

Spezialgebiet in Geographie und Wirtschaftskunde

Thema:

Geologischer Aufbau der Erde und die Auswirkungen

Erstellt von:

Zu Händen von:

Inhaltsverzeichnis:

- 1. Der Schalenbau der Erde**
 - 1.1 Ozeanische Kruste**
 - 1.2 Kontinentale Kruste**

- 2 Der Bau der Erdkruste im Überblick**

- 3. Plattentektonik**
 - 3.1 Subduktionszonen = Tiefseegräben**

- 4. Vulkanismus**
 - 4.1 Entstehung von Magma**
 - 4.2 Magmakammern**
 - 4.3 Die Mittelozeanischen Rücken (MOR)**
 - 4.4 Intraplattenvulkanismus**
 - 4.5 Vulkanismus allgemein**

1. Der Schalenbau der Erde

Die Kruste ist in physikalischer und chemischer Hinsicht der komplizierteste Teil der Lithosphäre. Sie enthält eine Vielfalt von Gesteinsarten; sedimentäre, magmatische und metamorphe Gesteine.

Die Kruste besteht aus ozeanischer und kontinentaler Kruste. Die mittleren Höhen der Beiden unterscheiden sich um ca. 4.5km, ihre Dicken noch um einiges mehr: Die kontinentale Kruste ist 40km, die ozeanische Kruste dagegen nur 7km dick. Die Grenzfläche zwischen Kruste und Mantel (= Mohorovicic – Diskontinuität) kann fast überall auf der Erde gut bestimmt werden. Weitere Unterschiede bzw. Gegensätze sind: Struktur, Zusammensetzung, Durchschnittsalter, Herkunft und die Entstehungsgeschichte.

1.1 Ozeanische Kruste

Seismische Untersuchungen der ozeanischen Kruste und des oberen Mantels ergaben 4 separate Lagen, in denen Wellengeschwindigkeiten, Dichte und Dicke mit größerer Tiefe anstiegen.

1968: Tiefseebohrprojekt (Deep Sea Drilling Project)

⇒ Die beiden oberen Lagen wurden erfasst, Informationen über die beiden tieferen Lagen erhielt man indirekt aus den ihnen zugehörigen Gesteinen, die nach Hebungen örtlich in Gebirgen zutage treten.

Oberste Schicht: dort liegen mit etwa 500m Dicke Tiefseetone der Ozeankruste auf; = feinste, von der Erosion zugeführte Festlandsedimente. Daneben finden wir biochemisch ausgefällte Carbonate und Kieselschlämme.

Untere 3 Lagen: magmatische Herkunft, es handelt sich um Basalte von unterschiedlicher Entstehung beim Magmenaufstieg an den mittelozeanischen Rücken.

2. Lage: Dicke ca. 1.7km; besteht aus basaltischer Kissenlava (=Pillowlava), deren Form auf das Abschrecken der Lava beim Austritt ins Meerwasser zurückgeht.

An der Grenze zwischen dritter Lage: mit senkrechten Gängen durchsetzte, geschichtete Lava, es sind die ehemaligen Zufuhrkanäle der Pillows. Die Gänge leiten zur dritten Lage mit 3km Dicke über, die aus geschichteten, grobkörnigen Gabbros (=körniges, schwarzgrünes

Tiefseegestein) besteht. Bei ihrer Bildung kühlen sie langsam aus, sodass ausgeprägte Kristalle wachsen konnten. Die unterste Lage enthält geschichtete Peridotite (= Teilschmelzen aus dem oberen Mantelmaterial), die allmählich in ungeschichtete Mantelperidotite übergehen. Die geschichteten Peridotite und die Gabbros stellen eine fossilisierte Magmenkammer dar (Entstehung durch Teilschmelzen des Mantels am Mittelozeanischen Rücken). Vom Dach der Kammer stieg Magma in den Gängen nach oben und trat als Kissenlava am Meeresboden aus (zweite Lage).

Die Mohorovic - Diskontinualität befindet sich zwischen der zweiten und der dritten Lage.

