

Ultramafite und Gabbroide des Troodos -Ophioliten auf Zypern

Teil I: Übersicht

Version 1.0
10.10.2023

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung.....	1
2. Geologisches Setting.....	3
3. Ozeanische Lithosphäre.....	4
3.1 Genese ozeanischer Kruste.....	5
3.2 Empirisches Krustenmodell.....	7
3.3 Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB).....	10
3.4 Wechselwirkungen.....	12
3.4.1 Dunite als Förderkanäle.....	12
3.4.2 Bildung von Chromitlagerstätten.....	12
3.4.3 Ozeanbodenmetamorphose.....	13
3.4.4 Hydratisierung.....	14
3.4.5 Serpentinisierung von Harzburgit.....	16
3.4.5.1 Chemismus.....	16
3.4.5.2 Dynamik der Serpentinisierung.....	19
4. Situation im Troodos.....	21
4.1 Krustenprofil unter dem Troodos.....	21
4.2 Supra-Subduktionszone.....	23
4.3 Alter ozeanischer Kruste im östl. Mittelmeer.....	25
4.3 Reliefumkehr im Aufschluss.....	26
4.4 Lithologie des Troodos.....	28
4.5 Merkmale im Aufschluss.....	30
4.5.1 Serpentinisierung.....	30
4.5.2 Unterscheidung Serpentin / serpentinierter Peridotit.....	30
4.5.3 Verwitterungsrinde.....	31
5. Aufschlüsse.....	32

1. Einleitung

Die Insel Zypern besitzt mit dem Troodos-Massiv ein geologisches Highlight. Dieser rd. 90 km lange und 30 km breite „bull-eye“-förmige Höhenzug mit dem Mt. Olympos (1.952 m ü.M.) als höchstem Berg wird als die mit am besten untersuchte Ophiolith-Struktur angesehen. Wanderungen führen geologisch Interessierte zwangsläufig über die Artemis und Atalanta Nature Trails. Die Trails umrunden auf rd. 1.850 m bzw. 1.775 m Höhe den Mt. Olympos. Knapp unterhalb von dessen Gipfel sind Gesteine des Oberen Erdmantels in fast 2 km Höhe großflächig aufgeschlossen.

Bei der Anfahrt zum Mt. Olympos aus der Ebene herauf zeigen sich zuerst marine Sedimentschichten, und mit wachsender Höhe werden Bereiche mit Pillow Laven, Diabase und Gabbros durchquert. Insgesamt findet sich hier die Struktur

von ozeanischer Kruste zusammen mit Gesteinen des lithosphärischen Erdmantels durchgängig in Reliefumkehr aufgeschlossen. Tiefer gelegene Gesteine des Erdmantels wie Harzburgite zeigen sich hoch oben in der Nähe des Gipfels, Gesteine der ozeanischen Kruste und Sedimente hingegen deutlich tiefer bis in die Ebenen von Zypern hinein.

Es herrscht weitgehend Konsens darüber, dass der Schlüssel zum Verständnis der Exhumierung dieser Tiefengesteine und die damit einhergehende Reliefumkehr ursächlich in der Serpentinisierung von tiefer liegendem Mantelmaterial liegt (z. B. MORAG 2016, EVANS 2021). Serpentinisierungsreaktionen zwischen Mantelgestein und Wasser unter erhöhter Temperatur führen zu massiven Veränderungen in den physikalischen Eigenschaften von Peridotiten, insbesondere zu einer signifikanten Reduktion der

Dichte bei gleichzeitiger Volumenvergrößerung (z. B. EVANS 2021). Die beiden Effekte führen zu der beobachteten Exhumierung: zum Einen erzeugt eine reduzierte, niedrigere Dichte im Mantel bzgl. des darüber liegenden, dichteren Materials einen Dichte-contrast, der je nach Größe als Antrieb für diapirische Aktivitäten dienen kann, und andererseits sollte die Volumenexpansion zusätzlich eine großflächigere Anhebung des darüber liegenden Gesteins hervorrufen.



Abb. 1.1: Blick vom Artemis-Trail in rd. 1.850 m Höhe nach Südwesten; der Trail im Vordergrund führt über serpentinierten, verwitterten Harzburgit.

Die vorliegende Arbeit zur Geologie Zypern beschäftigt sich mit den durch diese Vorgänge zugänglich gewordenen Ultramafiten und Gabbroiden aus dem Oberen Erdmantel bzw. der unteren ozeanischen Kruste. Wegen der besseren Lesbarkeit liegt sie mehrteilig vor:

Teil I: „Übersicht“

Teil II: Ultramafite

Teil III: Gabbroide

Anhang

Im Teil I werden relevante Informationen und Hintergrundwissen zum weiteren Verständnis aus der Literatur zusammengefasst dargestellt. Die Teile II und III beschäftigen sich mit realen Stufen in den besuchten Aufschlüssen. Hierbei geht es um deren

1. Einleitung

makroskopischen Bestimmung und die zugrundeliegende Genese.

Die Aufteilung in Teil II und Teil III erfolgte nach der Klassifizierung der Gesteine in Ultramafite und Gabbroide und geht leider nicht mit dem im Troodos vorliegendem Lagenmodell von ozeanischer Mantel bzw. Kruste konform. Die Aufteilung wurde wegen der konsistenten mineralogischen Beschreibung der Gesteine gewählt: in Ultramafiten dominieren Olivin und Pyroxene und werden durch diese klassifiziert, Gabbroide hingegen charakterisieren sich fundamental über ihre Anteile an Feldspäten und Quarz bzw. Foiden.

Zum Thema Hilfsmittel: der Troodos ist seit 1992 Nationalpark, daher ist die Entnahme von Gesteinen nicht angesagt. Photos und Messungen an einzelnen Stufen mussten vor Ort durchgeführt werden.

Zum Einsatz kam eine Nikon-Kamera mit Makro- und Teleobjektiv, die Nachbearbeitung der Aufnahmen erfolgte mit Hilfe von Capture NX D und paint.net. Für Dichtemessungen wurde eine einfache Küchenwaage mit Gefäß und Wasser benutzt. Die Abschätzung von prozentualen Mineralanteilen im Gestein erfolgte durch Vergleich mit entsprechenden Simulationen aus der Literatur.

Zum Inhalt

In „Teil I: Übersicht“ erfolgt nach einer kurzen Einführung in die tektonischen Verhältnisse im Umfeld des Troodos ein Überblick über die zum weiteren Verständnis notwendige Genese von ozeanischer Kruste. Anschließend wird die Übertragbarkeit von den Eigenschaften ozeanischer Kruste auf die Aufschlussverhältnisse im Troodos diskutiert. Dazu werden spezielle Themen wie niedrig pT-Metamorphose, Hydratisierung von Mantelmaterial, Exhumierungsvorgänge und Reliefumkehr näher beleuchtet. Die genannten Themenfelder werden bis auf den Teil über die Exhumierungsdynamik ausschließlich aus vorhandener Literatur erschlossen. Im Anschluss an die genannten „Trockenübungen“ werden die besuchten Aufschlüsse auf Zypern vorgestellt.

„Teil II: Ultramafite“ und „Teil III: „Gabbroide“ handeln von den in den relevanten Aufschlüssen vorgefundenen Stufen. Im Anschluss an spezifische Informationen wird der jeweilige Bestimmungsweg beschrieben und soweit möglich ihre Geschichte rekonstruiert. Die Bestimmung der Gesteine und ihrer Minerale erfolgt ausschließlich auf Basis einfacher, makroskopischer Merkmale.

Der Anhang dient als Nachschlagewerk für wichtige Definitionen und häufig verwendete Begriffe.

2. Geologisches Setting

Die Afrikanische Platte nähert sich seit rd. 92 Mio a kontinuierlich von Süden her gegen die Eurasische Platte. Zypern befindet sich in einer auch heute noch geologisch unruhigen Zone in unmittelbarer Nähe zum aktiven Kollisionsbereich zwischen diesen Platten im östlichen Mittelmeer. Den heutigen Zustand des östlichen Mittelmeeres mit all seinen großen Brüchen, Verwerfungen, Subduktionszonen und Transformbewegungen zeigt Abbildung 2.1.

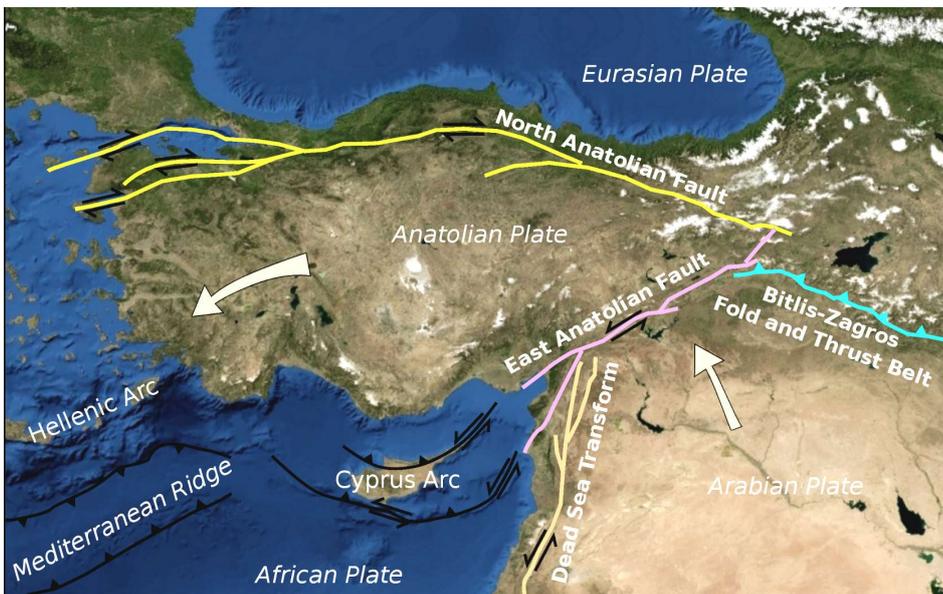


Abb. 2.1: tektonischer Kollisionsbereich im östlichen Mittelmeer; von Süden drifftet die Afrikanische Platte (Kontinent nicht im Bild) gegen die Anatolische Platte, diese wird von der nordwärts strebenden Arabischen Platte nach Westen getrieben, im Norden fungiert die Eurasische Platte als „Gegenlager“;

© By Roxy - Own work, CC BY-SA 3.0 via Wikipedia
<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=128522604>

Vom Südrand Zyperns bis nach Rhodos erstreckt sich der als Zypernbogen bezeichnete Teil einer Subduktionszone, die östlich von Zypern nach Norden dreht, in eine reine Transformbewegung übergeht und Anschluß findet an die Transformstörung der „East Anatolian Fault“, die die Arabische von der Anatolischen Platte entkoppelt.

Diese Subduktionszone rd. 40 km südwestlich von Zypern wird ursächlich als Quelle für die ophiolitische Exhumierung des Troodos-Massivs

notwendige, serpentinierte Mantelmaterial angesehen. Schätzungen zufolge liegt die Oberseite der subduzierten Platte zwischen 13 km und 40 km unterhalb dessen höchster Erhebung (EVANS 2021). Weiterhin herrscht Einigkeit über die Ausprägung als Supra-Subduktionszone (SSZ), was u. a. besagt, dass durch das Charakteristikum dieser Art von Subduktionszonen - die zurückschwingende, untertauchende Platte - Schwächezonen in der aufliegenden Platte aktiviert, was für die Entstehung des Troodos fundamentale Bedeutung besitzt.

Die Insel selbst liegt auf der Anatolischen Mikroplatte und wird somit geographisch zu Asien gezählt. Besonders hingewiesen sei an dieser Stelle, dass sich der auf der Afrikanischen Platte aufsitzende Eratosthenes Seamount von Süden her unter die Insel schiebt. Das unterseeische Massiv besitzt eine Ausdehnung von ca. 120 km mal 80 km. Sein Gipfel liegt in einer Tiefe von 690 m. Der Berg erhebt sich rd. 2.000 m über den umgebenden Meeresboden, der dort in rd. 2.700 m Tiefe liegt (s. Abb. 2.2).

Zypern ist durch den Zusammenschluss von drei unabhängigen tektonischen Einheiten entstanden (Abb. 2.3): dem Mamonia-Komplex im Südwesten, dem Troodos-Massif im Zentrum und im Norden durch den Kyrenia Terran. Als Circum Troodos Sedimentary Succession werden unterschiedliche Sedimente in der Ebene um das Troodos-Massif herum zusammengefaßt.

Der Mamonia-Komplex besteht aus einer Reihe magmatischer, sedimentärer und zu geringerem An-

2. Geologisches Setting



Abb. 2.2: Bathymetrie des Meeresbodens südlich von Zypern

© Mikenorton, CC BY-SA 3.0 via Wikipedia
<https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/>, via Wikimedia Commons
https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/57/South_Cyprus_bathymetric_features.png

teil metamorpher Gesteine, deren Alter von der Mitteltrias (230 Millionen Jahre) bis zur Oberkreide (75 Millionen Jahre) reicht.

Der Troodos-Komplex ist ein Ophiolith und besteht aus Gesteinen der ozeanischen Kruste und dem darunterliegenden Oberen Erdmantel. Das Alter dieser Gesteine reicht bis in den Perm hinein.

Im Norden liegt der Kyrenia Terran. Hier schiebt sich der Rand der Eurasischen Platte auf, die den langen schmalen Bogen des Pentadaktylos-Gebirges bildet.

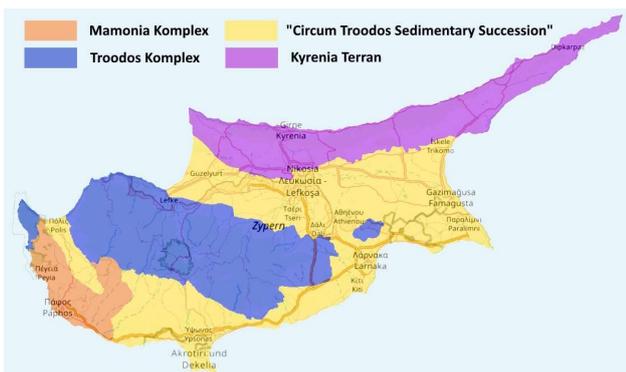


Abb. 3.3: Straßenkarte mit skizzierten geologischen Zonen Zyperns

verändert nach © OpenStreetMap Mitwirkende Tiles style by CyclOSM hosted by OpenStreetMap Frankreich Website und API-Bedingungen

3. Ozeanische Lithosphäre

Als Lithosphäre wird die äußerste Schicht im rheologischen Modell vom Aufbau des Erdkörpers bezeichnet. Die Lithosphäre zeichnet sich durch „rigides“ Verhalten: sie verhält sich gegenüber den Deformationen zunächst elastisch, bei starken Deformationen hingegen kommt es zu bruchhaften Verformungen. Dies steht im Gegensatz zu der sich direkt unterhalb anschließenden Asthenosphäre, die zwar ebenfalls fest ist, sich aber in geologischen Zeiträumen plastisch (duktil) verhält.

