse stoßen die Anwendungen der Physik zur Erklärung von Naturphänomenen und im Zusammenhang mit dem menschlichen Körper, bei älteren Schülerinnen und Schüler auch die gesellschaftliche Bedeutung von Physik. Deshalb unterrichten wir Physik gerne in einem alltagsnahen Kontext. Themen aus der Biophysik und der Medizintechnik sind beliebt. Dass auch die Geophysik solche Kontexte bietet, wurde bisher nur wenig gesehen. Dabei kann gerade die Geophysik viele Naturphänomene physikalisch erklären, z. B. Erdbeben, Vulkane, Geysire, Erdwärme, Meeresströmungen oder Phänomene im Zusammenhang mit dem Erdmagnetismus. Auch den lebenspraktischen Nutzen der Physik kann die Geophysik erfahrbar machen, z. B. bei der Untersuchung der oberen Bodenschichten mit Geoelektrik, Geomagnetik und Bodenradar oder bei der Untersuchung tieferer Schichten mit der Seismik auf der Suche nach Rohstoffen, Altlasten oder zur Bewertung des Untergrundes für Ingenieurbauten.

Die Geophysik hat sich als ein Teil der klassischen Physik entwickelt, wird aber seit über 100 Jahren als eigenständige Wissenschaft angesehen. Geophysik im engeren Sinn erforscht die physikalischen Eigenschaften und Vorgänge der Erdkruste und des Erdinnern. Zur Geophysik im weiteren Sinne gehört auch die Physik der Meere (Ozeanografie), der Atmosphäre (Meteorologie), der Hochatmosphäre (Aeronomie) und der Planeten des Sonnensystems. Die Geophysik im engeren Sinne befasst sich mit der Ausmessung und Abbildung der Erdoberfläche (Geodäsie), mit dem Schwerfeld der Erde (Gravimetrie), mit Erdbeben (Seismologie), mit Bewegungsvorgängen im Erdinnern (Geodynamik), mit dem Erdmagnetismus, der Gesteinsphysik und der Erkundung der oberen Bereiche der Erdkruste (geophysikalische Prospektion). Einen wichtigen wirtschaftlichen Faktor stellt die Angewandte



Thomas Wilhelm

Geophysik dar, die den Untergrund für praktische Anwendungen erkundet und sich an der Schnittstelle zwischen Natur- und Ingenieurwissenschaften befindet. Dazu gehört die Suche nach Rohstoffen, z. B. Erdöl, Erze oder Wasser, die Auffindung geeigneter Endlagerstätten, die Baugrunduntersuchung und die Untersuchung von Deponien und anderer Altlasten.

Dass die Geophysik als Physik der Erde auch für den Schulunterricht und insbesondere für den Physikunterricht interessante Themen liefert, möchte dieses Heft anhand eines Querschnittes geophysikalischer Themen aufzeigen. Otto und Wackermann zeigen, dass sich das Thema „Geomagnetismus“ als fächerverbindender Kontext für Physik und Geographie eignet. Gottschämmer et al. zeigen, wie die Erdbebenregistrierung mit Seismometern im Unterricht behandelt werden kann. Hassler stellt ein Unterrichtskonzept zur Seismik für die Jahrgangsstufe 8 und 9 vor, in dem aufgezeigt wird, wie mit Untergrunduntersuchungen Erdöl gesucht wird. Gottschämmer et al. erläutern, wie die Gleichstromgeoelektrik, mit der sich über die Messung des elektrischen Widerstandes des Bodens elektrisch leitende Materialien aufspüren lassen, ein Unterrichtsinhalt sein kann. Müller stellt vor, wie Geysire im entdeckenden Unterricht behandelt werden können. Glessmer zeigt als Beispiel der Ozeanografie auf, wie man im Unterricht den Antrieb von Meeresströmungen durch die Sonne thematisieren kann. So wird deutlich: Die Physik unserer Erde ist interessant – für Physiker wie für den Physikunterricht.

Thomas Wilhelm

Geomagnetismus – ein fächerverbindender Kontext für Physik und Geographie

Karl-Heinz Otto & Rainer Wackermann

1. Die Entstehung des Magnetfeldes der Erde

Heute wird manchmal behauptet, dass man mehr über das Zentrum unserer Milchstraße wisse als über das Innere der Erde. Im ersten Fall kann man mittlerweile mit verbesserter Infrarotastronomie direkt die Bewegungen etlicher Sterne um das vermutete, supermassive schwarze Loch beobachten, was sich im Zentrum unserer Milchstraße befinden muss. Im zweiten Fall ist man bislang mit kontinentalen Tiefbohrungen gut zehn Kilometer tief gekommen und hat damit gerade einmal die Erdkruste angekratzt geschweige denn einen nennenswerten Teil der Erde durchquert. So fußen die gängigen Erklärungsversuche, warum die Erde ein Magnetfeld besitzt, auf indirekten Schlüssen und bieten lediglich modellhafte Erklärungsversuche. Dabei müssen die folgenden Beobachtungen integriert werden:

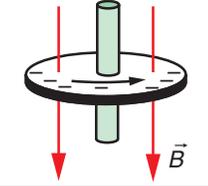
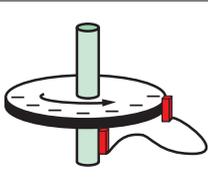
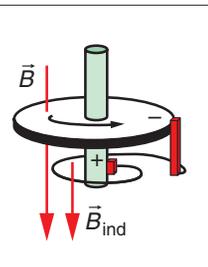
- Das Magnetfeld der Erde erscheint im Großen und Ganzen wie ein Dipolfeld.
- Die Pole wandern zum Teil mehrere zig Kilometer pro Jahr.
- Alle paar Jahrzehntausende oder Jahrhunderttausende verschwindet das Magnetfeld der Erde zunächst langsam und erscheint dann wieder in umgekehrter Polung.
- Es gibt offensichtlich einen flüssigen, äußeren Kernbereich in der Erde, wie man aus der Beobachtung eines sogenannten Erdbebenwellenschattens (von Scherwellen) gegenüber von Erdbeben schließt.
- Es strömt konstant Wärme aus der Erde heraus, auch bestätigt durch Tiefbohrungen, so dass es nach innen hin wärmer sein muss.
- Das Erdinnere muss aufgrund notwendig hoher Elementdichten und der typischen Elementhäufigkeiten im Sonnensystem vorwiegend aus Eisen und Nickel bestehen, wovon eben ein großer Teil flüssig geschmolzen sein muss.
- Es gibt vermutlich im Erdinneren Konvektionsströme, wo heißeres Material aufsteigt und nach Abkühlung wieder absinkt, was man von den sogenannten Hotspots recht dicht unter der Erdkruste ableitet.

Diese Befunde zusammen schließen bekanntermaßen das Bild eines Stabmagneten im Erdinneren aus, da flüssiges Eisen Temperaturen oberhalb der Curie-Temperatur aufweist, so dass der kollektive und starke Ferromagnetismus verschwinden muss. Auch die anderen Befunde passen nicht zum Bild eines festen Eisenmagneten im Inneren der Erde, sondern eher zu einem dynamischen Entstehungsprozess. Das legt eine

Genese durch elektromagnetische Vorgänge (Dynamoprinzip) nahe. Immerhin gibt es anscheinend Materieströme aus geschmolzenem, elektrisch leitendem Eisen und Nickel im Inneren der Erde.

Die heutzutage gängige Vorstellung der Entstehung des Erdmagnetfeldes geht über das Prinzip des selbstinduzierten Dynamos, dessen Aufbau im Folgenden zunächst modellartig vorgestellt wird (siehe Tab. 1). Den gesamten Aufbau nennt man selbstinduzierten Dynamo und eine ganze Klasse von Generatoren arbeitet nach diesem Prinzip (sogenannte Nebenschlussmaschinen, etwa die Gleichstromlichtmaschine im Auto mit Verbrennungsmotor, siehe Abb. 1).

Tabelle 1: Das Prinzip eines selbstinduzierten Dynamos

<p>1. In einer rotierenden, elektrisch leitenden Scheibe, die von einem Magnetfeld durchsetzt wird, werden Ladungen getrennt. Elektronen sammeln sich am Rand der Scheibe.</p>	
<p>2. Verbindet man den Rand der Scheibe mit der Rotationsachse elektrisch, so kann ein Strom fließen – ein Dynamo/Generator ist entstanden.</p>	
<p>3. Der verbindende Draht kann als Spule um die Rotationsachse gewickelt werden. Ein fließender Strom lässt nun ein zusätzliches Magnetfeld entstehen, was ebenfalls die rotierende Scheibe durchsetzt. Der fließende Strom verstärkt das ursprüngliche Magnetfeld, was zu stärkerem, induziertem Strom führt, was das Magnetfeld verstärkt usw.</p>	

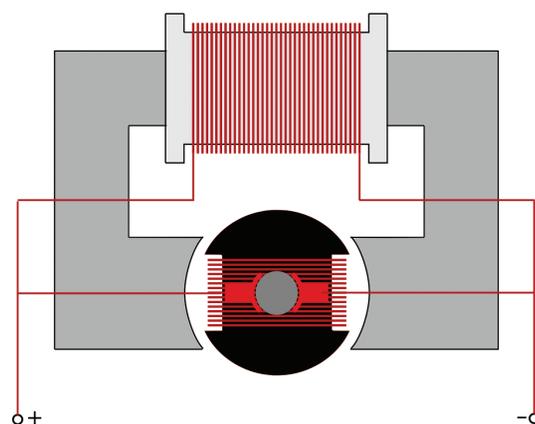


Abbildung 1: Nebenschlussmaschine (Quelle: WolfgangS, lizenziert unter cc-by-sa-3.0)

Im Falle der Erde handelt es sich nach gängiger Vorstellung um einen magnetohydrodynamischen Dynamo. Dabei wird in einer Strömung elektrisch leitfähigen Materials in einem irgendwie anfänglich vorhandenen äußeren Magnetfeld ein Strom induziert, der bei günstiger Anordnung derart von einem Magnetfeld begleitet wird, dass das ursprüngliche Magnetfeld verstärkt wird. Die Energie für das Magnetfeld stammt dabei aus der Bewegungsenergie der Materieströmung. Wenn die elektrischen und mechanischen Verluste nicht zu hoch sind, entsteht so ein Dynamo. Das anfänglich einmal notwendige äußere Magnetfeld ist später nicht mehr notwendig. Man vermutet, dass etwas magnetisiertes Eisen in der Erdkruste dafür ausreicht. Ein solcher magnetohydrodynamischer Dynamo, bei dem eine elektrisch leitfähige Materieströmung ein Magnetfeld erzeugt, wird auch im Inneren der Sonne und bei anderen astronomischen Objekten vermutet. Gängige Modelle nutzen aufsteigende Konvektionsströmungen sowie Effekte differentieller Rotation aus, um in der Tabelle 1 die Scheibe und die geschickt gewundene elektrische Verbindung zu ersetzen (alpha-Omega-Modell). Insbesondere ist es u. a. das Ziel von aktueller Forschung, das Umpolen zu modellieren, was mit dem Nebenschlussmaschinenmodell natürlich überhaupt nicht erklärt werden kann.

2. Bedeutung des Geomagnetismus für die Geographie und andere Geowissenschaften

Für die Geographie und andere Geowissenschaften ist der Geomagnetismus aus unterschiedlichen Gründen von großer Bedeutung.

2.1 Bestimmung der Erdpole

Grundsätzlich wird zwischen den geographischen Polen, Magnetpolen und geomagnetischen Polen unterschieden. Im direkten Zusammenhang mit dem Geomagnetismus stehen allerdings nur die Magnetpole und geomagnetischen Pole. Aus thematischen Gründen werden nachfolgend die ersten drei Polvarianten kurz vorgestellt (siehe Abb. 2).

Die **geographischen Pole** sind die beiden Punkte, an denen die gedachte Erdachse die Erdoberfläche durchstößt. Im Gradnetz der Erde sind dies die Schnittpunkte der Längengrade. Die geographischen Positionen sind somit $90^{\circ} 0' 0''$ N und $90^{\circ} 0' 0''$ S. Zur Festlegung von Positionen auf der Erdoberfläche mit hoher, im Zentimeterbereich liegender Präzision, die von vielen geowissenschaftlichen Anwendungen heute gefordert wird, sind die geographischen Pole nicht geeignet. Denn sie sind nicht ortsfest, sondern variieren ihre Position aufgrund der Polbewegung um einige Meter im Jahr. Die Polbewegung ist nicht zu verwechseln mit der Präzession und Nutation der Erdachse. Bei diesen handelt es sich um Verlagerungen der Rotationsachse des Erdkörpers, der sog. Ekliptik. Bei der Polbewegung ändert sich dagegen die Drehachse im Erdkörper selbst.

Die beiden **Magnetpole** werden durch das Erdmagnetfeld bestimmt: Während der arktische Magnetpol jener Punkt der nördlichen Hemisphäre ist, an dem die magnetischen Feldlinien des Erdmagnetfeldes vertikal zur Erdoberfläche in die Erde eindringen, ist der antarktische magnetische Pol der Punkt der südlichen Hemisphäre, an dem die magnetischen Feldlinien des Erdmagnetfeldes vertikal die Erdoberfläche verlassen. Im physikalischen Sinne handelt es sich beim ersteren um den magnetischen Südpol des Erdmagnetfeldes und beim letzteren um den magnetischen Nordpol des Erdmagnetfeldes (s. u.). Beide Magnetpole sind ebenfalls nicht ortsfest, sondern ständig in Bewegung (siehe Abb. 3).

Die **geomagnetischen Pole** sind berechnete Pole des unregelmäßigen Erdmagnetfeldes, dem die Annahme zugrunde liegt, dass sich im Erdmittelpunkt ein Stabmagnet befindet (siehe Abschnitt 1). Im physikalischen Sinne ist auch der arktische geomagnetische Pol ein magnetischer Südpol und umgekehrt der antarktische geomagnetische Pol ein magnetischer Nordpol.

2.2 Der Magnetkompass – das klassische Instrument zur Erfassung des Erdmagnetfeldes

Der Magnetkompass erlaubt mit Hilfe des Erdmagnetfeldes die Bestimmung der magnetischen Nordrichtung, woraus sich letztendlich alle anderen Himmelsrichtungen ableiten lassen (siehe Abb. 4). Die Erkenntnis, dass sich Splitter von Magneteisenstein in Nord-Südrichtung drehen, war in Griechenland und China schon zwischen 475 und 221 v. Chr. bekannt. Seit dem 11. Jahrhundert verwendete man zunächst

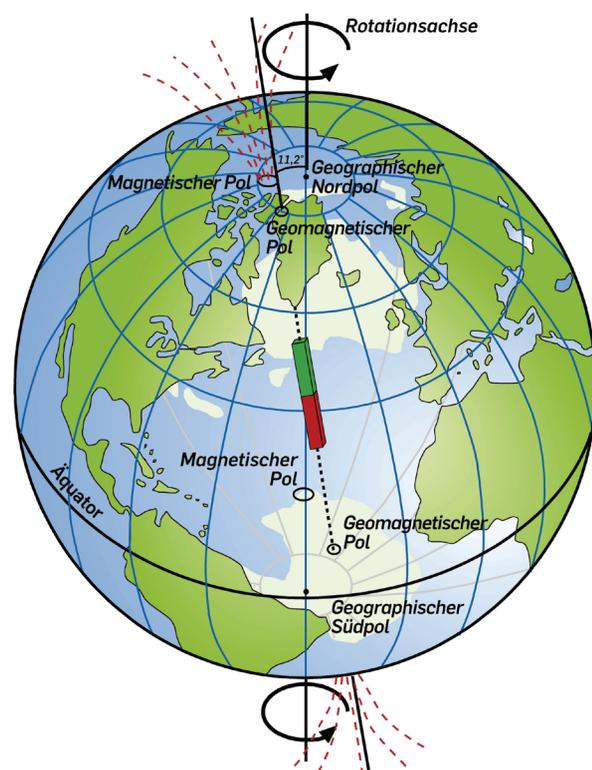


Abbildung 2: Lage der verschiedenen Pole auf der Nordhalbkugel

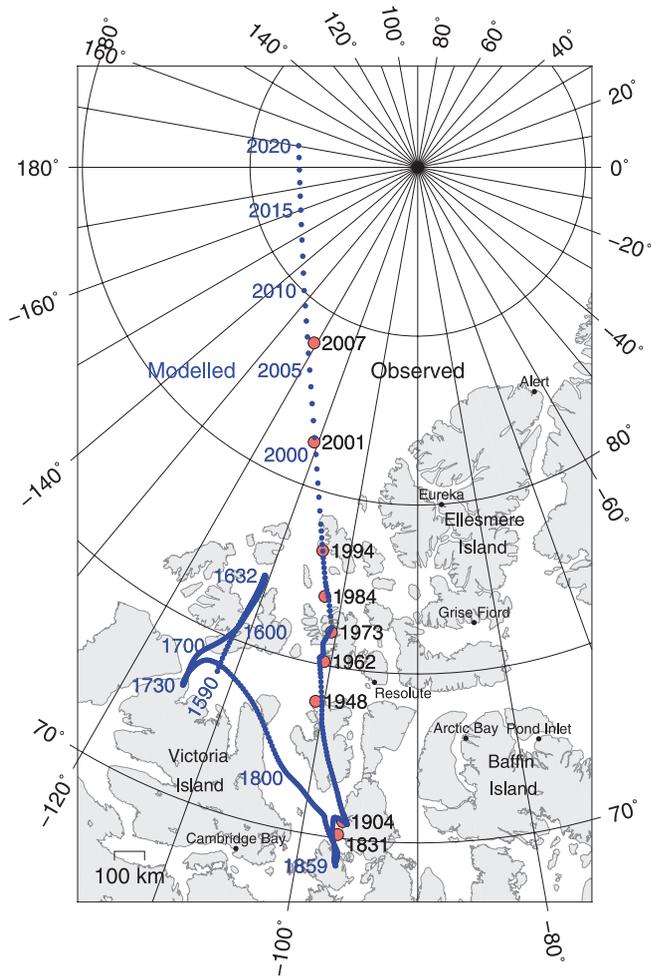


Abbildung 3: Wanderung des arktischen Magnetpols (Quelle: Cavit, lizenziert unter cc-by-4.0)



Abbildung 4: Bundeswehr-Conat-Kompass (Quelle: Matthias Hake, lizenziert unter cc-by-sa-3.0)

nur schwimmende Kompassnadeln, bis im 13. Jahrhundert der erste trockene Kompass entwickelt wurde. Dieser war sehr viel präziser als die instabil schwimmende Nadel und ermöglichte auf diese Weise eine sehr viel exaktere Navigation. Ab 1400 bauten europäische Seefahrer die trockene Kompassnadel und die dazugehörige Windrose in ein festes Gehäuse ein, um es so auf ihren Schiffen sicher zu stationieren. Leonardo da Vinci war es, der als Erster vorschlug, den Kompasskasten in einer kardanischen Halterung aufzuhängen, um so die Exaktheit weiter zu verbessern. Ab 1534 wurde seine Idee realisiert und während des 16. Jahrhunderts in ganz Europa umgesetzt, womit europäische Segelschiffe über die modernste und genaueste Kompasstechnik ihrer Zeit verfügten [1].

Der Magnetkompass besteht in der Regel aus einem drehbaren Zeiger aus ferromagnetischem Material und einem Gehäuse, in dem dieser Zeiger möglichst reibungsarm gelagert ist. Als Halterung für die Magnetnadel dienen u. a. abriebsichere Edelsteine wie Rubine oder Saphire. Am Gehäuse bzw. dem Zeiger ist normalerweise eine Winkelskala angebracht. Der Zeiger selbst kann die traditionelle Form einer Nadel haben. In einigen neueren Kompassen ist eine komplette Scheibe zu finden und in vielen Schiffskompassen auch eine Kugel. Der nach allen Richtungen frei bewegliche Zeiger richtet sich stets in Richtung des Erdmagnetfeldes aus. Die Feldlinien des Erdmagnetfeldes verlaufen in weiten Bereichen der Erde und insbesondere in Mitteleuropa ungefähr in geographischer Nord-Süd-Richtung. Da die Abweichung sehr genau bekannt ist und teilweise in topographischen Karten verzeichnet ist, kann aus der Richtung des Zeigers relativ präzise auf die geographische Nordrichtung geschlossen werden. Die Kompassgehäuse sind im Regelfall mit einer Flüssigkeit gefüllt, um die Bewegung der Nadel zu dämpfen. Infolgedessen vibriert sie bei Erschütterungen weniger, was einerseits das Ablesen erleichtert und andererseits Ablesefehler reduziert. Als Flüssigkeit dient oftmals leichtes Öl oder ein Lösungsmittel, das das Rosten der Nadel verhindert und zudem bei extremen Bedingungen nicht stockt [2].

Eine häufig gestellte aber leicht zu lösende Frage ist, ob im Norden der Erde der magnetische Nordpol oder der magnetische Südpol liege: Als die magnetische Eigenschaft der Magnetit-Nadel entdeckt wurde, bezeichnete man das Nadelende, das nach Norden zeigte, als den Nordpol der Nadel. Erst sehr viel später erkannte man, dass sich bei Magneten immer gegensätzliche Pole anziehen. Da war die Bezeichnung der Polarität aber bereits öffentlich definiert. Die Erde hat im geographischen Norden also einen magnetischen Südpol und umgekehrt. Zur Vermeidung dieser sprachlichen Ambivalenz werden in jüngerer Zeit auch die Begriffe „arktischer Magnetpol“ und „antarktischer Magnetpol“ benutzt (s. o.).

Im Zusammenhang mit der Bestimmung von Himmelsrichtungen spielen die Begriffe Deklination, Deviation, Inklination eine wichtige Rolle. Die Verbindungslinie der magnetischen Pole ist gegenüber der Erdachse um ca. $11,5^\circ$ geneigt, weshalb die magnetischen Pole zurzeit etwa 2.000 km von den geographischen Polen entfernt liegen. Die magnetischen Pole variieren ihre Lage im Verlauf der Zeit, weil der Geomagnetismus auf veränderlichen Strömungen im metallischen Erdkern basiert. Darüber hinaus wird der Verlauf der magnetischen Feldlinien von den örtlichen geologischen Gegebenheiten (z. B. dem Vorkommen von eisenhaltigem Gestein) beeinflusst. Beide Faktoren haben zur Folge, dass die Abweichung der Kompassnadel von der geographischen Nordrichtung an jedem Ort der Erde unterschiedlich ist. Diese Abweichung nennt man Ortsmissweisung oder **Deklination**.

Die **Deviation** ist eine zusätzlich zu beachtende Ablenkung des Magnetkompasses, die mit Störfeldern in der Umgebung des Messpunktes zusammenhängt. Die Nähe beispielsweise von kobalt-, nickel- und eisenhaltigen (also ferromagnetischen)

Gegenständen (wie ein Schlüsselbund, Fahrrad, Auto, Stahlschiff, eine Metallbrille, Eisenbahn) sowie fließender Wechsel- oder Gleichstrom führen zu einer veränderten Richtung der magnetischen Feldlinien, an denen sich die Magnetkompassnadel ausrichtet. Daher unterliegen Kompass, die z. B. auf Fahrzeugen mit ferromagnetischen Materialien benutzt werden, automatisch deren störenden Einflüssen.

Die **Inklination** beschreibt die Richtung der magnetischen Feldlinien des Erdmagnetfeldes in Bezug auf das lokale Koordinatensystem und beschreibt den Winkel zwischen den Tangenten an die magnetischen Feldlinien und der horizontalen Tangentialebene an die Erdoberfläche. In Mitteleuropa beträgt die Inklination etwa $66,5^\circ$, d. h. die Vertikalkomponente des Magnetfeldes ist etwa doppelt so groß wie die Horizontalkomponente. Zur Bestimmung der Nordrichtung ist aber nur die horizontale Komponente der Magnetfeldlinien von Bedeutung, weshalb die Inklination beim Bau des Kompasses individuell kompensiert werden muss. In einfachen Wanderkompassen beispielsweise wird deshalb die Südhälfte der Nadel mit einem sogenannten Reiter beschwert. Ein solcher Kompass kann auf der Südhälfte nicht verwendet werden, da die Nadel schief hängt oder schlimmstenfalls den Boden des Kompassgehäuses berühren würde. Um weltweit Kompass verkaufen zu können, entwickelten die Hersteller die folgenden zwei Lösungen:

1. Bei kostengünstigen Kompassmodellen sind viele Produzenten dazu übergegangen, die Welt in bis zu fünf Zonen einzuteilen und für jede Zone eigene Modellvarianten anzubieten. Die Varianten unterscheiden sich in ihren Nadelschwerpunkten, sodass sie in der jeweiligen Zone ausbalanciert sind.
2. Bei höherwertigen Modellen werden spezielle Nadelaufhängungen und -mechaniken verwendet, die den Kompass dann weltweit einsetzbar machen [3].

Außerhalb von Schiffen werden Magnetkompass auch im Bergbau, in der Luftfahrt, für militärische Zwecke und im Rahmen von Freizeitaktivitäten genutzt.

2.3 Magnetosphäre – Schutzschild vor kosmischer und solarer Strahlung

Unser Planet ist ständig kosmischer Strahlung ausgesetzt, bei der es sich um einen energiereichen Teilchenstrom handelt. Durch das Erdmagnetfeld – auch Magnetosphäre genannt – werden diese hochenergetischen Teilchen abgeschirmt und um die Erde herumgelenkt. Sie können somit erst gar nicht in die Erdatmosphäre eindringen. Das Erdmagnetfeld stellt also einen sehr effizienten Schutz gegen diese für biologisches Leben tödliche Bedrohung dar [4].

Die Sonne sendet ebenfalls einen anhaltenden Strom aus elektrisch geladenen Teilchen aus, den sogenannten Sonnenwind. Der Sonnenwind besteht hauptsächlich aus ionisiertem Wasserstoff (Protonen und Elektronen) sowie aus 8 % Helium-4-Atomkernen (Alpha-Teilchen). Daneben enthält er Spuren von ionisierten Atomkernen der Elemente Kohlenstoff, Stickstoff, Sauerstoff, Neon, Magnesium, Silizium, Schwefel und Eisen. Nichtionisierte Atome sind kaum enthalten. Der Sonnenwind drückt das Magnetfeld auf der vorderen, der Sonne zugewandten Seite zusammen und zieht es auf der gegenüberliegenden Seite zu einem langen Schweif aus, der mehrere Millionen Kilometer in den Weltraum hinaus reichen kann (siehe Abb. 5). Beim Umströmen bildet sich im Sonnenwind eine Bugstoßwelle, wobei der Sonnenwind von Überschall- auf Unterschallgeschwindigkeit abgebremst wird.

Die Schicht, die die Magnetosphäre zum interplanetaren Raum hin abgrenzt, nennt man Magnetopause. Den Schweif der Magnetosphäre darf man sich nicht statisch vorstellen, sondern er „flattert“ eher wie eine Fahne im irdischen Wind. Die Magnetosphäre enthält sogenanntes Plasma, ein Gas aus Ionen und Elektronen. Sie stammen zum Teil aus der Erdatmosphäre, zum Teil aus dem Sonnenwind. Da elektrisch geladene Teilchen sich nicht länger quer zu Magnetfeldlinien bewegen können, dringen Sonnenwindteilchen in der Regel nicht direkt vorn in die Magnetosphäre ein. Sie können aber durch komplizierte Vorgänge im Schweif dennoch in dessen Inneres gelangen.

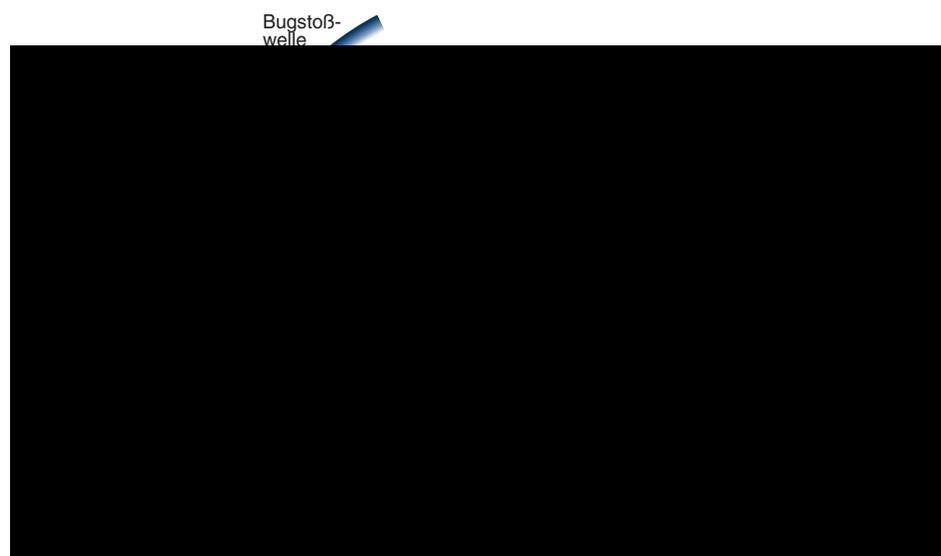


Abbildung 5: Die Magnetosphäre der Erde im Längsschnitt (stark vereinfacht) (Quelle: MPS [5])

Sonnenwindteilchen dringen ebenfalls durch zwei «Löcher» in die Magnetosphäre ein, die sich an der Grenze zwischen den nach vorn und den nach hinten gebogenen Feldlinien bilden, die sogenannten «Cusps» (Spalten). Die elektrisch geladenen Teilchen sammeln sich vorwiegend in der Äquatorebene des Schweifs, der sogenannte Plasmaschicht (siehe Abb. 5 und [6]).