1.2 Kontinentale Kruste

⇒ Struktur unregelmäßiger als bei der ozeanischen Kruste; Conrad – Diskontinualität trennt in einer Tiefe von ca. 15 und 25km die obere von der unteren Kontinentalkruste.

Obere Kruste: besitzt eine abwechslungsreiche obere Lage mit einigen Kilometern Dicke; sie enthält relativ unbeeinflusste magmatische und sedimentäre Gesteine. Die meisten Sedimentgesteine entstammen dem Flachmeermilieu und wurden nachfolgend dem Festland angegliedert.

Unterhalb dieser Decklage drangen intermediäre, grobkörnige Intrusivgesteinskörper (Dioriten oder Granodioriten) ein.

Die Gesamtmächtigkeit erreicht in Gebieten gegenwärtiger Krustenverdickungsprozesse rund 25 km; der Grund sind Magmatismus sowie tektonische Schollenüberschiebungen bei der Kollision von Kontinenten (-> Alpen, Himalaya). In den alten, präkambrischen Kontinentalschilden nimmt die Krustendicke dagegen auf bis zu 15km ab.

Untere Kruste: grenzt an die Mohorovic – Diskontinualität; enthält dichtere Gesteine; -> es sind einstige intermediäre Magmatite, die einer intensiven Hochdruckmetamorphose unterlagen. Diese Gesteinszone ist die am wenigsten zugängliche und folglich die unbekannteste in der kontinentalen Kruste.

Die Kruste schwankt in ihrer Dicke zwischen 7km im Bereich der Ozeane und rund 40km unter den Kontinenten. Der Mantel erstreckt sich bis in eine Tiefe von ca. 2900km, in seinem obersten Teil (50 – 200km Tiefe) befindet sich die Low Velocity Layer -> besonders unter ozeanischer Kruste ausgeprägt, in geringer Tiefenlage vorhanden.

In 400 bis ca. 1000 km Tiefe besitzt der Mantel eine Übergangzone (charakterisiert durch mehrere plötzliche Geschwindigkeitszunahmen der seismischen Wellen)

Eine kleinere Diskontinuität teilt den Kern bei 5100 km Tiefe in einen inneren und äußeren Kern. (Kruste bis 40 km; Mantel bis 2900 km; flüssiger Kern bis 5100 km; fester Kern bis 6370km)

2. Der Bau der Erdkruste im Überblick

Chemismus: die Erdkruste setzt sich im großen und ganzen aus acht Elementen zusammen, die zusammen über 99 Gewichts- und Volumsprozent der Kruste ausmachen; an der Spitze steht Sauerstoff, gefolgt von Silizium (=> Silikate= meisten der gesteinsbildenden Minerale)

Übereinstimmende Funde wie Beimengungen in Laven, abgescherte Reste möglicher Mantelgesteine, Meteoriten usw. zeigen, dass der obere Erdmantel aus verschiedenen Silikatmineralien aufgebaut ist. Wegen des schnellen Ansteigens der Temperatur des Erdmantels in den oberen 100 bis 200 km Tiefe ist bald der Punkt erreicht, an dem das Mantelgestein Peridotit zu schmelzen beginnt. Dadurch bilden sich Teilschmelzen, die die seismischen Wellen abbremsen. Mit zunehmender Tiefe erhöht sich der Schmelzpunkt schneller als die Temperatur, sodass es hier zu keinem Aufschmelzen kommt, obwohl das feste und heiße Gesteinsmaterial plastisch verformbar ist und einer langsamen Umwälzung unterliegt. Dieser Teil des oberen Mantels wird Asthenosphäre (griechisch: asthenis = weich) genannt. Er unterscheidet sich seismisch stark von den überlagernden steifen Teilen von Mantel und Kruste, der Lithosphäre.

Erhöhter Druck ist verantwortlich für die Übergangszone, in der sprunghaftes Ansteigen der Dichte wahrscheinlich auf Strukturänderungen der Minerale zurückgeht. Die Atomgitter der unter Druck gelangten Minerale passen sich dadurch den veränderten Bedingungen an, indem sie dichtere, volumenverminderte Formen annehmen. Aus ihnen setzen sich die Minerale bis in 2900km Tiefe zusammen.