Aus mineralogischer Sicht hingegen umfasst die ozeanische Lithosphäre sowohl die ozeanische Kruste als auch den äußersten, rigiden Teil des Erdmantels, den lithosphärischen Mantel. Die Grenze zwischen der Kruste und dem darunter liegenden lithosphärischen Erdmantel, an der sich eine abrupte Zunahme der Wellengeschwindigkeit aufgrund der höheren Dichte des Mantelgesteins gegenüber den Krustengesteinen zeigt, wird als Mohorovičić-Diskontinuität („seismische Moho“) bezeichnet.

Die geologischen Verhältnisse im Troodos sind durch die ophiolitische Genese des Gebirgszugs aus ozeanischer Lithosphäre heraus bestimmt. Die Schichtabfolge und die aufgeschlossenen Gesteine werden sich daher stark an der Schichtabfolge der Gesteine von ozeanischer Kruste und dem darunter liegenden lithosphärischen Mantel orientieren, wobei die Übertragbarkeit von der „klassischen“ Struktur auf die Struktur des Ophioliten bewertet werden muss. Besonderes Augenmerk muss u. a. auf eine mögliche, weitere Metamorphose der Gesteine bzw. Minerale aufgrund der Exhumierung gelegt werden.

Zunächst erfolgt ein Abriss über die Genese und Schichtabfolge von „klassischer“ ozeanischer Kruste und dem lithosphärischen Mantel. Daran anschließend werden mögliche Wechselwirkungen insbesondere das Thema Hydratisierung von Mantelgesteinen näher beleuchtet.

3.1 Genese ozeanischer Kruste

Ozeanische Kruste bildet sich an Mittelozeanischen Rücken (MORs). Divergierende Plattengrenzen formen Schwächezonen, die bis in tiefliegende Mantelschichten hinein wirken. Nach dem derzeit allseits akzeptierten gängigen Modell kommt es durch entsprechende Druckentlastung zum Aufstieg von heißem Mantelmaterial, zum Dekompressionsschmelzen und anschließend zur Bildung neuer ozeanischer Kruste.

mit ist die Annahme eines rein adiabatischen Aufstiegs nicht mehr haltbar, und die weiteren Vorgänge entwickeln sich längs der gelb gestrichelten Kurve im rosa unterlegten Bereich zwischen Solidus und Liquidus.

Aufschmelzen ist ein endothermer Prozess und bedeutet „Wärmeverbrauch“. Beim weiteren Aufstieg des Magmas erhöht sich der Aufschmelzgrad durch den größer werdenden Abstand zum Solidus einerseits, wird aber wegen der stärkeren Kühlung mit

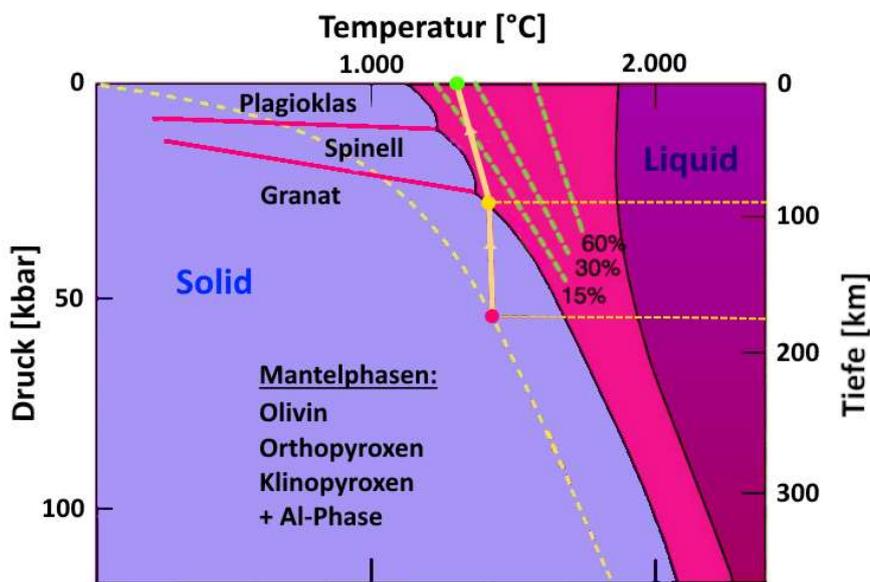


Abb. 3.1: Dekompressionsschmelzen
 blau: fester Mantel
 rosa: Bereich des partiellen Aufschmelzens;
 violett: flüssige Phase;
 gestrichelt gelb: Geotherm;
 die Stabilitätsgrenzen der Aluminiumphasen Plagioklas, Spinell und Granat sind rot eingefärbt.

© verändert nach Anthony C. Robinson, Department of Geography and John A. Dutton e-Education Institute, (CC-BY-NC-SA 3.0); <https://www.e-education.psu.edu/rock/node/1988>

In Abbildung 3.1 sind diese Vorgänge skizziert. Durch Druckentlastung steigt festes Mantelmaterial aus tieferen, heißen Schichten auf. Das Mantelmaterial ist zwar fest, kann aber im Gegensatz zur Kruste kriechen, da es geologisch als duktil angesehen wird (gelber Pfeil, Geotherm gelb gestrichelt). Wegen der geringen Wärmeleitfähigkeit des Umgebungsgesteins erfolgt der Aufstieg (fast) adiabatisch („senkrecht“), d. h. ohne Wärmeenergie mit seiner Umgebung auszutauschen, das Material „behält“ seine Temperatur. Die Kühlung ist nur gering, typisch 0,3 – 0,6 °C/km. Durch den adiabatischen Aufstieg des festen Gesteins wird der Geotherm verlassen. In einer bestimmten Tiefe wird der Solidus des Mantelmaterials überschritten, das Dekompressionsschmelzen beginnt. Material wird partiell aufgeschmolzen, und es entsteht mafisches Magma. Da-

deutlicher Temperaturabsenkung um rd. 3 - 4 °C/km abgebremst. D.h.: im Bereich des partiellen Aufschmelzens liegt die Kühlung um bis zu einer Größenordnung höher gegenüber der Kühlung beim Aufstieg im Bereich unterhalb des Solidus von typisch 0,3 – 0,6 °C/km.

Im Folgenden wird das Upwelling von Mantelmaterial mit Hilfe eines fiktiven Zahlenbeispiels näher erläutert. Dazu wird der gelbe, befeilte Pfad in Abb. 3.1 betrachtet. In einer Tiefe von rd. 175 km Tiefe (roter Punkt) erfolgt aufgrund der angenommenen Dekompression der Aufstieg von rd. 1.400 °C heißem Mantelmaterial bis zum Erreichen des Solidus in rd. 90 km Tiefe (gelber Punkt) bei geringfügigem Wärmeverlust. Ab hier beginnt partielles Schmelzen (Aufschmelzgrad > 0), die Aufstiegskurve verläuft wegen der intensiveren Kühlung deutlich flacher.

3. Ozeanische Lithosphäre

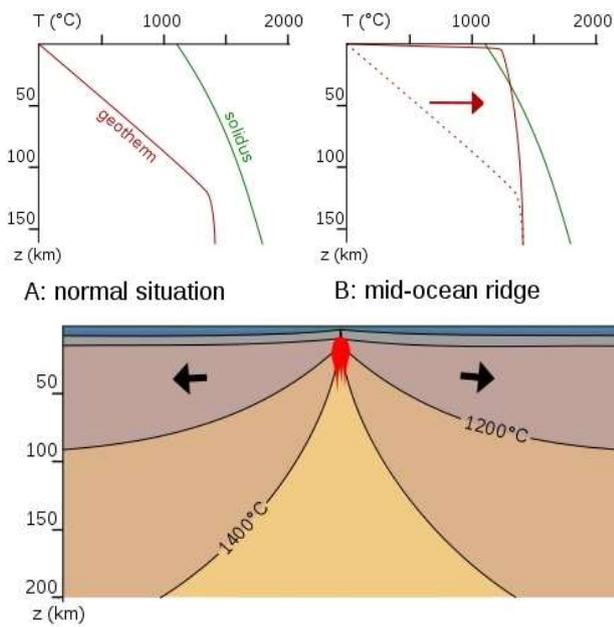


Abb. 3.2 oben: Geotherme in geologisch inaktivem Zustand und unter einem aktiven MOR;

Abb. 3.2 unten: Isotherme in der räumlichen Nähe eines aktiven MORs zeigen wurzelförmiges Verhalten, in inaktivem Zustand ist eine Parallelschichtung der Isothermen bzgl. der Oberfläche zu erwarten.

© Woudloper, CC BY-SA 3.0, via Wikimedia Commons
https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/cd/Partial_melting_asthenosphere_EN.svg

Mit einer Temperatur von rd. 1.300 °C erreicht das Magma die Krustenoberfläche (grüner Punkt), der Aufschmelzgrad beträgt hier rd. 20 %. Wegen der Kühlung durch das Meerwasser kondensiert das Magma hier zu ozeanischer Kruste.

An diesem Beispiel wird deutlich: je tiefer die Druckentlastung durch eine Schwächezone wirkt umso weiter wird der gelbe Aufstiegsfad nach rechts zu höheren Temperaturen hin verschoben. Entsprechend dem Verlauf des Geotherms geht dies mit heißerem Asthenosphärenmaterial beim Beginn des Aufstieges einher, korreliert direkt mit der Herkunftstiefe des Materials. Final zeigt sich dann ein höherer Aufschmelzgrad. Andersherum gilt auch pauschal: geringerer Aufschmelzgrad ist gleichbedeutend mit geringerer Herkunftstiefe des Materials.

Die ausgeführten Vorgänge lassen nur eine Abschätzung zu, sie sind in der Realität deutlich komplexer.

Beispielsweise ändern sich wie in Abb. 3.2 dargestellt die thermischen Verhältnisse bei kontinuierlichem Upwelling von Mantelmaterial in räumlicher Nähe zum aktiven MORs dramatisch. Im „eingeschwungenen Zustand“ folgen die Isothermen in der Nähe des aktiven Aufstiegskanals einem mathematisch annähernd wurzelförmigen Verlauf mit der Tiefe, während im inaktiven Zustand eine Parallelschichtung zu erwarten ist.

Die Annahme über den Verlauf des heutigen Geotherms und damit das geschilderte, partielle Aufschmelzen von Mantelmaterial muss natürlich für zeitlich frühere Bildungen ozeanischer Kruste hinterfragt werden. Ozeanische Kruste bleibt wegen des Dichtezuwachses durch die permanente Meerwasserkühlung Simulationen zur Folge lediglich 130 – 150 Mio Jahren stabil und wird anschließend aufgrund seiner hohen Dichte subduziert. Beobachtungen bestätigen diese Simulationsergebnisse: rezente ozeanische Kruste weist nur in einzelnen, kleinen Randbereichen ein maximales Alter von rd. 180 Mio Jahren auf. Das bedeutet, dass ein früherer Geotherm während der Erzeugung von rezenter ozeanische Kruste wegen der geologisch kurzen Zeitspanne nur geringfügige Abweichungen gegenüber dem heutigen zeigen sollte, insbesondere ein systematisch vollständiges Aufschmelzen des Mantels kann in diesem Zusammenhang ausgeschlossen werden.

Der Aufstieg des Mantelmaterials erfolgt entsprechend der folgenden Vorstellung:

zur Beschreibung der Magmabildung während des partiellen Schmelzens, der Migration und dessen Aufstieg hat sich das „porous flow model“ etabliert (s. TURCOTTE 2014). Dabei sammeln sich in der ersten Stufe Magmatröpfchen zwischen den Korngrenzen des umgebenden, kristallinen Gesteins. Bei genügend vorhandener Schmelze bildet sich im nächsten Schritt ein Netzwerk von miteinander verbundenen Kanälen, diese sorgen für entsprechende Durchlässigkeit durch die Matrix der nicht aufgeschmolzenen, kristallinen Körner. Da das (flüssige) Magma eine niedrigere Dichte als das umgebende kristalline Gestein besitzt, wird es aufwärts entlang vertikal ver-

bundener Kanäle gefördert und sammelt sich zu größeren Verbunden. Der zunächst mit geringer Basaltschmelze durchsetzte und noch Diopsid führende Peridotit steigt wegen der geringeren Dichte der Schmelze ggü. dem Umgebungsgestein auf. Zurück bleibt der Restit Harzburgit, der sich vor allem aus Olivin und dem Orthopyroxen Enstatit zusammensetzt. Die Basaltschmelze unter dem MOR macht rd. 20 % des Volumens des Ausgangs-Lherzolits aus. Die Basaltschmelze vereinigt sich zu größeren Körpern und kann nun selbständig nach oben aufdringen und die ozeanische Kruste aufbauen, die trotz ihres Lagenbaus fast zur Gänze basaltische Zusammensetzung besitzt. Schmelze aus 50 km Tiefe benötigt rd. 50 Jahre bis zum Austritt.

3.2 Empirisches Krustenmodell

Wie im letzten Kapitel gezeigt wurde entsteht ozeanische Kruste aus dem Peridotit der Asthenosphäre: Olivin (ol), Orthopyroxen (opx), Klinopyroxen (cpx) und einem Aluminiumträger, je nach Herkunftstiefe Granat, Spinell oder Plagioklas. Beim Aufstieg des Magmas bleibt im lithosphärischen Mantel ein um den Schmelzanteil verarmter Restperidotit wie z.B. Harzburgit zurück. Die aus den Schmelzen entstandene ozeanische Kruste besitzt typischerweise eine Mächtigkeit von 6 - 8 km. 90 % aller ozeanischen Peridotite schmelzen im Spinell-Bereich („sp-Lherzolit“) bei einer Tiefe von 70 – 80 km (s. Abb. 3.1), was entsprechend den Skizzen in Abb. 3.2 oben mit dem „eingeschwungenen“ Zustand eines MOR gedanklich gleichzusetzen ist, d.h. Verschiebung des Geotherms zu höheren Temperaturen hin und partiell über den Solidus hinaus.

Die Teilschmelze besitzt basaltische Zusammensetzung, die in groben Zügen der des Kalzium-Klinopyroxens Diopsid ähnelt. Die MORBs (**MORB = Mid Ocean Ridge Basalt**) bestehen nach ihrer Erstarrung im Wesentlichen aus dem Klinopyroxen Diopsid und dem Feldspat Plagioklas (plgs). Als Restit bleibt Harzburgit, ein an Basaltschmelze verarmter Lherzolit gemäß der folgenden plakativen Formel mit den jeweiligen Hauptkomponenten zurück:

Harzburgit (ol, opx) = Lherzolit (ol, cpx, opx) - MORB

In früheren Jahren wurde eine große Magmakammer unterhalb der Kruste als Magmaquelle angenommen, dies kann heute nicht mehr gehalten werden:

- es wurden in Gabbro-Komplexen keinerlei räumlich „nach oben Differentiationen“ gefunden, die bei großen Kammern unweigerlich auftreten;
- seismische Untersuchungen an MORs haben bis dato wenn überhaupt ausschließlich kleine axiale Kammern ausgemacht.

Stattdessen wird ein moderneres Modell präferiert, welches für den East Pacific Rise entwickelt wurde. Dieses sieht dünne, langgestreckte Schmelzlinien axial unterhalb des MOR vor, Magmakammern im herkömmlichen Sinn treten ausschließlich kleinmaßstäbig auf.

Abbildung 3.3 zeigt ein empirisch ermitteltes, Modell mit lagigem Aufbau von ozeanischer Kruste im Bereich von Tiefseebecken, abgeleitet aus Bohrungen, seismischen Befunden und dem Vergleich mit Ophioliten. Dazu werden entsprechend der lagigen Struktur ozeanischer Kruste die einzelnen Lagen (von 1 bis 3 durchnummeriert, unterhalb der seismischen Moho beginnt der lithosphärische Mantel.