Der Sonnenwind „weht“ nicht gleichmäßig stark, sondern ist teilweise durch große Intensitätsschwankungen gekennzeichnet. Die Schwankungen werden von der Sonnenaktivität verursacht, die sich durch sogenannte Sonnenflecken und blitzartige Phänomene bemerkbar machen. Hier spricht man auch von Sonneneruptionen oder koronalen Explosionen/Massenauswürfen.

2.4 Polarlichter

Wie der Name bereits andeutet treten Polarlichter hauptsächlich in den Polarregionen (jenseits 64° nördlicher und südlicher Breite) auf. Im Norden heißen sie dann Nordlichter oder Aurora borealis und am Südpol nennt man sie Südlichter oder Aurora australis.

Polarlichter entstehen, wenn energiegeladene Teilchen des Sonnenwindes aus der Magnetosphäre (in der Hauptsache Elektronen, aber auch Protonen) auf Sauerstoff- und Stickstoffatome in den höheren Schichten der Erdatmosphäre treffen und diese ionisieren. Bei der nach kurzer Zeit wieder erfolgenden Rekombination wird Licht ausgesandt. Rekombination ist in der Plasmaphysik die neutralisierende Vereinigung elektrisch positiver und negativer Ladungsträger (Ionen, Elektronen). Rekombination stellt den Umkehrprozess zur Ionisation dar [7].

Die Häufigkeit der Polarlichterscheinungen in den mittleren Breiten (Mitteleuropa) hängt von der Sonnenaktivität ab. Die Sonne durchschreitet einen Aktivitätszyklus (Sonnenfleckenzyklus), der vom Anfang (solares Minimum) über die Mitte (solares Maximum) bis zum Ende (erneutes Minimum) durchschnittlich elf Jahre dauert. Mit diesem Zyklus schwankt auch die Häufigkeit von Polarlichtern. Vor allem während des solaren Maximums finden besonders häufig starke Eruptionen auf der Sonne statt. Die großen koronalen Massenauswürfe sind für Polarlichter in Mitteleuropa essentiell. In frühen und späten Phasen des Sonnenzyklus, nahe am solaren Minimum, treten viel weniger dieser Eruptionen auf und somit gibt es auch eine deutlich geringere Wahrscheinlichkeit für Polarlichter. Trotzdem können auch im abfallenden und ansteigenden Sonnenzyklus starke Ereignisse beobachtet werden [7].

Polarlichter können unterschiedliche Farben haben. Grünes Licht beispielsweise entsteht durch Sauerstoffatome, die in einer Höhe von etwa 100 km angeregt werden und während ihrer angeregten Zeit auf andere Teilchen stoßen (siehe Abb. 6). Ohne Zusammenstoß emittieren Sauerstoffatome rotes Licht,

was besonders in der dünneren Atmosphäre in etwa 200 km Höhe auftritt. Angeregte Stickstoffatome emittieren violette bis blaues Licht. Zur Anregung von Stickstoffatomen sind jedoch sehr hohe Energien erforderlich, weshalb diese Farben nur bei starken magnetosphärischen Störungen zu beobachten sind. Aufgrund der hohen Sensibilität des Auges gerade für grünes Licht und der relativ hohen Konzentration von atmosphärischem Sauerstoff werden grüne Polarlichter am häufigsten beobachtet.

Polarlichter können negative Auswirkungen haben. Die für die Entstehung der Polarlichter verantwortlichen, energiegeladenen Teilchen des Sonnenwindes erzeugen elektromagnetische Felder, die elektronische Einrichtungen schädigen können. In der Alaska-Pipeline wurden durch die Wirkung des Polarlichts schon elektrische Ströme von einigen tausend Ampere gemessen. Weiterhin kann es durch Polarlichter in Stromnetzen zu Spannungsschwankungen kommen sowie zu Störungen von Funkwellen. Gefährdet sind insbesondere Satelliten und Flugzeuge. Deshalb fliegen die Flugzeuge zu Zeiten erhöhter Polarlichtaktivität mit geringerer Höhe oder es werden Flugrouten abseits der Polarregionen ausgewählt.

2.5 Paläomagnetismus

Für die Geologie ist vor allem der Tatbestand wichtig, dass sich das Magnetfeld der Erde im Laufe der Erdgeschichte mehrfach umgekehrt hat (frühestens in 2000 Jahren vermuten Wissenschaftler die nächste Umpolung). Dies lässt sich daran erkennen, dass bestimmte Minerale sich entsprechend der jeweils herrschenden Richtung des Magnetfeldes ausrichten, so lange sie darin noch beweglich sind. Bekannt ist das vor allem von Basaltschmelzen, in denen sich die aufgrund ihres hohen Schmelzpunktes früh ausgeschiedenen Magnetitkristalle (Fe_3O_4) einregeln. Beim Abkühlen unterhalb der Curie-Temperatur von 580°C bleibt so das zum Zeitpunkt der Schmelzförderung herrschende Erdmagnetfeld in den Gesteinen „eingefroren“ [8]. Auch einige Sedimentgesteine können remanent magnetisiert werden. Wenn Sedimentpartikel, die im Ozean auf den Boden absinken und verfestigt werden, auch magnetische Minerale wie



Abbildung 6: Polarlicht bei Akranes, Island (Quelle: Theo Schacht, lizenziert unter cc-by-sa-3.0 DE)

beispielsweise Magnetit enthalten, werden die magnetischen Sedimentteilchen in Richtung des Erdmagnetfeldes ausgerichtet [9].

Dieser ehemalige Magnetismus, der auch Paläomagnetismus oder fossiler Magnetismus genannt wird, hat wesentlich zum Verständnis der Erdgeschichte beigetragen. Geologen sammeln heute weltweit Gesteine und bestimmen ihre Magnetisierung sowie ihr absolutes Alter, um die zeitliche Entwicklung des Magnetfeldes zu rekonstruieren. Die ältesten bisher gefundenen Gesteine bezeugen, dass die Erde bereits vor 3,5 Milliarden Jahren ein Magnetfeld hatte, das sich vom heutigen nicht sehr unterschied. Eine Magnetisierung in solch alten Gesteinen zeigt, dass während der 4,5 Milliarden Jahre dauernden Geschichte der Erde zumindest über drei Viertel davon vermutlich ein flüssiger Erdkern existierte [9].

Bei Meeresbodenmessungen um Island hat man beobachtet, dass die Basalte, die dort die Ozeankruste aufbauen, mit zunehmender Entfernung vom Mittelatlantischen Rücken in Streifen mit unterschiedlichen Richtungen magnetisiert sind (siehe Abb. 7). Physikalische Altersdatierungen dieser Gesteine belegen, dass die Umpolung in Abständen von zehntausenden bis zu mehreren Millionen Jahren erfolgte. Damit ließ sich eine Zeitskala aufstellen, mit der sich auch bestimmte geologische Phänomene besser verstehen ließen; nicht zuletzt hat das damit bewiesene sea-floor-spreading wesentlich zur Entwicklung der Theorie der Plattentektonik beigetragen (siehe Abb. 8). Das Streifenmuster weist jedoch keinen regelmäßigen Wechsel auf: so bestand beispielsweise während der Kreidezeit eine über 40 Millionen Jahre anhaltende Zeit ohne Änderung, die magnetic quiet zone genannt wird.

Mit Hilfe der Magnetostratigraphie, die die Umkehrungen des Erdmagnetfeldes nutzt, um Sedimentschichten und andere Gesteine miteinander zu korrelieren und so auf das Alter zu schließen, arbeiten nicht nur Geologen, sondern

auch Archäologen und Anthropologen. So wurde z. B. die Magnetostratigraphie zur Datierung terrestrischer Sedimente herangezogen, die fossile Reste von Vorfahren unserer eigenen Art enthielten (siehe Kasten 1). Die Globale Magnetopolaritäts-Zeitskala (Global Magnetic Polarity Time Scale, abgekürzt GMPTS) reicht heute bis in den Jura zurück, d. h. in eine Zeit vor 170 Millionen Jahre [9].

2.6 Geobiologie

Zahlreiche Organismen wie beispielsweise Tauben, Meeresschildkröten, Wale und selbst Bakterien haben in ihrer Evolution bestimmte Sinnesorgane ausgebildet, die

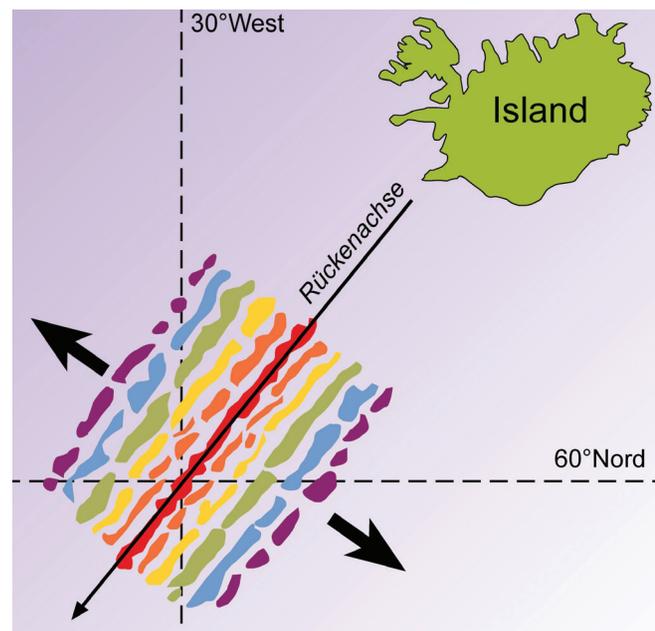


Abbildung 7: Das symmetrische Streifenmuster wechselnder Magnetisierung von Basalten zu beiden Seiten des mittelatlantischen Rückens, hier südwestlich von Island, wo es zuerst entdeckt wurde. Die Farbstreifen kennzeichnen positive Anomalien.



Abbildung 8: Diese Brücke auf Island überspannt eine Bruchzone im Álfagjá-Gebiet, in dem sich die Nordamerikanische und die Eurasische Platte voneinander entfernen; jährlich um ca. 2 cm (Quelle: Chris 73, lizenziert unter cc-by-sa-3.0)

In den frühen 1960er Jahren fand ein australischer Student an einer ehemals von australischen Ureinwohnern genutzten Feuerstelle magnetisierte Gesteine. Bevor der Student einige dieser Steine aufnahm, dokumentierte er sorgfältig deren räumliche Orientierung und Lage. Dann bestimmte er die Richtung der Magnetisierung dieser Steine und stellte fest, dass sie

genau entgegengesetzt zur heutigen Magnetrichtung ausgerichtet waren. Er vermutete gegenüber seinem ungläubigen Professor, dass zumindest vor 30.000 Jahren, als die Feuerstelle von Aborigines genutzt wurde, das irdische Magnetfeld entgegen der heutigen Richtung ausgerichtet war. Ein Magnetkompass hätte damals also eher nach Süden als nach Norden gezeigt.

Kasten 1: Als die Steine nach dem letzten Feuer abkühlten, wurden sie in Richtung des ehemaligen Magnetfeldes magnetisiert und überlieferten somit dessen Orientierung (Quelle: Press/Siever 2014).

ihnen mithilfe des Magnetfeldes eine exakte Orientierung ermöglichen. Diese Sinnesorgane beruhen auf winzigen Kristallen des Minerals Magnetit (Fe_3O_4), die, als sie in dem Organismus auf biologischem Wege gebildet wurden, durch das Normalfeld der Erde eine Magnetisierung erfuhren. Solche Kristalle wirken wie kleine Kompass, mit deren Hilfe sich die Organismen im Erdmagnetfeld orientieren. Geobiologen entdeckten vor einiger Zeit außerdem, dass einige Tiere sogar in bestimmter Weise angeordnete Magnetitkristalle verwenden, um die Stärke des Magnetfeldes zu ermitteln, die ihnen weitere Informationen für die Orientierung liefert [9].

3 Didaktische Hinweise

Der spezielle Beitrag des Faches Geographie zur Welterschließung liegt in der Auseinandersetzung mit den Wechselbeziehungen zwischen Natur und Gesellschaft in Räumen verschiedener Art und Größe [10]. Damit beschäftigt sich die Schulgeographie explizit mit der Kategorie Raum und verbindet zudem natur- und gesellschaftswissenschaftliches Wissen. Nach dem sogenannten Drei-Säulen-Modell stellt die Auseinandersetzung mit der Interaktion von Gesellschaft und Umwelt ein eigenständiges Erkenntnisobjekt dar, welches durch spezifische Problem- und Fragestellungen gekennzeichnet ist, die weder in der Physiogeographie noch in der Humangeographie untersucht werden. Eine Reihe von Geographen tritt deshalb dafür ein, besser vom Drei-Säulen-Modell der Geographie als vom Brückenfach Geographie zu sprechen, weil darin die Eigenständigkeit von Physiogeographie und Humangeographie respektiert wird und die geographische Gesellschaft-Umwelt-Forschung zugleich als davon abgesetzter, spezifischer Forschungs- und Arbeitsbereich definiert ist [11]. Die primäre Bezugswissenschaft für das Schulfach Geographie in den Sekundarstufen I und II ist zunächst einmal die gleichnamige Hochschuldisziplin; sie ist aber keineswegs die einzige. Denn die Schulgeographie repräsentiert weitere geowissenschaftliche und damit besonders naturwissenschaftlich ausgerichtete Hochschuldisziplinen. Hierzu gehören u. a. Geologie, Geophysik, Mineralogie, Meteorologie, Ozeanographie [12]. Weil Geographie das zentrale Schulfach ist, in dem auch andere Geowissenschaften behandelt werden, wurde es bereits 1996 im Rahmen der „Leipziger Erklärung zur Bedeutung der Geowissenschaften in Lehrerbildung und Schule“ als geowissenschaftliches Zentrierungsfach [13].

Innerhalb der Bildungsstandards im Fach Geographie kann das Thema „Geomagnetismus und dessen Bedeutung für die Geographie und weitere Geowissenschaften“ dem Kompetenzbereich „Fachwissen“ und der Kompetenz (F1)

„Fähigkeit, die Erde als Planeten zu beschreiben“ zugeordnet werden [10].

Auch im Physikunterricht gibt es vielfältige Berührungspunkte mit dem Thema „Geomagnetismus“. Dabei kann es nicht nur um eine Beschreibung des Phänomens gehen, sondern auch um Erklärungsversuche zur Entstehung und um Modelle bzw. Modellexperimente. In der Sprache der Bildungsstandards für Physik [14] sind Verbindungen zu den Kompetenzbereichen „Fachwissen“ und „Erkenntnisgewinnung“ denkbar. Im ersten Fall können alle vier Basiskonzepte „Wechselwirkung“, „Energie“, „System und Struktur der Materie“ in Betracht kommen (F1), im zweiten Fall gibt es Anknüpfungspunkte mit dem „Erklären“ und mit dem „Bilden von Modellen“ (E1, E3). Phänomenologische Zugänge zum Magnetismus wie sie vielfach für den Anfangsunterricht in der Unterstufe propagiert werden, können auch schon Bezug auf den Geomagnetismus nehmen bzw. das Erdmagnetfeld ausnutzen, beispielsweise beim Kompassbau.

Das Fach Geographie übernimmt auch Verantwortung für fachübergreifende bzw. fächerverbindende Bildungsaufgaben [10]. Nicht zuletzt vor diesem Hintergrund ist der vorliegende Beitrag zu verstehen, bei dem ein Physikdidaktiker und ein Geographiedidaktiker fächerverbindend zusammengearbeitet haben und auch für eine gemeinsame, fächerverbindende Umsetzung der Thematik „Geomagnetismus“ in der Unterrichtsrealität plädieren.

Als Ausgangspunkt einer fächerverbindenden Unterrichtsreihe zum Thema „Geomagnetismus“ können Alltagserscheinungen aus der Lebenswelt der Schülerinnen und Schüler dienen wie beispielsweise die Benutzung eines Kompasses oder Berichte über Polarlichter. Alternativ dazu könnten auch die Vorstellungen der Schülerinnen und Schüler zu diesem Themenfeld erhoben werden, um so Kenntnisse über deren Vorwissen zu generieren. Um im weiteren Verlauf des Unterrichts etwa die nicht direkt beobachtbaren Ursachen des Erdmagnetfeldes anschaulich und verständlich zu machen, bietet sich der eigenständige Bau eines Dynamos an wie er zu Beginn dieses Artikels beschrieben ist.

Eine thematische Erweiterung des Unterrichts könnte durch die zusätzliche Einbeziehung von geobiologischen Aspekten erfolgen, die dann von einer Biologielehrkraft übernommen werden könnte.

Prof. Dr. Karl-Heinz Otto Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Geowissenschaften, Geographisches Institut

Ak. Rat Dr. Rainer Wackermann Fakultät für Physik und Astronomie, AG für Didaktik der Physik

Literatur

- [1] Ludwig, K.-H. & Schmidtchen, V. (1992): Metalle und Macht. 1000 bis 1600. Berlin, Frankfurt/Main: Propyläen Ullstein.
- [2] Linke, W. (2014): Orientierung mit Karte, Kompass, GPS. 16. Auflage. Bielefeld: Delius Klasing.
- [3] Würtl, W. (2009): 292 ° WNW. Der Kompass – unverzichtbares Auslaufmodell. [http://www.bergundsteigen.at/file.php/archiv/2002/1/38-41%20\(292%B0WNW,%20teil%201\).pdf](http://www.bergundsteigen.at/file.php/archiv/2002/1/38-41%20(292%B0WNW,%20teil%201).pdf) Abgerufen: 06.12.2016
- [4] Clauser, C. (2015): Einführung in die Geophysik. Globale physikalische Felder und Prozesse in der Erde. 2. Auflage. Berlin, Heidelberg.
- [5] <https://www.mps.mpg.de/442044/07Die-Magnetosphaere-der-Erde.pdf> (Abgerufen: 06.12.2016)
- [6] Schlegel, K. & Woch, J. (2005): Die Magnetosphäre der Erde. Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung. Forschungsinfo 05/2005. Katlenburg-Linda.
- [7] Schlegel, B. & Schlegel, K. (2011): Polarlichter zwischen Wunder und Wirklichkeit. Kulturgeschichte und Physik einer Himmelserscheinung. Heidelberg: Spektrum (Springer).
- [8] Rothe, P. (2015): Allgemeiner Geologie. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- [9] Press, F. & Siever, R. (2014): Allgemeine Geologie. Eine Einführung in das System Erde. 7. Auflage. Heidelberg, Berlin: Spektrum Akademischer Verlag.
- [10] Deutsche Gesellschaft für Geographie (DGfG) (Hrsg.) (2014). Bildungsstandards im Fach Geographie für den Mittleren Schulabschluss – mit Aufgabenbeispielen. 8. Auflage. Bonn.
- [11] Weichhart, P. (2005): Auf der Suche nach der „dritten Säule“. Gibt es Wege von der Rhetorik zur Pragmatik? In: D. Müller-Mahn & U. Wardenga (Hrsg.): Möglichkeiten und Grenzen integrativer Forschungsansätze in Physischer Geographie und Humangeographie. Leipzig, 109-136.
- [12] Otto, K.-H. (2015): Geographie - (k)ein MINT-Fach!? Der Beitrag der Geographie zur naturwissenschaftlichen (Grund-)Bildung (Scientific Literacy). In: Der mathematische und naturwissenschaftliche Unterricht (MNU) 68/4, 231-236 + 5 Online-Beilagen auf dem MNU-Server.
- [13] Alfred-Wegener-Stiftung für Geowissenschaften in Gemeinschaft mit der Deutschen Gesellschaft für Geographie e.V. und dem Institut für Länderkunde in Leipzig (1996): Leipziger Erklärung zur Bedeutung der Geowissenschaften in Lehrerbildung und Schule. 30. Oktober 1996. Leipzig.
- [14] KMK (2004). Bildungsstandards im Fach Physik für den Mittleren Schulabschluss. Sekretariat der Ständigen Konferenz der Kultusminister der Länder in der Bundesrepublik Deutschland.

Erdbebenregistrierung mit Seismometern

Ellen Gottschämmer, Martin Pontius, Nicole Busch & Thomas Bohlen

1. Seismometer in der Schule

In Deutschland spielt die Gefährdung durch Erdbeben eine geringere Rolle als in vielen anderen Ländern. Schülerinnen und Schüler kennen die Auswirkungen von Erdbeben oft nur aus den Medien. Kleinere Erdbeben treten zwar auch in Deutschland beinahe täglich auf [1], führen aber oft nur zu Erschütterungen des Erdbodens, die unterhalb der Wahrnehmungsschwelle des Menschen liegen.

Umso spannender ist es, Erdbebenwellen in Deutschland mit empfindlichen Messgeräten zu registrieren und die Bodenbewegungen auf diese Weise sichtbar zu machen. Dazu eignen sich einfache, offen konstruierte Seismometer besonders gut, da die Schülerinnen und Schüler hier die einzelnen Komponenten des Seismometers deutlich erkennen und deren Aufgaben verstehen können [1, 2]. Physikalische Zusammenhänge werden auf anschauliche Weise verdeutlicht, wenn sich Schülerinnen und Schüler mit dem Messprinzip eines Seismometers beschäftigen: Während sich das Messgerät mit der Bodenbewegung mitbewegt, bleibt ein schwerer Körper im Messgerät aufgrund des ersten Newton'schen Gesetzes zunächst zurück und schwingt anschließend wie ein gedämpftes Pendel.

Die Umwandlung des mechanischen Signals in ein elektrisches Signal erfolgt über das Prinzip der elektromagnetischen Induktion. Bei der Interpretation der Seismogramme, aus denen die Physik des Bruchprozesses des Gesteinskörpers abgeleitet sowie die innere Struktur der Erde rekonstruiert werden können, sind Kenntnisse über die Ausbreitung elastischer Wellen, über deren Reflexion und Brechung an Schichtgrenzen notwendig.

Die Registrierung und Interpretation von Seismogrammen ermöglicht Schülerinnen und Schülern somit praktische Anwendungen und Einblick in ganz unterschiedliche Bereiche der Physik. Außerdem wird den Schülerinnen und Schülern bei der Registrierung und Analyse von Erdbebenwellen die gesellschaftliche Relevanz naturwissenschaftlicher Fragestellungen deutlich.

Bei der Auswertung seismischer Signale ist es hilfreich, Seismogramme von mehreren Stationen gemeinsam zu analysieren. Aus diesem Grund wurde unter anderem vom British Geological Survey (BGS) ein Netzwerk für Schulen geschaffen, um in den Schulen aufgezeichnete seismische Daten auszutauschen [2]. Bei dem Netzwerk des BGS können sich Schulen, die ein Seismometer des Gatsby Science Enhancement Programs (SEP) betreiben, registrieren, Daten hochladen und auf die Daten der anderen vernetzten Schulen zugreifen [3].

Eine Verteilung der dem Netzwerk angehörenden Stationen ist in Abb. 1 gezeigt. Bei den Schulen, die sich in diesem Netzwerk bisher registriert haben, handelt es sich meist um britische Schulen. Es sind aber auch Schulen aus Deutschland vertreten. Das SEP-Seismometer wurde im Rahmen des SEP durch den BGS für den Betrieb in Schulen entwickelt. Initiativen dieser Art gibt es in vielen europäischen Ländern [4, 5], bisher jedoch noch nicht in vergleichbarem Maß in Deutschland [4], obwohl Schulseismometer bereits an mehreren Schulen betrieben werden [1, 6, 7].

Es wäre wünschenswert, wenn auch in Deutschland eine größere Anzahl von Schulen ein Seismometer, zum Beispiel im Rahmen einer Seismologie-Arbeitsgemeinschaft, betreiben würde. Eine Vernetzung über die Plattform des BGS oder eine vergleichbare Plattform in Deutschland wäre sinnvoll, um die Daten untereinander auszutauschen und für die Analyse der Erdbebensignale auf mehrere Datensätze unterschiedlicher Stationen zugreifen zu können. Die Anschaffungskosten für ein SEP-Seismometer belaufen sich auf knapp 1000 € (z. B. Klüver und Schulz GmbH, Stand Oktober 2016). Zur Aufzeichnung der Daten ist zusätzlich noch ein Computer notwendig. Es empfiehlt sich, das Seismometer im untersten Stockwerk eines Gebäudes zu installieren (zum Beispiel im Keller), um eine möglichst direkte Ankopplung an den Boden zu erreichen. Da die Signale von Fernbeben aus Schwingungen mit dominanten Perioden im Bereich von Zehnern bis Hunderten von Sekunden bestehen, können die Seismometer auch in urbanen Umgebungen betrieben werden. Die Bodenunruhe durch die urbane Umgebung findet sich typischerweise bei Perioden kleiner als fünf Sekunden. Die größten Amplituden

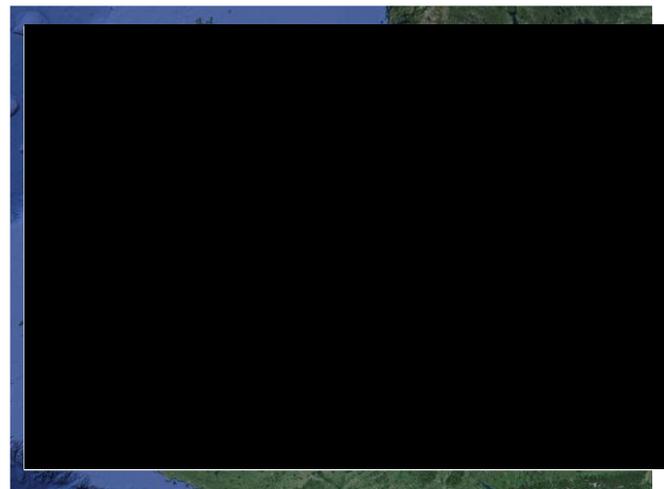


Abbildung 1: Standorte der SEP-Seismometer (rot), die auf der Webseite des British Geological Survey (<http://www.bgs.ac.uk/schoolSeismology/schoolSeismology.cfc?method=viewStations>) registriert sind, Stand 23.12.2015. (Quelle: Google Earth, TerraMetrics)

der urbanen Bodenunruhe liegen sogar häufig im Bereich von Zehntelsekunden [8].

2. Erdbebenwellen

Erdbeben sind Quellen elastischer Wellen, die sich vom Erdbebenherd durch die gesamte Erde ausbreiten und von Seismometern registriert werden können. Die bei einem Erdbeben abgestrahlte Energie ist von der Stärke des Erdbebens abhängig [9].

Erdbeben strahlen zwei verschiedene Arten elastischer Wellen ab: die Longitudinalwellen und die Transversalwellen. Diese Namensgebung beruht auf der Schwingungsrichtung der Partikel beim Durchgang der Welle durch ein elastisches Medium: Der Verschiebungsvektor einer Longitudinalwelle zeigt in Richtung der Wellenausbreitung, während der einer Transversalwelle senkrecht dazu steht. Die Longitudinalwellen werden auch als Kompressionswellen bezeichnet, da die Teilchen beim Durchgang der Welle aneinander gedrückt und auseinandergezogen werden. In der Fachliteratur findet man meist die Bezeichnung Primär- oder kurz P-Wellen, da sich diese Wellen in der Erde schneller als die Transversalwellen ausbreiten können und deshalb im Seismogramm als erster Einsatz zu sehen sind. Die Transversalwellen werden auch als Scherwellen und aufgrund ihrer Ausbreitungsgeschwindigkeit als Sekundär- oder S-Wellen bezeichnet.

In einiger Entfernung vom Erdbebenherd können aber zum Beispiel durch Interferenz auch noch elastische Oberflächenwellen entstehen, die entlang der Erdoberfläche geführt werden und deren Ausbreitungsgeschwindigkeit im Gestein langsamer als die der S-Wellen ist. Man unterscheidet hier die nach ihren Entdeckern benannten Love- und Rayleigh-Wellen. Love-Wellen treten nur in einer geschichteten Erde auf. Es handelt sich im Prinzip um eine in der Horizontalebene schwingende S-Welle, die zwischen der Erdoberfläche und den Schichtgrenzen vielfach hin- und herreflektiert wird [10]. Rayleigh-Wellen breiten sich auch in einem homogenen Medium aus. Sie haben große Ähnlichkeiten mit Wasserwellen. Genau wie bei diesen beschreibt beim Durchgang der Welle ein Punkt an der Oberfläche die Bahn einer senkrecht stehenden Ellipse, die retrograd durchlaufen wird. Die Oberflächenwellen treffen im Seismogramm in der Regel nicht als klarer Einsatz sondern als breiter Wellenzug ein, da sie dispersiv sind. Je weiter die Messstation vom Herd des Erdbebens entfernt ist, umso breiter erscheint dieser Wellenzug im Seismogramm. Die Auswertung der Seismogramme im Schülerlabor Geophysik in Karlsruhe beschränkt sich auf die Analyse der P- und S-Wellen. P-Wellen breiten sich in der Erdkruste typischerweise mit 6 km/s und im unteren Erdmantel mit bis zu doppelt so großen Geschwindigkeiten aus. S-Wellen sind langsamer: Sie haben Ausbreitungsgeschwindigkeiten von ca. 3,5 km/s in der Erdkruste und von etwa 6 km/s im Erdmantel [11]. Diese Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind praktisch unabhängig von der geographischen Lage des Erdbebenherds sowie von der

des Seismometers. In Bezug auf die Ausbreitung seismischer Wellen kann die Erde also als kugelsymmetrisch angenommen werden.