3. Plattentektonik

Definition: „Ein über die Erde sich spannendes, durchgehendes Netzwerk beweglicher Gürtel, welches die Erdoberfläche in verschieden breite, starre Platten zerlegt.“ Daraus ergibt sich eine „Wechselwirkung der sich relativ zueinander bewegenden Platten an ihren Rändern.“

Plattentektonik ist somit eine Erscheinungsform auftretender Deformationen an den Rändern kollidierender Platten; das Platteninnere bleibt dabei meist unberührt, wird aber im Verlauf weiterer Bewegungen auch in Mitleidenschaft gezogen. Kontinentale oder ozeanische Lithosphärenplatten (Lithosphäre= Kruste und oberer Mantelteil) kollidieren nicht nur, sie driften auch auseinander.

Bereits Alfred Wegener erkannte 1912 aus der Kongruenz der Schelfkanten von Afrika und Südamerika eine Kontinentalverschiebung, und schloss auf einem im Erdaltertum existierenden Urkontinent (Pangäa).

Nach der Theorie der Plattentektonik lässt sich die irdische Lithosphäre in 7 große und in eine Anzahl kleinerer Platten (= Mikroplatten) zerlegen.

Die Platten verhalten sich als starre Körper, sie führen horizontale Bewegungen auf der flüssigen Asthenosphäre aus. Dabei können sie sich von ihren Nachbarplatten entfernen (divergierende Plattengrenzen) => Bsp.: Auseinanderdriften von Südamerika und Afrika. Oder sie kollidieren mit anderen Platten (konvergente Plattengrenzen) => Bsp.: Afrika/Indien mit der Eurasischen Platte => Entstehung der Alpen bzw. des Himalaya – Gebirges. Platten können sich aber auch über- oder unterschieben (Obduktion und Subduktion); bei einer Subduktion wird eine ozeanische Platte unter die kontinentale Platte geschoben. Als Motor für das Auseinandertreiben der Lithosphärenplatten werden Materialströme in und aus dem tieferen Erdmantel angenommen. Sie werden erzeugt durch aufsteigende Wärme (=> aus dem Zerfall radioaktiver Elemente). Dabei wird die Wärme in Konvektionszonen nach oben transportiert. Da die Lithosphäre die Wärme nur ungenügend nach oben (=> Atmosphäre) ableiten kann, staut sie sich unter der festen Erdkruste zu einem Wärmedom. => Erde wird aufgewölbt => Beulung entsteht; diese kann aufplatzen => Vulkanisches Material wird freigesetzt.

Bei weiterer Materialförderung entsteht inmitten des Ozeans ein mittelozeanischer Rücken, aus dem ständig vulkanisches Material nachgeschoben wird und der die aufgebrochenen Platten langsam, aber ständig auseinanderdrückt. Aus diesem Nachschub wird den auseinanderweichenden Plattengrenzen immer wieder neues Material angeschweißt.

3.1 Subduktionszonen = Tiefseegräben

Im kontinentalen Bereich äußern sie sich als horizontale Blattverschiebungen mit begleitender Grabenbildung, diese werden als „Aufreißbecken“ (Pull – apart – basins) bezeichnet. Im ozeanischen Bereich wird die Zerlegung einer Platte durch große Transform – Störungen deutlich gemacht. Die Zerschierung der mittelozeanischen Rücken ist typischer Ausdruck jener bruchtektonischen Erscheinungen.

4. Vulkanismus

4.1 Entstehung von Magma

1. Möglichkeit:

Zufuhr von Wärme bei gleichbleibendem Druck; bei Magmaerzeugung nur geringe Rolle, außer bei großen Mengen von Basaltmagma, wenn dieses in die untere Erdkruste aufgestiegen ist => durch die Wärme wird die umgebende Erdkruste partiell aufgeschmolzen, da der Schmelzpunkt eines Gesteins mit fallendem Druck sinkt, kann durch das schnelle Aufsteigen von Mantelmaterial Magma entstehen. Dieser Mechanismus (= Dekompression des Mantels) = wichtiger Prozess zur partiellen Aufschmelzung und zur Entstehung von Basaltmagma.