Die folgenden Beschreibungen sind im Wesentlichen aus STOSCH (2014) und FRISCH & MESCHÉDE (2011) entnommen bzw. daran adaptiert. Die Lagen im Einzelnen:

Layer 1: Sediment

Die oberen rd. 500 m der Kruste bestehen aus unverfestigtem Sediment, in dem die seismischen Kompressionswellen infolge des hohen Wassergehalts eine sehr niedrige Fortpflanzungsgeschwindigkeit (v_p) besitzen. In der Nähe des MOR gibt es üblicherweise wenig Sediment, dieses akkumuliert erst mit Alterung der Kruste im Laufe von Jahrtausenden.

Typisch für die Tiefsee sind:

- Tiefseetone und
- Radiolarien-Schlämme;

3. Ozeanische Lithosphäre

speziell über hydrothermal aktiven Gebieten findet sich:

- Sulphiderzkörper
- Umber
- Ocker

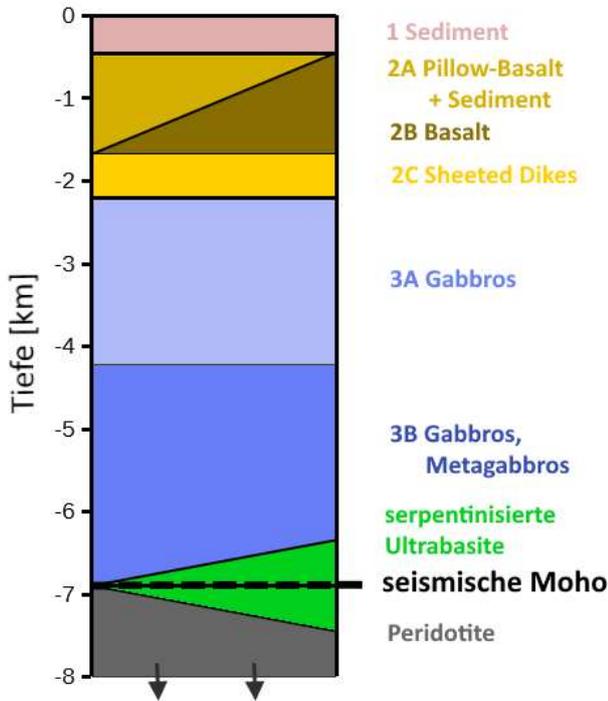


Abb. 3.3: empirisch ermitteltes, lagiges (Standard-) Modell ozeanischer Kruste; der Aufbau wird petrologisch mit Hilfe der Layer 1-3 strukturiert (bei manchen Autoren findet sich der lithosphärische Mantel („Peridotite“) als Layer 4); die Übergänge innerhalb der Lagen können stark variieren oder verschwimmen.

Layer 2 Basalt

Darunter zeigt sich verfestigtes Sediment mit Beimengungen von klüftigen („fractured“) und Pillow-Basalten, denen hohe Anteile von Wasser und/oder Schichtsilikaten ein ebenfalls noch niedriges v_p verleihen (Layer 2A). Layer 2B besteht aus Pillow-Basalten und „normalen“ Basalten, die meist hydrothermal verwittert sind und daher Neubildungen von Schichtsilikaten (Tonminerale, Chlorite) aufweisen. Das erklärt die immer noch niedrigen v_p -Werte. Layer 2C definiert sich über „sheeted dikes“, die eine Übergangszone darstellen zwischen extrusiven („an der Erdoberfläche erstarrt“) und intrusiven

(Intrusion: „Eindringen von fließfähigem Material in bereits existierende Gesteinskörper“) Basaltschmelzen.

Die oberste basaltische Lage besteht aus Kissenlava. Wenn die ca. 1.200°C heiße Basaltlava untermeerisch austritt, bildet sie Lavatropfen, die vom kalten Wasser abgeschreckt werden und zu kugeligen oder länglichen, schlauchartigen Gebilden erstarren. Die Kugelform weist bei gegebenem Volumen ein Minimum der Oberfläche und damit der Wärmeabgabe auf. Ähnlich dem Effekt von Wassertropfen auf einer heißen Herdplatte, wobei die Wassertropfen aufgrund des Eigengewichts eine elliptische Form annehmen. Gleiches passiert mit Lavatropfen am Meeresboden. Dabei erstarrt die Außenhaut des Tropfens rasch zu einem basaltischen Glas, während das Innere des Kissens noch flüssig bleibt und langsam zu einer kristallinen Masse verfestigt.

Die Kissenlaven werden von massigen, feinkristallinen Basaltgängen, die entweder steil stehen oder horizontal liegen, durchsetzt. Da die Gänge nicht mit Meerwasser in Berührung kommen, erstarren sie langsamer und können voll auskristallisieren. Sie enthalten daher kein Gesteinsglas, welches nur bei Abschreckung entsteht. Die feinkristallinen basaltischen Ganggesteine werden Dolerite genannt. Sie sehen dem Inneren von Basaltkissen ähnlich. Die steil stehenden Gänge stellen Zufuhrspalten dar. Die horizontalen Gänge („Lagergänge“) werden wie die Kissenlaven von den steil stehenden Gängen gespeist.

Wenn die Überlagerung durch Kissenlaven nur gering ist („kaum Ausfluss von Magma“), kann der innere Druck der im Gang aufsteigenden Lava das Dach anheben. Auf diese Weise kann der steil stehende Gang umbiegen, und ein Lagergang entsteht. Die Kissenlaven werden gegen die Tiefe immer mehr von Gängen durchsetzt, bis eine Zone erreicht wird, die nur noch von senkrecht stehenden Doleritgängen gebildet wird (Layer 2C).

Dieser Gangkomplex, der Mächtigkeiten zwischen 1 und 2 km aufweist, entsteht durch wiederholtes

Aufdringen von Basaltschmelze, typischerweise in Spalten von etwa 1 m Breite. Nach einer Eruption verbleibt die restliche Schmelze in der Spalte, erstarrt und bildet einen Gang. Die Gänge sind am Rand feinkörniger als im Zentrum, weil die Ränder schneller abkühlen und die Kristalle weniger Zeit zum Wachsen haben. Ein neuer Gang dringt oft in einen vorhergehenden ein, wenn dieser in der Mitte noch nicht ganz verfestigt und daher leicht zu spalten ist (Gang-in-Gang-Struktur). Die gespaltenen Halbgänge sind dann auf einer Seite feinkörnig, auf der anderen grobkörnig, weil diese Seite das ursprüngliche Zentrum des Ganges war.

Zusammengefasste Eigenschaften für Basalte der oberen Kruste (Layer 2) :

- sehr monoton zusammengesetzte MORB-Basalte;
- im unteren Teil sheeted dikes, im oberen Bereich typische Ausbildung: Flows + Pillows, selten SiO₂-reiche Typen;
- die Einteilung, Differenzierung erfolgt ausschließlich über Geochemie.

Layer 3 Gabbro

Unter dem Gangkomplex folgen Gabbros, die plutonischen Äquivalente der Basalte und Dolerite (s. Abb. A1.1). Gabbros sind grobkörnige Gesteine mit Kristallen von etlichen Millimetern bis über 1 cm Durchmesser und bestehen wie die Dolerite vorwiegend aus Diopsid und Plagioklas. Sie repräsentieren die geringmächtigen, erstarrten Magmakammern, die von den basaltischen Schmelzen aus dem Mantel gespeist werden. Die Magmakammern erstarren randlich und werden von unten immer wieder gefüllt, wodurch die seitlichen Wände auseinander gedrückt werden. Das in der Kammer enthaltene Magma ist nicht zur Gänze flüssig, sondern besteht wie die meisten Magmen aus einem Gemisch aus Kristallen und Gesteinsschmelze.

Die Gabbrolage ist zwischen weniger als 2 und etwa 5 km dick. Geringe Mächtigkeit besitzt sie bei langsamer Ausbreitung des Ozeanbodens, große bei schneller. Dadurch schwankt die Mächtigkeit der

ozeanischen Kruste zwischen 4 und 8 km. Die geringe Mächtigkeit der Gabbrolage bei langsamer Spreizung erklärt sich aus der geringen Magmenproduktion. Die Gabbros haben größtenteils richtungslose Struktur, wie sie für plutonische Gesteine typisch ist.

Im Dach der Gabbrolage können Plagiogranite auftreten, Gesteine, die vorwiegend aus Plagioklas, Hornblende und Quarz bestehen. Sie entstehen entweder durch Letztkristallisation aus der ursprünglich basaltischen Schmelze, aus denen die Gabbros gebildet wurden, oder durch eindringendes Meerwasser in Form von überhitztem Wasserdampf über Spaltensysteme bis in die Dachregion der Gabbros.

Die Möglichkeit der Letztkristallisation scheidet aus, da nirgends eine weitere räumliche Differentiation gefunden wurde. Die genannte Alternative erscheint daher wahrscheinlicher.

Bei Alternative „Wasserdampf“ wird durch das eindringende Wasser die Schmelztemperatur der Gabbros erniedrigt. Sie liegt normalerweise bei etwa 1.000 °C, Gabbro ist dann vollständig erstarrt. Im Beisein von Wasser wird Gabbro aber ab rd. 750 °C teilgeschmolzen. Die auf solche Weise entstehende Schmelze bringt Plagiogranite hervor. Das Wasser wird teilweise in die Hornblende eingebaut. Hornblende ist dem Klinopyroxen des Gabbros ähnlich, enthält aber zusätzlich Wasser in Form von OH-Ionen, die im Kristallgitter eingebunden sind.

An der Basis der Gabbrolage, am unteren Rand der ozeanischen Kruste, finden sich gebänderte und zerscherzte Gabbros und Peridotite. Hierfür gibt es verschiedene Modelle:

1. Kumulatbildungen

Kumulate entstehen durch den Absatz von früh in der Schmelze gewachsenen Kristallen, die aufgrund ihrer Dichte gravitativ in der Magmakammer absinken, wie ein Sediment am Boden der Kammer abgelagert wird und deshalb Schichtungen oder Bänderungen aufweisen.

2. Foliation

Deutliche Hinweise für dieses Modell sind beobachtete Schergefüge in diesem Bereich, der einen Über-

gang zwischen der schon spröden Kruste und einem duktilen Mantelbereich darstellen soll. Duktil deshalb, weil ein Teil des senkrecht unter dem MOR aufstrebenden Mantelbreis abzweigt (Corner Flow) und unterhalb der neu gebildeten Kruste entlanggleitet. Dem Modell zufolge würden diese Strömungen zähen Kristallbrei transportieren, der die säuligen Kristalle mit ihrer Längsachse einregeln und dadurch den Schmelzanteil zwischen den Kristallen durch die gute Passform der Kristallsäulen zu schmalen Filmen minimiert. Durch Gleiten der darunterliegenden Mantelgesteine entsteht zwischen Mantel und bereits auskristallisiertem Gabbro eine Scherbewegung, die für die beobachtete Zerschneuerung, Bänderung und Schieferung der basalen Gabbros (mit Plagioklas) verantwortlich ist.

An dieser Stelle soll aber nicht verschwiegen werden, dass auch weitere, empirisch hergeleitete Modelle existieren, die keinen bzw. nur unscharfen lagigen Aufbau aufweisen. Die Ursachen für die abweichenden Modelle werden im Wesentlichen auf die Größe der Spreizungsrate am MOR zurückgeführt. Es wird aber schon jetzt darauf hingewiesen, dass die Struktur des Troodos-Ophiolithen mit der Lagerstruktur der „klassischen“, lagigen ozeanischen Kruste gut korreliert. Hier einige signifikante Unterschiede:

Spreizungsrate	schnell	langsam
	> 2 cm/a	< 2 cm/a
typ. Aufschmelzgrad	20 %	10 %
typ. Krustendicke	8 km	4 km
typ. Krustenstruktur	lagig	heterogen

Tabelle 3.1: grundsätzliche Parameter schnell/langsam spreizender MORs

Bis heute gibt es mehrere, konkurrierende thermische Modelle für die Krustenbildung, die alle grundsätzliche Nachteile und Vorteile besitzen. Eine allgemein anerkannte „Einigung“ ist noch nicht in Sicht, deshalb wird dieses Thema an dieser Stelle nicht weiter verfolgt.

Um die seismische Moho herum treten häufig serpentinisierte Ultrabasite wie z.B. serpentinisierte Harzburgite oder Dunite oder als Endprodukt bei entsprechenden Bedingungen neu gebildete Gesteine wie Serpentine wie z.B. Antigorit auf. Sie können nicht immer eindeutig Layer 3 oder Layer 4 zugeordnet werden.

Bemerkung: der seismische Erdmantel wird üblicherweise dort angesetzt, wo v_p Geschwindigkeiten von 8 km/s überschreitet, unterhalb der Moho befindet sich verarmtes Mantelgestein.

3.3 Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB)

Fundamental für das Verständnis des petrologischen Aufbaus der ozeanischen Kruste ist die Kenntnis der Magmenbildung während des Dekompressions-schmelzens und deren Wechselwirkung mit dem umgebenden Mantelgestein. Der resultierende MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) in Abhängigkeit von Druck (Tiefe), Temperatur, Aufschmelzgrad und normativem Olivinegehalt wird in Abb. 3.4 beschrieben. Dabei wurde die Zusammensetzung des Mantelmaterials „Enriched Lherzolite“ als Ausgangsmaterial angenommen.

Die chemische Zusammensetzung des Erdmantels ist keineswegs homogen, und so können Mantelprozesse unterschiedliche Reservoirs anzapfen. Die Angabe „Enriched“ gibt hier den Hinweis, dass sich die Schmelzkurven nicht auf ein durch vorher abgelaufenen Prozesse modifiziertes Mantelmaterial handelt.

Lherzolithe bilden einen Großteil des lithosphärischen Erdmantels und der Asthenosphäre und bestehen hauptsächlich aus den Mineralen Olivin (40–90 Vol.-%) mit jeweils mindestens 5 % Ortho- und Klinopyroxen. Je nach Druck und Temperaturbedingungen treten Aluminiumträger hinzu:

- Plagioklas bis rd. 30 Kilometer Tiefe,
- Spinell (Al-Spinell, Cr-Spinell und Chromit bis 55, maximal bis 70 Kilometer Tiefe),
- Granat (Pyrop) unterhalb 70 km bis 300 km Tiefe.

Teil I: Übersicht

	MAR ^a	EPR ^b	IOR ^c	OIT ^d	IAT ^e	CFT ^f
SiO ₂	50.7	50.2	50.9	50.5	51.9	50.0
TiO ₂	1.49	1.77	1.19	2.63	0.80	1.00
Al ₂ O ₃	15.6	14.9	15.1	13.5	16.0	17.1
FeO	9.9	11.3	10.3	9.6	11.1	10.0
MgO	7.7	7.1	7.7	7.4	6.8	7.8
CaO	11.4	11.4	11.8	11.2	11.8	11.0
Na ₂ O	2.66	2.66	2.32	2.28	2.42	2.44
K ₂ O	0.17	0.16	0.14	0.49	0.44	0.27
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.10	0.28	0.11	0.19

Tab. 3.2: Zusammensetzung typischer MORBs und Flutbasalte (Gew.%)

MAR: Mid Atlantic Ridge; EPR: East Pacific Rise;
 IOR: Indian Ocean Ridge; OIT: Ocean Island Tholeiite (Typ Hawaii);
 IAT: Island Arc Tholeiite; CFT: Continental Flood Tholeiite.