Diese Tatsache kann man sich beim Bestimmen der Herdentfernung zunutze machen: Die Laufzeiten der seismischen Wellen lassen sich aufgrund der Kugelsymmetrie für verschiedene Herdentfernungen theoretisch berechnen und in Laufzeitkurven (siehe Abb. 2) darstellen. Zu jeder beliebigen Entfernung zwischen Erdbebenherd und Messstation gehört je eine definierte Laufzeit für die P-Welle sowie eine definierte Laufzeit für die S-Welle. Die Differenz zwischen diesen beiden Laufzeiten hängt ebenfalls nur von der Entfernung zwischen Erdbebenherd und Messstation ab. Je weiter entfernt vom Erdbebenherd ein Seismometer die elastischen Wellen registriert, umso größer wird die Differenz zwischen der Ankunftszeit der P- und S-Wellen. Die Laufzeiten der P-Wellen sind in Abb. 2 für verschiedene Herdentfernungen durch die rote Linie markiert. Die Laufzeiten der S-Wellen werden durch die blaue Linie dargestellt. Der grüne Bereich markiert die Einsätze der Oberflächenwellen. Dieser Bereich wird aufgrund der Dispersivität des Signals für größere Herdentfernungen breiter.

In einem Seismogramm, das an einer Messstation aufgezeichnet wurde, bestimmt man also zunächst die Einsätze der P- und der

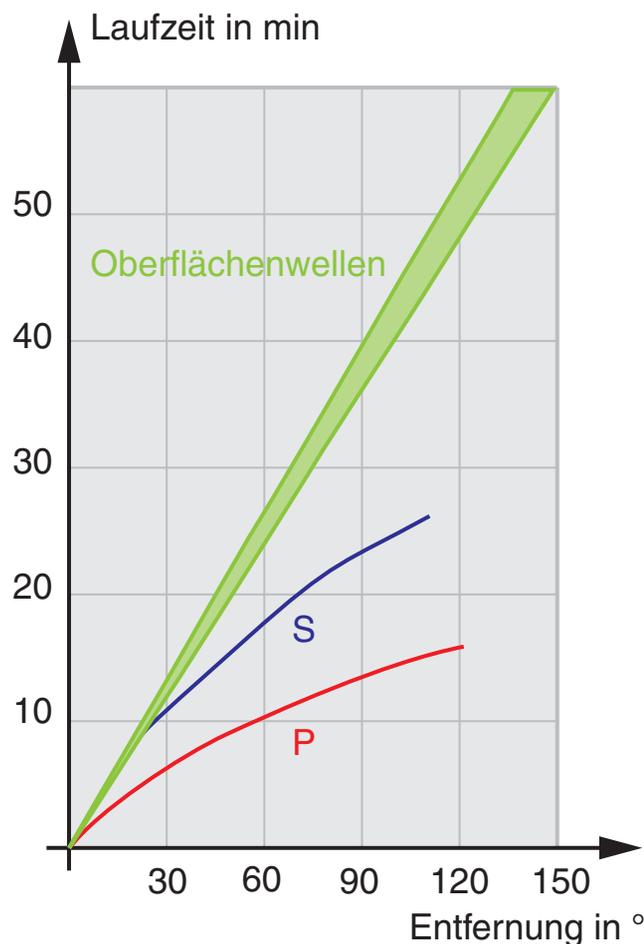


Abbildung 2: Theoretische Laufzeitkurve für P- und S-Wellen (rot und blau) sowie Oberflächenwellen.

S-Welle, liest die Einsatzzeit der Wellen im Seismogramm ab und berechnet dann deren Differenz. Anschließend kann man die Seismogramme graphisch über die Laufzeitkurve legen, so dass der Einsatz der P-Welle auf der roten Kurve zum Liegen kommt. Als nächstes verschiebt man das Seismogramm entlang der Entfernungachse, bis sowohl der Einsatz der P-Welle mit der roten Kurve als auch der Einsatz der S-Welle im Seismogramm mit der blauen Kurve übereinstimmen. Dann liest man die Herdentfernung an der Entfernungachse ab.

Die elastischen Wellen werden auf ihrem Weg von der Quelle durch die Erde zum Seismometer gedämpft [12]. Ob ein Erdbeben an einem Seismometer registriert werden kann, hängt also nicht nur von der Sensitivität des Messgeräts, sondern auch von der Magnitude des Erdbebens und der Entfernung zwischen Erdbebenherd und Messgerät ab.

Ebenso variiert der Frequenzgehalt der elastischen Wellen mit der Magnitude des Erdbebens und der Entfernung des Erdbebens vom Seismometer. Je nach Stärke des Erdbebens werden elastische Wellen unterschiedlicher Frequenzen abgestrahlt: Je größer das Erdbeben, um so tieffrequenter ist in der Regel das Spektrum des Quellsignals [9]. Wenn die elastischen Wellen die Erde durchlaufen, agiert die Erde wie ein Tiefpassfilter, so dass in größeren Entfernungen an Seismometern nur noch die tieffrequenten Signalanteile aufgezeichnet werden.

Das Seismometer, mit dem man die Erdbebensignale aufzeichnen möchte, muss deshalb der Fragestellung angepasst sein. Für hochfrequente seismische Signale von Beben aus dem näheren Umkreis verwendet man andere Messgeräte als zur Aufzeichnung tieffrequenter Signale von starken, aber weit entfernten Erdbebenquellen.

3. Messprinzip des Seismometers

Mit einem Seismometer möchte man die Bewegung des Bodens beim Durchgang einer elastischen Erdbebenwelle aufzeichnen. Die Messung der Bodenbewegung ist jedoch nicht so einfach möglich, da sich das Messgerät, das auf dem Boden ruht, beim Durchgang der Erdbebenwelle auch bewegt. Ideal wäre es, einen frei schwebenden Körper mit einer hohen Masse zu haben, der in Ruhe bleibt, wenn sich der Boden bewegt. Da dies nicht zu realisieren ist, versucht man einen schweren, schwingungsfähigen Körper, der mit dem Gehäuse verbunden ist, möglichst gut von der Bodenbewegung zu entkoppeln. Dazu konstruiert man Seismometer, die die Bodenbewegung in einer festen Raumrichtung aufzeichnen.

Bei einem Horizontalseismometer, das die Bodenbewegung parallel zur Erdoberfläche registriert, lässt sich die Entkopplung durch einen Aufbau nach dem Gartentor-Prinzip realisieren (siehe Abb. 3). Hier ist ein Körper mit einer hohen Masse (gelb) an einer drehbar gelagerten, horizontalen Pendelstange befestigt. Von der Pendelstange führt außerdem ein

Aufhängungsarm zu einer zweiten drehbaren Aufhängung. Der gelbe Körper kann so aus der Zeichenebene heraus schwingen. An der Stellschraube A lässt sich das Seismometer horizontal ausrichten. Die Stellschraube B dient zur Einstellung der Eigenperiode des Systems, indem der Einfluss der Schwerkraft, welche als Rückstellkraft wirkt, durch Neigung vergrößert oder verkleinert wird. In der Messeinheit wird die mechanische Bewegung im Magnetfeld einer Spule in ein elektrisches Signal umgewandelt. Dabei wird durch die Relativbewegung zwischen einem Magneten und einer Spule eine Spannung induziert, die proportional zur Geschwindigkeit der Bewegung ist. Diese wird elektronisch verstärkt und mit einem PC zusammen mit einem Zeitsignal aufgezeichnet. Eine Darstellung der gemessenen Daten über die Zeit entspricht einem Seismogramm der Bodenschwinggeschwindigkeit. Für weitere Erläuterungen zum Bau und zur Einrichtung einfacher Seismometer siehe [1] und [2].

4. Das SEP-Seismometer im Schülerlabor Geophysik in Karlsruhe

Im Schülerlabor Geophysik am Geophysikalischen Institut (GPI) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) werden seit 2012 Erdbeben mit einem SEP-Seismometer (siehe Skizze in Abb. 3 und Foto in Abb. 4) in einer urbanen Umgebung registriert [13]. Das Seismometer ist auf dem Boden im

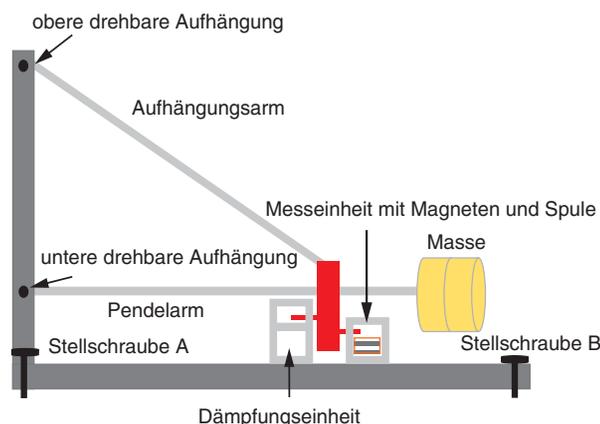


Abbildung 3: Konstruktionsskizze des SEP-Horizontalseismometers. Der gelbe Körper kann hier nur parallel zur Erdoberfläche auf den Beobachter zu bzw. von ihm weg schwingen.

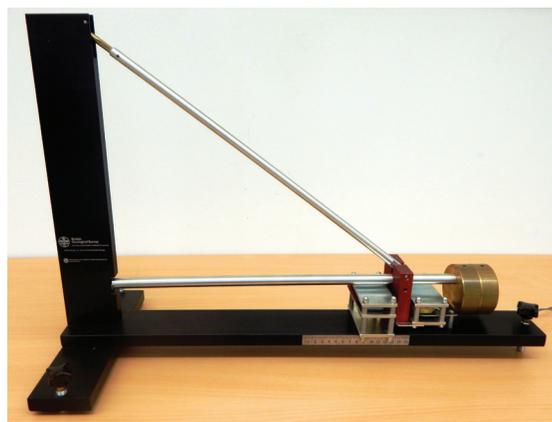


Abbildung 4: Das SEP-Seismometer im Schülerlabor Geophysik.

Erdgeschoss des Gebäudes aufgestellt und registriert die Bodenbewegung kontinuierlich.

Schülerinnen und Schüler der gymnasialen Oberstufe können das Schülerlabor Geophysik nach Anmeldung im Klassen- oder Kursverband zusammen mit ihren Fachlehrern besuchen. Das Experimentieren mit dem SEP-Seismometer und anderen hochpräzisen Messgeräten [14,15], die Auswertung von Seismogrammen, die mit dem SEP-Seismometer im Schülerlabor aufgezeichnet wurden und spannende Erfahrungen im Umgang mit geophysikalischen Messgeräten gehören zu einem Besuch des Schülerlabors am GPI [13, 16].

Lehrerinnen und Lehrer können zur Vorbereitung eines Besuchs im Schülerlabor und zum Experimentieren mit dem Seismometer Unterrichtsmaterialien erhalten, die im Rahmen der Abschlussarbeit einer Lehramtsstudentin für das Fach Physik entstanden sind [17]. Sie bestehen aus drei Modulen zu den Themen Entstehung von Erdbeben (Modul 1), Schwingungen und deren Dämpfung (Modul 2) und zur Seismologischen Messtechnik (Modul 3). Diese beinhalten informative Abbildungen und für Schülerinnen und Schüler leicht verständliche Texten sowie Arbeitsaufträge, die die Schülerinnen und Schüler zum Abschluss eines jeden Moduls bearbeiten und somit ihr neues Wissen überprüfen und anwenden können. Ein Arbeitsauftrags zum zweiten Modul ist exemplarisch in Kasten 1 dargestellt. Die Unterrichtsmaterialien können von Lehrerinnen und Lehrern beim Schülerlabor Geophysik in digitaler Form kostenfrei bestellt werden.

Abb. 5 (unten) zeigt ein Seismogramm, das am 25.04.2015 im Schülerlabor Geophysik mit dem SEP-Seismometer aufgezeichnet wurde. Es zeigt ein Signal proportional zur Bodenschwinggeschwindigkeit und stammt von einem Erdbeben aus Nepal mit Magnitude M 7,8. Man erkennt

deutlich den ersten Einsatz der seismischen P-Welle um 06:21 Uhr bei der Zeit $t = 550$ s und den Einsatz der S-Welle ca. 500 s später bei $t = 1050$ s, der durch eine Amplitudenzunahme und eine Änderung im Frequenzgehalt gekennzeichnet ist. Bei $t = 2000$ s treffen Oberflächenwellen an der Station ein, die sich noch langsamer ausbreiten, als die S-Wellen, und deren Einsatz wieder durch eine deutliche Amplitudenzunahme gekennzeichnet ist. Zum Vergleich ist in Abb. 6 (oben) ein Seismogramm dargestellt, das am gleichen Tag in einem anderen Gebäude des Geophysikalischen Instituts des KIT mit einem professionellen STS2-Seismometer aufgezeichnet wurde. Auch wenn sich die Wellenzüge nicht exakt gleichen, lassen sich jedoch die Einsatzzeiten der P- und S-Welle in beiden Aufzeichnungen deutlich erkennen und klar ablesen.

Eine Analyse des Seismogramms (siehe Abb. 6) ergibt eine Herdentfernung von ca. 61° bzw. 6770 Kilometern. Eine Gruppe von Schülerinnen und Schülern, die das Schülerlabor kurz nach der Aufzeichnung des Erdbebens besuchten, führten diese Analyse durch und konnten durch Vergleich mit seismisch aktiven Zonen in der entsprechenden Entfernung auf die Herdregion schließen. Ein Vergleich mit weiteren Registrierungen deutschland- oder weltweit könnte die Lage des Erdbebenherds eingrenzen und zu einem genaueren Ergebnis führen, wenn in der bestimmten Herdentfernung mehrere aktive Herdregionen zu finden sind.

5. Fazit

Die Registrierung sowie die Analyse von Seismogrammen veranschaulichen Schülerinnen und Schülern auf spannende Weise verschiedene physikalische Prinzipien und bilden eine Anwendung für das im Unterricht erworbene Wissen. Selbst in einer urbanen Umgebung lassen sich Fernbeben gut registrieren, da die Signale einen Frequenzgehalt besitzen, der von urbanen Störquellen nur wenig beeinflusst wird. Bereits mit einem

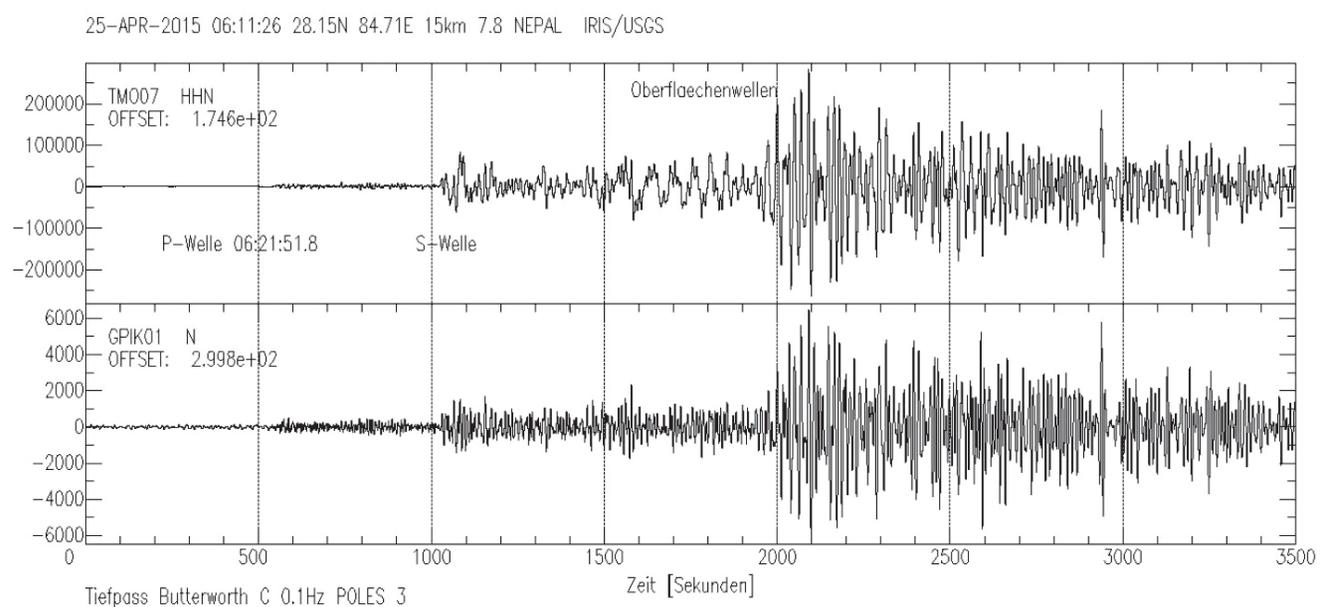


Abbildung 5: Seismogramm eines Erdbebens der Magnitude $M = 7,8$ vom 25.04.2015 in Nepal, aufgenommen mit einem professionellen STS-2-Seismometer (oben) und mit dem SEP-Horizontalseismometer im Schülerlabor Geophysik.

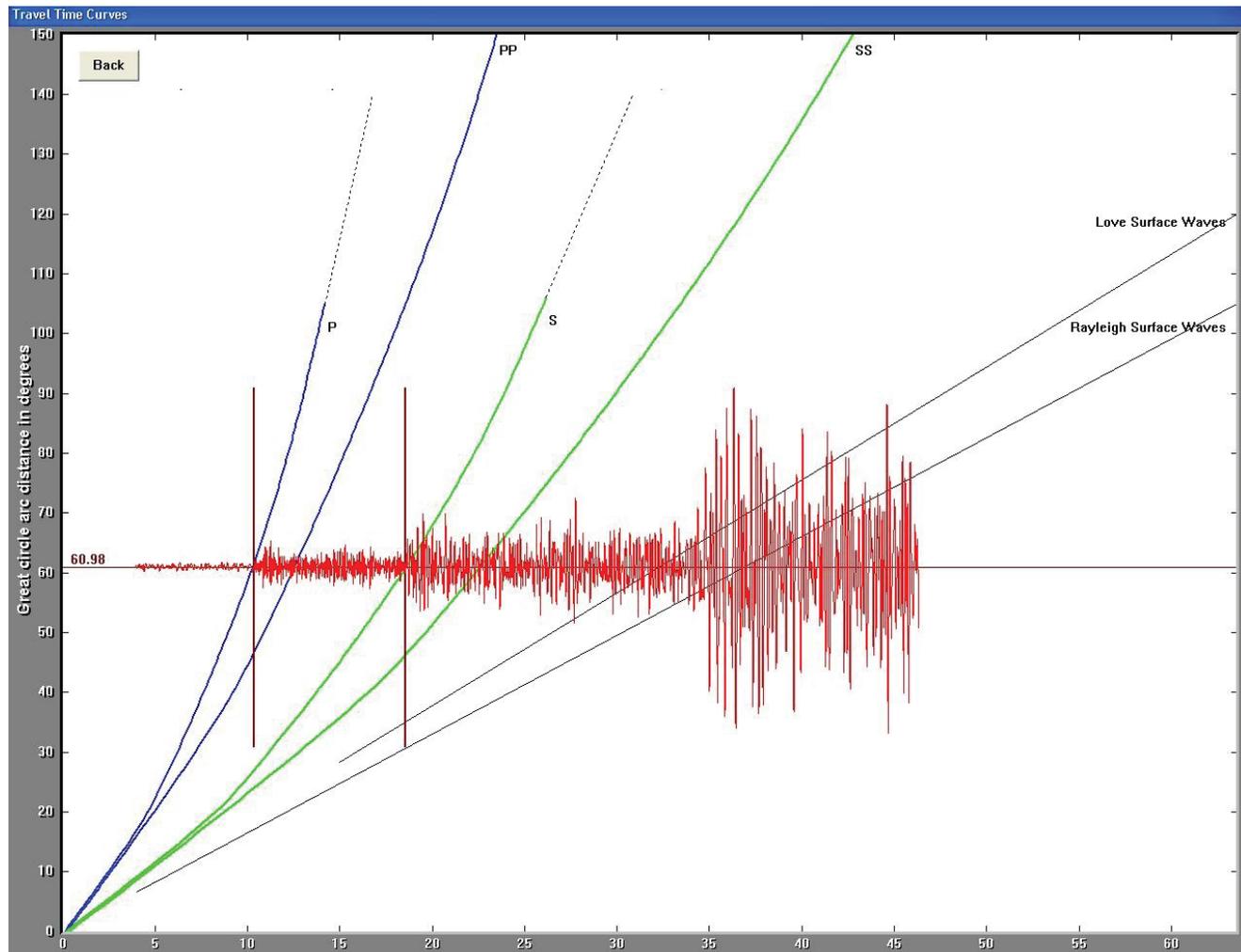


Abbildung 6: Bestimmung der Herdentfernung und Analyse des Seismogramms vom 25.04.2015 mit der Software Amaseis im Laufzeitendiagramm.

Arbeitsaufträge Seismische Wellen

- a) Nennen Sie Beispiele, wie die vier Wellenformen der seismischen Wellen in einem Experiment veranschaulicht werden können!
- b) Vervollständigen Sie untenstehende Tabelle mit den Angaben aus Kapitel 3!

	Wellenformen	Schwingungsrichtung	Bedeutung für die Erforschung des Erdinnern bzw. Auswirkungen
Raumwellen	P-Wellen (Kompressionswellen)		
	S-Wellen (Scherwellen)		
Oberflächenwellen	Rayleigh-Wellen		
	Love-Wellen		

Kasten 1: Beispiel für einen Arbeitsauftrag für Schülerinnen und Schüler, Auszug aus den Lehrmaterialien für Lehrerinnen und Lehrer, die zur Vorbereitung des Besuchs im Schülerlabor Geophysik verwendet werden können und vom Geophysikalischen Institut auf Anfrage zur Verfügung gestellt werden [17].

Seismometer lässt sich aufgrund der Kugelsymmetrie der Erde in Bezug auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen die Herdentfernung bestimmen. Werden mehrere Seismometer zu einem Netzwerk kombiniert, lässt sich die Herdregion genauer eingrenzen. Deshalb wäre es wünschenswert, wenn auch in Deutschland Schulen Seismometer betreiben und die Daten untereinander austauschen würden, so wie dies zum Beispiel in England der Fall ist.

Dr. Ellen Gottschämmer *Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie*
Martin Pontius *Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie*
Nicole Busch *Käthe-Kollwitz-Schule, Bruchsal*
Prof. Dr. Thomas Bohlen *Geophysikalisches Institut, Karlsruher Institut für Technologie*

Literatur

- [1] U. Arndt, S. Schork & E. Wielandt, Signale aus der Erde: Schulseismometer, in: Physik in unserer Zeit, Vol. 37, 6, 281–285, 2006.
- [2] P. Denton, Seismology in Schools, in: Astronomy & Geophysics, Vol. 49, 6.13 – 6.14, 2009.
- [3] www.bgs.ac.uk/schoolSeismology, British Geological Survey, Seismometers for use in Schools, zuletzt abgerufen am 13.09.2017.
- [4] A. Zollo, A. Bobbio, J. L. Berenguer, F. Courboux, P. Denton, G. Festa, A. Sauron, S. Solarino, F. Haslinger, D. Giardini, The European Experience of Educational Seismology, in: V.C.H. Tong (Editor): Geoscience Research and Outreach, Schools and Public Engagement, Springer, 2014.
- [5] <http://gp.geo.tuwien.ac.at/projects/schools-quakes/>, Sparkling Science, Programm des Bundesministerium für Wissenschaft, Forschung und Wirtschaft, Österreich, Schools and Quakes, Projektlaufzeit 1.10.2014, - 30.09.2016, zuletzt abgerufen am 13.09.2017.
- [6] www.min.uni-hamburg.de/min-schulportal/initiative-nat/geophysik.html, Universität Hamburg, Initiative Naturwissenschaft & Technik NAT gGmbH, zuletzt abgerufen am 13.09.2017.
- [7] D. Becker & T. Dahm, Geophysik im Schulunterricht am Beispiel eines Horizontalseismometers, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hamburg, Tagungsband, 131, 2011.
- [8] J. C. Groos & J. R. R. Ritter, Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment, Geophys. J. Int, vol. 179, 2, 1213-1231, 2009.
- [9] T. Lay & T. C. Wallace, Modern Global Seismology, Academic Press, San Diego, 1995.
- [10] H. Berckhemer, Grundlagen der Geophysik, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 1997 (vergriffen). Nachdruck zu beziehen durch Institut für Geowissenschaften, Fachinheit Geophysik, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt a.M.
- [11] S. Stein & M. Wysession, An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, Blackwell, Malden, Mass., 2009.
- [12] P. Shearer, Introduction to Seismology, Cambridge University Press, 2009.
- [13] N. Pulch, E. Gottschämmer & T. Bohlen: Schüler registrieren Erdbeben, 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hamburg, Tagungsband, 235, 2012.
- [14] Schneider, N., E. Gottschämmer, A. Bergmann & T. Bohlen: Geoelektrik-Versuch für die Physik-Schülerlabor-Initiative des KIT, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Köln, Tagungsband, 79, 2011.
- [15] Pfeffer, M., E. Gottschämmer, T. Bohlen, Vulkanismus im Einmachglas – Ein neuer Versuch für das Schülerlabor Geophysik am KIT, 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Karlsruhe, Tagungsband, 230, 2015.
- [16] www.gpi.kit.edu/Schueler.php, Schülerlabor Geophysik, Geophysikalisches Institut des Karlsruher Instituts für Technologie, zuletzt abgerufen am 13.09.2017.
- [17] N. Pulch, Aufbau und Konzeption eines Schülerversuchs zur Erdbebenregistrierung, Wissenschaftliche Arbeit im Fach Physik zur Zulassung zum ersten Staatsexamen, Fakultät für Physik, 2012. Auf Anfrage zu erhalten bei den Autoren.

Auf der Suche nach dem Schwarzen Gold

Seismik für die Sekundarstufe I

Helge Hassler

1. Geophysik als Wahlpflichtfach in der Sekundarstufe I

Motivation als Schlüssel zur Auseinandersetzung mit komplexen Themenfeldern erscheint glücklicherweise nicht mehr ein neues Phänomen zu sein. Alltägliche Ereignisse werden zum Gegenstand unseres Unterrichts und damit dienlich zur Erzeugung intrinsischer Motivation, doch häufig erzeugen Lehrplanfülle und Stundenmangel einen Konflikt, welcher unlösbar erscheint. Kognitiver Anspruch, Bildung von vernetzten Strukturen sowie der „Blick über den Tellerrand“ dürfen dabei allerdings nicht auf der Strecke bleiben, denn nur hier verbergen sich die Chancen, nachhaltiges Lernen zu ermöglichen, auf lebensweltlich orientierter Ebene.

Eine Möglichkeit, sich multiperspektivisch Themenfelder anzusehen und zu erschließen, wurde am Geschwister-Scholl Gymnasium in Velbert gegeben, als es darum ging den Wahlpflichtbereich der Jahrgangsstufen 8 und 9 zu erweitern. Dabei wurde das Fach Geophysik ins Leben gerufen, eine Kombination aus Physik, Erdkunde sowie geologischen wie geomorphologischen Bereichen. Damit konnten die Aspekte physikalischer Betrachtungen der Erscheinungen auf der Erde in den Schulalltag zurückgeholt werden.

Physikalische Grundlagen lassen sich äußerst schülerorientiert über den Bezug zu endogenen und exogenen Kräften herstellen. Die letzten Jahre des Wahlpflichtfaches Geophysik zeigen deutlich die Stärke der Motivation der Schülerinnen und Schüler, vor allem auch dann, wenn es um sehr komplexe und komplizierte Sachverhalte geht.

Aus dem schulinternen Lehrplan wird im Folgenden das Beispiel „Auf der Suche nach dem Schwarzen Gold – Prospektion per 2D – Seismik“ angeboten, welches sich thematisch einbettet in eine Vielzahl von geologischen Themen (siehe Auszug Schulinterner Lehrplan).

2. Motivation

Nahezu in jedem Gegenstand unserer heutigen Gesellschaft verbergen sich kohlenwasserstoffhaltige Substanzen, welche sich in Form und Gestalt oder aber in ihren Eigenschaften wie Stabilität, Elastizität oder in ihrer Dichte unterscheiden. Durch den wachsenden Nachhaltigkeits-Gedanken und dem Drängen nach gesunder Ernährung rückt die Verbreitung und Endlichkeit des Rohstoffes Erdöl immer stärker in den Fokus der breiten Bevölkerung.

Bei allen Betrachtungen erscheint die Frage nach der Art und Weise der Exploration von Lagerstätten stärker auf Interesse zu

Tabelle 1: Auszug des schulinternen Lehrplanes für die Jahrgangsstufe 8

Inhaltsfeld	Themen	Sachkompetenzen und Prozessbezogene Kompetenzen
Geophysik Einführung	Berufsfeld Geophysik	...
Astronomie	Erkundung des Weltraums und des Sonnensystems Physikalische Grundlagen der Erkundung – Optik (Fernrohre und das Hubble-Weltraumteleskop)	...
Geologie im weitesten Sinne	Entstehung der Erde und Aufbau des Erdinneren Sedimentgesteine	
Vulkanismus		...
Schatzkammer Erde – Lagerstättenkunde im weitesten Sinne Seismik (Rechnungen und Kartenerstellung improvisiert, didaktisch reduziert)	Prospektion, Erschließung, Förderung	... erklären die Prozesse bei der Erdölprospektion, Erschließung und Förderung ... erklären die Entstehung von nassem und trockenem Erdöl sowie von Kohle ... erklären unterschiedliche Lagerstättentypen ... beschreiben Verfahren der Bohrungen ... wenden physikalische Begriffe themenbezogen an ... verwenden physikalisch-mathematische Formeln (Geometrie) zur Erstellung einer Bodenkarte ... verwenden Vektoren zur Beschreibung von Kraft und Richtung

stoßen, nicht nur weil die großen Konzerne bei der Suche nach Erdöl möglichst geringinvasive Methoden aus ökonomischen Gründen anwenden müssen [1], sondern auch weil sich der Laie damit auseinandersetzt, wie Ressourcen in den tiefen Erdschichten detektiert werden können.