2. Druckerniedrigung

Bei der Zufuhr flüchtiger Komponenten (CO₂ / H₂O) verringert sich der Schmelzpunkt eines Gesteins mit zunehmendem Druck => partielle Aufschmelzung ohne Druck- und Temperaturänderung

3. Zufuhr fluider Phasen

4.2 Magmakammern

= Zwischenreservoir einer Gesteinsschmelze beim Aufstieg, hier entscheidet sich, ob ein Magma zu einem plutonischen Gestein auskristallisiert oder ob es an die Erdoberfläche wandert und dort eruptiert.

4.3 Die Mittelozeanischen Rücken (MOR)

Dort entstehen die meisten Vulkane der Erde, MOR = über 60000km lang; hier finden die bedeutendsten Krustenbildungsprozesse der Erde statt. Sie sind magmatischer Natur und mit häufigen Vulkaneruptionen und kleinen Erdbeben verbunden.

Bildung der ozeanischen Kruste:

Unter den MOR steigt aus der Tiefe heißes Mantelmaterial bis direkt unter den Meeresboden auf. Die entstehenden Spalten werden von aufsteigenden Basaltmagmen wieder verheilt, diese sammeln sich an der Basis der Kruste in Magmakammern an, wo sie abkühlen und anfangen auszukristallisieren. Aus diesen Magmakammern steigt episodisch Magma durch das 1 – 3km dicke Gesteinsdach auf => erstarrt zu Basaltgängen direkt über der Magmakammer und eruptiert am Meeresboden. Jahrzehnte bis Jahrtausende später reißt die Kruste auf, und ein neuer Vulkan baut sich auf dem älteren auf.

4.4 Intraplattenvulkanismus

= alle ozeanischen und kontinentalen Vulkane, die nicht an divergierenden oder konvergierenden Plattengrenzen entstanden sind.

Es gibt die ozeanische und die kontinentale Intraplattenwirkung.

Allgemeine Begriffe:

Mantle plumes = heiße Mantelströme

Hot spot = ein im Mantel verankerter Schmelzbereich; stellt den Kern einer Konvektionszelle dar und in dem aufsteigende Magmen erzeugt werden. Aufwölbungen über hot spots sind auffällige Kennzeichen.

4.5 Vulkanismus allgemein

Auslösung: durch eine überkritische Phase des im geschmolzenen Gestein gelösten Gases, das sich eruptiv einen Weg nach oben bahnt. Ein bevorstehender Ausbruch deutet sich daher oft schon früh durch einen Temperatur – Anstieg und ein Heben der Erdoberfläche an. Das Wandern der Platten und das Aufschmelzen irdischen Gesteins finden ihre Ursache in der Freisetzung von Wärme durch den Zerfall radioaktiver Elemente des Erdinneren. Da die feste, kühle Gesteinshaut der Lithosphäre diese Wärme schlecht ableitet, staut sich diese an der Unterkante, akkumuliert dort und bildet einen nach oben ausweichenden Wärmedom. Solch ein Dom transportiert auch heiße Materie, die die Lithosphäre aufbeult, sie platzen lässt und vulkanisches Tiefenmaterial nach oben bringt. Der ständige Nachschub solchen Gesteinsmaterials schiebt die geplatzen Lithosphärenfragmente auseinander und lässt die Kontinentalschollen driften.

Vulkanismus ist immer mit sehr hohen Temperaturen verbunden (1000° C und mehr!). Dabei schmilzt Gestein und tritt als Lava aus den Kratern der Vulkane. Durch den Druck des in der Schmelze gelösten Gases wird Asche in die Atmosphäre geblasen, Grundwasser vermischt sich mit vulkanischem Staub zu meist verheerenden Schlammströmen, heißes Wasser schießt als Geysir empor und Gase entweichen.