© aus STOSCH (2014)

Typischer Lherzolit im hier interessierenden Umfeld besteht aus

- 70 % Olivin (ol),
- 20 % Orthopyroxen (opx),
- 5 % Klinopyroxen (cpx) und
- < 5 % Spinell bzw. Plagioklas,

mit den vereinfachten, chemischen Zusammensetzungen

- Olivin: (Mg, Fe)₂SiO₄;
- Orthopyroxen: (Mg, Fe)SiO₃ (Enstatit, Mg dominierter Bereich der Mischkristallreihe Enstatit Ferrosilit)
Olivin sehr ähnlich nur Si-reicher;
- Klinopyroxen: Ca(Mg, Fe)Si₂O₆, Diopsid und andere cpx, enthalten vornehmlich Ca und Al
- Cr-Spinell: (Mg, Fe)(Al, Cr)₂O₄
bzw. Plagioklas: NaAlSi₃O₈ CaAl₂Si₂O₈

Typischerweise beginnt das partielle Aufschmelzen im Spinell-Bereich in einer Tiefe von 40 – 80 km mit kleinen Aufschmelzgraden, die höchsten Aufschmelzgrade werden in der Nähe der Oberfläche erreicht. Üblich sind hier 10 – 20 %, dabei entsteht Schmelze, die im gefrorenen Zustand dann als (Olivin-) Tholeiit bezeichnet wird (grüne Ellipse in Abb. 3.4). Schon bei kleinen Aufschmelzgraden gehen die Alkalimetalle K und Na aus dem Klinopyroxen des Lherzolits in die Schmelze über (wg. frühem „cpx

out“). Kondensiert diese Schmelze, so entsteht „alkaliner Basalt“.

Bei höheren Aufschmelzgraden entstehen Tholeiite, hier schließen sich Quarz und Olivin weitestgehend aus: bei niedrigem Druck („oberflächennah“) ist der

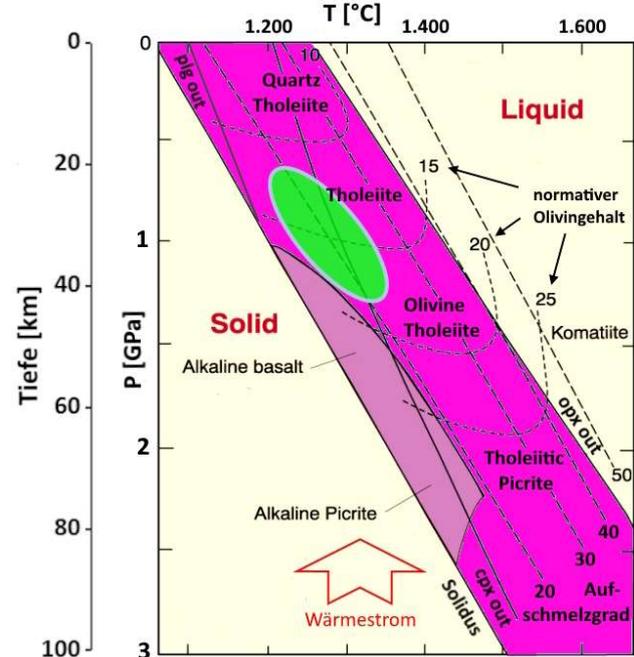


Abb. 3.4: experimentelle Aufschmelzkurven von Lherzolit, die Bezeichnungen gelten für die Basalte der entsprechenden eingefrorenen Schmelze; als zweite y-Achse wurde zur Orientierung eine Tiefenachse eingezeichnet, berechnet für eine Dichte der ozeanischen Kruste von 3,0 g/cm³;

Altrosa: Alkali-Basalte/Picrite (5% Aufschmelzung);
 intensiv rosa: Tholeiite (10-40 % Aufschmelzung);
 grün: typ. MORB bei 0,7 – 1,3 GPa, entsprechend einer Tiefe von rd. 20 – 40 km, Aufschmelzgrad ~ 20 %, normativer Olivinegehalt der Schmelze ~ 15 %;

plg/ cpx/ opx out: rechts davon kein Plagioklas/ Klinopyroxen bzw. Orthopyroxen im Restit enthalten;
 → rechts von „opx out“ kommt nur noch Olivin vor!
 Zur Orientierung: Wärmestrom kommt „von unten“.

© verändert nach <http://almandine.geol.wvu.edu/~dave>, KOEPKE (2016) und https://www.researchgate.net/figure/a-The-results-of-phase-equilibria-experiments-on-pyrolite-Jaques-and-Green-1980-b_fig8_325930029 by Cliff S. J. Shaw

Tholeiit durch Quarz und bei höheren Drücken durch Olivin bestimmt.

Zusammen mit Tabelle 3.1 ergibt sich damit folgendes Bild: typische MORBs sind tholeiitische Basalte mit niedrigem Ti-Gehalt, bestehend aus Mg-dominierendem Olivin, Ca-reichem Klinopyroxen, Plagioklas und Titanomagnetit. Aus Feldbeobachtungen kommt ein variabler Anteil von blassem, braunen Glas hinzu, Pigeonit und Ilmenit können ebenfalls vorkommen.

3.4 Wechselwirkungen

Die bisher benannten Gesteine und Minerale werden in den seltensten Fällen in reiner Form im Aufschluss zu finden sein. Der MORB wird mit dem umliegenden Gestein schon allein aufgrund der Temperaturgradienten in Wechselwirkung treten. Beispielsweise ist damit zu rechnen, dass inkompatible Elemente wechselseitig ausgetauscht werden. Eine Besonderheit für die Genese des Ozeanbodens ist der direkte Kontakt zum Meerwasser unter erhöhter Temperatur, hier muss die Hydratation der beteiligten Gesteine berücksichtigt werden. Weiterhin werden nach der Exhumierung des Ozeanbodens Verwitterungseffekte die im Aufschluss vorliegenden Gesteine nochmals verändern. Ausgewählte diesbezügliche Themen werden im vorliegenden Kapitel näher beleuchtet.

3.4.1 Dunite als Förderkanäle

Basalte werden als „primitiv“ bezeichnet, wenn sie sich seit ihrer Entstehung nicht verändern. Solche primitiven Basalte wurden im letzten Kapitel näher betrachtet. Petrologische Veränderungen werden wahrscheinlich, wenn die Schmelze aufsteigt und mit dem Umgebungsgestein interagiert.

MORBs entstehen typischerweise bei $1\text{ GPa} \approx 10\text{ kbar}$ entsprechend einer rechnerischen Tiefe von rd. 34 km (s. Abb. 3.4), wobei sie bei ihrer Bildung mit dem sie umgebenden Harzburgit noch im Gleichgewicht stehen. Damit enthalten sie noch Anteile an Orthopyroxen (opx). Tritt die primitive Schmelze aus

und steigt auf, so steht die Schmelze bei fallender Umgebungstemperatur und abnehmendem Druck bei steigendem Aufschmelzgrad nicht mehr im Gleichgewicht mit dem dort umgebenden Harzburgit. Folge: das Harzburgit der „neuen“ Umgebung enthält Orthopyroxen, die primitive MORB-Schmelze (fast) nicht. D.h.: das opx im Harzburgit reagiert mit dem MORB derart, dass es von der Schmelze ausgesogen wird. Der Harzburgit verarmt an opx, und Dunit entsteht als Restit. Die resultierenden Basalte sind dann nicht mehr primitiv. Im Bild der Ozeanbodengeneese betrachtet „kleidet“ Dunit die Förderkanäle der MORB-Schmelze aus.

Zur Erinnerung: der ursprüngliche Lherzolith hatte schon bei geringen Aufschmelzgraden fast sämtliches Klinopyroxen (cpx out in Abb. 3.4) verloren und wurde zu Harzburgit, jetzt verliert dieser Restit noch opx, d.h. es bleibt an Mineralbestand nur noch Olivin übrig, damit wird der Restit zu Dunit.

Beobachtet und intensiv untersucht wurde dies insbesondere am Ophiolithen im Oman, Beispiel KELEMEN (1995), der im Abstract die genannten Beobachtungen folgendermaßen schildert:

„...Peridotite aus dem Mantelabschnitt des Oman-Ophiolithen sind weit vom Gleichgewicht mit mittelozeanischem Rückenbasalt (MORB) entfernt. Im Gegensatz dazu sind Dunite aus dem Oman nahezu im Gleichgewicht mit MORB, was darauf hindeutet, dass sie Kanäle für einen „focused melt flow“ waren. Die Bildung von Dunitkanälen durch porösen Fluss reicht aus, um die Extraktion von MORB aus dem Mantel zu erklären, und Bruchmechanismen sind bei diesem Prozess möglicherweise nicht erforderlich.“

Ende Zitat (aus dem Englischen übersetzt) KELEMEN (1995)

3.4.2 Bildung von Chromitlagerstätten

Chromit gehört natürlich nicht zu den Peridotiten, tritt aber hier im Zusammenhang mit Dunit in relevanten Mengen auf und wird deshalb an dieser Stelle erwähnt. Ausgangspunkt ist Harzburgit, er enthält typischerweise wenige zehntel Prozent Chromoxyd,

was ursprünglich im jetzt verlorengegangenen cpx enthalten war. Durch entsprechende Anreicherung können abbauwürdige Erzlagerstätten entstehen. Das Erzmineral Chromit gehört zur Spinellgruppe und ist frei von Silizium:



Chromit tritt in unregelmäßig verteilten Linsen knapp unterhalb der Moho innerhalb der Harzburgit-Körper auf. Die Gesteine besitzen häufig ein schiefriiges Gefüge.

Die Linsen bestehen fast nur aus Chromit oder einem Gemisch aus Chromit und Dunit und sind von Dunit umschlossen, welches ebenfalls Chromit enthält. Für ihre Entstehung gibt es mehrere Theorien:

1. Nach einer gängigen Theorie erfolgt die Bildung der Chromitlinsen durch weiteres Ausschmelzen von Harzburgit und durchströmende basaltische Magmen. Dunit und Chromit bleiben als Restit zurück, da sie die schwerstschmelzenden Anteile des Peridotits darstellen.

2. Eine andere Theorie geht davon aus, dass sich die Olivin-Chromit-Anreicherungen aus basaltischen Schmelzen in Gängen im obersten Mantel bilden. Diese Gänge sind Zufuhrwege einer Magmakammer unter dem MOR. Aus der Schmelze werden

bei der Abkühlung unterhalb 1.200 °C als erstes Olivin und Chromit als Frühkristallite gemeinsam ausgeschieden. Normalerweise werden bei der Auskristallisierung von Gabbro diese Minerale wieder resorbiert. Wenn sich aber in den Zufuhrwegen unter der Magmakammer durch Unregelmäßigkeiten der Gangspalte Kammern bilden, können die Olivin- und Chromit-Kristalle gefangen bleiben. Sie bilden sich vor allem an den kühleren Wänden der Kammer, verklumpen und sinken aufgrund ihres Gewichts gravitativ nach unten bzw. bleiben an den Wänden fixiert. Die Ansamm-

lung von Olivin-Chromit-Massen vergrößern sich kontinuierlich, da wie ein Filter für die nachströmenden Kristalle wirken.

3.4.3 Ozeanbodenmetamorphose

Metamorphose läuft in den meisten Fällen unter weitgehend geschlossenen Bedingungen (isochemisch) ab, eventuell an Reaktionen teilnehmende Fluide liegen in der Regel in nur geringen Mengen vor. Ausnahmen bilden die Metamorphosen von Carbonatgesteinen und die Ozeanbodenmetamorphose.

Bei der hier interessierenden Ozeanbodenmetamorphose sind große Mengen von Meerwasser in metamorphose Reaktionen im Umfeld der Spreizungsachse involviert (abb. 3.4), insbesondere bei langsamer spreizenden MORs kommt Mantelmaterial umfänglich direkt mit Meerwasser in Berührung. Dabei steht speziell das Thema „Serpentinisierung“ im Fo-

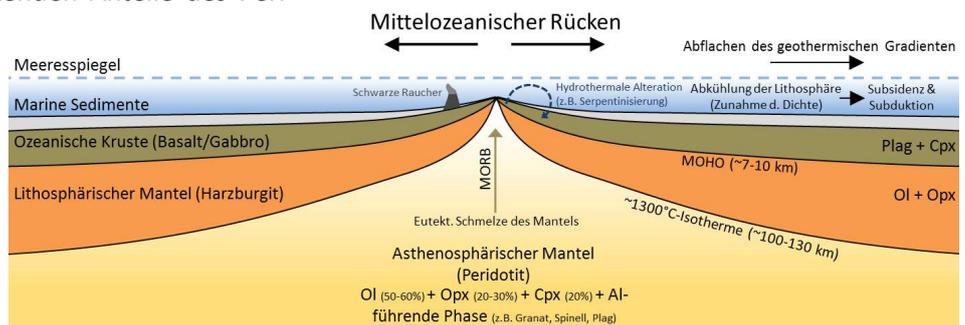


Abb. 3.4: MOR und Umgebung; die hydrothermale Alteration (Serpentinisierung) findet in unmittelbarer Umgebung zum MOR statt;

© 37ophiuchi, CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons

kus.

Abbildung 3.5 gibt zunächst einen Überblick über die für Metamorphosevorgänge relevanten p/T-Regime für einige großtektonische Bereiche. Demnach findet Ozeanbodenmetamorphose im Temperaturbereich bis maximal 600 - 700 °C bei einem Druck von höchstens 0,4 GPa entsprechend bis in einer Tiefe von rd. 15 km statt.

Die genannten Werte sind Extremwerte. Im Hinblick auf die in Aufschlüssen des Troodos zu findenden Minerale und Gesteine können demgegenüber Einschränkungen vorgenommen werden.

3. Ozeanische Lithosphäre

Im Troodos liegt Reliefumkehr vor. Die höchste Erhebung stellt der Mt. Olympos mit 1.952 m dar. Im Gebiet der besuchten Aufschlüsse im westlichen Troodos können folgende topografische Höhen für den Einsatz der entsprechenden Gesteine mit Hilfe der geologischen Karte Zyperns (GEOLOGICAL SURVEY DEPARTMENT (2007)) abgeschätzt werden:

Harzburgit: ab 1.500 m

Dunit: ab 1.400 m

Pyroxenite: ab 1.200 m

Wehrlit: ab 1.150 m

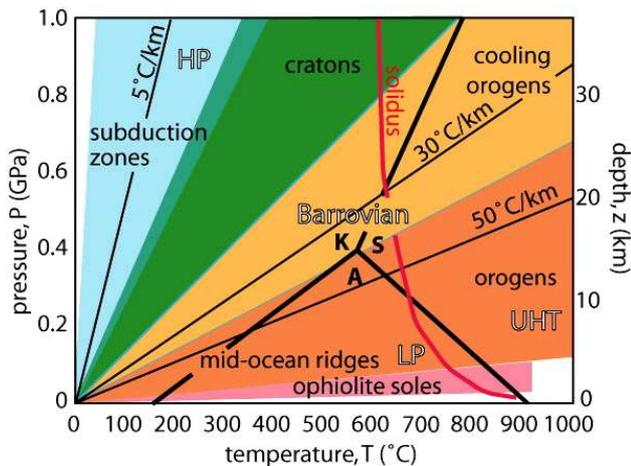


Abb. 3.5: Ozeanbodenmetamorphose (rot) und Ophiolith-Lagen (rosa) sind im niedrig-metamorphosen p/T-Bereich (LP) angesiedelt

cratons (grün): Kratone sind stabil und relativ kalt, mit „normalen“ therm. Gradienten von ~20 K/km;

orogens (rot-orange): an Orogenen führen Krustenverdickung, Magmatismus und radioaktive Elemente zu hohen Temperaturen und erzeugen eine „Barrow-Metamorphose“ (barrow-Zonen: häufig vorkommende, typische Mineralabfolge wie die des schottischen Hochlands);

abkühlende Orogene (orange): post-orogene Krustenausdünnung und Erliegen des Magmatismus führen zur Abkühlung zu einem „normalen“ Temperaturgradienten;

MOR (rot-rosa): Meerwasser wird in die Ozeankruste um die Ausbreitungszentren des Meeresbodens gezogen, erhitzt und zurück in den Ozean abgegeben; niedrige P/T-Metamorphose (LP).