Etwa 200 Millionen Jahre hat es gedauert, bis aus ausgestorbenen marinen Lebewesen – hierbei spielen unter anderem Bacillariophyta (Kieselalgen) [2] eine Rolle – über eine Vielzahl physikalischer Einflüsse Erdöl entstanden ist. Dabei folgte auf den biogenen Sedimentationsprozess ein anaerober Umbau des organischen Materials, wobei unter bestimmten Druck- und Temperatureinflüssen im Kerogen (Muttergestein) das Schwarze Gold entsteht.

Erdgas und Erdöl durchwandern poröse Schichten, bis sie in unterschiedlichsten Lagerstättentypen durch undurchlässige Konstellationen in Antiklinalen, stratigraphischen Fallen (etwa durch Diskordanzen entstanden) oder durch Salzdomstrukturen akkumulieren [2] (siehe Abb. 1). Die Suche nach den sich oft in 8000 Metern Tiefe befindlichen Lagerstätten kann beginnen, unter hohem Kosten- und KnowHow-Aufwand.

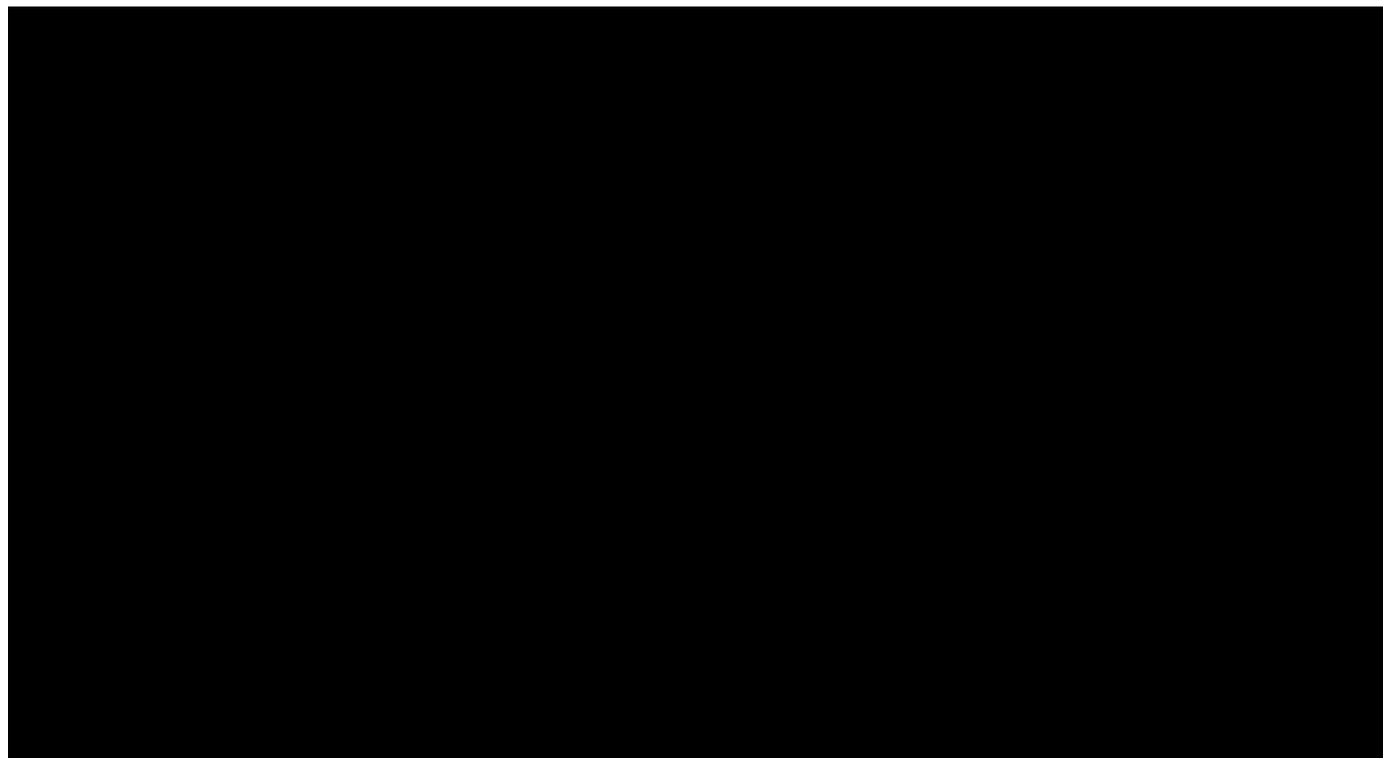
3. Reflexionsseismik

Grundlage für eine Detektion unterschiedlicher Substanzen unterhalb der Erdoberfläche stellt die Eigenschaft reversibler

Deformation von Gesteinen dar [4]. Erste notwendige Beobachtungen zu der Entwicklung hin zur seismischen Methode ergaben sich aus der Erdbebenforschung und der Entwicklung von Messinstrumenten aus dem frühen China um 100 n. Chr. „[M]echanische Grundlage der seismischen Wellenausbreitung [dokumentieren] sich in drei klassischen Darstellungen: Lamb (1904): On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid [...], Love (1892): Treatise on the mathematical theory of elasticity [...] und Rayleigh (1885): On waves propagated along the plane surface of an elastic solid.“ [5]

Festhalten lässt sich die Tatsache, dass sich im Erdinneren über festes wie flüssiges Gestein Raumwellen seismischen Ursprunges in von den Eigenschaften des Gesteins abhängiger Art und Weise ausbreiten und reflektiert werden. Modellhaft kann diese Annahme für SchülerInnen einfach umgesetzt werden. Ein Tafelschwamm hat eine gänzlich unterschiedliche Auswirkung auf den Aufprall eines fallenden Tennisballes als eine Tischplatte. Wird dies in einem schrägen Einfallswinkel demonstriert oder selbständig untersucht, etwa mit Unterstützung einer Smartphone-Videoaufnahme und anschließender Slow-Motion-Wiedergabe, kann hier das Basisverständnis für die 2D-Seismik gesetzt werden.

Der physikalische Hintergrund in Bezug auf Materialverformungen $\epsilon = \Delta l / l$ liegt im Elastizitätsmodul E



Salzdom

Wenn Salzstöcke eine pilzförmige Gestalt entwickeln, drängen sie das erdöhlhaltige Muttergestein an den Rand. Etwa drei Prozent der Erdölvorkommen liegen in solchen Formationen.

Antiklinale

Rund 80 Prozent der bekannten Erdölreserven liegen im Erdinneren unter einer Wölbung oder Sattelstruktur (Antiklinale). Hier haben sich Erdschichten emporgewölbt, Erdöl sammelt sich unter der Kuppel.

Stratigraphische Falle

Bei dieser Lagerstättenart reicht ein Keil porösen Gesteins in undurchlässige Schichten Erdöl sammelt sich an der höchsten Stelle. Ihr Anteil an den weltweiten Erdölreserven beträgt circa zehn Prozent.

Abbildung 1: Unterschiedliche Lagerstättentypen von Erdöl und Erdgas (Quelle: BP Europa SE [3])

als Maß für den Widerstand des Materials gegen elastische Verformung bei einer mechanischen Spannung ϵ [4]. Es gilt:

$$\epsilon = 1/E * \sigma$$

Bei kleinen Dehnungen gilt das Hooke'sche Gesetz:

$$E = \sigma / \epsilon = \text{konstant.}$$



Abbildung 2: Vibrationsfahrzeug in der Feldmessung (Quelle: NiBzH, lizenziert unter CC-BY-SA-4.0)

E beschreibt also eine essentielle materialabhängige Eigenschaft für unterschiedliche Untersuchungsobjekte. Da hier lediglich elastische Verformungen betrachtet werden, wird der Lerngruppe deutlich, wie diese Eigenschaft das Untersuchungsvorgehen ermöglicht: Durch den Einsatz eines Vibrationsfahrzeuges in der Feldmessung (siehe Abb. 2), welches Schallwellen in den Untergrund sendet, können Echos dieser Wellen, welche nach materialspezifischen Eigenschaften im Verhältnis zur Ausgangswelle verändert, durch Messgeräte, sogenannte Geofone, aufgefangen werden.

In der Reflexionsseismik wird die Veränderung der Amplitude zwischen reflektierter zu einfallender Welle an geologischen Grenzflächen als Schlüssel für die Erstellung von Bodenkarten verwendet [4]. Dort, wo eine Grenzfläche ausgemacht wird, kann ein Punkt in der 2D-Darstellung gesetzt werden und nach und nach entsteht eine Profilkarte mit Grenzflächen der Gesteinspakete.

Dabei gilt bei senkrechtem Welleneinfall:

$$\frac{U_{\text{refl.}}}{U_{\text{einf.}}} = \frac{p_2 V_2 - p_1 V_1}{p_2 V_2 + p_1 V_1}$$

Bei Änderung der seismischen Signale etwa in der Wellengeschwindigkeit kann eine Interpretation der Werte erfolgen:

$$t = 2/V_1 \sqrt{d^2 + (x/2)^2}$$

für V_1 homogene Schichtgeschwindigkeit, d Tiefe eines ebenen Reflektors, t Laufzeit einer reflektierten Wellenausbreitung und x Abstand dieser Welle von der Quelle.

Über die Umformung zur Reflexionshyperbel und anschließender Auflösung nach d [4] ergibt sich

$$(2*d)/V_1 (1 + (x^2/(8*d^2))) = t_0 + \Delta t$$

Somit kann die Tiefe über die Laufzeitänderung der Welle interpretiert werden.

Letztlich zeigt sich, dass die „Interpretierbarkeit der gemessenen Signallaufzeiten in Bezug auf die Geometrie und Tiefenlage der

Reflexion [...] von keiner anderen geophysikalischen Methode erreicht“ wird [4].

Das Prinzip der Reflexionsseismik stellt sich insgesamt als sehr komplex dar. Jegliche Schicht ist grundsätzlich in der Lage, eine Reflektion zu erzeugen, auch innerhalb desselben Gesteinspaketes. Weiterhin gilt für die Ausbreitung der Wellen nicht ein gezielter linearer Verlauf, vielmehr strahlen die Wellen kugelförmig aus. Damit wird eine Unzahl an Messwerten erzeugt, aber nur auf einen kleinen Teil kommt es letztlich an. Mittels bestimmter Rechenverfahren werden die Werte ausgefiltert, auch die entstehende Unschärfe muss „herausgerechnet“ werden.

Für den Einsatz in der Schule kann demnach lediglich das Grundgerüst, ein elementares Prinzip, Umsetzung finden. Im Wesentlichen erhalten die Schülerinnen und Schüler nur die wichtigen Daten, alle Streuungen bleiben verborgen. Es wird auch nicht die Veränderung der Amplitude verwendet, stattdessen wird die Eigenschaft der Gesteine als „Reflektionswinkelveränderung“ titulierte (siehe Abschnitt 4). Es wird also erheblich von der Realität abgewichen, dennoch zeigt der unterrichtliche Einsatz hinsichtlich des Kompetenzzuwachses erhebliche Erfolge. Nach der Sicherungsphase muss eine Sequenz in den Unterricht eingeflochten werden, welche sich kritisch mit der drastischen didaktischen Reduktion befasst und den Schülerinnen und Schülern die Realität des Verfahrens aufzeigt. Damit wird nicht nur Transparenz gegeben, sondern die Komplexität des Verfahrens wird, auch in einer Jahrgangsstufe 8, angenommen. Hierbei zeigen die letzten Jahre der Durchführung der Unterrichtseinheit keinerlei Abnahme der Motivation, im Gegenteil erwuchs bei den Gruppen eine sehr intensivere Auseinandersetzung und verstärktes Hinterfragen von Vorgängen. Auch die Hypothesenbildung zu Anfang einer Unterrichtsstunde profitierte durch detaillierteres und vielschichtiges Ausloten der gestellten Problematik.

4. Vorgehen im Unterricht

Für eine Behandlung in Jahrgangsstufe 8 wird eine starke didaktische Reduktion des Vorgangs der Reflexionsseismik durchgeführt, die von der geophysikalischen Beschreibung abweicht. Es wird folgende Argumentation verwendet:

Ein Vibrationsfahrzeug erzeugt senkrecht in die Tiefe laufende Schallwellen, welche je nach Gestein in bestimmter Art und Weise reflektiert werden und gen Erdoberfläche verlaufen. Dort aufgestellte Geofone messen den Winkel zwischen einfallender Welle und dem horizontal verlaufenden Erdboden. Weiterhin ist die Entfernung zwischen Geofon und dem Ursprung (Aufstellort des Vibrationsfahrzeugs) bekannt. Es ergibt sich das Bild der Abbildung 3.

Über den Tangenssatz kann somit die Tiefe ermittelt werden, aus der eine Reflektion startete. Bei kurz hintereinander folgenden Schallwellen mit unterschiedlichen Reflektionswinkeln wurde demnach eine Grenzfläche geortet. Über die Angabe einer Reihe von (ausgewählten) Daten können die SchülerInnen

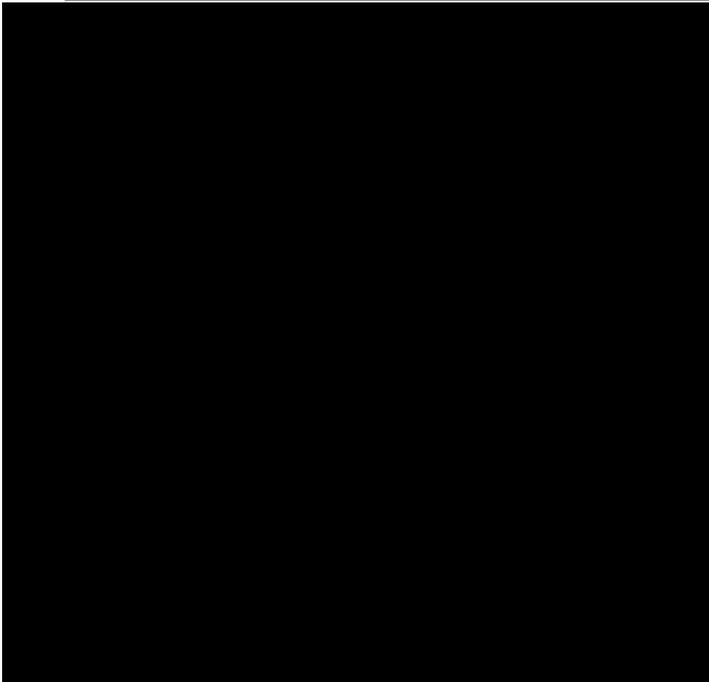


Abbildung 3: Geofone messen den Winkel zwischen einfallender Welle und dem horizontal verlaufenden Erdboden (Foto: Ernst Müller, © Nagra)

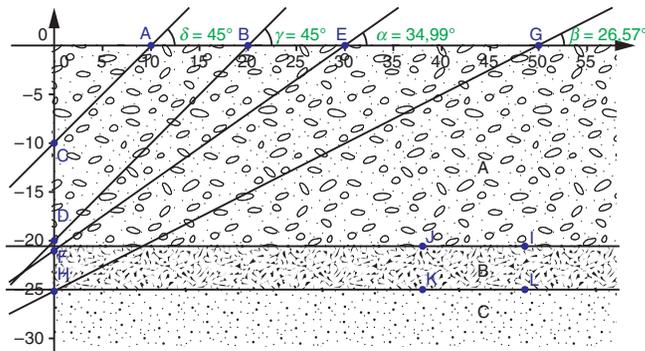


Abbildung 4: Selbst erstellte Bodenkarte

nun eine Bodenkarte erstellen (siehe Abb. 4) und anhand einer Tabelle mit „Reflektionseigenschaften unterschiedlicher Materialien“ diese Bodenkarte beschriften.

Im Mystery werden folgende Daten vorgegeben:

Geofon Nr. (=Entfernung)	Winkelmessung (β)
10	45
20	45
30	34,99
50	26,57

An jedem Geofon wird ein Winkel gemessen in welchem die ehemals senkrechte Schallwelle, ausgehend vom Vibrationsfahrzeug in den Untergrund gesendet, jetzt auf den horizontal verlaufenden Boden und das Geofon trifft. α kann aus $90^\circ - \beta$ berechnet werden. Durch den Tangenssatz $\tan \alpha = a/b$, für $a =$ Entfernung des Geofons zum Vibrationsfahrzeug, kann jetzt die Tiefe bestimmt werden, in welcher die Reflexion der Schallwelle begann (siehe Abb. 4).

Solange β gleich ist, zum Beispiel 45° , muss die Ablenkungseigenschaft des Gesteins auf die Ursprungsschallwelle gleich sein, es handelt sich demnach um ein Gestein. $34,99^\circ$ kann also nur durch eine andere Ablenkungseigenschaft hervorgerufen worden sein, es handelt sich demnach nicht um das gleiche Gestein wie ersteres. Sobald, wie in Abb. 4 ersichtlich, ein Wechsel von Ablenkungseigenschaften in der Tiefe lokalisiert werden kann, muss ein Gesteinsartwechsel vorliegen. Zwischen der Tiefe 20 und darunter ist in der Abbildung 4 zu sehen, dass die Winkel verändert sind, irgendwo dazwischen muss also eine Grenze der Gesteinspakete vorliegen und wird als horizontale Linie symbolisiert.

Das dargestellte Prinzip wird im Unterricht wie folgt umgesetzt: Den Schülerinnen und Schülern wird eine Folie mit der Beschreibung des Falles gezeigt. Es soll in der Region um Damaskus / Syrien eine Erdölquelle geben; doch eine Bohrung zur Analyse des Wahrheitsgehaltes dieser Information könnte eine erhebliche Geldmenge kosten, die sich nicht rentiert, sollte kein Öl gefunden werden. Vermutungen der Schüler werden gesammelt, welche Möglichkeiten ihnen einfallen (durch andere Sequenzen wie Allgemeine Gesteinskunde und Vulkanologie wurde das Vorwissen für diese Phase vorgeprägt).

Im Anschluss erhalten die Kursteilnehmer den Auftrag, in Dreiergruppen einen Umschlag mit Mysterykarten zu nehmen und diese in der korrekten Reihenfolge (es sind Karten mit Einzelbestandteilen der Gesamtanleitung zum (didaktisch reduzierten, modellhaften) Vorgehen der Reflexionsseismik) auf ein Plakat zu kleben. Innerhalb dieser Karten werden erste Rechnungen zur Erstellung einer Bodenkarte abgefordert. Um verschiedene Lernniveaus der Schülerinnen und Schüler aufzufangen, werden Hilfskarten im Raum ausgelegt, die eigenverantwortlich zu Rate gezogen werden können und einige Tipps zur Findung des Lösungsweges enthalten.

Es folgt die Phase der Präsentation der Ergebnisse, in welcher die anderen Gruppen die jeweils erstellten Gesamtanleitungen beurteilen können und auf Fehler hinweisen. Abschließend erhalten die ursprünglichen Dreiergruppen eine Übungsaufgabe mit Daten aus einem gedachten Fall: das Vibrationsfahrzeug hat Daten gesammelt, und nun soll eine Bodenkarte erstellt werden.

Es wird insgesamt sehr stark didaktisch reduziert und modellhaft übertragen, Wellentheorien und Geräteaufbauten müssen für den Einsatz in einer Jahrgangsstufe 8 ausgeblendet werden. Die Durchführung der „Improvisierten 2D-Seismik“ im Unterricht in Form eines Mysterys hat allerdings gezeigt, dass das Verständnis der grundsätzlichen Vorgehensweise äußerst fruchtbar und sogar in die eigenständige Erstellung von Aufgaben übertragbar ist. Was ist ein Mystery? Diese Unterrichtsmethode aus der Geographie soll vor allem vernetztes Denken fördern indem die Schülergruppen eine gewisse Anzahl an unsortierten Informationen erhalten, hier in Form von Informationskärtchen, welche in eine logische Reihenfolge gebracht werden müssen um eine Leitfrage zu lösen. Die Ordnungsstruktur ist den SchülerInnen

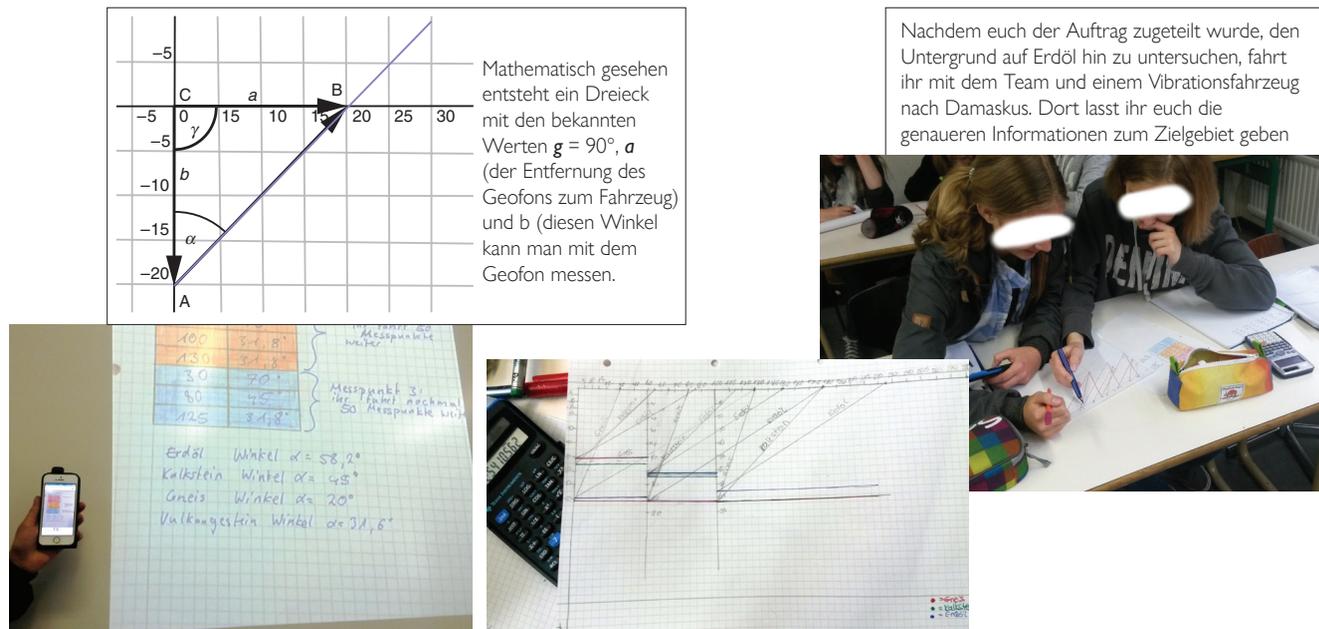


Abbildung 5: Arbeitsschritte im Unterricht

nicht vorgegeben, sie ergibt sich zumeist durch Diskussion und aufeinanderfolgende Verknüpfung der enthaltenen Informationen. Häufig gibt es dabei keine Ideallösung da einige Karten unterschiedliche Positionen in der Gesamtstruktur einnehmen können ohne die Lösung zu beeinflussen. Auf dem Weg des „Kartenlegens“ ergeben sich häufig Hypothesen oder neue Fragen, welche durch Sichtung weiterer Mysterykarten ein Konzept ergeben und zur Lösungsrekonstruktion führen.

Über den motivationalen Aspekt der Erkundung des (unsichtbaren) Untergrundes in Form des Mysterys lässt sich die Unterrichtseinheit als kooperative Arbeitsform beschreiben. Die Stärkung der kommunikativen Kompetenzen über die „Informationszettel“, aus denen die SchülerInnen einen Lösungsvorschlag „zurechtlegen“ müssen, um den Arbeitsauftrag zu lösen, führt zu intrinsischer Motivation. Denn im Team kann an einem für SchülerInnen interessanten Unterrichtsgegenstand gearbeitet werden, Materialvielfalt, Lokalisation und vor allem der geforderte Output sind klar umrissen, der Weg stellt sich als schülerorientiert und „rätselhaft“ dar.

Nach der Präsentationsphase bietet es sich an, auf die starke didaktische Reduktion aufmerksam zu machen und darüber zu diskutieren. Auch der Kurzfilm „total phänomenal – Multitalent

Erdöl“ [7] kann für die Sicherung oder als Überleitung in die Diskussion um die Nachteile bei der Erdölförderung genutzt werden.

Über die Mystery-Karten wird der Lösungsweg des Auftrages erschlossen, die anschließende Daten-Grundlage wird bearbeitet und in eine Bodenkarte verarbeitet, welche anschließend dem Plenum präsentiert wird.

Insgesamt lässt sich durch die vorgestellte Unterrichtseinheit über den Einsatz verschiedener Materialien und Kleinmethoden ein sehr motivierendes vernetztes Arbeiten und Denken erzeugen, wodurch bei den SchülerInnen auch die häufig vorhandene „Matheblockade“ aufgehoben werden kann. Über binnendifferenzierende Angebote wird ein breites Niveauspektrum aufgefangen und über die Teamarbeit, hier im Sinne der Diskussion statt komplementärer Ergänzung, viele Schüler- und Lerntypen zusammengeführt.

Die Integration des Themas in einen geografischen Rahmen eröffnet hierbei den Blick auf das Dreieck der Nachhaltigkeit und verstärkt den Aspekt des ganzheitlichen Lernens im Themenfeld „Ressourcen unserer Erde“.

Helge Hassler Geschwister-Scholl Gymnasium, 42549 Velbert

Literatur

- [1] Deutsche BP AG (Hrsg.): Erdöl bewegt die Welt – Von der Quelle bis zum Verbraucher, 2008
- [2] Zepp, Harald: Grundriß Allgemeine Geographie: Geomorphologie, UTB Verlag, 2002
- [3] http://www.bp.com/content/dam/bp-country/de_de/Grafiken/02_lagerstaetten18x13cm.jpg
- [4] Jacobshagen et al: Einführung in die geologischen Wissenschaften, UTB Verlag, 2000
- [5] Schneider, Götz: Erdbeben – Eine Einführung für Geowissenschaftler und Bauingenieure, Elsevier Spektrum Akademischer Verlag 2004 S. 81
- [6] https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Nomad_90_vibrating.jpg
- [7] <https://www.planet-schule.de/sf/filme-online.php?film=6901>

Zerstörungsfreie Materialuntersuchung: Gleichstromgeoelektrik

Ellen Gottschämmer, Alexandra Heck, Nathalie Schneider, Antje Bergmann & Thomas Bohlen

1. Motivation

Geophysikalische Messmethoden liefern Informationen über oberflächennahe Erdschichten ohne sie zu zerstören. Dabei wird aus Messwerten, die an der Erdoberfläche bestimmt werden, auf die Verteilung bestimmter Materialparameter im Untergrund geschlossen. Diese Verteilung lässt dann Rückschlüsse auf das Material zu, das sich im Untergrund befindet.

Die Gleichstromgeoelektrik, eine Standardmethode in der geophysikalischen Exploration des Untergrunds, gibt dabei Aufschluss über die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund. Mit geoelektrischen Messungen lassen sich großflächig elektrisch leitende Materialien – zum Beispiel Metalle – im Untergrund aufspüren. Es lässt sich aber auch Sickerwasser – zum Beispiel bei der Untersuchung der Dichtigkeit von Dämmen – detektieren und somit zum Schutz der Umwelt einsetzen.

Schülerinnen und Schüler sind oft fasziniert von der Methode der Gleichstromgeoelektrik, da mit dieser Methode „Schätze“ im Untergrund gefunden werden können, ohne den Untergrund aufgraben zu müssen. Die Gleichstromgeoelektrik eignet sich aber auch deshalb besonders gut für den Einsatz im Schulunterricht, da darin viele einfache Messgrößen und Prinzipien der Elektrostatik Anwendung finden.

Um Schülerinnen und Schüler mit dem Prinzip der Gleichstromgeoelektrik vertraut zu machen, ist im Schülerlabor Geophysik am Geophysikalischen Institut (GPI) der Messaufbau einer geoelektrischen Explorationsmessung im kleinen Maßstab in einer Sandkiste nachgebaut.

verwendet und in den Boden eingebracht (siehe Abb. 1). Diese sind im Vergleich zum Untersuchungsgegenstand klein und können deshalb als punktförmig angenommen werden. Das elektrische Potenzial $\Phi(r)$ im Abstand r zu einer der Elektroden beträgt [1]

$$\Phi(r) = \frac{\rho \cdot I}{2 \cdot \pi \cdot r} \quad (1)$$

Dabei ist I der eingespeiste Strom und ρ der spezifische elektrische Widerstand des homogenen Untergrunds und wie bei Radialfeldern üblich wurde das Potenzial im Unendlichen auf null gesetzt. Der spezifische elektrische Widerstand ist ein Materialparameter, der von verschiedenen Faktoren wie der Permeabilität, der Wassersättigung oder dem Verwitterungszustand des Gesteins abhängt. Abbildung 2 zeigt die Verteilung der Äquipotenzialflächen und Stromlinien in einem Schnitt durch den Erdboden am Ort der Elektrode.

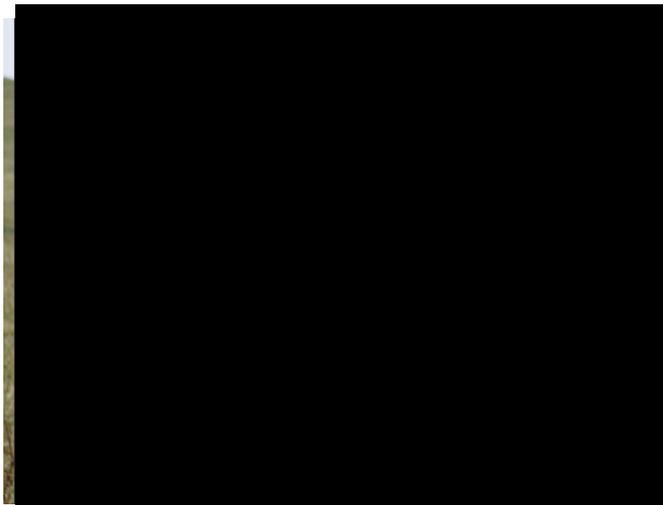


Abbildung 1: Foto einer Geoelektrik-Messung im Gelände. Man erkennt deutlich die ca. 50 cm langen Erdspeife, die entlang eines Maßbands in den Erdboden eingebracht werden (Foto: Andreas Barth).

2. Prinzip der Gleichstromgeoelektrik

Bei geophysikalischen Gleichstrommessungen im Gelände werden typischerweise ca. 50 cm lange Erdspeife als Elektroden

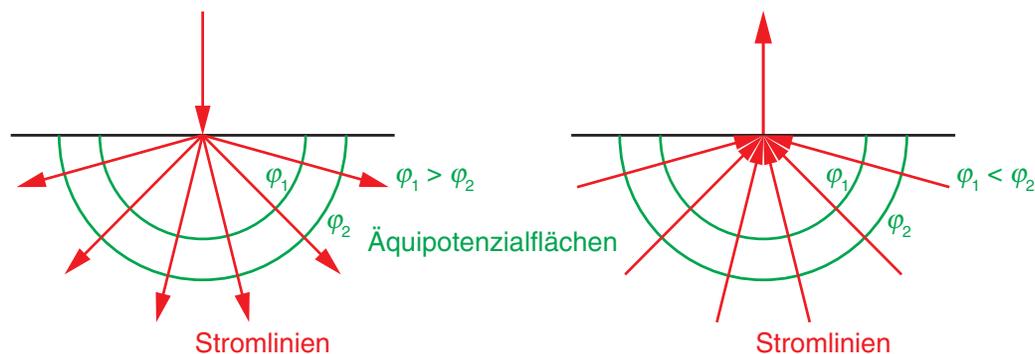


Abbildung 2: links: Schnitt durch die Erde um eine Elektrode, die als Punktquelle fungiert. Dargestellt sind die Äquipotenzialflächen mit den Potenzialen Φ_1 und Φ_2 sowie die Stromlinien, die darauf senkrecht stehen.

rechts: Gleiche Darstellung für eine Elektrode, die als Senke fungiert.

Das Einspeisen des Stroms wird in der Praxis durch das Anlegen einer Spannung realisiert, die einen Stromfluss bedingt. Dazu wird entweder eine Gleichspannung oder eine niederfrequente Wechselspannung mit einer Frequenz $f < 50$ Hz verwendet. Die niederfrequente Wechselspannung verwendet man, um Polarisierungseffekte und elektrochemische Prozesse im Verlauf einer Periode zu vermeiden, ohne dass aber elektromagnetische Effekte relevant werden.

Die Spannung misst man nicht zwischen den stromführenden Elektroden, weil man sonst hauptsächlich den Erdungswiderstand dieser Elektroden messen würde. Die Spannungsmessung erfolgt an zwei weiteren Elektroden, so dass die Messgeometrie einer Vierpolanordnung entspricht (siehe Abb. 3). Diese Anordnung besteht aus den zwei stromführenden Elektroden A und B, die als Quelle und Senke agieren. Die beiden Elektroden, zwischen denen die Potentialdifferenz als Spannung gemessen wird, sind in Abbildung 3 mit C und D bezeichnet.

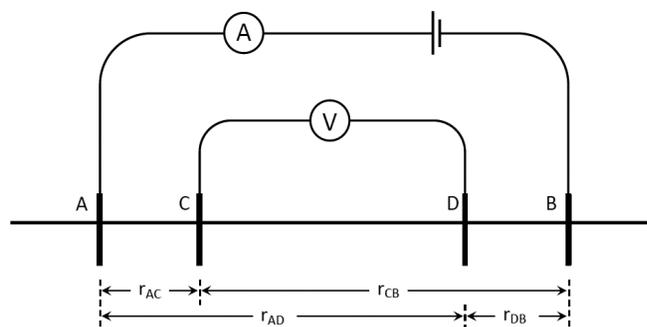


Abbildung 3: Geoelektrische Messkonfiguration der Vierpol-Anordnung (verändert nach [1]).

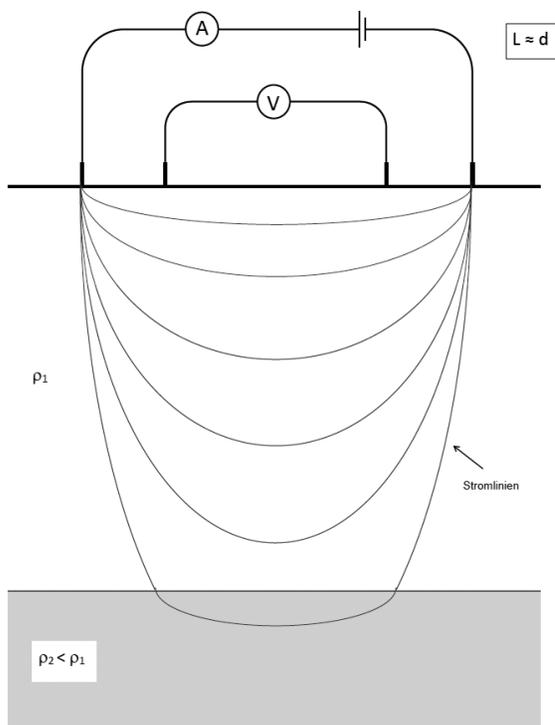


Abbildung 4: links: Stromlinien in einer Schicht mit spezifischem Widerstand ρ_1 über einem Halbraum mit spezifischem Widerstand $\rho_2 < \rho_1$. Die Schichtmächtigkeit d entspricht in dieser Skizze in etwa der Auslagenlänge L (verändert nach [1]).

rechts: Scheinbarer spezifischer Widerstand ρ_s , aufgetragen über das Verhältnis L/d . (verändert nach [1]).

Das Potenzial Φ_C und Φ_D an der Elektrode C und D wird von beiden stromführenden Elektroden A und B, die in endlicher Entfernung voneinander und von den Elektroden C und D in den Boden eingebracht werden, beeinflusst und beträgt

$$\Phi_C = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) \quad (2)$$

und

$$\Phi_D = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right) \quad (3)$$

Hier ist r_{NM} der Abstand zwischen den Elektroden N und M. Für die Potentialdifferenz U , die zwischen den Elektroden C und D gemessen wird, kann man dann

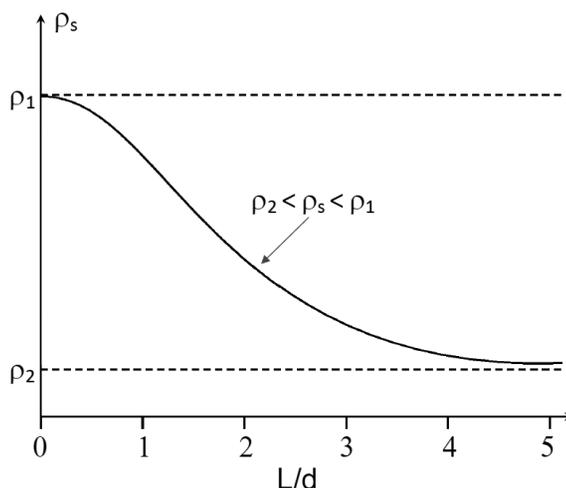
$$U = \Phi_C - \Phi_D = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \cdot \left[\left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right) \right] \quad (4)$$

schreiben. Misst man nun die Potentialdifferenz U an den Elektroden C und D, die Abstände zwischen den einzelnen Elektroden r_{NM} und den eingespeisten Strom I , so lässt sich der spezifische Widerstand ρ berechnen. Es gilt:

$$\rho = 2 \pi \cdot \frac{U}{I} \cdot \left[\left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right) \right]^{-1} \quad (5)$$

Vergrößert man den Abstand zwischen den stromführenden Elektroden, so durchdringt der Strom größere Tiefen. Für die Eindring- oder Messtiefe z , die eigentlich von der genauen Verteilung des spezifischen Widerstands und den Schichtmächtigkeiten im Untergrund abhängt, kann man in erster Näherung davon ausgehen, dass sie etwa $1/3$ der Auslagenlänge r_{AB} beträgt, also $z = r_{AB} / 3$ gilt [2].

In der geophysikalischen Messpraxis verwendet man für eine Tiefensondierung, also eine Bestimmung der Verteilung des spezifischen Widerstands über die Tiefe deshalb eine Elektrodenanordnung, bei der die beiden inneren Elektroden C und D nah beieinander im Abstand a platziert werden, während die beiden äußeren Elektroden systematisch, d. h. $r_{AC} = r_{DB}$ voneinander entfernt werden und den Abstand L besitzen. Diese Messanordnung wird als Schlumberger-Anordnung bezeichnet.



Mit $L = r_{AB}$ und $a = r_{CD}$ lässt sich hier Gleichung (5) umformen zu

$$\rho = \pi \cdot \frac{U}{I} \cdot \frac{L^2 - a^2}{4a} \quad (6)$$

Möchte man hingegen eine Kartierung durchführen, den spezifischen Widerstand in einer bestimmten Tiefe also flächenhaft bestimmen, so verwendet man in der Praxis eine Vierpunktanordnung, bei der die Abstände zwischen zwei benachbarten Elektroden gleich groß sind. Die Anordnung wird als Wenner-Anordnung bezeichnet und der feste Abstand zwischen den Elektroden mit a . Die Auslagenlänge L beträgt in diesem Fall $L = 3 \cdot a$. Die Gleichung (6) für den spezifischen Widerstand ρ wird dann zu

$$\rho = 2\pi \cdot a \cdot \frac{U}{I} \quad (7)$$

Ist der Untergrund homogen, so entspricht der berechnete spezifische Widerstand ρ dem wahren Materialparameter. Ist der Untergrund jedoch geschichtet oder in anderer Weise inhomogen, so erhält man durch die Berechnungen nur einen scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_s . Dieser Wert hängt davon ab, welcher Anteil des Stroms durch welches Material geflossen ist. Für den Fall, dass der Untergrund nur aus einer horizontal über einem Halbraum liegenden Schicht der Mächtigkeit d besteht und der spezifische Widerstand der Schicht ρ_1 größer ist als der spezifische Widerstand des darunter liegenden Halbraums ρ_2 , ist die Variation des scheinbaren spezifischen Widerstands in Abhängigkeit vom Quotienten L/d in Abbildung 4 dargestellt. Wenn $L \ll d$ ist, dann durchdringen die Stromlinien nur die obere Schicht und der scheinbare spezifische Widerstand entspricht dem spezifischen Widerstand der oberen Schicht ρ_1 . Ist die Schichtmächtigkeit d jedoch viel kleiner als L , so nähert sich der scheinbare spezifische Widerstand immer mehr dem Widerstand des Halbraums ρ_2 an.

Für komplexere Geometrien und heterogene Strukturen lässt sich der spezifische Widerstand nur aus einer Inversion des scheinbaren spezifischen Widerstands berechnen. Dabei werden für ein einfaches Untergrundmodell synthetische Daten am Computer erzeugt und anschließend mit den Messwerten verglichen. Das Modell wird dann in mehreren Schritten so angepasst, dass die synthetischen Daten mit den Messwerten bestmöglich übereinstimmen. Hierbei ist zu beachten, dass es bei den Potenzialverfahren in der Regel mehrere Modelle gibt, die die Messwerte gut erklären können. Einige Lösungen lassen sich jedoch ausschließen, wenn man die Messungen mit anderen Messverfahren (zum Beispiel mit geomagnetischen Messungen) kombiniert und eine gemeinsame Inversion der Messdaten durchführt.

3. Messaufbau im Schülerlabor Geophysik

Das Schülerlabor Geophysik am Geophysikalischen Institut (GPI) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) bietet Schülerinnen und Schülern der Oberstufe die Möglichkeit, sich anhand einer Reihe von außergewöhnlichen Versuchen mit geophysikalischen Fragestellungen vertraut zu machen. Schülerinnen und Schülern wird im Schülerlabor der direkte

Kontakt mit Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern ermöglicht und sie erhalten Einblicke in deren Arbeitsweise [3]. Schülerinnen und Schüler der gymnasialen Oberstufe können das Schülerlabor Geophysik nach Anmeldung im Klassen- oder Kursverband zusammen mit ihren Fachlehrern besuchen. Sie können dort mit der Geoelektrik-Messapparatur und anderen hochpräzisen Messgeräten experimentieren und spannende Erfahrungen im Umgang mit geophysikalischen Messgeräten sammeln [4, 5, 6].

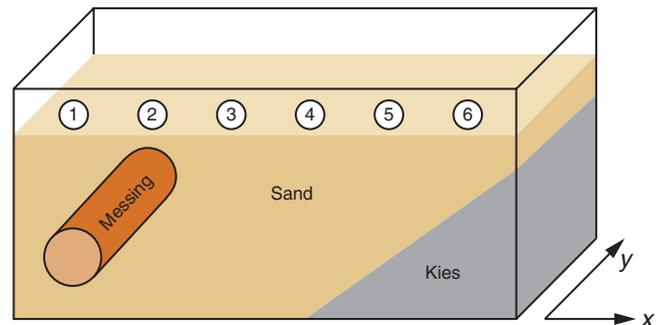


Abbildung 5: Skizze des Versuchsaufbaus. Der Glaskasten ist mit Sand gefüllt. In der rechten Hälfte befindet sich Mittelkies, dessen Zwischenraum mit Luft gefüllt ist. Auf der anderen Seite ist der Messingzylinder vergraben. Sowohl Messingzylinder als auch Kies sind von oben und den Seiten aus nicht zu sehen. An der langen Seite sind außerdem die Messpunkte markiert.



Abbildung 6: Versuchsaufbau in einem Glaskasten. Die Seitenwände sind mit Pappe verdeckt, um den Blick auf die Schichtung zu verdecken. Am linken Bildrand erkennt man den Abfluss im Glaskasten. Auf der sandigen Oberfläche liegt ein Plexiglaslineal, an dem als Elektroden Bananenstecker befestigt sind (Foto: Ellen Gottschämmer).



Abbildung 7: 20 cm langer massiver Messingzylinder mit einem Durchmesser von 6 cm, der in der Sand-Kies-Schichtung vergraben wird (Foto: Nathalie Schneider).

Der Versuchsaufbau der Gleichstromgeoelektrik kann aber auch gut in der Schule nachgebaut werden. Wir beschreiben hier den Versuchsaufbau und zeigen einige Messergebnisse.

Der Versuchsaufbau (siehe Abb. 5 und 6) ist in einem 80 cm langen, 50 cm breiten und 25 cm hohen Glaskasten untergebracht, in dem sich Sand, Kies und ein 20 cm langer massiver Messingzylinder mit einem Durchmesser von 6 cm (siehe Abb. 7) als Störkörper befinden. Bevor wir diesen Versuchsaufbau realisiert haben, haben wir mit verschiedenen Materialien (zum Beispiel Blumenerde) und verschiedenen ebenen Schichtungen experimentiert [7]. Blumenerde hat sich als ungünstig erwiesen, da sie nach einiger Zeit schimmelt. Bei anderen Versuchsaufbauten ließ sich die Untergrundstruktur schlecht in den Messdaten auflösen, da die Schichtmächtigkeiten oder der Unterschied in den spezifischen Widerständen der Materialien nicht ausreichend groß waren.

In unserem Versuchsaufbau sind der Sand und der Kies schräg übereinander geschichtet. Auf der Seite, auf der sich nur Sand befindet, ist der Messingzylinder in einer Tiefe von etwa 6 cm vergraben (siehe Abb. 8). Der Glaskasten hat einen Abfluss, da er vor Versuchsdurchführung bewässert wird, um eine bessere Ankopplung der Elektroden an den Sand zu gewährleisten. Es empfiehlt sich, die Bewässerung einige Stunden vor der Messung durchzuführen. Unsere Erfahrung hat jedoch gezeigt, dass der Abschluss nicht unbedingt notwendig ist, wenn man die Bewässerung vorsichtig durchführt.

Die Seiten des Glaskastens sind während des Versuchs mit einer Pappe abgedeckt, damit die Schülerinnen und Schüler nach der Messung ohne graben zu müssen die Schichtung einsehen können und ihre Interpretation der Messergebnisse mit der Struktur im Kasten vergleichen können.

Als Elektroden verwenden wir Bananenstecker, die in eine 39 cm lange, 8 cm breite und 0,7 cm dicke Plexiglasscheibe eingedreht wurden. Dafür wurden in die Scheibe zunächst 19 Löcher mit Windungen gebohrt und in diese anschließend 19 lose Bananensteckern eingedreht, die für die Messung in den Sand eingebracht werden. So entstand ein Plexiglasrechen (siehe Abb. 9). Über das Abgreifen verschiedener Bananenstecker können so auf einfache Weise verschiedene Messkonfigurationen und Elektrodenabstände gewählt werden, ohne dass der Rechen bewegt werden muss.

Als Spannungsquelle dient ein Funktionsgenerator FG 200 von H-Tronic, als Messgeräte verwenden wir zwei Multimeter DT-80000 von der ELV Elektronik AG. Diese Spezialgeräte haben sich als notwendig erwiesen, da handelsübliche Multimeter zu unempfindlich waren, um aussagekräftige Messergebnisse zu liefern.

Für die Auswertung wird den Schülern ein Programm zur Verfügung gestellt, das die gemessenen Spannungs- und Stromwerte über die Gleichung (7) in den scheinbaren spezifischen Widerstand umrechnet und graphisch darstellt.

4. Messwerte und deren Interpretation

Im Folgenden wird eine Durchführung des Versuchs mit einer Gruppe von Schülerinnen und Schülern der Aloys-Henhöfer-Schule (Pfnzthal-Kleinsteinbach) beschrieben. Sie besuchten das Schülerlabor Geophysik des GPI am 8.12.2015. Die gemessenen Daten und deren Auswertung und Interpretation werden erläutert.

Es liegt der Messaufbau wie in Abbildung 5 skizziert vor: Sand und Kies sind schräg übereinander geschichtet. Auf der Seite, auf der sich nur Sand befindet, ist der Messingzylinder in einer Tiefe von etwa 6 cm vergraben. An der Seite des Glaskastens sind verschiedene Markierungen angebracht, deren Lage jedoch keine physikalische Motivation hat. Sie wurden lediglich deshalb im gleichmäßigen Abstand an der Seite des Glaskastens angebracht, um eine bessere Übersicht über die Messungen zu erhalten. Die Markierungen könnten auch an einer anderen Stelle liegen.

Die Schülerinnen und Schüler führten zunächst eine Schlumberger-Sondierung an der Stelle der Markierungen



Abbildung 8: Versuchsaufbau mit dem vergrabenen Messingzylinder (Foto: Ellen Gottschämmer).



Abbildung 9: Plexiglasrechen, der mit 19 Bananensteckern bestückt ist. Diese werden für die Versuchsdurchführung in den Sand gesteckt. Jeweils vier Bananenstecker werden als Sonden verwendet und mit Kabeln verbunden (Foto: Ellen Gottschämmer).

zwei, vier und sechs (siehe Abb. 5) durch. Der Abstand L der stromführenden Elektroden A und B wurde dabei in sieben Schritten von zehn auf 34 Zentimeter erhöht, während der Abstand a der Elektroden C und D konstant bei sechs Zentimetern lag. Die erhaltenen Messwerte an den Stellen der Markierung zwei sind in der Tabelle 1 zu finden. Aus diesen Werten lässt sich mit Gleichung (6) der scheinbare spezifische Widerstand berechnen. Die berechneten Werte sind ebenfalls in Tabelle 1 zu finden. Die angegebenen Messtiefen entsprechen dabei sogenannten Pseudo-Tiefen. Diese Pseudo-Tiefen sind abhängig von der Beschaffenheit des Untergrunds, da die Eindringtiefe des elektrischen Feldes mit zunehmendem spezifischem Widerstand abnimmt. Um aber eine erste Vorstellung von der Messtiefe zu erhalten, kann die Faustformel, dass sich die Messtiefe z aus einem Drittel des Elektrodenabstands L ergibt ($z = L/3$), angewendet werden [2]. Die tatsächlichen Tiefen können nur über eine Inversion ermittelt werden. Da die Messwerte aber meist in Bezug auf die Pseudo-Tiefe für eine Interpretation genügen und die Inversion im Rahmen eines Schülerpraktikums zeitlich und inhaltlich nicht umsetzbar sind, wird diese hier nicht durchgeführt.

Abbildung 10 stellt die Ergebnisse der Schlumberger-Tiefensondierung an den Markierungen zwei, vier und sechs graphisch dar. Aufgetragen ist der scheinbare spezifische Widerstand über der Messtiefe.

Betrachten wir zunächst die rote Kurve in Abbildung 10 (Mitte) für die Messung an der Markierung vier, deren Untergrund durch homogenen Sand charakterisiert ist. Die Werte des scheinbaren spezifischen Widerstands steigen von etwa 150 Ωm in einer Messtiefe von drei Zentimetern auf etwa 330 Ωm in einer Messtiefe von gut 11 Zentimetern an. Da hier allerdings homogener Untergrund vorliegt, sollte der scheinbare spezifische Widerstand eigentlich dem spezifischen Widerstand des Untergrunds entsprechen und deshalb konstant sein. Der Anstieg des scheinbaren spezifischen Widerstands, der als Trend aber an allen Messpunkten zu erkennen ist, lässt sich durch Wechselwirkungen mit den Rändern und des Bodens des Glaskastens erklären.

Einen deutlicheren Anstieg der Messwerte mit der Tiefe findet man an der Markierung sechs (siehe schwarze Kurve, Abb. 10 unten): Es fällt auf, dass die Werte des scheinbaren spezifischen Widerstands für Tiefen ab etwa sechs Zentimetern deutlich

höher sind, als dies an den anderen beiden Messkurven der Fall ist. Hier muss in größeren Tiefen also ein Material vorliegen, das eine deutlich geringere Leitfähigkeit als der Sand hat. Abbildung 5 zeigt, dass das zutreffend ist: An der Markierung sechs ist in größeren Tiefen eine Kiesschicht anzutreffen. Die Tiefe der Schichtgrenze ist anhand der Daten allerdings nicht bestimmbar. Diese könnte man – wie die tatsächlichen Tiefen – nur durch eine Inversion der Messdaten bestimmen.

Die blaue Messkurve in Abbildung 10 (oben), die an der Markierung zwei bestimmt wurde, zeigt einen etwas anderen Verlauf: für die ersten beiden Messtiefen findet man einen

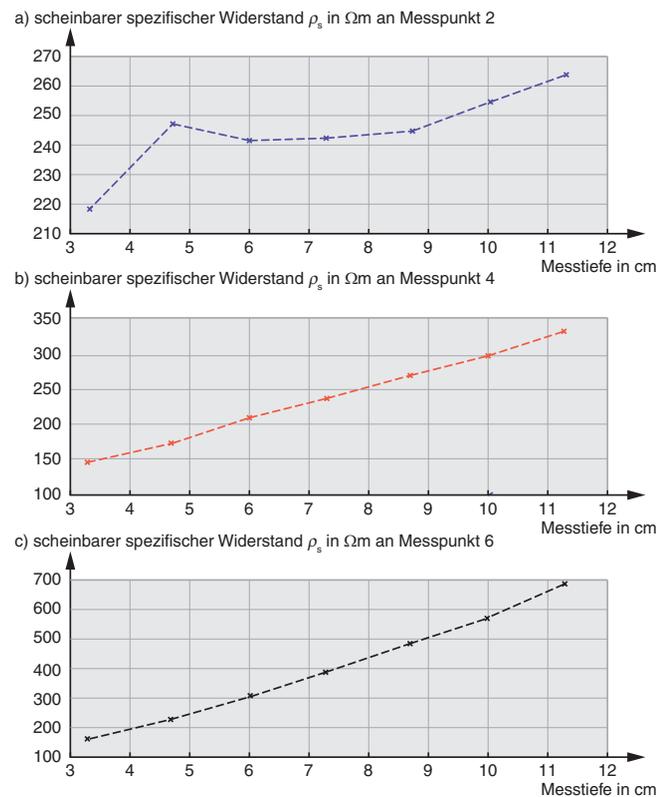


Abbildung 10: Schlumberger-Sondierung: Scheinbare spezifische Widerstände aufgetragen über der Messtiefe, die sich aus einem Drittel der Auslagenlänge L berechnet. Dargestellt sind die Werte an den Markierung zwei (blaue Kurve), vier (rote Kurve) und sechs (schwarze Kurve). Der Abstand der Elektroden zur Spannungsmessung beträgt für alle Messungen $a = 6$ cm. Der Abstand der stromführenden Elektroden L wird bei der Messung variiert. Die Daten der obere Abbildung an Markierung 2 sind in Tabelle 1 dargestellt.

Tabelle 1: Gemessene Spannungs- und Stromwerte für eine Schlumberger-Sondierung sowie die daraus berechneten scheinbaren spezifischen Widerstände ρ_s und Messtiefen an Markierung zwei. Der Abstand der Elektroden zur Spannungsmessung beträgt für alle Messungen $a = 6$ cm.

Elektrodenabstand L in m	Messtiefe z in cm	Spannung U in V	Stromstärke I in mA	scheinbarer spezifischer Widerstand ρ_s in Ωm
0,10	3,3	0,390	0,150	217,8
0,14	4,7	0,165	0,140	246,8
0,18	6,0	0,092	0,144	240,9
0,22	7,3	0,052	0,126	242,0
0,26	8,7	0,035	0,120	244,3
0,30	10,0	0,027	0,120	254,5
0,34	11,3	0,021	0,117	263,1

leichten Anstieg der Werte des scheinbaren spezifischen Widerstands, ähnlich wie das an Markierung vier und Markierung sechs beobachtet werden kann. In größeren Messtiefen (ab etwa fünf Zentimeter Messtiefe) fallen die Werte ab. Der Abfall des scheinbaren spezifischen Widerstands lässt sich durch Material im Untergrund mit erhöhter Leitfähigkeit erklären. Hier muss also eine heterogene Struktur im Untergrund vorliegen. Dies ist auch der Fall: Der Untergrund an der Markierung zwei ist durch einen im Sand vergrabenen Messingzylinder charakterisiert. Er hat einen Durchmesser von sechs Zentimetern und eine Überdeckung von etwa sechs Zentimetern mit Sand. Unterhalb des Messingzylinders befindet sich wieder Sand, der den scheinbaren spezifischen Widerstand ansteigen lässt.

In einem zweiten Schritt führten die Schülerinnen und Schüler eine Kartierung des scheinbaren spezifischen Widerstands in einer festen Tiefe durch. Dazu verwendeten sie die Wenner-Anordnung, bei der die Abstände a zwischen den vier Elektroden konstant sind und setzten den Rechen an die Markierung eins bis sechs. In der vorliegenden Messung betrug dieser Abstand jeweils acht Zentimeter. Damit erhält man eine Auslagenlänge L von 24 Zentimetern und eine Messtiefe z , die mit der Faustformel wieder als ein Drittel der Auslagenlänge abgeschätzt werden kann, von acht Zentimetern. Die scheinbaren spezifischen Widerstände wurden mittels Gleichung (7) berechnet.

Die Kurve in Abbildung 11 zeigt einen Anstieg des scheinbaren spezifischen Widerstandes von Markierung eins zu Markierung sechs. Deutlich ist zu erkennen, dass im Bereich der Markierung eins und zwei der Messingzylinder zu finden ist und von Markierung fünf zu Markierung sechs die schlechter leitende Kiesschicht gegenüber der Sandschicht an Mächtigkeit zunimmt. Die Schwankungen in den Ergebnissen lassen sich durch unterschiedliche Wasserverteilung im Glaskasten oder schlechten Kontakt der Elektroden an den Untergrund erklären.

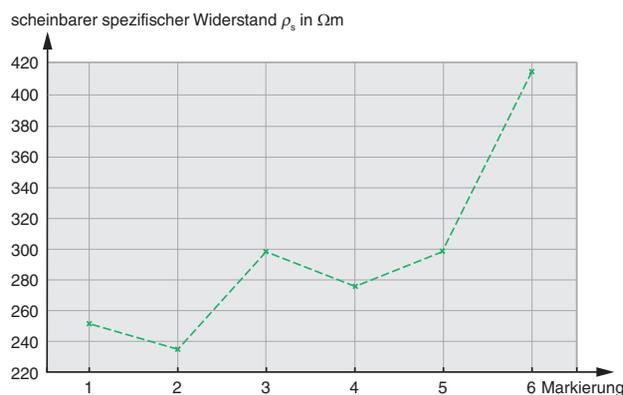


Abbildung 11: Wenner-Kartierung in einer konstanten Messtiefe von acht Zentimetern: Scheinbare spezifische Widerstände an sechs verschiedenen beliebig gewählten Markierungen. Die Lage der Markierungen ist in Abb. 5 illustriert.

Über diesen komplexen Messaufbau hinaus besteht auch die Möglichkeit, zunächst homogene Materialien zu vermessen, zum Beispiel in einem Behälter, der ganz mit Sand oder ganz mit Kies gefüllt wurde. Gute Erfahrungen haben wir auch mit einer hohlen und mit Luft gefüllten Plastikröhre gemacht, die wir in einer Tiefe von ca. 3 cm parallel zum Plexiglasrechen im Sand vergraben haben. Im Bereich der Plastikröhre waren deutlich erhöhte scheinbare spezifische Widerstände zu finden, da die Luft in der Röhre als Isolator wirkt.