© aus HACKER B. R. (2001), <https://hacker.faculty.geol.ucsb.edu/geo102C/lectures/faciesTectonics.jpg>

Spätestens unterhalb 1.150 m beginnt der auf Höhenmeter bezogene Einsatz von Gabbro, darunter sind keine Peridotite mehr aufgeschlossen. Legt man die seismische Moho (sehr) großzügig bei 1.150 Höhenmetern fest (s. Abb. 3.3), so hat man bis zur Spitze des Mt. Olympos eine Tiefe von maximal rd. 800 m im Peridotit des Ozeanbodens im Aufschluss vor sich. Angenommene rd. 7 km (aus Abb. 3.3) von der seismischen Moho bis zum Ozeanboden, bedeutet dies gemäß Abbildung 3.5 ein Druckregime bei einer Tiefe von 7,8 km von maximal 0,2 GPa.

Bemerkung: bei Besuchen von Sulfid-Lagerstätten, die aus vormals aktiven Black Smokern hervorgegangen sind, müssen natürlich aufgrund ihrer Genese deutlich andere p/T-Regime angesetzt werden. Diese Lagerstätten befinden sich aber allesamt im Lava-Gürtel um den Troodos herum und werden an anderer Stelle behandelt.

3.4.4 Hydratisierung

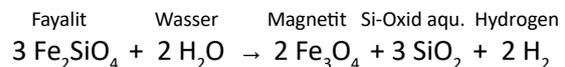
Der dominante, aufgeschlossene Peridotit im Troodos ist Harzburgit, gebildet als Restit des Oberen Erdmantels bei der Erzeugung von ozeanischer Kruste und steht daher im Zentrum der weiteren Betrachtungen über metamorphose Reaktionen.

Harzburgit besteht zu über 60 % aus Olivin (ol) und einem hohen Anteil aus Orthopyroxen (opx), Klinopyroxen (cpx), die Aluminiumträger hingegen treten in den Hintergrund. Olivin $(\text{Mg, Fe})_2(\text{SiO}_4)$ besitzt gemäß der Summenformel eine Mg-Komponente (Forsterit) und eine Fe-Komponente (Fayalit). Bei Kontakt mit Wasser laufen unter Temperatur die folgenden, grundlegenden Reaktionen während der Hydratisierung ab:

Reaktion 1:

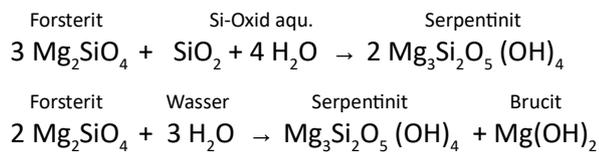
(Formeln in stöchiometrisch nicht „korrekter“ Form)

Der Fayalit (Fe-Anteil) des Olivins wandelt sich in Magnetit um, der Forsterit (Mg-Anteil) bei Vorhandensein von freiem Siliziumoxyd in Serpentin.



Das neu gebildete Magnetit umschließt sofort die verbleibenden Olivinkörner im Gestein mit einer dünnen, schwarzen Schicht, so dass im Aufschluss von frischem Olivin nur noch eine schwarze, körnige Masse zu sehen ist.

Aus dem Forsterit (Mg-Olivin) entsteht zunächst Serpentin und nach Aufbrauch von SiO₂ auch Brucit:



Der Grad der Hydratisierung hängt stark von der Ausgangszusammensetzung des Gesteins und von den Fluiden ab, die während des Prozesses Calcium, Magnesium und andere Elemente abtransportieren können. Wenn z.B. der Olivin ausreichend Fayalit bereitstellt, kann es zusammen mit Wasser eine vollständige Umwandlung in Serpentin und Magnetit erleiden. Da aber der Olivin der meisten ultramafischen Gesteine des Erdmantels zu 70 – 90 % aus Forsterit besteht, muss für eine vollständige Umwandlung Mg abgeführt werden.

Zusammenfassend lässt sich die Hydratisierung von Harzburgit (Mg, Fe)₂SiO₄ grob vereinfachend wie folgt darstellen:

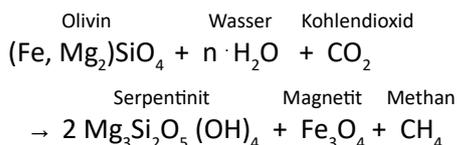


Bei zusätzlicher Anwesenheit von Kohlendioxid kann neben Serpentin und Magnetit auch das Pärchen Magnetit und Methan gebildet werden:

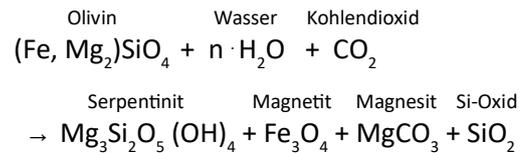
Reaktion 2:

(Formeln in stöchiometrisch nicht „korrekter“ Form)

- in Mg-armen Verhältnissen oder bei geringem CO₂-Druck (→ Methan):



- bei hohem Mg-Anteil und niedrigem CO₂-Partialdruck (→ Magnesit)



Ähnliche Reaktionsreihen involvieren Minerale der Pyroxen-Gruppe. Talk und Magnesiumchlorit sind weitere, mögliche Produkte neben den Serpentinmineralen Antigorit, Lizardit und Chrysotil.

Die endgültige Mineralogie hängt sowohl von der Gesteins- und Flüssigkeitszusammensetzung als auch von Temperatur und Druck der Umgebung ab. Antigorit bildet sich während der Metamorphose z.B. bei Temperaturen von u.U. über 600 °C, es ist das Mineral aus der Serpentin-Gruppe mit der höchsten Temperaturstabilität, während die Serpentine Lizardit und Chrysotil sich bei niedrigeren Temperaturen nahe der Erdoberfläche darstellen lassen.

Die an der Serpentinbildung beteiligten Flüssigkeiten sind häufig hoch reaktiv und können Calcium und andere Elemente in die umgebenden Gesteine transportieren; entsprechende Reaktionen mit diesen Gesteinen können metasomatische Reaktionszonen erzeugen, die mit Calcium angereichert sind und Rodingiten genannt werden.

In STOSCH (2014) findet sich eine pauschale Auflistung von durch das Eindringen von Meerwasser in die obersten Krustenschichten metamorphos überprägten Mineralen und Gesteinen:

„die hydrothermal umgewandelten Basalte sind als Spilite bekannt. Per Saldo verliert der Basalt Ca und Si und gewinnt z.B. Na und Mg aus dem Meerwasser. In benachbarten Partien kann es zur Anreicherung von Ca und zur Bildung von Gesteinen kommen, die reich an Epidot und oder Calcit sind. Mit steigender Temperatur entstehen

- Zeolithe (Zeolithfazies)
- Prehnit, Chlorit, Calcit, Epidot (Prehnit-Pumpellyit-Fazies)
- Aktinolith, Tremolit, Albit, Hornblende, Chlorit, Talk, Epidot, Titanit (Grünschieferfazies)

3. Ozeanische Lithosphäre

...Höher metamorphe Äquivalente solcher Mg-reichen, Ca-armen Gesteine mögen Cordierit-Anthophyllit-Gesteine darstellen, die in geringen Mengen innerhalb vieler Amphibolitkomplexe auftreten und für die sich kein Edukt rein magmatischer Entstehung vorstellen lässt.“ (Ende Zitat STOSCH (2014))

3.4.5 Serpentinisierung von Harzburgit

Der im Troodos aufgeschlossene Harzburgit liegt ausschließlich metamorphos überprägt vor, die Serpentinisierung ist dabei der dominante petrologische Prozess. Daher wird im Folgenden der Chemismus und die Dynamik der Serpentinbildung bei der Hydratisierung von Harzburgit näher beleuchtet. Ausgangspunkt ist der während der Bildung von ozeanischer Kruste erzeugte, restitische Harzburgit des Oberen Erdmantels, dieser besteht im Wesentlichen aus Olivin und Orthopyroxen. Bei der Serpentinisierung sind entsprechend obiger „Reaktion 1“ die jeweiligen Mg-Komponenten involviert, d.h. Forsterit als Mg-Komponente des Olivins und Enstatit als Mg-Endglied des am häufigsten vorkommenden Orthopyroxens.

3.4.5.1 Chemismus

Für die Beschreibung der metamorphen Variabilität von ultramafischen Gesteinen kann in erster Näherung das Phasendiagramm für die wichtigsten chemischen Komponenten MgO, SiO₂ und H₂O herangezogen werden (MSH-Phasendiagramm). Hier eine Auflistung der beteiligten Indexminerale mit Summenformel in der Reihenfolge zu abnehmender Wasserhaltigkeit hin:

Brucit (Hydroxid)	Mg(OH)
Chrysotil & Antigorit (ser)	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
Talk (ser)	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Forsterit (ol)	Mg ₂ SiO ₄
Enstatit (opx)	Mg ₂ (Si ₂ O ₆)

Mit dieser Abfolge des Wassergehalts der Minerale durch Normierung auf die Anzahl der Sauerstoffatome wird die Abfolge der Indexminerale mit zuneh-

mender Metamorphose erklärt (z.B. DOCPLEYER (2022):

Brucit → Chrysotil → Antigorit → Talk → Forsterit → Enstatit

Wasserhaltige Minerale reagieren mit zunehmendem Metamorphosegrad unter Abgabe von H₂O zu weniger stark wasserhaltigen oder wasserfreien Mineralen.

Bemerkungen:

Indexmineral: ein metamorphes Mineral, das unter bestimmten Druck-Temperatur-Bedingungen gebildet wurde und das daher zur Kennzeichnung von Isograden oder Mineralisograden benutzt wird.

Isograde, in der Metamorphose wird darunter eine Linie in einer Karte oder Diagramm verstanden, die die Punkte miteinander verbindet, an denen in Gesteinen vergleichbarer chemischer Zusammensetzung die gleiche Mineralreaktion zu beobachten ist bzw. an denen die gleichen Metamorphosebedingungen geherrscht haben.

Mineralisograde, Isograde, die durch das erste Auftreten eines Indexminerals gekennzeichnet ist.

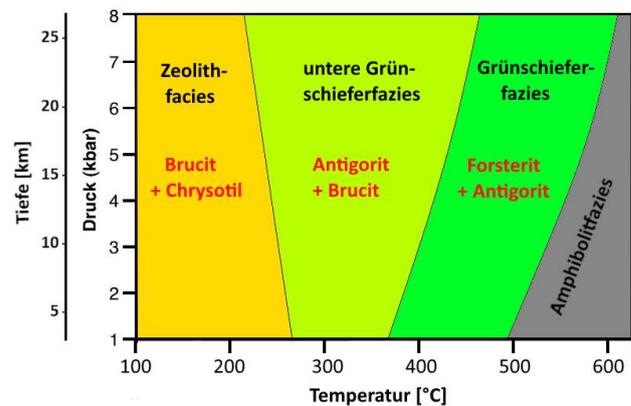


Abb. 3.7: Serpentinbildungen im p/T-Diagramm; Metamorphose Faziesbereiche zusammen mit den jeweiligen Indexmineralen; die Betrachtung erstreckt sich ausschließlich auf die Mg-Komponente des Olivins; die Amphibolitfazies wird nach Stand heute im Troodos nicht erreicht; die 2. y-Achse „Tiefe“ dient ausschließlich zur groben Orientierung (gerechnet mit $\rho = 3,0 \text{ g/cm}^3$).

In Abbildung 3.8 ist das Phasendiagramm für die Serpentinisierung von Harzburgit gezeigt. Gemäß den oben angegebenen stöchiometrischen Formeln

für die Indexminerale ergibt sich der Reaktionsbereich im MSH-System $MgO - SiO_2 - H_2O$ durch „Abzählen der Elemente in Oxid-Darstellung“. Zum formalen Eintrag in das Dreieck wurden die ermittelten Quotienten auf $MgO + SiO_2 + H_2O = 100\%$ skaliert:

- Forsterit, Enstatit liegen beide auf der $MgO - SiO_2$ -Achse (kein H_2O); aus den stöchiometrischen Formeln folgt $MgO : SiO_2 = 2 : 1$ für Forsterit und $1 : 1$ für Enstatit, d.h.: Forsterit liegt bei $1/3$ zu MgO während Enstatit auf der Mitte der Achse liegt;

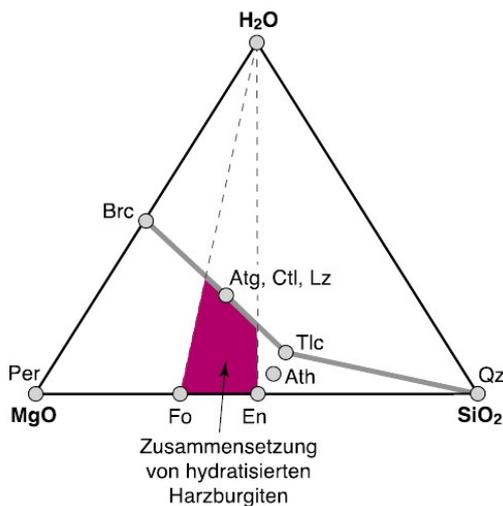


Abb. 3.8: Reaktionsbereich (lila eingefärbt; „Composition of mantle rocks“) für die Serpentinisierung von Harzburgit im MSH-System ($MgO - SiO_2 - H_2O \equiv$ Periklas – Quarz – Wasser);

die Minerale Forsterit (Fo), Enstatit (En), Serpentin (Antigorit (Atg), Chrysotil (Ctl), Lizardit (Lz)), Brucit (Brc), Talk (Tlc) und Antophyllit (Ath) sind dargestellt;

Bemerkung: Ath („Amphibolasbest“, $(Mg,Fe)_7[OH|Si_4O_{11}]_2$) wird wegen Fe-Haltigkeit hier nicht als Indexmineral betrachtet; Gesteine mit einem molaren Verhältnis von 1:1 zwischen Fo und opx haben weder Talk- noch Brucit-Anteile; Talk-Gesteine benötigen für ihre Bildung zusätzlich SiO_2 oder Abfuhr von MgO .