5. Diskussion der Versuchsdurchführung mit einer Schülergruppe

In der Geophysik ist es in der Praxis üblich, verschiedene Messverfahren, wie zum Beispiel Geomagnetik mit Geoelektrik, zu kombinieren um eine eindeutige Interpretation der Messdaten zu ermöglichen. Da der Aufbau des im Glaskasten befindlichen Untergrunds im Schülerlabor nur mit geoelektrischen Messanordnungen untersucht wird, ist es notwendig, den Schülern weiterführende Hinweise zu geben, damit diese in der Lage sind, die Messwerte zu interpretieren. Dies könnten sein:

- die Anzahl der verschiedenen Materialien, die außer dem Sand noch im Glaskasten zu finden sind,
- die Anzahl der Schichten an bestimmten Messpunkten,
- eine Übersichtstabelle mit verschiedenen Materialien und deren spezifischer Widerständen (z. B. aus [1]). Allerdings ist dabei zu beachten, dass zum einen scheinbare spezifische Widerstände bestimmt werden und nicht spezifische Widerstände und zum anderen, dass die absoluten Messwerte stark davon abhängen, wie feucht der Sand ist und wie die Feuchtigkeit verteilt ist.

Um den Schülerinnen und Schülern das selbstständige Interpretieren der Ergebnisse zu erleichtern, ist es wichtig, vor dem Versuch mit den Schülern die Grundlagen der Elektrizitätslehre, also die Größen elektrische Spannung und elektrischer Strom und Widerstand und deren Einheiten zu wiederholen. Es hat sich in der Praxis als sinnvoll herausgestellt, die Schüler auf einer Batterie nach diesen Angaben suchen zu lassen. Häufig haben die Schüler selbst ein batteriebetriebenes Gerät in ihrer Schultasche dabei.

Der Versuch des Schülerlabors Geophysik wurde für Schülerinnen und Schüler der Oberstufe konzipiert. Er wurde allerdings auch schon mit einer sechsten Klasse erfolgreich durchgeführt, indem nur in der Wenner-Anordnung gemessen wurde. Die Schülerinnen und Schüler mussten dabei weder den Versuch selbst aufbauen noch und die Messgeräte einstellen, sondern die Messwerte nur ablesen und interpretieren.

Unabhängig der Klassenstufe wurde die Erfahrung gemacht, dass die Schüler erstaunt darüber waren, wie weit man schon mit den Grundlagen der Elektrizitätslehre kommen kann, die die Schüler im Schulunterricht oft als eher unwichtig und trocken wahrnehmen. Somit liefert dieser Versuch neben

einem Einblick in geophysikalische Messmethoden nicht nur eine gute Möglichkeit, die Grundlagen der Elektrizitätslehre zu wiederholen und zu festigen, sondern er macht diese Begriffe für die Schüler auch greifbar und anschaulich.

Schülerinnen und Schülern wird auf diese Weise verdeutlicht, welche breiten Anwendungsgebiete es für die Physik gibt und wie das in der Schule Erlernete sowohl zur Erforschung von Lagerstätten als auch zum Umweltschutz beitragen kann.

6. Schlussfolgerung

Die zerstörungsfreie Materialuntersuchung mit der Methode der Gleichstromgeoelektrik lässt sich gut in kleinen Dimensionen, die problemlos in einem Labor untergebracht werden können, nachbilden. Der Messaufbau, den wir im Schülerlabor Geophysik verwenden, um den scheinbaren spezifischen Widerstand in einem inhomogenen Untergrund zu bestimmen, kann mit geringen Mitteln nachgebaut werden. Er demonstriert Schülerinnen und Schülern einfache Zusammenhänge der Elektrostatik und regt sie zum Experimentieren an. Den

Dr. Ellen Gottschämmer *Geophysikalisches Institut,
Karlsruher Institut für Technologie*

Alexandra Heck *Geodätisches Institut, Karlsruher Institut für
Technologie*

Nathalie Schneider *Theodor-Heuss-Gymnasium, Mühlacker*

Dr. Antje Bergmann *Institut für Theoretische Festkörperphysik,
Karlsruher Institut für Technologie*

Prof. Dr. Thomas Bohlen *Geophysikalisches Institut,
Karlsruher Institut für Technologie*

Literatur

- [1] W. Lowrie, *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, 1997
- [2] T. Dahm, *Grundlagen der Geophysik*. Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ (Lecture Notes), 2015. doi: 10.2312/GFZ.2.1.2015.001
- [3] www.gpi.kit.edu/Schueler.php, Schülerlabor Geophysik, Geophysikalisches Institut des Karlsruher Instituts für Technologie, zuletzt abgerufen am 13.09.2017
- [4] N. Schneider, E. Gottschämmer, A. Bergmann & T. Bohlen: Geoelektrik-Versuch für die Physik-Schülerlabor-Initiative des KIT, 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Köln, Tagungsband, 79, 2011
- [5] N. Pulch, E. Gottschämmer & T. Bohlen: Schüler registrieren Erdbeben, 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hamburg, Tagungsband, 235, 2012
- [6] M. Pfeffer, E. Gottschämmer & T. Bohlen, Vulkanismus im Einmachglas – Ein neuer Versuch für das Schülerlabor Geophysik am KIT, 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Karlsruhe, Tagungsband, 230, 2015
- [7] N. Schneider, Konzeption und Aufbau eines geophysikalischen Experiments für die Physik-Schülerlabor-Initiative, Wissenschaftliche Arbeit im Fach Physik zur Zulassung zum ersten Staatsexamen, Fakultät für Physik, 2011

Das geothermale Phänomen Geysir im entdeckenden Unterricht

Wieland Müller, Patrick Löffler, Juerg Alean & Nguyen van Bien

1. Das didaktische Konzept

Die Behandlung des Geysirs am Ende der Stoffeinheit Thermodynamik bietet folgende Vorteile:

- Der Ausbruch eines Geysirs ist ein beeindruckendes Naturschauspiel und genügt als solches den an Kontexten im modernen Physikunterricht gestellten Ansprüche, die an den Interessen der Lernenden – insbesondere auch an jenen der Mädchen – ausgerichtet sind [1].
- Aus TIMMS und PISA haben wir gelernt, dass unsere Schülerinnen und Schüler zwar in der Lage sind, schematisierte Aufgaben zu lösen, jedoch bei der flexiblen Anwendung des Gelernten in kontextualisierten Problemstellungen scheitern [2]. Das Verstehen der Funktionsweise eines Geysirs stellt einen solchen Anwendungsfall aus dem Themenbereich der Thermodynamik dar.
- An einem Modellexperiment zum Geysir kann darüber hinaus insbesondere der Kompetenzbereich der Erkenntnisgewinnung gefördert werden durch das Beschreiben des Phänomens, das Aufstellen und Prüfen von Hypothesen und vieles mehr [3].
- Das Naturphänomen Geysir ermöglicht fachübergreifenden Unterricht, insbesondere zum Geographieunterricht.

Da der Geysir als Gelegenheit zur Anwendung von Wissen behandelt wird, bietet es sich an, zunächst solche thermodynamischen Zusammenhänge zu wiederholen, die für das Verstehen der Funktionsweise notwendig sind. Das kann z. B. in Form eines Arbeitsblattes erfolgen (siehe Kasten 1).

2. Unterrichtskonzept

2.1 Vorbereitung auf die Behandlung der Funktionsweise eines Geysirs

Eine Woche vor der Behandlung des Geysirs wird als Hausaufgabe das Arbeitsblatt „Thermodynamische Grundlagen für die Funktionsweise eines Geysirs“ an die Schülerinnen und Schüler ausgegeben. In der letzten Stunde vor der Behandlung des Geysirs wird als Wiederholung der Thermodynamik das Arbeitsblatt mit den Schülerinnen und Schülern besprochen.

2.2 Motivation

Als Motivation eignet sich folgender Problemgrund im Sinne des forschend-entwickelnden Unterrichtsverfahrens [4]: „Ausbrüche von Geysiren sind beeindruckende

Thermodynamische Grundlagen für die Funktionsweise eines Geysirs

- Warum gehen Flüssigkeiten in den gasförmigen Zustand über?

- Erkläre mit Hilfe des Teilchenmodells, wodurch der Übergang in den gasförmigen Zustand behindert wird.

- Welche Faktoren beeinflussen den Siedepunkt von Wasser?

- Erläutern Sie die physikalischen Prozesse Verdampfen, Sieden und Verdunsten.

- Was versteht man unter thermodynamischem Gleichgewicht?

- Erläutere den Begriff Dampfdruck und skizziere das Phasendiagramm ($p - \vartheta$ - Diagramm) von Wasser.

Kasten 1: Arbeitsblatt Thermodynamische Grundlagen für die Funktionsweise eines Geysirs

Naturschauspiele. Obwohl Geysire schon seit mehr als 160 Jahren wissenschaftlich erforscht werden, ist immer noch nicht genau geklärt, wie es zu diesen Fontänen kommt und welche Bedingungen für ihre Eruptionen notwendig sind.“ [5]
 Nach Verlesen dieses Zitats können Eruptionen von Geysiren im Internet gezeigt werden. Ausbrüche von Geysiren sind spektakuläre Ereignisse, welche jährlich Tausende von Touristen anlocken.

2.3 Ideenfindung für die Erklärung der Funktionsweise eines Geysirs/ Brainstorming

Ausgehend von der Motivation wird eine Gesprächsphase eingeleitet. Gemeinsam mit den Schülerinnen und Schülern werden Fragen und Hypothesen zum Aufbau und zur Funktion eines Geysirs gesammelt und auf Kärtchen an eine Pinnwand geheftet. Diese werden anschließend gemeinsam mit den Schülerinnen und Schüler nach Schwerpunkten sortiert bzw. von der Lehrkraft ergänzt, um so die Problemfindung abzuschließen und die Überlegungen zur Problemlösung zu beginnen [4].

Beispiele:

- Was sind die geologischen Voraussetzungen für einen Geysir?
- Wie ist ein Geysir aufgebaut? Wie sieht es im Inneren aus?
- Wovon hängt es ab, ob und wann ein Geysir ausbricht?
- Experimentelle Überprüfung der Vermutungen anhand eines Geysirmodells.

2.4 Geologische Voraussetzungen für einen Geysir

Die folgenden geologischen Voraussetzungen können in einem Schülervortrag präsentiert werden: Geysire kommen in aktiven vulkanischen Gebieten der Erde vor. Geologische Bedingungen sind:

- eine Wärmequelle (heißes Gestein),
- ein Wasserreservoir in Form eines Grundwasserleiters,
- einen Kanal (Röhre) mit einer Verengung. Der Kanal mündet in ein unterirdisches Wasserreservoir. Ist keine Verengung vorhanden bzw. ist die Verengung zu weit, so kann der Wasserdampf ungehindert austreten. Der Eruptionskanal des Old Faithfuls in den USA (bekanntester Geysir der Erde) hat nur einen Durchmesser von etwa zehn Zentimetern.

Es existieren auf unserer Erde sechs Geysirfelder größeren Ausmaßes:

- USA: Yellowstone-Nationalpark mit 600 aktiven Geysiren,
- Russland: Halbinsel Kamtschatka mit 300 aktiven Geysiren,
- Neuseeland: 51 aktive Geysire,
- Chile: El Tatio mit 46 aktive Geysiren,

- Island: 26 aktive Geysire,
- Alaska: 8 aktive Geysire.

Das Eruptionsintervall ist die Zeitspanne vom Ende einer Eruption bis zum Beginn der nächsten. In Tabelle 1 sind die Eruptionszeiten berühmter Geysire aufgelistet.

Tabelle 1: Eruptionsdaten bekannter Geysire

Geysir	Ort	Eruptionsintervall	Eruptions-säule	Ausbruchs-dauer
Belleville-Geysir	USA, Yellowstone-National park	18 h	45 - 55 m	4 - 5 min
Grand - Geysir	USA, Yellowstone-National park	9,5 h	50 - 60 m	10 - 12 min
Old-Faithful-Geysir	USA, Yellowstone-National park	1,5 h	30 - 55 m	2 - 5 min

2.5 Vom Naturphänomen zum Modell eines künstlichen Geysirs

Nachdem die Schülerinnen und Schüler das Naturphänomen Geysir kennengelernt haben, wird mit ihnen ein Modell eines Geysirs aus schulischen Mitteln entwickelt, um die Fragestellung nach der Funktionsweise zu untersuchen. Konkret können mit dem Modell die Eruption des Naturphänomens Geysir im Physikraum nachgestellt und Messungen durchgeführt werden. Die dabei vorgenommenen Idealisierungen werden mit den Lernenden thematisiert, um einen Kompetenzzuwachs im Bereich Modellieren zu unterstützen. Dazu wird mit den Schülerinnen und Schüler zunächst erarbeitet, aus welchen wesentlichen Bauteilen ein künstlicher Geysir besteht. Dies kann zum Beispiel wie nachfolgend dargestellt in Tabellenform festgehalten werden (siehe Tab. 2 und Abb. 1). Dieses einfache Modell liefert im Betrieb alle drei Minuten eine Eruption. In diesem Modell ist nicht dargestellt, wie das Wasser aus der Geysir-Fontäne teilweise in den Boden einsickert und über das Grundwasser wieder in den Hohlraum (Reservoir) zurückfließt.

Tabelle 2: Bauteile eines Geysirmodells

Bestandteile eines realen Geysirs	Modell eines Geysirs, Geräteliste
heißes Gestein, Magma	Bunsenbrenner oder Kartusche, es ist nur eine schwache Gasflamme einzustellen
Eruptionskanal	enges Glasrohr (Steigrohr bzw. enger durchsichtiger, temperaturbeständiger Silikonschlauch von 1,50 m Länge)
Unterirdisches Wasserreservoir	Duran-Reagenzglas oder Rundkolben, Sicherheitshinweis: Keinen Erlenmeyerkolben benutzen, da höhere Drücke entstehen!
Austrittsöffnung des Geysirs, Kratersee	Auffangschüssel oder Trichter
	Stativmaterial zur Befestigung der Apparatur, Stopfen mit Bohrungen für Steigrohr, zwei Digitalthermometer, Druckmesssonde, Stoppuhr, Siedesteine

2.6 Aufstellen von Hypothesen zur Funktionsweise eines Geysirs

Mit den Schülerinnen und Schülern werden die Hypothesen zur Funktionsweise eines Geysirs, die zu Beginn der Stunde aufgestellt wurden (Pinnwand), diskutiert und ergänzt:

H 1 Erwärmung und Ausdehnung: Durch das heiße Felsgestein erwärmt sich das Wasser und es dehnt sich im unterirdischen Hohlraum aus und tritt an die Oberfläche.

H 2 Siedepunkterhöhung: Die Siedetemperatur des Wassers im unterirdischen Hohlraum muss über 100°C liegen, da durch die Flüssigkeitssäule des Eruptionskanals ein hoher Druck auf die Flüssigkeit im Geysir wirkt (10 m Wassersäule entspricht 1 bar).

H 3 Periodische Eruptionen: Da das Wasser unter Druck steht, ist der Siedepunkt deutlich erhöht. Beginnt es schließlich dennoch zu siedern, steigen Dampfblasen im Eruptionskanal auf und drücken so einen Teil der Wassersäule aus der Austrittsöffnung. Dadurch sinkt der Druck auf das Wasserreservoir und das überhitzte Wasser kann schlagartig verdampfen – der Geysir bricht aus. Nach dem Ausbruch kann der Wasserdampf wieder ungehindert durch den Eruptionskanal entweichen, bis sich der Hohlraum und der Eruptionskanal wieder mit Wasser gefüllt haben. Der Vorgang kann von Neuem beginnen.

H 4 Barriere und wassergefüllter Eruptionskanal: Es muss eine Barriere bzw. eine Engstelle in Eruptionskanal auftreten, damit ein Überdruck aufgebaut werden kann (abgeschlossenes System). Wäre die Barriere nicht vorhanden, würde das Wasser als heiße Quelle aus der Erde austreten. Der Eruptionskanal muss vollständig mit Wasser gefüllt sein.

2.7 Hinweise zur Durchführung des Experimentes

Das Duran-Reagenzglas als unterirdisches Wasserreservoir hat sich im Experiment als sehr geeignet bewährt, da das Volumen klein ist und die Aufheizzeit bis zur Eruption sich auf drei Minuten beschränkt (siehe Abb. 1). Es werden die Temperaturen im Duran-Reagenzglas und im Trichter in Abhängigkeit von der Zeit mit Digitalthermometern gemessen sowie Vorgänge im Duran-Reagenzglas im Steigrohr (Silikonschlauch) beobachtet und tabellarisch erfasst (siehe Tab. 3). Die Digitalthermometer ermöglichen, dass die Temperaturen in einem gewissen Abstand vom Geysirmodell gemessen werden können. Es besteht die Gefahr, dass bei der Eruption heißes Wasser aus dem Trichter spritzt (Tragen von Schutzbrillen!). Um Siedeverzug zu vermeiden, sind einige Siedesteine in das Duran-Reagenzglas einzugeben.

Zu Beginn des Versuchs ist darauf zu achten, dass die gesamte Apparatur (Reagenzglas und Silikonschlauch) mit Wasser gefüllt ist. Der Trichter ist nur bis zur Hälfte zu füllen.

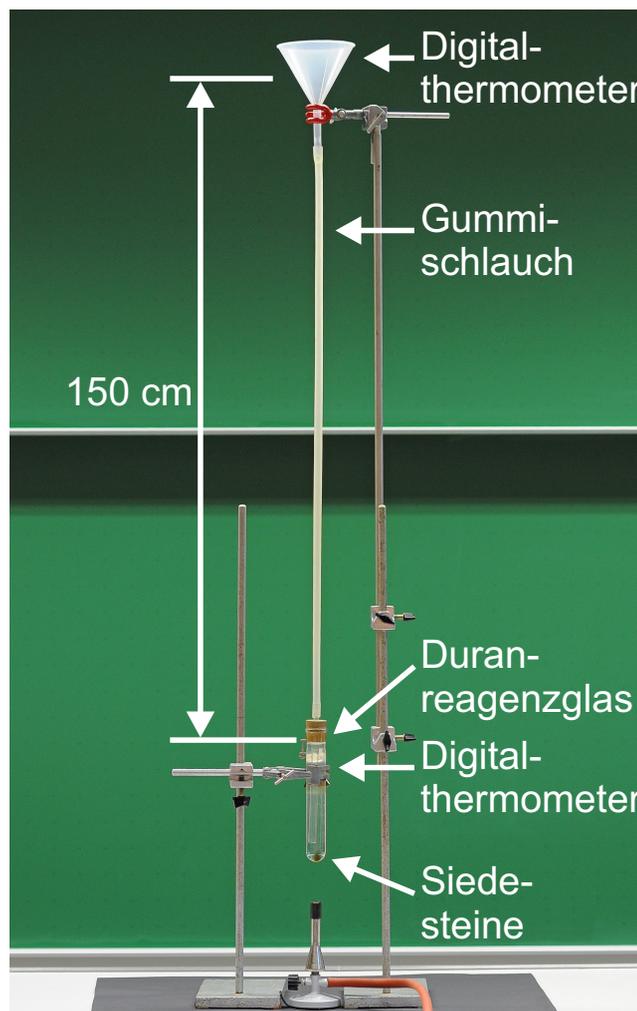


Abbildung 1: Aufbau Geysirmodell

Tabelle 3: Messwerte zum Experiment

t in s	θ in °C im Reagenzglas	θ in °C im Trichter	Beobachtungen
0	20	20	
60	31	20	kleine Blasen steigen auf
120	40	21	Schlierenbildung
180	50	21,5	
240	60	21,8	
300	69	22	größere Blasen entstehen
360	77	22,6	
420	85	23	Blasen steigen auf
480	94	23,4	Rauschen
540	101	25,3	
570	105	65,8	Eruption
600	83	60	Wasser fließt zurück
660	90	56	Blasenbildung
720	100	51,8	
750	105	75,5	Eruption
780	89	72	Wasser fließt zurück
840	96	66	Blasenbildung
870	101	64	
900	105	99	Eruption
930	92	77	Wasser fließt zurück

2.8 Überprüfung der Hypothesen durch Auswertung der Messergebnisse

Nachdem die Schülerinnen und Schüler die Messergebnisse in ein Zeit-Temperatur-Diagramm eingetragen haben (siehe Abb. 2), werden wesentliche Aussagen des Diagramms aus physikalischer Sicht diskutiert.

- **Erkenntnis 1 – Hypothese H1: Erwärmung und Ausdehnung:**

Der Anstieg der Temperatur verläuft zunächst linear, dies ist auf die kontinuierliche Wärmezufuhr durch den Bunsenbrenner zurückzuführen. Das Wasser dehnt sich am Anfang beim Erwärmen etwas aus, was sich im Auffangtrichter bemerkbar macht. Die Hypothese H1 ist richtig, erklärt aber nicht das explosionsartige Austreten der Wasser- und Dampffontäne

- **Erkenntnis 2 – Hypothese H2: Siedepunkterhöhung:**

Der gemessene Siedepunkt des Wassers im Geysir-Modell liegt bei 105 °C, dies ist auf den hydrostatischen Druck der Wassersäule von 150 cm zurückzuführen. Der Dampfdruck bei 100 °C reicht nicht aus, um den hydrostatischen Druck der Wassersäule zu überwinden. Erst wenn der Dampfdruck des Wassers größer ist als der durch die Wassersäule verursachte Druck, kommt es zum Sieden des Wassers und damit zur Blasenbildung im Innern der Flüssigkeit. Hypothese H2 wird bestätigt.

- **Erkenntnis 3 – Hypothese H3: Periodische Eruptionen:**

Die Wasserdampfblasen beanspruchen den ganzen Rohrquerschnitt und drücken die Wassersäule nach oben. Dadurch sinkt Druck und Siedepunkt: Das Wasser beginnt schlagartig zu sieden und Wasserdampf entweicht schlagartig aus dem Trichter. Anschließend fließt das Wasser wieder aus dem Trichter in den Silikonschlauch (Eruptionskanal) und der Vorgang beginnt erneut. Beim natürlichen Geysir fließt zusätzlich Grundwasser aus den Felspalten in den Hohlraum zurück. Aus dem ϑ -t-Diagramm (siehe Abb. 2) ist zu erkennen, dass beim Geysirmodell alle drei Minuten periodisch Eruptionen auftreten. Nach jeder Eruption sinkt die Temperatur im Reagenzglas und steigt anschließend wieder linear auf 105 °C an. Hypothese H3 wird somit bestätigt. Die Abbildung 3 weist auch aus, dass sich das Eruptionsintervall zeitlich verkürzt und die Temperatur nach der Eruption höher als die Ausgangstemperatur ist, da sich die gesamte Apparatur mit der Zeit erwärmt. Es muss weniger Wärme bis zur nächsten Eruption zugeführt werden. Dies ist ein Sonderfall des künstlichen Geysirs, da im Modell kein Zufluss von Grundwasser simuliert wird (Grenzen des Modells). Die Abbildung 3 zeigt auch das periodische Ansteigen der Temperatur im Trichter.

- **Erkenntnis 4 – Hypothese H4: Barriere und wassergefüllter Eruptionskanal:**

Diese Hypothese sollte theoretisch erläutert werden oder mit Hilfe eines zweiten Modell-Geysirs bestätigt werden, indem man den Silikonschlauch nur bis zu 10 cm mit Wasser füllt. Wenn der Silikonschlauch (Eruptionskanal) nicht vollständig mit Wasser gefüllt ist, dann wird der Geysir nicht ausbrechen, weil der Überdruck dann nicht ausreichend ist. Weiterhin muss eine Engstelle im Eruptionskanal sein. Vulkanologen bzw. Geologen sprechen auch von einem Siphon (ähnlich wie ein Geruchsverschluss eines Waschbeckens).

Eine weitere experimentelle Untersuchung bietet sich an, wenn in der Physiksammlung ein Drucksensor vorhanden ist, z. B. zu Cassy der Lehrmittelfirma Leybold oder zur CorEx-Sensing Science-Software der Lehrmittelfirma Cornelsen-Experimenta.

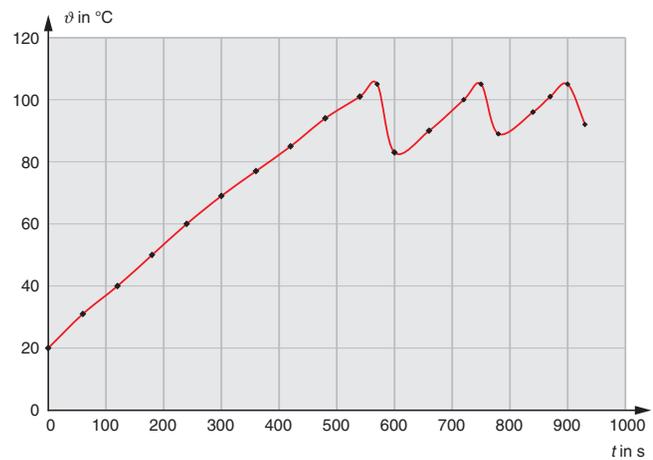


Abbildung 2: ϑ -t-Diagramm des Temperaturverlaufs im Reagenzglas

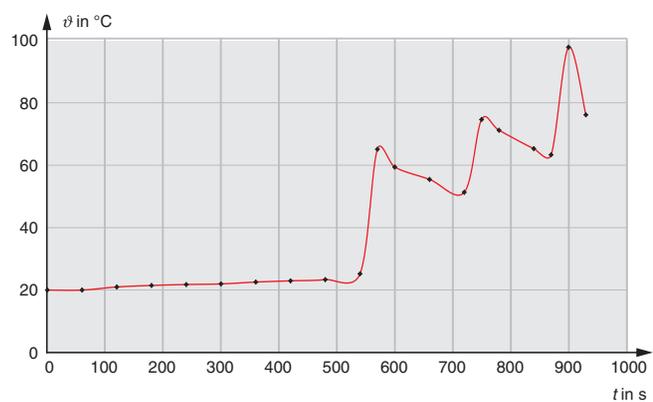


Abbildung 3: ϑ -t-Diagramm des Temperaturverlaufs im Trichter

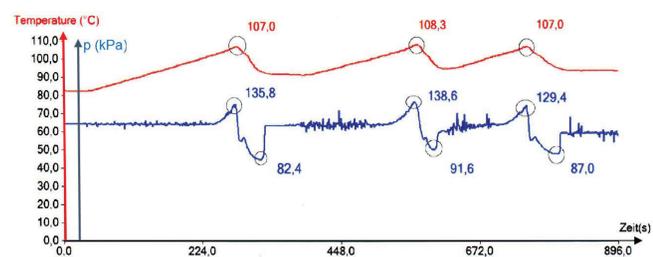


Abbildung 4: Druckverlauf im Duran-Reagenzglas [6] (Müller, 2012)

Mit Hilfe eines Computers kann ein p-t-Diagramm (siehe Abb. 4) erzeugt werden. Es kann gezeigt werden, dass der Druck im Geysir (Reagenzglas) bis kurz vor der Eruption konstant bleibt. Erst wenn der Dampfdruck des Wassers größer ist als der durch die Wassersäule verursachte Druck, kommt es zur starken Blasenbildung im Innern der Flüssigkeit und damit in der Folge durch die Druckminderung beim Aufstieg der Dampfblasen zur Eruption.

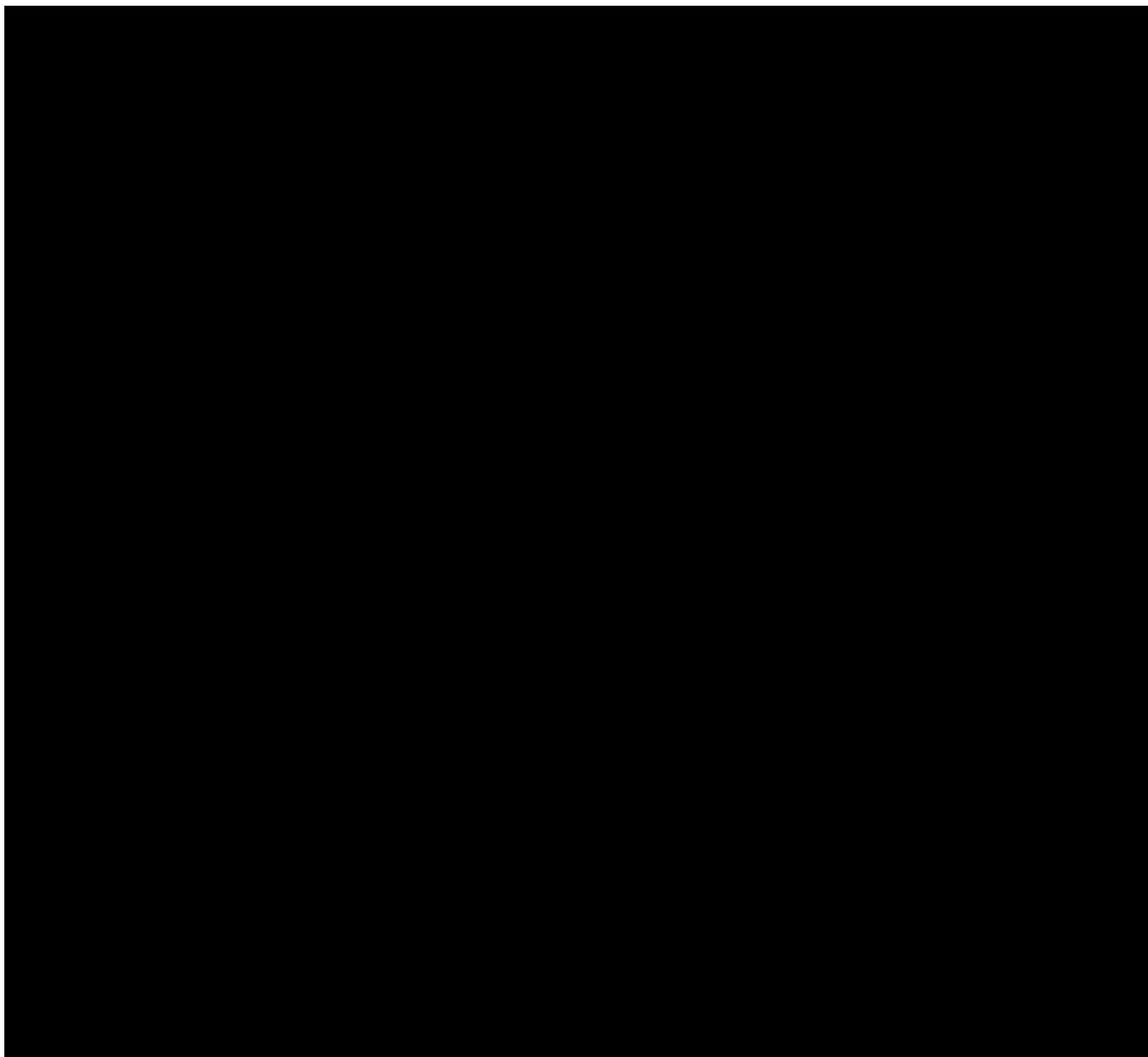
2.9 Kreislauf eines Geysirs

Abschließend werden auf einem Arbeitsblatt die einzelnen Phasen des natürlichen Geysirs mit den Schülerinnen und Schüler besprochen und dabei die Spalte 3 schrittweise ausgefüllt.

3. Geysire in Deutschland – der Kaltwassergeysir von Andernach

Unweit von Koblenz existiert der stärkste Kaltwassergeysir der Welt. Ähnlich wie „echte“ Geysire stößt der Geysir von Andernach in regelmäßigen zeitlichen Abständen von 50 bis 60 Minuten kaltes Wasser aus (siehe Abb. 5). Die Wasser-Gas-Fontäne enthält 80 bis 96 % Kohlenstoffdioxid und erreicht eine Eruptionshöhe von 50 bis 60 m. Ursache für diese Geysiraktivität ist nicht siedendes Wasser unter hohem Druck, sondern Kohlendioxid, das durch vulkanische Vorgänge ins Grundwasser abgegeben wird, wobei ein ähnlicher Zusammenhang zwischen Löslichkeit und Druck besteht wie zwischen Siedetemperatur und Druck beim echten Geysir. Sobald Kohlenstoffdioxid an der Oberfläche ausperlt, verringert sich der Druck und damit die Löslichkeit – der Geysir bricht aus. Zur Geschichte des Geysirs von Andernach kann man einen Schülervortrag vergeben.

Tabelle 4: Kreislauf eines Geysirs (Quelle: [7])



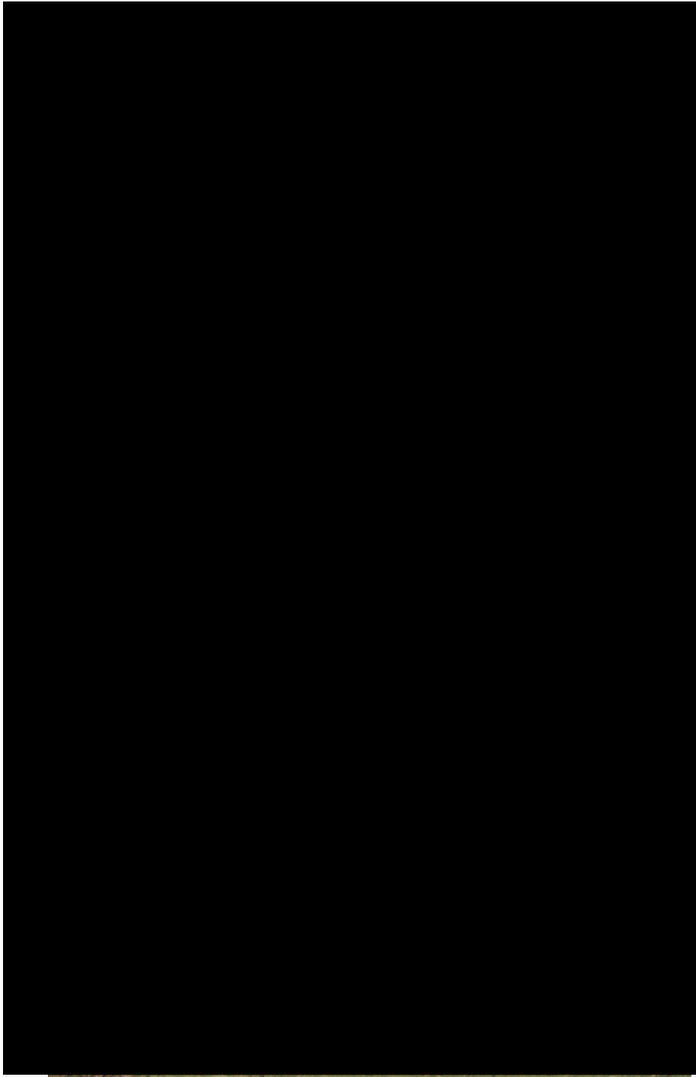


Abbildung 5: Kaltwasserausgeysir in Andernach (Bildquelle: Ralf Schunk/Geysir Andernach)

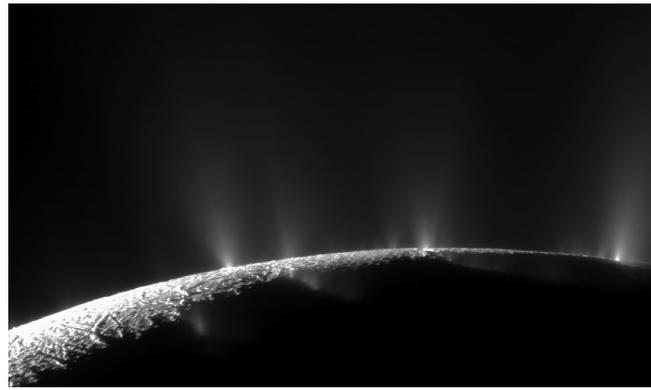


Abbildung 6: Geysirausbruch auf Saturnmond Enceladus (Quelle: NASA/JPL/Space Science Institute)

4. Entdeckung von extraterrestrische Geysire auf Monde unseres Sonnensystems

Die Raumsonde Cassini hat im Jahre 2005 beim Vorbeifliegen an den Eismond Enceladus (Saturnmond) das Phänomen von Geysiren registriert (siehe Abb. 6). Man vermutet heute, dass diese Erscheinung auf den Mechanismus des Kryovulkanismus zurückzuführen ist. Dies ist eine extraterrestrische Erscheinungsform des Vulkanismus bei Temperaturen weit unter -100 °C . Dabei wird nicht Lava, sondern leicht schmelzbare Substanzen wie Wasser, Methan oder Kohlendioxid ausgestoßen. Astronomen vertreten die Auffassung, dass diese Stoffe durch Gezeitenkräfte (Plattentektonik) im Innern des Eismondes geschmolzen werden und anschließend unter hohem Druck an die Oberfläche ausbrechen, wo sie wieder erstarren und hohe Berge bilden.

Prof. Dr. Wieland Müller *Universität Koblenz Landau, FB 7*

Dr. Patrick Löffler *Universität Koblenz Landau, FB 7*

Prof. Dr. Nguyen van Bien *Universität Hanoi*

Literatur

- [1] Hoffmann, L., Häussler, P., Lehrke, M. (1998). Die IPN-Interessenstudie Physik. Kiel: IPN.
- [2] Müller, R. (2006). Kontextorientierung und Alltagsbezug. In H. F. Mikelskis (Ed.), Physik-Didaktik. Praxishandbuch für die Sekundarstufe I und II (pp. 102–119). Berlin: Cornelsen Scriptor
- [3] KMK. (2005). Bildungsstandards im Fach Physik für den mittleren Schulabschluss (Jahrgangsstufe 10): [Beschluss vom 16.12.2004]. München [u.a.]: Luchterhand
- [4] Schmidkunz, H., & Lindemann, H. (1999). Das forschend-entwickelnde Unterrichtsverfahren: Problemlösen im naturwissenschaftlichen Unterricht (5., unveränd. Aufl., Nachdr. der 3. Aufl. von 1992). Didaktik, Naturwissenschaften: Vol. 2. Hohenwarsleben: Westarp-Wiss.
- [5] Rademacher, H.: FAZ vom 31.05.2015
- [6] Müller, P. (2012) Der Ausbruch eines Geysirs aus fachwissenschaftlicher und didaktischer Sicht. Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Universität Koblenz-Landau. Fb. 7,76829 Landau.
- [7] Alean J., Carniel R., Fulle M., <http://www.swisseduc.ch/stromboli/perm/yellowstone/modelgeyser-en.html>, 23.08.2007

Wie die Sonne Meeresströmungen antreibt

Physikalische Meereskunde

Mirjam S. Glessmer

1. Ozeanographie

Seit Jahrtausenden übt der Ozean eine große Faszination auf die Menschheit aus, er birgt zugleich Chancen und Gefahren. Das Verständnis der im Ozean relevanten Prozesse ist aus verschiedensten Gründen wichtig: zum Beispiel hilft das Wissen um die Verteilung von Nährstoffen durch Strömungen und Vermischung im Ozean, die Fischerei so zu planen, dass diese Lebensgrundlage von mehreren Milliarden Menschen erhalten bleibt. Vorhersage von Gezeiten ermöglicht den Schutz von Siedlungen in Küstennähe, in denen 70 % der Erdbevölkerung wohnen. Der Einfluss des Ozeans auf das Klima betrifft 100 % der Menschheit direkt und muss deshalb dringend verstanden werden.

Mit allen diesen Prozessen und noch vielen mehr befasst sich die physikalische Meereskunde, in Deutschland auch Ozeanographie genannt. In anderen Sprachen umfasst die Bezeichnung „Ozeanographie“ in der Regel auch biologische, geologische und chemische Meereskunde. In Deutschland aber geht es in der Ozeanographie ausschließlich um die Physik des Meeres, also darum, zu verstehen, welche Bewegungen es im Ozean gibt, wodurch sie verursacht werden und vor allem, wie sie sich gegenseitig beeinflussen. Damit ist die Ozeanographie ein Teilgebiet der Geophysik.

Auf das Klima zum Beispiel hat der Ozean gleichzeitig verschiedene Einflüsse auf unterschiedlichsten räumlichen Skalen: Der Weltozean kann große Mengen Kohlendioxids aus der Atmosphäre aufnehmen und vorübergehend speichern – sowohl in gelöster Form als auch in Biomasse – und hat darüber einen direkten Effekt auf die Erwärmung des Klimas. Regional werden durch Unterschiede in Oberflächentemperaturen Winde erzeugt und damit Niederschlag und Verdunstung beeinflusst. Das wiederum hat über Änderungen des Salzgehaltes im Ozean einen Effekt auf die lokale Dichte und kann Strömungen erzeugen, durch die wiederum Oberflächentemperaturen verändert werden. U. a. durch die hohe Wärmekapazität des Wassers werden lokal saisonale Temperaturschwankungen ausgeglichen, da Wasser sich deutlich langsamer erwärmt oder abkühlt als Land. Gleichzeitig transportieren Strömungen Wärmeenergie von wärmeren Regionen in kältere und sorgen so für einen Ausgleich von Temperaturen.

Der letztgenannte Prozess ist sehr wichtig für das Klima in Europa. Ein ganzes Strömungssystem mit dem Golfstrom als prominentesten Teil transportiert durch große Sonneneinstrahlung stark erwärmtes Wasser aus dem Golf von Mexiko in die hohen Breiten des Nordatlantiks. Auf dem Weg

dorthin wird Wärme an die Atmosphäre abgegeben und die Luft wird so erwärmt. Dadurch sind Temperaturen in Europa deutlich höher als die Temperaturen in Nordamerika in vergleichbaren Breiten. Beim Abkühlen des Wassers auf seiner Reise nach Norden steigt seine Dichte und so sinkt das Wasser in Regionen um Island von der Oberfläche des Ozeans in die Tiefe und strömt am Grunde des Ozeans wieder in Richtung Äquator. Dort wird kontinuierlich neues Wasser erwärmt, das – mit erneutem Wärmetransport in hohe Breiten – wie ein Förderband den Kreislauf schließt.

Dieser meridionale – also Nord-Süd-verlaufende – Wärmetransport durch Ozeanströmungen ist in erster Näherung der wichtigste Effekt des Ozeans auf das Klima. Ihn kann man gut experimentell zu Hause oder im Physikunterricht untersuchen. Man kann diesen Versuch verwenden, um „nur“ ozeanographischer Konzepte zu vermitteln. Zusätzlich kann man die Faszination von Ozean und Klima dafür nutzen, um Konzepte wie Wärmekapazität, Dichte oder Konvektion in einem anderen Kontext als dem der reinen Physik zu diskutieren und damit sowohl die Verknüpfung mit anderen Inhalten zu erleichtern als unter Umständen auch andere Motivatoren anzusprechen.

2. Temperaturgetriebene Umwälzkulation

Ozeanströmungen werden durch mehrere Prozesse angetrieben. Der vermutlich offensichtlichste Prozess ist der Wind, der über die Meeresoberfläche streicht und dadurch eine Strömung verursacht. Wichtiger ist aber der Effekt von Unterschieden in der Dichte des Meerwassers, die Strömungen antreiben. Die Dichte des Meerwassers wird von der Temperatur des Wassers, dem Salzgehalt des Wassers und dem Druck, unter dem das Wasser steht, beeinflusst. Dabei nimmt in Salzwasser die Dichte mit sinkender Temperatur (anders als in Süßwasser, dessen Dichtemaximum bei 4°C erreicht wird!), steigendem Salzgehalt sowie steigendem Druck zu. Während der Druck stetig mit der Tiefe zunimmt, können Temperatur und Salzgehalt sowohl regional als auch in unterschiedlichen Tiefen sehr unterschiedlich sein. Der Einfachheit halber berücksichtigt das nachfolgende Experiment nur den Einfluss der Temperatur auf die Meeresströmungen, aber es wird ein Ausblick auf den Einfluss anderer Größen gegeben.

Temperaturgetriebene Strömungen sind mit einfachsten Mitteln zu Hause oder im Physikunterricht darstellbar (Anleitung siehe Kasten 1). In ein klares, rechteckiges, mit lauwarmen Wasser

gefülltes Gefäß wird an der einen Seite ein Kühlelement, an der anderen ein Wärmeelement angebracht. Am Kühlelement gibt das Wasser Wärme ab, wodurch sich seine Dichte erhöht. Dadurch, dass die Dichte höher ist als die des umgebenden Wassers sinkt das Wasser direkt am Kühlelement ab. Am Wärmeelement wird dem Wasser entsprechend Wärme zugeführt, die Dichte nimmt ab und das Wasser steigt auf. Durch fortgesetztes Wärmen und Kühlen an beiden Enden des Gefäßes wird genug warmes und kaltes Wasser gebildet, dass es sich über die ganze Oberfläche bzw. den ganzen Boden des Gefäßes ausbreitet, bis es entsprechend das Kühl- oder Wärmeelement am anderen Ende des Gefäßes erreicht und sich dort der Kreislauf schließt (siehe Abb. 1). Beim Eintropfen der roten Lebensmittelfarbe passiert es leicht, dass die Farbe zunächst absinkt, da ihre Dichte höher als die des warmen Wassers ist. Sobald sich die Farbe aber erwärmt hat, steigt sie wieder auf. Dies kann zunächst verwirren, ist an sich aber ein schönes „Experiment im Experiment“, das für Diskussionen genutzt werden kann und sollte.

Bei diesem Experiment kann man auf mehrere Arten „messen“, was in dem Gefäß vor sich geht.

- Durch Lebensmittelfarbe werden Wassermassen (also Wasserpakete mit ähnlichen Eigenschaften, in diesem Fall ähnlicher Temperatur) markiert, und man kann dadurch visuell verfolgen, wie sie sich ausbreiten.
- Durch Verformung der Farbfäden, die entstehen, wenn Farbkristalle auf den Boden des Tanks sinken, kann man die Strömung verdeutlichen (siehe Abb. 2). Es hilft, wenn

man mit wasserlöslichem Stift die Form des Fadens direkt nach dem Einfallen und wenige Sekunden später (sobald er sich sichtbar verformt hat) nachzeichnet, um eine gemeinsame Diskussionsgrundlage zu haben und nicht über sich permanent verändernde Formen zu sprechen.

- Mit etwas Geschick und einem durchsichtigen Trinkhalm kann man den Trinkhalm als Stechheber verwenden und eine Wasserprobe entnehmen. Dafür wählt man eine Stelle im Gefäß, an der die drei Schichten (rot, klar, blau) übereinander fließen, sticht den Trinkhalm senkrecht hinein, verschließt ihn dann mit dem Daumen und hebt das

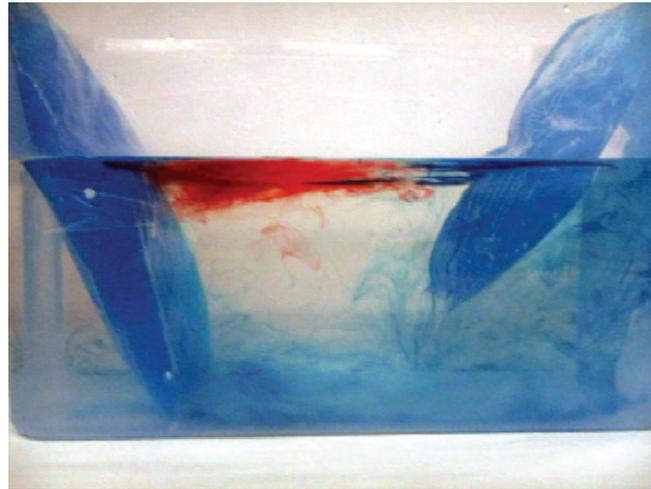


Abbildung 1: Warmes, rot gefärbtes Wasser schiebt sich über kaltes, blau gefärbtes Wasser, das absinkt und am Boden des Gefäßes entlang strömt.

Anleitung Experiment: „Temperaturgetriebene Umwälzzirkulation im Ozean“

Materialien

- Rechteckiges, klares Gefäß (z. B. gläserne Auflaufform, Tupper-Dose, ...)
- lauwarmes Wasser
- 2 Gelkompressen, eine kalt (aus dem Gefrierfach), eine warm (Mikrowelle oder Wasserbad)
- flüssige Lebensmittelfarbe (am besten rot und blau)
- Farbkristalle (zum Beispiel Indigocarmin)
- Wasserlöslicher Marker

Vorbereitung

- Die Gelkompressen werden auf die richtigen Temperaturen gebracht: Die kalte wird zum Beispiel ins Gefrierfach gelegt, die heiße in der Mikrowelle oder im Wasserbad erwärmt.
- Falls die Lebensmittelfarbe in Pulverform vorliegt: in wenig Wasser anrühren und Trinkhalme als Stechheber bereitlegen, um die Farbe zu träufeln.

Durchführung und Leitfragen

- Das rechteckige Gefäß wird mit lauwarmem Wasser gefüllt, so dass noch genug freies Volumen übrig bleibt, dass die Gelkompressen beim Eintauchen keine Überschwemmung verursachen.
- Die heiße und die kalte Komresse werden an entgegengesetzten Enden des Tanks mit Wäscheklammern so am oberen Rand des Gefäßes befestigt, dass sie möglichst weit ins Wasser eintauchen.
- Auf das Kühlelement wird direkt oberhalb der Wasserlinie blaue Lebensmittelfarbtropfen aufgebracht.
- Sobald die Lebensmittelfarbe das Wasser erreicht, färbt sie ein wenig Wasser ein. Was passiert mit dem blau angefärbten Wasser?
- Dann wird rote Lebensmittelfarbe direkt oberhalb der Wasserlinie auf das heiße Element aufgebracht. Was passiert mit dem rot gefärbten Wasser?
- Wenige (!!) Farbkristalle werden an drei Stellen in den Tank gestreut und die Form der Farbfäden direkt nach Einbringen der Farbkristalle und wenige Sekunden später mit wasserlöslichem Marker auf dem Tank markiert. Was kann man aus der Verformung der Farbfäden über die Strömung schließen?
- Was passiert, wenn das rote bzw. blaue Wasser das Wärme-/Kühlelement am den entgegengesetzten Ende des Tanks erreichen?
- Was spürt man, wenn man vorsichtig mit einem Finger außen am Gefäß von oben nach unten streicht?

Kasten 1: Anleitung Experiment „temperaturgetriebene Umwälzzirkulation im Ozean“

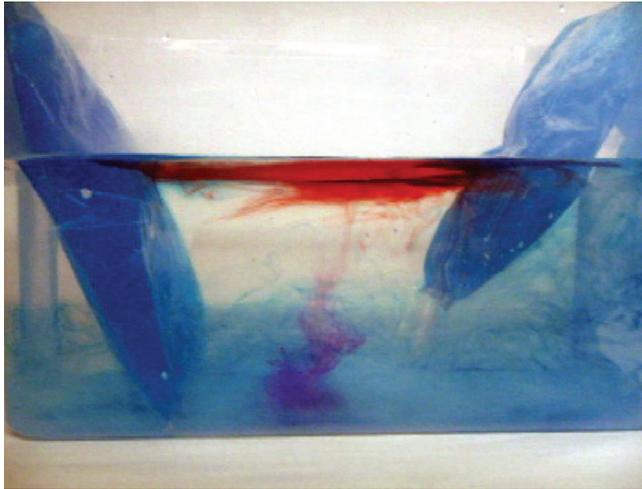


Abbildung 2: Die durch Absinken von Farbkristallen entstandenen lila Fäden in der Mitte des Tanks werden durch temperaturgetriebene Strömungen im Tank verformt. Bodenströmung des kalten Wassers von rechts nach links, Oberflächenströmung des warmen Wassers von links nach rechts.

Röhrchen vorsichtig aus dem Gefäß hinaus. Jetzt kann man die drei Schichten klar übereinander im Halm erkennen und ggf. sogar unterschiedliche „Regionen“ vergleichen.

- Durch Streichen eines Fingers am Gefäßrand kann man die vertikalen Temperaturunterschiede spüren.
- Mit Thermometern oder Temperaturmessstreifen kann man die unterschiedlichen Temperaturen in unterschiedlichen Tiefen messen.

Zur Vorbereitung des Experimentes empfiehlt es sich, mit den SchülerInnen existierendes Vorwissen zu aktivieren, damit sie ihre Beobachtungen an etwas anknüpfen können. Zum Beispiel haben die meisten Schüler durch Urlaube in verschiedensten Regionen Anknüpfungspunkte dafür, dass der Ozean regional unterschiedliche Temperaturen hat. Um Vorwissen über vertikale Temperaturunterschiede im Ozean zu aktivieren, könnte man darüber sprechen, wie beim Baden in einem See im Sommer das Wasser in der Nähe der Oberfläche angenehm warm sein kann, aber gleichzeitig für weiter nach unten hängende Füße unangenehm kalt.

3. Varianten des Strömungsexperiments

Es sind weitere Varianten dieses Experiments denkbar. In Kasten 2 ist eine Liste der empfohlenen Materialien, die man

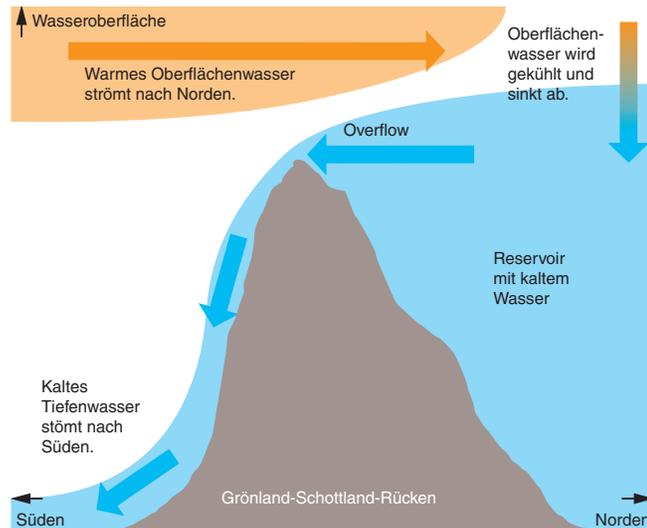


Abbildung 3: Beispiel einer Zeichnung einer Ozeanregion, die in ein Experiment umgesetzt werden kann.

für erweiterte Experimente zusätzlich zu den Materialien des im Kasten 1 beschriebenen Standardexperiments braucht.

Ein weiterer Schritt, das Experiment zu variieren, könnte sein, die SchülerInnen neue Elemente einfügen zu lassen, die in der Realität einen Einfluss auf Ozeanströmungen haben. Zum Beispiel kann man aus wasserfester Knetmasse einen „unterseeischen“ Rücken quer durch den Tank ziehen und beobachten, wie sich das pol-seitige Reservoir langsam mit dichtem, eingefärbtem Wasser füllt, bis es irgendwann überzulaufen beginnt.

Oder man kann Wind durch einen Fön simulieren und die temperaturgetriebene Oberflächenströmung beschleunigen oder abschwächen. Die Oberflächenströmungen kann man gut sichtbar machen, indem man vorsichtig zum Beispiel kleine Papierschnipsel, getrocknete Kräuter oder gemahlene Pfeffer auf die Wasseroberfläche streut. Dabei kann man entweder den SchülerInnen freie Hand lassen oder aber die Richtung der Experimente steuern, indem man zum Beispiel Skizzen realer Situationen vorgibt und diese dann experimentell umsetzen lässt.

Zum Beispiel kann die Situation des Dänemarkstraßenoverflows am Grönland-Schottland-Rücken (GSR) vorgegeben werden (siehe Abb. 3). Nördlich des GSR findet die Tiefenwasserbildung

Für Varianten des Experiments zusätzlich empfohlene Materialien samt Verwendungsvorschlag:

- Weißes Papier oder Stoff (z. B. als Hintergrund für den Tank, um einen besseren Kontrast zum Beobachten zu haben)
- Wäscheklammern (z. B. um die Kompressen und den Hintergrund am oberen Gefäßrand festzuklemmen)
- nicht-wasserlösliche (wasserfeste) Knetmasse (z. B. um Schwellen einzufügen)
- Fön (z. B. um windgetriebene Strömungen zu simulieren. VORSICHT mit dem Fön in der Nähe von Wasser!)
- Papierschnipsel (z. B. um, auf die Wasseroberfläche gestreut, die Strömung an der Oberfläche sichtbar zu machen)
- Klare Trinkhalme (z. B. als Stechheber)
- Thermometer
- Eiswürfel (z. B. um (blau) gefärbtes Wasser einzufrieren und die Eiswürfel anstatt des Kühlelements zu verwenden)
- Feinstrumpfhose, anderer dünner Stoff oder Teeeier (z. B. um Eiswürfel in einer Ecke des Tanks fixieren zu können)

Kasten 2: Erweitertes Experiment „temperaturgetriebene Umwälzirkulation im Ozean“



Abbildung 4: Ein mögliches Modell des Dänemarkstraßen-Overflows.

statt, die im obigen Experiment durch das kalte Gelpad simuliert wurde. Dadurch staut sich kaltes, dichtes Wasser nördlich des GSR, bis das Reservoir die Höhe des Rückens erreicht hat und das kalte, dichte Wasser den Rücken an seiner tiefsten Stelle, der Dänemarkstraße, wasserfallartig überströmt.

Wenn SchülerInnen das oben beschriebene Experiment durchgeführt haben, fällt es ihnen leicht, es durch Einfügen einer Schwelle so zu modifizieren, dass es ein Modell der in Abbildung 3 dargestellten Situation ist (Siehe Abbildung 4).

Durch die vielen unterschiedlichen Arten, das gleiche Phänomen zu beobachten, ist es auch für zunächst vielleicht nicht sachinteressierte SchülerInnen leichter, einen Zugang dazu zu finden, und die Erinnerung wird besser verankert, als wenn das Experiment nur beispielsweise in einem Film gezeigt würde (Obwohl es schöne Filme gibt, siehe z. B. [1]). In jedem Fall ist es beim Verwenden von Experimenten im Unterricht wichtig, die Experimente nicht nur vorzuführen, sondern SchülerInnen aktiv teilhaben zu lassen. Crouch et al. [2] zeigen

beispielsweise, dass das Zeigen eines Experimentes einen nicht-signifikanten Effekt auf den Lernerfolg hat im Vergleich zu dem Fall, in dem von dem Experiment nur berichtet wurde. Erst dadurch, dass SchülerInnen vor dem Experiment über ihre Erwartungen sprechen und nach dem Experiment darüber, warum die Erwartungen (nicht) eingetreten sind, helfen Experimente beim Lernen.

Bei Schritten wie diesen verselbstständigt sich das Experimentieren leicht, da die SchülerInnen bald auf mehr und mehr eigene Ideen kommen, was sie noch ausprobieren möchten. So zeitlich möglich ist dies sehr wünschenswert, da der Designprozess beim Experimentieren sehr wichtig für das Lernen durch Experimentieren ist [3]. Der Rückbezug auf den realen Ozean ist jederzeit leicht möglich und sollte hergestellt werden.

4. Einfluss des Salzgehalts

In einem nächsten Schritt kann man darauf eingehen, dass die Dichte im Ozean nicht nur durch Temperatur bestimmt wird, sondern auch dadurch, wie viel Salz im Wasser gelöst ist. Einen guten Zugang zu unterschiedlichen Salzgehalten in unterschiedlichen Regionen findet man oft auch durch die Thematisierung eventueller Beobachtungen von SchülerInnen: beim Baden Wasser zu schlucken, ist im Mittelmeer deutlich unangenehmer als in der Ostsee oder gar einem See. An diese Erfahrung kann man gut anknüpfen, indem man Wasser mit typischen Salzgehalten aus mehreren Regionen anmischt, SchülerInnen kleine Mengen schmecken und die unterschiedlichen Wasser Regionen auf einer Weltkarte zuordnen lässt (siehe Kasten 3).