- die Serpentinisierung kann demnach nur im gestrichelten Dreieck Fo – En – H_2O ablaufen;
- da die Serpentine, Talk und Brucit die finalen Endprodukte der Hydratisierung bilden,

wird der Reaktionsbereich weiter durch diese eingeschränkt:

- Brucit ($Mg(OH)_2 \rightarrow MgO + H_2O$) in „Oxid“-Darstellung liegt auf der $MgO - H_2O$ Achse bei $1 : 1$;
- $MgO : SiO_2 : H_2O = 3 : 2 : 2$ markiert die Serpentine Chrysotil, Lizardit und Antigorit;
- Talk $MgO : SiO_2 : H_2O = 6 : 8 : 2$;
- (Antophyllit: $MgO : SiO_2 : H_2O = 7 : 8 : 1$).

Damit ergibt sich der in Abb. 3.8 dargestellte, lila eingefärbte Reaktionsbereich für die Serpentinisierung von Harzburgit. Die Beschreibung bezieht sich ausdrücklich nur auf Harzburgit, andere Serpentinisierungen erfordern u.U. andere Komponenten. Die Beschreibung für z.B. Lherzolithe würde eine zusätzliche Komponente CaO für die Klinopyroxene und Al_2O_3 für den jeweiligen Alu-Träger Plagioklas, Spinell oder Granat erfordern. Die Vorgehensweise wird an dieser Stelle nicht weiter verfolgt, da im Troodos keine Lherzolithe aufgeschlossen sind.

Tabelle 3.3 zeigt eine Zusammenführung der in den Abbildungen 3.7 und 3.8 gemachten Aussagen zur Serpentinisierung von Harzburgit im Troodos, wobei die Reaktionsbereiche von Fayalit nur verbal und für die Pyroxene im hier vorliegenden niedrig p/T-Bereich gar nicht berücksichtigt wurden.

Es werden die für den westlichen Troodos relevanten Stufen 1-4 des Metamorphosezyklus bzw. der Grenzyklus 5 gezeigt. Der Vollständigkeit halber werden hier die weiteren Positionen aufgeführt, die in den Aufschlüssen nicht zum Tragen kommen:

6. Die Bedingungen $500\text{ °C} < T < 650\text{ °C}$ und $p = 3...4$ kbar führen in die Obere Amphibolitfazies mit Bildung von Antophyllit (braunes bis smaragdgrünes Band/Ketten-Silikat) und weiterhin Forsterit.
7. Bei weiterer Temperatur- und Druckerhöhung auf knapp 800 °C und 5 kbar wird die Granulitfazies mit der Bildung von Olivin (Forsterit) und opx (Enstatit) erreicht; der Ausgangspunkt des Kreislaufs (Mantelparagenese) ist erreicht.

3. Ozeanische Lithosphäre

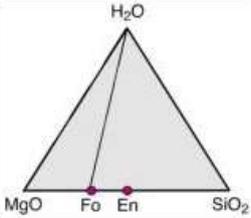
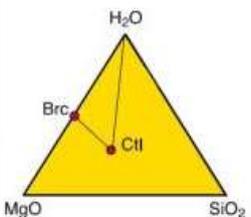
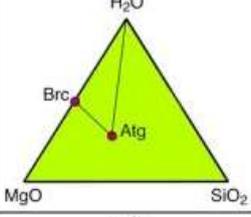
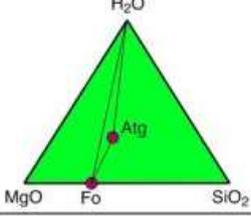
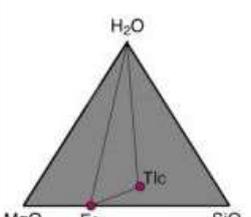
<p>1. Mantelparagenese</p> <p>die Ausgangssituation wird durch das Stabilitätsfeld für Harzburgit bei hohen Temperaturen bestimmt; es existieren Olivin (Forsterit) und Orthopyroxen (Enstatit), wobei Kontakt zu Wasser besteht.</p>	
<p>2. Zeolithfazies:</p> <p>Bei moderaten Drücken von max. 2 kbar und Temperaturen von 200 – 250 °C durchläuft der Harzburgit unter Hydratisierung die Zeolithfazies. Die Serpentinisierung beginnt innerhalb mikroskopisch kleiner Risse in den Olivinkörnern des Ausgangsgesteins, und es bilden sich Brucit und dünne Serpentinhäutchen aus Chrysotilfasern. Diese faserförmigen Kristalle wachsen weiter in das sie umgebende Korngefüge hinein. Das sich auf diese Weise ausbildende Netz von Kristallfasern erzeugt Hohlräume, die sich erneut mit jungen (kleineren) Chrysotilfasern und entstehendem Lizardit (Serpentin) füllen.</p>	
<p>3. Untere Grünschieferfazies:</p> <p>bei weiter steigenden Temperaturen bis knapp unterhalb 400 °C wird die untere Grünschieferfazies erreicht, es wird zusätzlich Antigorit („Blätterserpentin“) und weiterhin Brucit gebildet.</p>	
<p>4. Grünschieferfazies:</p> <p>Bei Temperaturen zwischen 400 und 500 °C und leichtem Druckanstieg bis auf max. 3 kbar wird die eigentliche Grünschieferfazies durchlaufen, hier bilden sich unter dem Fluideinfluss Antigorit („Blätterserpentin“) und Forsterit („Mg-Olivin“).</p>	
<p>5. Amphibolitfazies:</p> <p>Nach weiterem Druck- und Temperaturanstieg erfolgt ab rd. 500 °C der Eintritt in die Amphibolitfazies, unter Wassereinfluss werden weiterhin Forsterit und als Serpentinmineral Talk ausgebildet.</p> <p>Nach bisherigem Kenntnisstand wird diese Fazies im Troodos höchstens noch lokal erreicht!</p>	

Tabelle 3.3: Metamorphose-Kreislauf von Harzburgit und Wasser als Fluid im niedrigen p/T-Bereich, im westlichen Troodos werden die Stufen 1–4 beobachtet; aufgeführt sind die entsprechenden Metamorphosen Fazien und die dazugehörigen Reaktionsbereiche im MSH-System; erstmalig auftretende Minerale im Zyklus der Stufen 1-5 sind fett rot dargestellt.

3.4.5.2 Dynamik der Serpentinisierung

Mit der folgenden Bilderserie werden die dynamischen Vorgänge der soeben besprochenen Prozesse bei der Serpentinisierung auf der „Brucit-Seite“ von Abb. 3.8 (Talk wurde bisher im westlichen Troodos nicht dominant gefunden) plakativ dargestellt, beginnend mit dem Angriff von erhitztem Meerwasser auf die Korngrenzen von „frischen“ Olivinkörnern im Harzburgit (mesh cells) bis zur vollständigen Serpentinisierung des Gesteins. Die Serie wurde in Anlehnung an einen Cartoon nachempfunden, der im Rahmen eines Vortrags von W. Bach von der Universität Bremen auf der ECORD Summer School 2009 vorgestellt wurde (BACH 2009), auch die Texte in diesem Abschnitt sind an diesen Vortrag angelehnt.

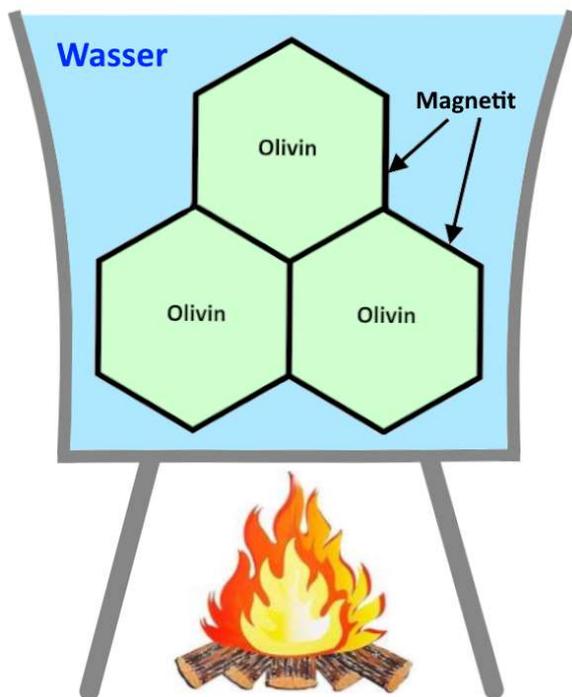


Abb. 3.9: Startpunkt der Serpentinisierung, die mesh-cells (Olivin-Körner, hellgrün), sind unter dem Einfluß von heißem Meerwasser aufgrund der Fayalit-Komponente sofort von Magnetit (schwarz) überzogen.

Der Serpentinisierungsprozess ($Ol + H_2O \rightarrow Serpentin + Brucit + Magnetit$) erfolgt nicht einstufig sondern läuft kontinuierlich ab. Abb. 3.9 zeigt den Start-

punkt der Serpentinisierung: die Olivin-Körner sind unter dem Einfluss von heißem Meerwasser gemäß obiger „Reaktion 1“ (Fayalit (Fe-Anteil von Olivin) \rightarrow Magnetit) an den Korngrenzen vollständig von schwarzem Magnetit überzogen.

Bei weiterem Angriff von heißem Ozeanwasser bildet sich neben dem bereits die mesh cells umfassenden Magnetit weiter innen ein erster Bereich aus Serpentin und Magnetit und eine Brucit-Hülle, die das verbleibende „frische“ Olivin umschließt (Abb. 3.10).

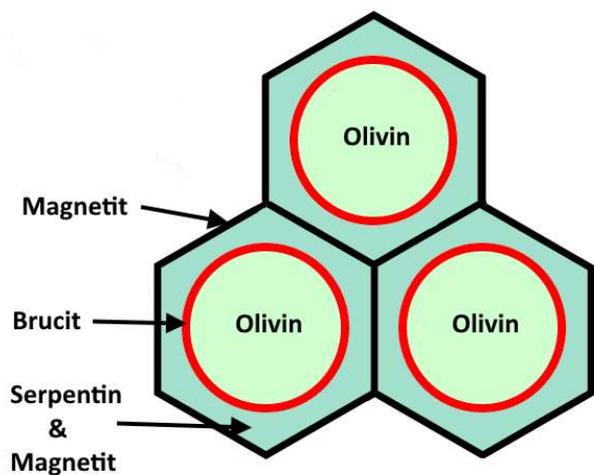


Abb. 3.10: Einsatz der Hydratisierung von Forsterit (Mg-Komponente von Olivin); von außen nach innen:

- schwarz: Magnetit;
- blau-grün: Serpentin + Magnetit;
- rot: Brucit-Hülle
- hellgrün: „noch frischer“ Olivin

Den weiteren Verlauf der Serpentinisierung zeigen die Abbildungen 3.11 a -d, die Farbcodierung entsprechen denen der Abbildung 3.10.

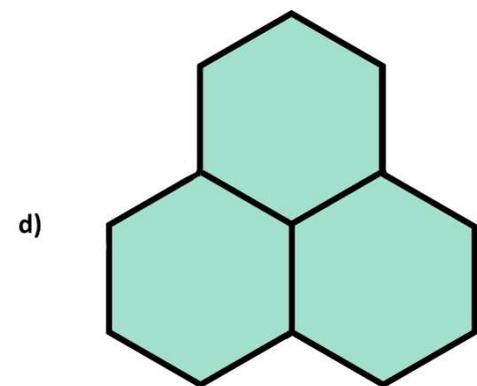
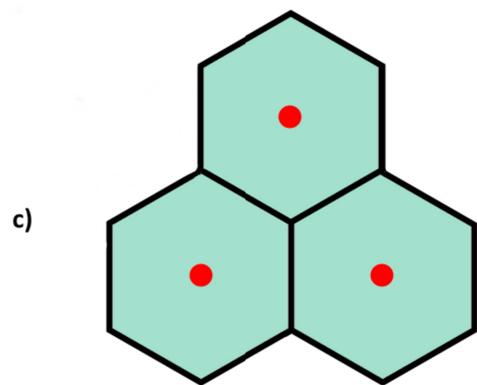
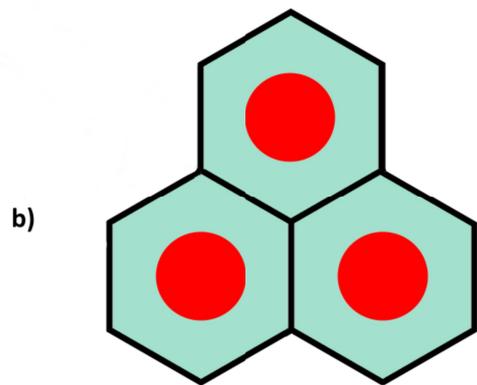
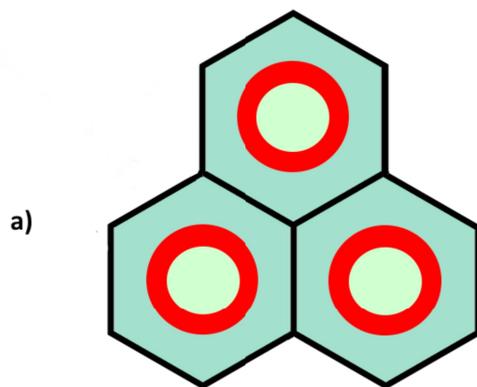


Abbildung 3.11 a-d: fortschreitende Serpentinisierung unter kontinuierlichem Angriff von Ozeanwasser in Anschluss an Abbildung 3.9 und 3.10;

bei weiterer Hydratisierung...

a) ...wächst der blaugrüne Bereich „Serpentin & Magnetit“ weiter nach innen, gleichzeitig dehnt sich die rote Brucit-Hülle ebenfalls weiter nach innen aus, alles zu Ungunsten des hellgrünen, noch frischen Olivins solange bis...

b) ...dieser vollständig aufgebraucht ist;

c) der Bereich Serpentin & Magnetit zehrt weiter den Brucit-Kern auf, dieser verkleinert sich...

d) ... bis auch er final von Serpentin & Magnetit vollständig „aufgefressen“ wird. Übrig bleiben Serpentin & Magnetit mit Magnetithülle.

4. Situation im Troodos

Im vorliegenden Kapitel werden die für die Bewertung eigener Funde relevanten, aus der Literatur bekannten Daten über den Troodos präsentiert. Dazu gehören das lokale ozeanische Krustenprofil, nähere Erläuterungen zum Modell der Supra-Subduktionszone und ein für das Verständnis der Reliefumkehr anschauliches Exhumierungs-Modell. Zum Schluss wird anhand von praktischen Beispielen auf die Effekte von Serpentinisierung und Verwitterung im Aufschluss kurz eingegangen.

4.1 Krustenprofil unter dem Troodos

Tabelle 4.1 zeigt das Tiefenprofil der ozeanischen Kruste im Troodos als Ergebnis einer Bohrung in der Nähe des Mount Olympos. Auffällig ist die relativ geringe Mächtigkeit der ozeanischen Kruste von rd. 4 km gegenüber der des „Standard-Modells“ von rd. 6 km (siehe Abb. 3.3). Trotz dieser Geringmächtigkeit, die eher für langsam spreizende MORs mit diffuser Schichtung typisch ist, präsentiert sich die ozeanische Kruste deutlich geschichtet. Mögliche

Ursache hierfür ist eine Dehnung, die den Durchbruch eines Diapirs an dieser Stelle mit ursächlich begünstigt hat. Die angegebenen Dichten wurden der einschlägigen Literatur entnommen.