Wenn die Proben Regionen zugeordnet sind, kann man die Gründe für die Zuordnung erfragen und darauf eingehen, dass der Salzgehalt von Meerwasser unter anderem davon abhängt, ob in einem Gebiet die Verdunstung oder der Eintrag von Süßwasser durch Flüsse oder Regen überwiegt. Daraus ergibt sich dann das Spektrum der verwendeten Proben.

Anleitung Aktivität „Salzgehalt im Ozean“

Material:

- Becher
- Kochsalz
- Wasser
- Trinkhalme
- Weltkarte, auf der die entsprechenden Regionen der „Wasserproben“ gekennzeichnet sind

Durchführung:

- Unterschiedliche Wasserproben mischen. Ein gestrichener Teelöffel Salz entspricht etwa 5 g. (Mittelmeer: 40 g/l, tropischer Nordatlantik: 35 g/l, Ostsee: 10 g/l, Arktisches Meer: 5 g/l)
- Wasser so auf Becher verteilen, dass es weniger als einen halben Zentimeter hoch steht.
- Mit Trinkhalmen als Stechhebern träufeln sich die SchülerInnen tropfenweise Wasser auf die Hand und probieren durch Lecken der eigenen Hand, wie salzig es schmeckt.
- Die vier Proben werden „nach Salzigkeit“ sortiert und dann den Regionen auf der Landkarte zugeordnet.
- Warum haben einige Regionen einen höheren Salzgehalt als andere?

Kasten 3: Anleitung Aktivität „Salzgehalt im Ozean“

Zurück zum Einfluss von Salzwasser auf die Dichte von Meerwasser: Jetzt kann man die oben beschriebenen Experimente erneut durchführen, aber nun auch mit Salzwasser. Zum Beispiel kann das Kühlelement ersetzt werden durch Eiswürfel, die mit Lebensmittelfarbe eingefärbt wurden und schmelzen. Hier bietet sich ein Vergleich an von Eiswürfeln, die aus Süßwasser gefroren wurden und Eiswürfel, die aus konzentriertem Salzwasser gefroren wurden (Vorsicht: je salziger das Wasser, desto länger dauert das Gefrieren! Man sollte vorsichtshalber mehrere Tage einplanen).

5. Ozeanographie im Kontext des Physikunterrichts

Gleichzeitig ist es wünschenswert, die hier experimentell erfahrenen Konzepte im Kontext der anderen im Physikunterricht behandelten Themen zu diskutieren. Zum Beispiel zu Wärmekapazität unterschiedlicher Stoffe: Warum kann Wasser über mehrere 10.000 km Wärmeenergie transportieren, obwohl die Luft über der Meeresoberfläche deutlich kälter ist als das Wasser? Oder zu Diffusionsprozessen: Warum kann man, wenn man das Gefäß mit dem oben beschriebenen Experiment bis zum Ende des Tages stehen lässt, keine vertikalen Temperaturunterschiede mehr feststellen, trotzdem aber die Farbschichtung noch erkennen? Warum haben sich Temperatur und Farbe nicht in gleicher Weise über den Tank ausgeglichen? Oder Dichte: Warum ändert sich die Dichte von Wasser mit der Temperatur, mit dem Salzgehalt, mit Druck? Und warum sinkt Wasser größerer Dichte durch Wasser mit geringerer Dichte hindurch ab? Was bedeutet Dichte überhaupt und wie kann man sie messen?

Genauso auch Konvektion, die im Physikunterricht oft behandelt wird: Konvektion kennt man klassisch, wenn Fluide von unten erwärmt und von oben abgekühlt werden. Dadurch werden die Fluide destabilisiert und zur Zirkulation anregt, wie bei Nudelwasser auf dem Herd, Magma im Erdinneren oder Luft über heißem Asphalt. Der Ozean ist in sofern anders, als er durch Sonneneinstrahlung von oben gewärmt wird, was also stabilisierend und nicht destabilisierend auf die Dichteschichtung wirkt (Der Einfluss von Erdwärme auf das Wärmebudget des Ozeans ist vernachlässigbar gering). Gekühlt wird allerdings auch von oben, was die Wassersäule destabilisiert. Trotzdem muss das kalte, dichte Wasser wieder nach oben kommen, was bislang nicht abschließend verstanden ist. Während bei klassischer Konvektion der Austausch durch Temperaturunterschiede angetrieben ist, muss Vermischung im Ozean durch andere, mechanische Prozesse stattfinden,

genau wie in dem Experiment die Schichtung über Stunden bestehen bleibt und erst durch Umrühren zerstört wird. Welche Vermischungsprozesse in welchen Ozeanregionen zu welchen Anteilen beitragen, ist nicht bekannt – es gibt noch viel zu erforschen!

Der Titel dieses Artikels „wie die Sonne Meeresströmungen antreibt“ ist – wenn bei dem vorgestellten Experiment hauptsächlich Konvektion besprochen werden soll – also beinahe irreführend, da der Antrieb durch die Sonne darin besteht, dass die Strahlung ungleichmäßig verteilt ist und von der Sonne erwärmtes Wasser in Regionen, die weniger Sonneneinstrahlung erhalten, abkühlt und absinkt. Deshalb ist es besonders wichtig, Unterschiede zur „klassischen“ Konvektion herauszustellen (es wird nicht von unten gewärmt und von oben abgekühlt, sondern beides findet an der Oberfläche statt!) und die Grenzen und Implikationen des Experiments zu diskutieren. Zu den Grenzen gehört eine extreme Vereinfachung durch die Geometrie des Beckens, Wärmen und Kühlen nicht durch Strahlung und nicht ausschließlich an der Oberfläche, die Vernachlässigung aller Prozesse bis auf einen und der Einfluss der Farbe auf die Dichte des Wassers.

Fazit: die Faszination, die der Ozean auf uns ausübt, kann sehr gut im Physikunterricht genutzt werden, um sowohl physikalische Konzepte zu diskutieren, die „sowieso“ Thema des Unterrichts sind, als auch dazu, um eine spannende andere Anwendung von Physik zu zeigen. Auch Bezüge zu anderen Fächern – zum Beispiel zu Erdkunde (Klima in unterschiedlichsten Weltregionen), Politik (Klimawandel und damit verbundene Politik, Intergovernmental Panel on Climate Change,...), Chemie (Dichte von Wasser in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt), Musik und Deutsch (Verbindung der Gedichte und Musik, z. B. Meeresstille und glückliche Fahrt von Mendelssohn, Moldau von Smetana, A Sea Symphony von Vaughan Williams, Hamburger Ebb' und Flut von Telemann), Kunst (Aivazovsky, Kanagawa), Mathe (Differentialgleichungen als Beschreibung zeitlicher Veränderungen), Geschichte (Sturmfluten, Walfang, Entdeckungen der Pole), Biologie (Meerestiere und -pflanzen), Sport (Feuer, Wasser, Luft) – sind in Projektwochen gut umsetzbar. Weitere Ideen können bei der Autorin erfragt werden.

Dr. Mirjam S. Glessmer, MEd *Didaktik der Physik,*
Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften und
Mathematik

Literatur

- [1] <https://vimeo.com/144363043>
[2] Crouch, Catherine, Adam P. Fagen, J. Paul Callan and Eric Mazur (2004). Classroom demonstrations: Learning tools or entertainment? *Am. J. Phys.* 72, 835

- [3] Etkina, Eugenia, Alan Van Heuvelen, Anna Karelina, Maria Ruibal-Villasenor, and David Rosengrant (2007). Spending Time on Design: Does it Hurt Physics Learning? *AIP Conf. Proc.* 951

Mehr Experimente auf „Adventures in oceanography and teaching“:
mirjammglessmer.com

Ein Modellversuch zur Geoelektrik

Peter Kunert, Thomas Wilhelm & Andreas Junge

1. Widerstandsbestimmung des Bodens

Der elektrische Widerstand R eines Bauteils ist eine wichtige Größe: Kennt man seinen Wert und die angelegte Spannung U , kann man die Stromstärke I durch das Bauteil gemäß $I = U / R$ berechnen. Im Unterricht wird der Widerstand experimentell bestimmt und dabei festgestellt, dass er bei manchen Materialien bei konstanter Temperatur oder in einem großen Temperaturbereich konstant ist (Ohm'sches Gesetz). Eine mögliche Schülerübung ist dann die Bestimmung des Widerstandes von Drähten. Dies ist nicht nur kostengünstig möglich, sondern dabei können weitere Zusammenhänge festgestellt werden (Abhängigkeit von Länge, Querschnittsfläche und Material). Insbesondere kann dabei der spezifische Widerstand ρ als Materialkonstante eingeführt werden. In der Regel bleibt es den Schülerinnen und Schülern aber verborgen, wozu man die Widerstände von Drähten berechnen muss und welchen Nutzen der spezifische Widerstand hat.

Um eine Kontextorientierung zu erreichen, kann man statt Drähte auch verschiedene Bodenmaterialien verwenden. Dabei bietet sich die Messmethode der Gleichstromgeoelektrik an, die in der Geophysik zur Untersuchung von oberflächennahen Schichten der Erde eingesetzt wird [1, in diesem Heft]. Ziel ist es dabei, mittels des spezifischen Widerstandes Informationen über die Struktur des Untergrundes zu erhalten. Der spezifische Widerstand sinkt mit steigendem Wassergehalt, wachsendem Anteil toniger Bestandteile und zunehmendem Ionen- bzw. Salzgehalt des Porenraumes. Die aus Messungen an der Erdoberfläche abgeleitete räumliche Widerstandsverteilung lässt außerdem Rückschlüsse auf den Aufbau und die Zusammensetzung des Untergrundes zu. Aus diesen Gründen verwendet man die Geoelektrik zur Erkundung von Deponien, Hohlräumen, Fundamenten, Rohstoff- und Grundwasservorkommen, Ablagerungen im Untergrund für die Einschätzung des Baugrundes und archäologischen Objekten im Boden.

Bei der Geoelektrik speist man über zwei Elektroden einen Strom bekannter Stromstärke in einen leitfähigen Untergrund ein. In einer sogenannten „Vierpunktanordnung“ misst man an zwei weiteren Sonden im Umfeld der Einspeisung die zwischen den Sonden abfallende Spannung. Aus der Stromstärke, der Spannung und dem Abstand der Elektroden bzw. Sonden kann der elektrische Widerstand bzw. der spezifische Widerstand bestimmt werden [1]. Die Spannung darf dabei nicht an den stromführenden Elektroden gemessen werden, da dann zusätzlich zum Bodenwiderstand der Erdungswiderstand (Übergangswiderstand Elektrode – Boden) mit gemessen wird. Für den Unterricht eignet sich die Wenner-Anordnung, bei der alle Elektroden den gleichen festen Abstand zueinander haben (siehe Abb. 1). Wenn die Elektroden nicht zu tief im Erdreich stecken, kann von punktförmigen Elektroden ausgegangen

werden und man erhält den spezifischen Widerstand zu $\rho = 2\pi \cdot a \cdot U / I$ [1]. Die Herleitung dieser Gleichung ist jedoch in der Sekundarstufe I nicht möglich. Alternativ könnte man mit gleichbleibender Elektrodenanordnung statt des spezifischen Widerstands nur den elektrischen Widerstand $R = U / I$ bei verschiedenen Böden bestimmen. Dann spielt es auch keine Rolle, wie tief die Elektroden im Boden stecken, solange man die Tiefe immer konstant hält. Der Messaufbau in Abbildung 2 beschreibt die Übergangswiderstände R_A und R_B und den nur vom Bodenmaterial abhängigen Widerstand R .

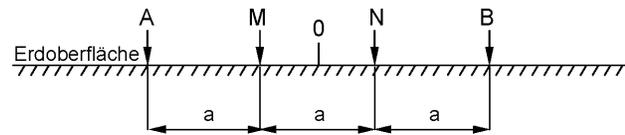


Abbildung 1: Schematische Darstellung einer Wenner-Anordnung mit Stromspeisung bei A und B und Spannungsmessung zwischen M und N (Quelle: Dirkgeo, public domain)

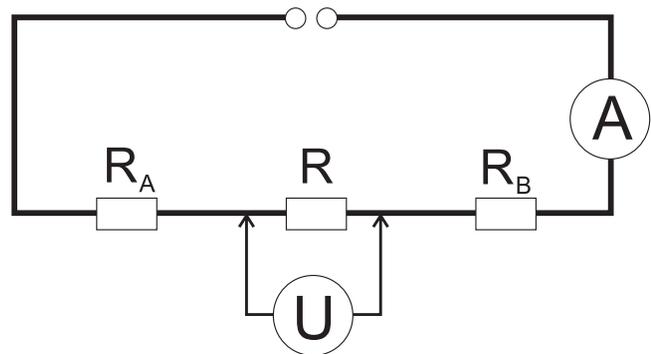


Abbildung 2: Ersatzschaltbild für die Messung des Widerstandes R in der Wenner-Anordnung

Für ein Schülerexperiment wurden kleine Plastikwannen (16 x 10,5 x 11 cm³, nach oben leicht breiter werdend) mit verschiedenen Bodenarten wie feinkörnigem Sand, grobkörnigem Kies, Blumenerde oder Wasser gefüllt (siehe Abb. 3). Die „festen“ Bodenarten sind unterschiedlich stark durchfeuchtet. Füllt man eine Wanne mit Wasser, kann man noch den Salzgehalt variieren. Als Elektroden wurden handelsübliche, 10 cm lange Nägel verwendet. Außerdem muss eine Halterung gebastelt werden, die die Messelektroden in einem konstant gleichbleibenden Abstand $a = 3$ cm hält und die stabil auf der Wanne aufliegt. Dafür wurde eine Grundplatte von Fischer-Technik (18 x 9 cm²) mit Vierkantschienen genutzt (Eindringtiefe der Nägel im Versuch 1,5 cm). Angelegt wurde eine Gleichspannung von 12 V. Tabelle 1 zeigt einige Messergebnisse [2]. Man kann eine Abnahme des (spezifischen) elektrischen Widerstands mit (a) zunehmendem Wassergehalt und (b) steigender Salzkonzentration im Wasser feststellen.

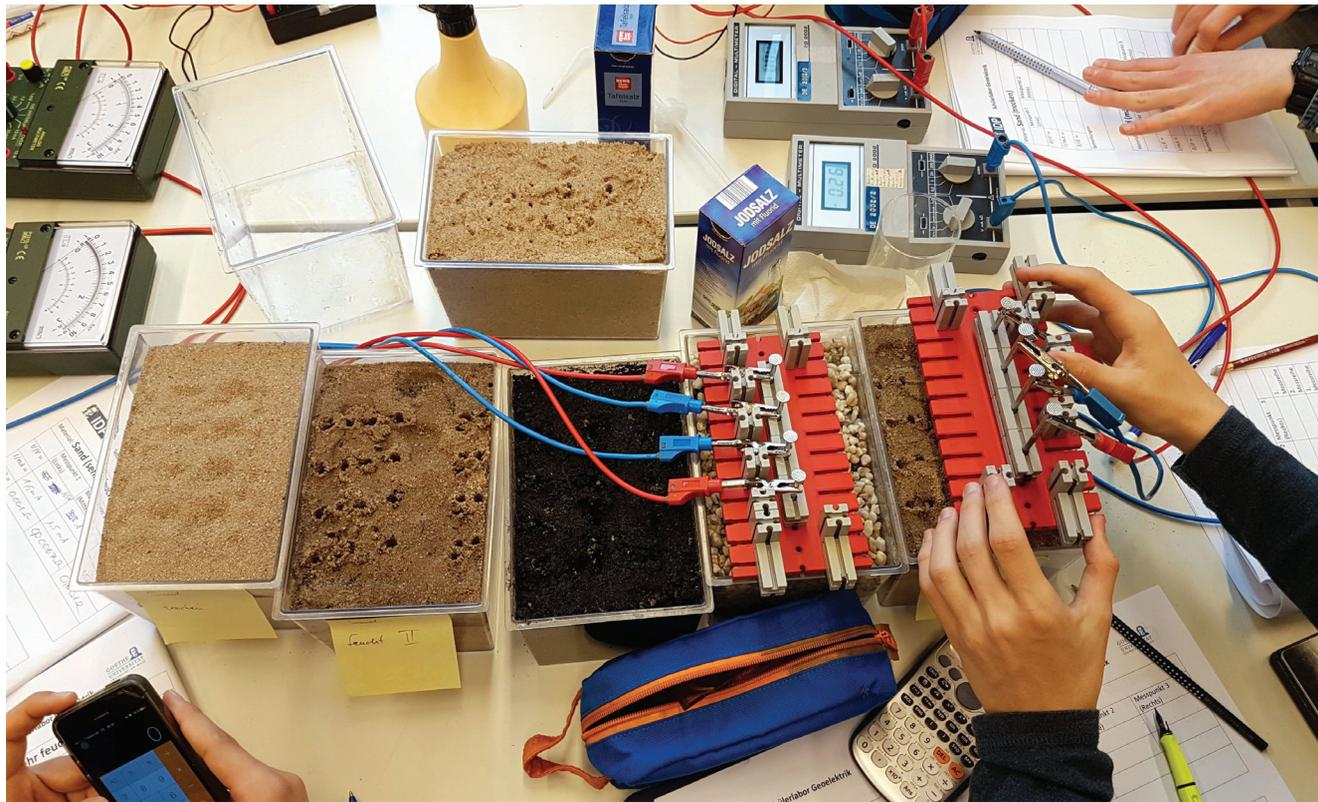


Abbildung 3: Widerstandsmessung bei unterschiedlicher Materialien im Schülerversuch (rote Kabel = Stromkreis, blaue Kabel = Spannungsmessung)

Tabelle 1: Im Schülerversuch gemessener Widerstand bei unterschiedlichen Materialien und daraus berechneter spezifischer Widerstand

	Widerstand R / Ω	Spezifischer Widerstand $\rho / \Omega m$
Sand trocken	sehr hoch	sehr hoch
Sand feucht I (50 ml Wasser)	2.300	430
Sand feucht II (150 ml Wasser)	1.800	335
Sand feucht mit Salz (50 ml Wasser)	55	10
Kies trocken	sehr hoch	sehr hoch
Kies leicht feucht (Wasser abgegossen)	22.000	4.150
Kies nass (Behälter voll gewässert)	710	134
Blumenerde trocken	sehr hoch	sehr hoch
Blumenerde feucht	20	3,7
Wasser (Leitungswasser)	160	30
Wasser mit Salz (1 g Salz)	85	16
Wasser mit Salz (10 g Salz)	38	7,2
Wasser mit Salz (50 g Salz)	9,7	1,8
Wasser mit Salz (100 g Salz)	3,8	0,71

2. Modell einer Bodenkartierung

Ausschließlich den Widerstand eines Bodenmaterials zu bestimmen, ist kaum interessanter als die Messung des Widerstands eines Drahtes. Spannend wird es erst, wenn mit Hilfe der Geoelektrik verborgene Untergrundstrukturen „entdeckt“ werden [1]. Bei einer Widerstandskartierung werden die Elektroden in Wenner-Anordnung entlang

einer Vermessungslinie schrittweise versetzt und bei jedem Einstecken der Elektroden Messwerte ermittelt. Dies ist zeitraubend und damit nicht motivierend. Deshalb wurde das folgende Modell entwickelt.

Verwendet wird eine Mörtelwanne aus dem Baumarkt (60 x 30 x 30 cm³, nach oben leicht breiter werdend), die anstatt mit Erde mit Wasser gefüllt wird. Der Messrechen mit den Elektroden kann nun leicht durch das Wasser gezogen werden, ohne wie bei festen Materialien immer wieder neu herausgezogen und hineingesteckt werden zu müssen. Die Wasserhöhe beträgt 14,5 cm, um auch größere Störkörper hineinlegen zu können. Wird nun mit einer computergestützten Messung der Widerstand in Abhängigkeit vom Ort der Elektroden kontinuierlich gemessen, erhält man schnell und in Echtzeit ein Ort-Widerstands-Diagramm [2].

Für den Messrechen mit den vier Elektroden wurde ein Schlitten aus Fischer-Technik gebaut, der auf den Rand der Wanne gesetzt wird. Als Ortssensor wurde ein Drehbewegungssensor von Pasco verwendet, der über eine Schnur mit dem Schlitten verbunden ist. Für die Widerstandsmessung dient ein Strom-/Spannungssensor. Für die korrekte Messung des spezifischen Widerstandes tauchen die Elektroden nur geringfügig ins Wasser ein (Punktelektroden) und der Sensor wird sehr empfindlich eingestellt. Für die ausschließliche Messung des Widerstandes können die Elektroden auch tiefer eingetaucht werden (hier: 8 cm), was zu größeren Strömen führt und unempfindlichere Sensoren erlaubt. Wichtig ist dabei, eine glatte und keine pulsierende Gleichspannung (24 V) als Eingangsspannung zu verwenden.

Zunächst wird als Referenzmessung die Widerstandskurve des Wassers ohne Störkörper gemessen, indem der Schlitten mit

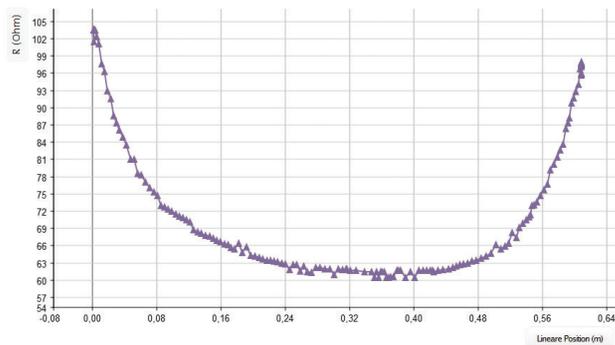


Abbildung 4: Referenzmessung nur mit Wasser: Am Rand ist der Widerstand größer.

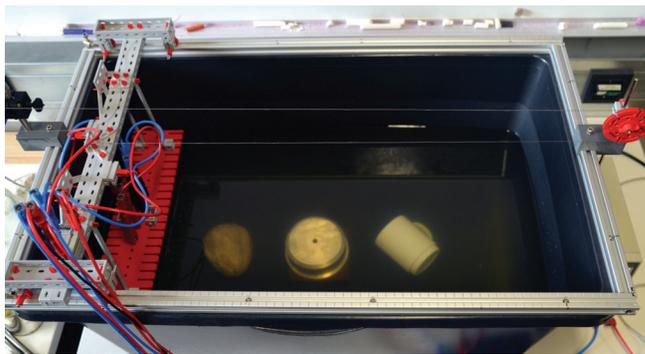


Abbildung 5: Messung mit drei Störkörpern: Stein, Aluminiumblock und Becher

den Messelektroden langsam auf dem Rand der großen Wanne hin und evtl. wieder zurückgeschoben wird, ohne dabei Wellen zu erzeugen. Im Diagramm wird auf der x-Achse der Ort und auf der y-Achse der Widerstand aufgetragen. Dabei fällt als erstes auf, dass an den Rändern der Messwanne ein starker Anstieg des Widerstandes zu beobachten ist (siehe Abb. 4). Der Grund dafür sind der Einfluss der niedrigen elektrischen Leitfähigkeit der Plastikwanne und die Tatsache, dass am Rand weniger Wasser für die Stromleitung zur Verfügung steht.

In die Wanne können nun verschiedene Störkörper gelegt werden – zum einen mit einem hohen elektrischen Widerstand wie unterschiedliche Steine, eine Glasflasche, ein Plexiglasblock oder Tonkacheln, zum anderen mit einem niedrigen Widerstand wie ein Aluminiumblock oder eine Blechdose. Möchte man nicht, dass die Körper im Wasser gesehen werden, setzt man etwas Milch hinzu.

In Abbildung 5 befinden sich drei Störkörper im Wasser. Ein Stein, eine umgedrehte Keramiktaße und ein Keramik-Becher ergaben drei Peaks, bei denen der Widerstand höher als bei

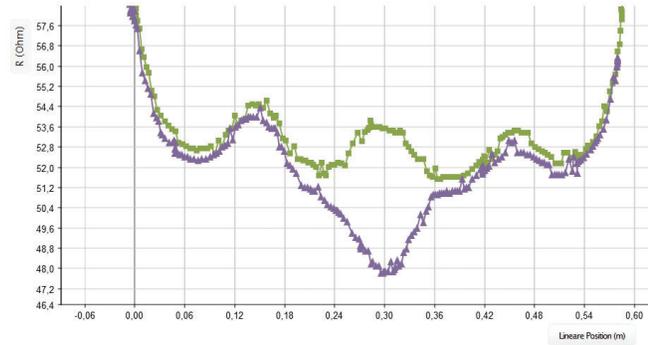


Abbildung 6: Messkurven bei drei Störkörpern. Grün: Stein, Tasse und Becher. Blau: Stein, Aluminiumblock und Becher (mit Abb. 4 ist nur die Kurvenform vergleichbar, nicht die Absolutwerte, da der Wasserstand und die Elektrodeindringtiefe geändert wurden).

der entsprechenden Referenzmessung mit sonst gleichen Bedingungen ist (grüne Linie in Abb. 6). Ersetzt man die Tasse durch einen Aluminiumblock, sieht man, dass der Widerstand in der Mitte kleiner als bei der Referenzmessung ist (blaue Linie in Abb. 6). Bei einer Tasse oder einem Becher ist noch relevant, ob die Öffnung nach oben zeigt (Widerstand kaum erhöht) oder nach unten (Widerstand erhöht). Der Abstand des Körpers zur Höhe der vorbeibewegten Elektroden bestimmt die Empfindlichkeit der Kartierung: Bei zu großem Abstand von den Elektroden hat er keinen Einfluss auf die Messung, befindet er sich nahe genug an den Elektroden, kann sogar seine Größe abgeschätzt werden.

In einem Ratespiel können Schülerinnen und Schüler anhand der Messkurven herausfinden, welche Körper ins Wasser gelegt wurden. Dies ist nur möglich, weil die Messung schnell mit anderen Störkörpern wiederholt werden kann. Die Schülerinnen und Schüler lernen dabei, dass (a) unterschiedliche Materialien der Störkörper unterschiedliche Widerstände haben, (b) sich durch die kontinuierliche Messung entlang einer Geraden die Größe der Störkörper bestimmen lässt und (c) es von der Lage des Störkörpers relativ zu den Elektroden abhängt, ob er „entdeckt“ werden kann.

Peter Kunert *Institut für Didaktik der Physik, Goethe-Universität Frankfurt am Main*

Prof. Dr. Thomas Wilhelm *Institut für Didaktik der Physik, Goethe-Universität Frankfurt am Main*

Prof. Dr. Andreas Junge *Institut für Geowissenschaften, Goethe-Universität Frankfurt am Main*

Literatur

- [1] Gottschämmer, E.; Heck, A.; Schneider, N.; Bergmann, A.; Bohlen, T.: Zerstörungsfreie Materialuntersuchung: Gleichstromgeoelektrik – In: Plus Lucis 3/2017, S. 23 – 29
- [2] Kunert, P.: Entwicklung eines Schülerlabors zur Geoelektrik, Staatsexamensarbeit Goethe-Universität Frankfurt am Main, <http://www.thomas-wilhelm.net/arbeiten/Geoelektrik.htm>

Informationen aus dem Verein

Liebe Vereinsmitglieder, die letzte Seite dieser dritten Ausgabe soll nun wieder als Mitteilungsseite dienen.

1. Generalversammlung des VFPC: Wie in jedem Vereinsjahr, steht zu Beginn des neuen Jahres eine Versammlung an. Zu dieser laden wir Sie/Euch ganz herzlich ein, am **Freitag den 17.11.2017 von 18-19 Uhr in der Porzellangasse 4, 1090 Wien, im 3. Stock (Seminarraum Nr.: 311)**. Besonders die vielen neuen Mitglieder können sich hierbei ein Bild von den Aktivitäten des Vereins machen, Vorstandsmitglieder kennenlernen, Vorschläge einbringen oder auch aktiv Aufgaben übernehmen. Themen, welche angesprochen werden sollen, bitte bis 14 Tage vor der Generalversammlung schriftlich (per eMail) beim Vorstand des Vereines anmelden.

vorstand@pluslucis.org

2. Werner Rentzsch Fotowettbewerb: Wir suchen das schönste Foto eines selbstausprobierten Experiments! Bitte sendet ein besonders gelungenes Foto eines Experiments, das im Rahmen des Physik- bzw. Chemie-Unterrichts selbst ausprobiert wurde, ein. Weitere Informationen demnächst auf der Homepage: <http://vfpc.pluslucis.org/>

Beschreibt auch kurz das Experiment, die verwendeten Materialien sowie die Durchführung des Experiments. Aus allen österreichweit eingesendeten Fotos werden die drei besten Fotos durch unsere Jury ausgewählt. Als Prämien gibt es Gutscheine für Experimentiermaterialien für eure Schulen.

Der Einsendeschluss der Fotografien ist am 18.1.2018.

Wir freuen uns auf Eure Fotos und wünschen Euch viel Freude beim Experimentieren und Fotografieren,

Thomas Plotz und Brigitte Wolny



Österreichische Post AG
SP 17Z041123 S
Verein zur Förderung des physikalischen
und chemischen Unterrichts,
Porzellangasse 4, Stiege 2, 1090 Wien
DVR 0558567
VRN 668472729

Impressum: Medieninhaber (Verleger) und Hrsg.: Verein zur Förderung des physikalischen und chemischen Unterrichts. Druck: Fa. Wograndl GmbH, Mattersburg

Retouren an: AECC Physik Universität Wien, Porzellangasse 4, Stiege 2, 1090 Wien.