In DILEK, Y., FURNES, H. (2009) findet sich eine ausführliche Zusammenfassung von Strukturdaten über den Troodos-Ophiolithen, die folgenden Ausführungen lehnen sich stark hieran an.

Übersicht

Der zentrale Kern des Troodos-Ophiolithen nördlich der Verwerfungszone Arakapas besteht aus serpentinisierten Peridotiten, überlagert von geschichteten bis isotropen Gabbros, sheeted dikes und extrusivem Gestein. Die extrusive Sequenz des Troodos wird konform von Kalk der oberen Kreide überlagert, die diskordant von pelagischem Kalkstein aus dem Maastricht bis unterem Eozän und Carbonaten aus dem oberen Eozän bis Oligozän überdeckt wird. Ein Riffkalk aus dem unteren Miozän und messinische Gips-Evaporit-Lagerstätten bilden die jüngsten marinen Sedimentbedeckungen.

		Dichte [g/cm ³]	Tiefe ^{a)} [m]
Geringmächtige Chemical Sediments	Layer 1	-	-
Upper Pillow Lava Lower Pillow Lava Basal Group	Layer 2a VOLCANIC ROCKS	2,2...2,3 ^{a)} 2,6...2,8 ^{a)}	300
Diabase	Layer 2b SHEETED DYKE COMPLEX	2,9 ^{a)}	675
Gabbro / Plagiogranite Wehrlite / Pyroxenite Dunite / Chromite	Layer 3 CUMULATE ROCKS petrologische MOHO	2,9...2,95 ^{a)} 3,1 (Pyroxenite) ^{a)} 3,0...3,7 (Dunite) ^{b)}	≈ 4.000
Harzburgite / Serpentinite (mit Asbestos)	Layer 4 MANTLE SEQUENCE	2,7 ^{c)} (zu 50% ser- pentinisierter Harzburgit)	?

Tabelle 4.1: Profil der ozeanischen Kruste unter dem Troodos nach TROODOS DEVELOPMENT.... (2013), Dichten und Tiefenangaben sind nicht maßstäblich dargestellt; Quellen: ^{a)}: GIBSON et al (1989), ^{b)}: TURCOTTE (2014), ^{c)}: EVANS (2021); Daten für die geringmächtigen „Chemical Sediments“ von Layer 1 wurde vernachlässigt; die dunkelgrau hinterlegten Bereiche (Layer 1-3) werden der ozeanischen Kruste, der hellgraue Bereich (Layer 4) dem teilserpentinisiertem Oberen Erdmantel („lithosphärischer Mantel“) zugeschlagen.

4. Situation im Troodos

Die intrusiven und extrusiven Beziehungen kombiniert mit den petrologischen und geochemischen Beobachtungen deuten auf eine zweistufige Phase bei der Entwicklung des Troodos-Ophioliten hin:

1. Stufe: eine früh durch seafloor spreading gebildet Ophiolith-Sequenz („MOR“) umfasst die obere plutonische Suite, sheeted dikes und die Lower Pillow Lava (LPL);
2. Stufe: unter dieser jungen ozeanischen Lithosphäre bildeten sich anschließend Magmakammer(n) mit basaltisch- andesitischen Zusammensetzungen, die die mafisch-ultramafischen Kumulate und die depleted Upper Pillow Lava Serien (UPL) hervorbrachten; dikes, die in diese UPL hereinreichen und diese versorgen zeigen steile Einbrüche und kreuzen die früher gebildeten sheeted dikes.

Die Layers im Einzelnen:

Layer 4

Der Mantelabschnitt in Troodos umfasst serpentinierte Harzburgite mit assoziierten Lherzoliten und Duniten (mit Chromitlinsen). Spinell-Lherzolith kommt im östlich-zentralen Teil des Peridotitkörper im Troodos vor und enthält zahlreiche Dunitlinsen und cpx-haltigen Harzburgit. (Cr# von 0,22–0,28 und 5–7 % cpx). Cpx-ärmer, hitzebeständiger Harzburgit kommt höher in der Mantelsequenz und knapp unterhalb der etwa 1 km mächtigen, mafisch-ultramafischen Kumulatsequenz vor und zeigt hohe Spinell-Cr#-Werte um 0,32–0,51 und einen niedrigeren modalen cpx-Anteil (1,5 %–4,5 %) gegenüber dem umgebenden Spinell-Lherzolith. Der Spinell-Lherzolit scheint sich als Restit bei einem Aufschmelzgrad von rd. 12% und Extraktion von MORB-ähnlicher Schmelze aus einer depleted MORB-ähnlichen Mantelquelle gebildet zu haben. Dieser Spinell-Lherzolit Peridotit wurde später durch Schmelzen mit kalkalkalischer und/oder boninitischer Zusammensetzungen modifiziert. Die dominant harzburgitischen Peridotite bilden den Restit nach der Bildung von späten, magmatischen Ereignissen. Die Zusammen-

setzung der meisten cpx-Kristalle in Harzburgit-Adern und Linsen im Spinell-Lherzolith deuten auf eine leichte REE- und Zr-Anreicherung hin, was auf den Einfluss einer Subduktionszone hinweist. Das unterstützt die These von einer in ihrem Ursprung als subduktionsinduzierten Schmelze im Spätstadium, die die residualen Peridotite durchdringt.

Layer 3

Der plutonische Komplex besteht aus zwei Suiten von gabbroiden Gesteinen:

- relativ unverformte Plutonite (spätes Stadium) in der unteren Suite sind kompositorisch und mineralogisch ähnlich wie die unterhalb liegenden mafisch-ultramafischen Kumulate. Diese Gabbros weisen üblicherweise gut erhaltene Kumulatlagen und magmatische Texturen auf und enthalten an ihren Rändern Xenolithe von deformierten Gabbros. Aufgrund ihrer Pyroxen-Zusammensetzung dieser im Spätstadium entstandenen Gabbros der unteren Suite entsprechen sie den depleted Oberen Pillow Laven (OPL).
- Die Gabbros der unteren Suite liegen intrusiv in der deformierten, obere Suite vor. Ihre Zusammensetzung ähnelt der des sheeted dike Komplexes und der Unteren Pillow Lava (LPL).

Layer 2a

Die extrusive Sequenz setzt sich hauptsächlich aus drei geochemischen Suiten zusammen:

- eine untere Suite von relativ entwickelten Inselbogen-tholeiitischen Laven (IAT),
- eine mittlere Suite von depleted tholeiitischem Inselbogengestein und
- eine stratigraphisch höher gelegene Suite stark verarmten boninitischen Gesteins.

Die untere, die mittlere und obere Suite korrespondieren ungefähr mit der LPL (Lower Pillow Lava) und der UPL (Upper Pillow Lava) der Extrusionssequenz. Feinkörnige bis Olivin + Plagioklas-porphyrische, relativ Ti-reiche Laven (basaltische-Andesite, Andesite, Dazite mit MORB-ähnlichen Verteilungen wie von

primitiven bis entwickelten Magmen) der LPL-Serie im Akaki-Canyon-Gebiet im nördlichen zentralen Troodos gehen nach oben hin über zu aphyrisch und olivin-phyrisch, Low-Ti depleted tholeiitischen Laven der UPL-Serie. Die extrusive Sequenz im Margi-Kataliondas Abschnitt weiter östlich im Ophiolithen zeigt einen scharfen Übergang (lokal gekennzeichnet durch eine erosive Diskordanz) von der primitiven zur entwickelten LPL-Serie, zu extrem niedrig-Ti und extrem abgereicherten boninitischen Lava mit hohem Ca-Gehalt. Diese extrem verarmten boninitischen Laven mit hohem Ca-Gehalt kommen auch im Limassol Forest-Gebiet im Süden vor, angrenzend an die fossile Arakapas Transformationsstörung.

Layer 2b

Die sheeted dikes zeigen Zusammensetzungen ähnlich denen der verschiedenen Lavafolgen in der Extrusionssequenz, die Gesteinsarten reichen von Basalt bis Rhyodazit. Die Mehrheit der sheeted dikes bestehen aus Basalt und basaltischem Andesit und korrelieren geochemisch mit der LPL-Reihe. Somit können die sheeted dikes und die LPL-Serie als das Produkte eines frühen Magmatismus während des seafloor spreadings in der Geschichte des Troodos-Ophiolithen angesehen werden. Der sheeted dike Komplex umfasst mehrere tendenziell in ~N-S Richtung ausgerichtete strukturelle Gräben, die durch Blöcke von nach innen abfallenden dikes und Dehnungsstörungen gebildet werden. Sheeted dikes sind von den darunter liegenden Gabbros durch eine Abscherung mit einem niedrigen Winkel getrennt.

4.2 Supra-Subduktionszone

Im Gegensatz zum bekannten Samail-Ophiolithen des Hajar-Gebirges im Oman, der aus einer Aufschubung von ozeanischer Kruste zusammen mit ultramafischem Gestein aus dem oberen Erdmantel auf die kontinentale Kruste hervorgegangen ist, herrscht weitestgehend Konsens über den diapirischen Charakter der Genese für das Troodos Gebirge. Das gilt insbesondere für dessen höchste Erhebung den Mt. Olympos. Weiterhin herrscht Einigkeit darüber, dass der Schlüssel zum Verständnis der dia-

pirischen Exhumierung in der Serpentinisierung von Mantelmaterial liegt (z. B. MORAG 2016, EVANS 2021). Als ursächlich für die Serpentinisierung des Mantelmaterials unter dem Troodos wird die Supra-Subduktionszone (SSZ) rd. 40 km Kilometer südwestlich vor Zypern angesehen (s. Abb. 2.1 A „Cyprus arc“), hier wird das notwendige Wasser in Form von Porenwasser und wasserhaltigen Mineralen in den Erdmantel und somit auch unter den Troodos eingeschleppt.

Zum Verständnis der Genese des Troodos und seiner Gesteine reicht daher das Wissen über die Genese von MORs allein nicht aus. Wie im letzten Unterkapitel beschrieben erfordert das Auftreten von subduktionsinduzierten Gesteinen und dem weiter oben Gesagtem mindestens einen weiteren fundamentalen Mechanismus. Daher wird an dieser Stelle näher auf das Thema Supra-Subduktionszone eingegangen.

Zuvor soll jedoch allgemein auf den Einfluss von Winkelströmen in einer Subduktionszone hingewiesen werden. Unter Winkelströmen werden Wärmeströme verstanden, die durch die geänderten Temperaturverhältnisse im Asthenosphärenkeil entstehen. Abbildung 4.1 zeigt das Schema einer „normalen“ Subduktionszone in Verbindung zum Thema subduktionsgebundener Magmatismus.

Die Schmelzbildung entsteht durch Abgabe von Wasser durch die mit der Oberplatte abtauchenden Sedimente und Minerale (z. B. Serpentine). Wenn das Wasser in den heißen Asthenosphärenkeil zwischen Unter- und Oberplatte aufsteigt, kommt es nach FRISCH & MESCHÉDE (2011) typischerweise in einem Temperaturfenster von 80 – 100 km Tiefe zu Schmelzbildung. Das „nasse“ Mantelmaterial (bis zu 6 % H₂O) hat einen Solidus von typisch 1.000 °C, bei trockenem Mantelmaterial (z.B. MORB < 0,4% H₂O) liegt dieser bei rd. 1.400 °C. Wegen der abtauchenden Platte wird der Wärmestrom unterhalb der Kruste gestört. Der entstandene Winkelstrom im Asthenosphärenkeil liefert räumlich begrenzt die notwendigen hohen Temperaturen für den Schmelzprozess.

4. Situation im Troodos

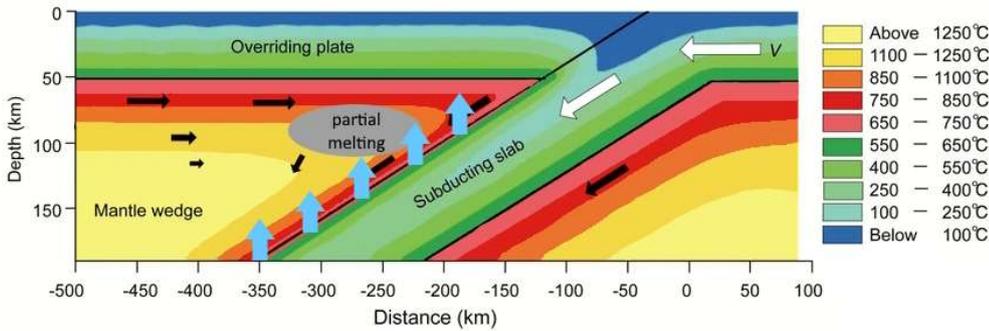


Abb. 4.1: skizzierte thermische Verhältnisse einer „klassischen“ Subduktionszone; hervorgerufen durch den Winkelstrom überschreitet die Temperatur typischerweise in einer Tiefe von 80 – 100 km den Solidus des „nassen“ Mantelmaterials, es kommt zur Teilaufschmelzung im Asthenosphärenkeil; blaue Pfeile: Abgabe von Wasser durch die abtauchende Platte; graue Ellipse: Bereich der Teilaufschmelzung (partial melting).

© verändert nach: „available via license: Creative Commons Attribution 4.0 International; Continental versus oceanic subduction zones - Available from: https://www.researchgate.net/figure/A-schematic-cartoon-for-the-thermal-structure-of-subduction-zones-Modified-after-Leng_fig2_306072657 [accessed 2 Jul, 2023]“

Mit Hilfe der Skizzen in Abbildung 4.2 wird das Prinzip einer Supra-Subduktionszone (SSZ) von ozeanischer Kruste erklärt. Grundsätzlich müssen verschiedene Bedingungen für die Initiierung von Supra-Subduktionszonen innerhalb ozeanischer Kruste unterschieden werden. Zunächst muss wie bei einer „normalen“ Subduktion der Bruch und dann das Abtauchen von vorhandener ozeanischer Kruste initiiert werden. Bei einer Supra-Subduktionszone kommt gegenüber einer „normalen“ Subduktionszone ein sehr hohes Alter und damit eine hohe Dichte der ozeanischen Kruste als notwendige Bedingung hinzu.

Abbildung 4.2 oben:

Kontinent 1 bewegt sich auf Kontinent 2 zu, dazwischen befindet sich „alte“ ozeanische Kruste. Durch den Druck der aufeinander zu driftenden Kontinent wird die Kruste zunächst gestaucht.

Abbildung 4.2 Mitte:

Der jetzt greifende Mechanismus liegt im Alter der ozeanischen Kruste begründet. Junge Kruste „schwimmt“ aufgrund der Dichteverhältnisse auf der Lithosphäre. Mit zunehmendem Alter der Kruste nimmt wegen der kontinuierlichen Kühlung durch das Ozeanwasser die Dichte der Kruste zu. Die Kruste bricht, begünstigt auch durch den Druck der sich

aufeinander zu bewegendem Kontinent z. B. an einer älteren Schwächezone, und sinkt auf einer Seite wegen ihrer höheren Dichte gegenüber der Manteldichte in die Asthenosphäre ab. In dem hier gewählten Beispiel schiebt sich die Kruste auf der Seite von Kontinent 1 unter den Teil der ozeanischen Kruste, die mit Kontinent 2 verbunden ist. Das partielle Auf-

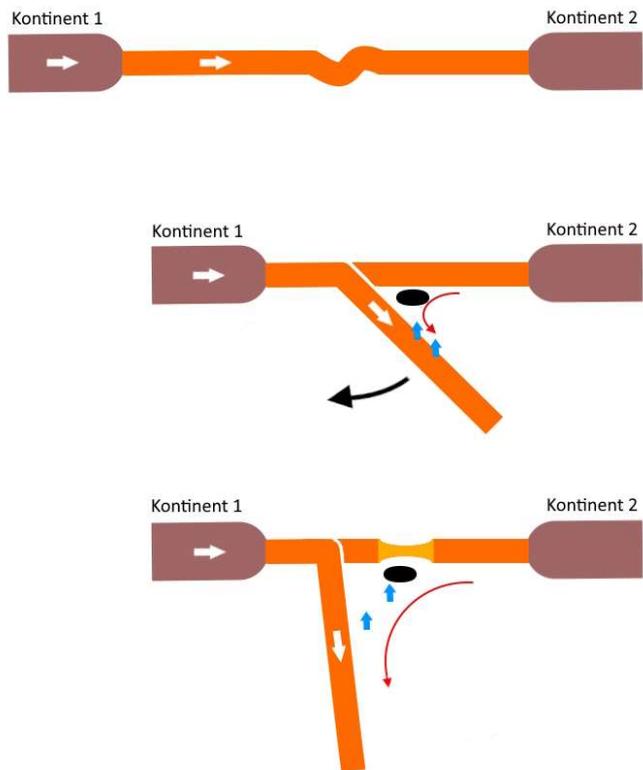


Abb. 4.2: Prinzipskizze einer Supra-Subduktionszone bei „alter“ ozeanischer Kruste; weiße Pfeile: Geschwindigkeiten; rote Pfeile: thermische Winkelströme; blaue Pfeile: Abgabe von Wasser durch die abtauchende Platte; schwarze Ellipsen: partielle Schmelzzonen

schmelzen im Mantelkeil erfolgt wie bei einer weiter oben beschriebenen „normalen“ Subduktionszone. Die untertauchende, kalte ozeanische Kruste verändert die thermischen Verhältnisse innerhalb des Mantels, es entstehen sekundäre Konvektionszellen. Insbesondere die Winkelströme erzeugen bei ihrer Rückwärtsbewegung an der Oberfläche der kalten, abtauchenden Platte für höhere Temperaturen. Im Zusammenspiel mit der Freisetzung von Fluiden aus der untertauchenden Oberplatte heraus erfolgt eine Teilaufschmelzung im Mantelbereich, da die Fluide den Solidus z.B. durch aggressive OH^- - Gruppen vermindern, den Mineralverbund angreifen und zersetzen. So entstehen Inselbogenbasalte. Weiterhin triggeren die freigesetzten Fluide metamorphe Vorgänge wie Serpentinisierung von Mantelmaterial.

Abbildung 4.2 unten:

Bei sehr alter ozeanischer Kruste liegt die Dichte deutlich über derjenigen der Asthenosphäre. Die „schwere“ untergetauchte Kruste zieht mit wachsender Tiefe und damit höherer Masse immer stärker an dem noch auf der Asthenosphäre aufliegenden Teil. Was zur Folge hat, dass der Slab durch sein Eigengewicht stärker zurückschwingt und immer steiler abtaucht. Durch die dadurch entstandene Sogwirkung erfolgt u. a. eine Dehnung und damit Ausdünnung der darüber liegenden ozeanischen Kruste. Im Extremfall geht diese Dehnung soweit, dass die Kruste aufreißt und partielles Schmelzen durch Druckentlastung einsetzt. Spätestens in diesem Zustand bildet sich neue ozeanische Kruste. Das Temperaturfenster einer „normalen“ Subduktionszone“ liefert wegen der Steilheit der untertauchenden Platte nur geringere Beiträge zur Teilaufschmelzung.

Die wichtigsten Unterschiede einer SSZ im Vergleich zu einer „normalen“ Subduktionszone kurz zusammengefasst:

- deutlich niedrigeres Temperaturregime durch
 - großen Winkel des Asthenosphärenkeils (Mantelströme weniger „gestaucht“);

- keine aus der Tiefe des Erdmantels aufsteigendes Magma mit hohen Temperaturen wie bei einem MOR, es wird wenn überhaupt ausschließlich vorhandenes Mantelmaterial unter der ozeanischen Kruste partiell aufgeschmolzen;
- mögliche Bildung von neuer ozeanischer Kruste im Extremfall bei Teilschmelze durch Druckentlastung;
- massive Spreizung der ozeanischen Kruste und Ausdünnung im Backarc-Bereich;

4.3 Alter ozeanischer Kruste im östl. Mittelmeer

Im Anschluss an das letzte Kapitel stellt sich natürlich sofort die Frage, mit welchem Alter der ozeanischen Kruste und damit mit welchem Subduktionstyp hat man es im Umfeld des Troodos zu tun. Abbildung 4.3 zeigt das Alter der ozeanischen Krusten auf der Erde. Die mittels Tiefenbohrungen festgestellten Bildungsalter liegen typischerweise bei maximal 200 Mio a im Jura, das Durchschnittsalter bei rd. 80 Mio a. Einzige Ausnahme hierbei bildet das östliche Mittelmeer: hier wurden Altersdatierungen von rd. 280 Mio a (Perm) ermittelt (lila in Abb. 4.3).

Damit erklärt sich die mehrfach angesprochene Temperaturobergrenze von rd. 500 °C für die metamorphen Prozesse im Troodos. Im Umfeld von Zypern liegt als Ausgangsprodukt extrem alte ozeanische Kruste vor, die ältesten aktiven Ozeankrusten, die bisher auf der Erde entdeckt wurden. Die dortigen Subduktionszonen, die wegen der Kompression durch die Norddrift der Afrikanischen Platte initiiert wurden, werden allesamt als Supra-Subduktionszonen ausgebildet sein. Entsprechend dem letzten Unterkapitel werden sie bei deutlich niedrigeren „Betriebstemperaturen“ gegenüber z.B. einem MOR gearbeitet haben: Wassereintrag ja aber bei moderaten Temperaturen.

4. Situation im Troodos

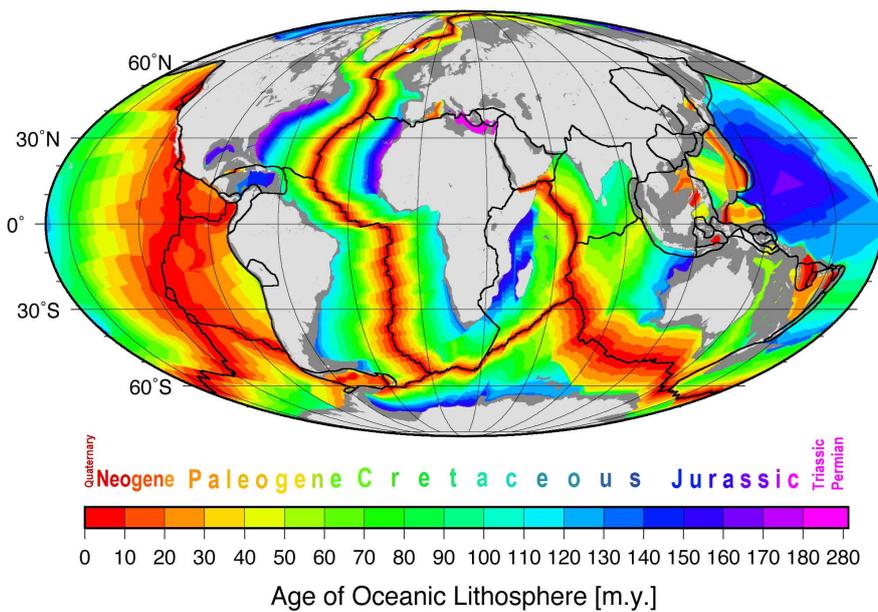


Abb. 4.3: Alter aktiver ozeanischer Kruste.

© Von Muller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest (2008) Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743. Labelling of the timeline by Sciencia58 - File:Age of oceanic lithosphere.jpg Source http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean_age/ocean_age_2008.html; National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, <http://www.ngdc.noaa.gov>, CC BY 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=83751112>

4.3 Reliefumkehr im Aufschluss

Um die Reliefumkehr im Troodos zu verstehen, wird die Entstehungsgeschichte des Troodos in Anlehnung an SIEBERT (2012) stark verkürzt geschildert:

- die Geschichte des Troodos setzt mit der Bildung ozeanischer Kruste der Neothetys vor rd. 280 Mio a ab der späten Trias auf;
- vor ca. 100 Mio a beginnt die Afrikanische Platte als Folge des Zerfalls von Pangäa und der Öffnung des Südatlantiks nach Norden zu driften;
- diese Norddrift hat die Subduktion afrikanischer ozeanischer Kruste unter eurasische ozeanische Kruste angestoßen; wegen des hohen Alters der Kruste und damit spezifisch hoher Dichte bildet sich eine Supra-Subduktionszone aus, reißt vor 92 bis 90 Mio a auf und entwickelt oberhalb der ab-

sinkenden Platte neue ozeanische Kruste, den späteren Troodos; in Abbildung 4.2 entspricht dies etwa der unteren Skizze

- der Verbrauch ozeanischer Krustenmaterials setzte sich dann aber nicht an dieser Stelle fort, sondern weiter nördlich am kontinentalen Rand der anatolischen Platte;
- die Tethys wird durch die Norddrift der Afrikanischen Platte weiter zusammengeschieben, der Troodos erodiert kontinuierlich;
- vor rd. 5,5 Mio a steigt der Troodos-Kern diapirisch schnell und heftig

auf, ursächlich durch den Aufstieg von tiefem Mantelmaterial angetrieben; der Auslöser für den diapirischen Aufstieg wird in der Reaktivierung der südlich vor Zypern gelegenen SSZ aus der Kreidezeit gesehen: nach der vollständigen Subduktion der ozeanischen Kruste zwischen Troodos und Anatolischer Platte stieß der Troodos-Komplex mit dem Rand des heutigen Kyrenia-Gebirges zusammen, was die weitere Subduktion blockierte; die Spannung durch die fortdauernde Norddrift der Afrikanischen Platte mußte sich irgendwo entladen, was durch die Reaktivierung der SSZ vor Zypern erfolgte.

Dieser schnelle und heftige Aufstieg ist die Ursache für die heute zu beobachtende Reliefumkehr im Troodos-Gebirge.

Die Subduktion dauert wegen der kontinuierlichen Norddrift der Afrikanischen Platte und der Kollision

mit der Anatolischen Platte noch heute an, die Kruste unterliegt damit einer erheblichen Kompression. Zusammen mit dem hohen Alter der Kruste sind alle Bedingungen einer Supra-Subduktionszone erfüllt. Wegen einer fehlenden, ausgeprägten back-arc Spreizung ist der Zusatz für die Bildung eines neuen MORs noch nicht erreicht.

Neueren Schätzungen zufolge liegt die Oberseite der subduzierten Platte zwischen 13 km und 40 km unterhalb der höchsten Erhebung des Troodos (EVANS 2021). Die Ausprägung dieser Subduktionszone südlich vor Zypern als Supra-Subduktionszone (SSZ) ist wegen deren spezifischen Eigenschaften wie bereits beschrieben für das Verständnis des Troodos Uplifts von fundamentaler Bedeutung: einerseits liefert sie das für die Serpentinisierung von Mantelmaterial notwendige Wasser und andererseits sorgt sie durch den Saugeffekt aufgrund des für SSZ charakteristischen Zurückschwingens der untertauchenden Platte für eine Aktivierung von Schwächezonen im forearc-Bereich der darüber liegenden Kruste, durch die der Diapir aufsteigen kann. Außerdem laufen alle Prozesse bei moderaten Temperaturen bis maximal rd. 500 °C ab, da kein aus der Tiefe des Erdmantels aufsteigendes, heißes Magma wie z.B. bei MORs involviert ist, sondern ausschließlich unterhalb der ozeanischen Kruste vorhandenes Material aufgeschmolzen wird.

Serpentinisierungsreaktionen zwischen Mantelgestein und Wasser unter erhöhter Temperatur führen zu tiefgreifenden Veränderungen der physikalischen Eigenschaften der Peridotite, insbesondere zu einer signifikanten Reduktion der Dichte bei gleichzeitiger Volumenvergrößerung (EVANS 2021). Die beiden Effekte führen zu der beobachteten Exhumierung: einerseits erzeugt eine reduzierte, niedrigere Dichte im Mantel bzgl. des darüber liegenden, dann dichteren Materials der Kruste einen Dichtekontrast, der je nach Größe als Antrieb für diapirische Aktivitäten dienen kann, und andererseits muss die Volumenexpansion zusätzlich für eine großflächige Anhebung des darüber liegenden Gesteins verantwortlich gemacht werden.

Die folgenden Ausführungen zeigen die grundsätzlichen Vorgänge bei der Exhumierung des Mt. Olympus. Die Berechnungen basieren auf der bekannten „2-dimensionalen viskosen Rayleigh-Taylor Instabilität“ (TURCOTTE 2014), die für die hiesige Anwendung noch erweitert werden musste. Deren genaue Beschreibung und die der durchgeführten Simulation findet sich in „Teil IV: Uplift des Troodos Massivs“.

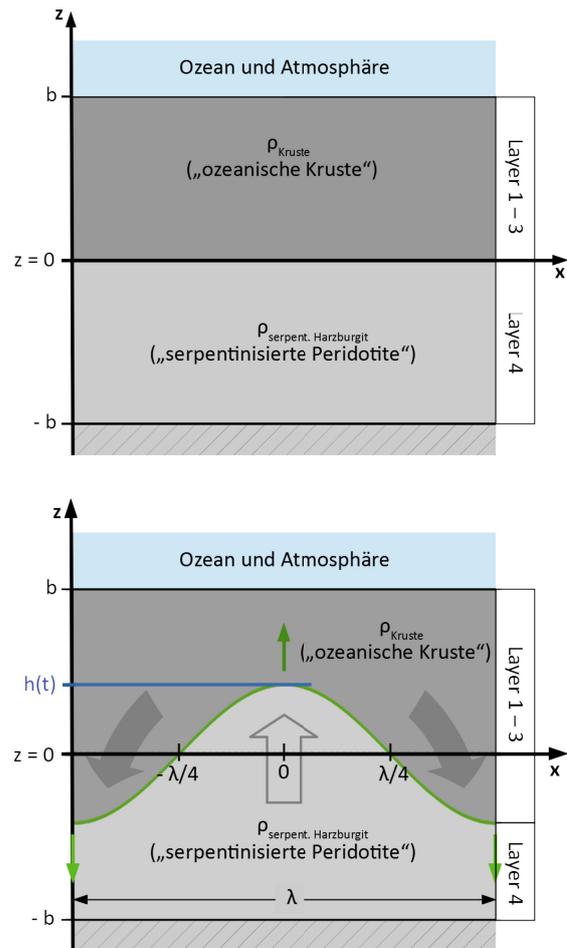


Abb. 4.4 oben: Startpunkt für die Simulation: ein labiler Systemzustand ist durch den positiven Dichtekontrast ($\rho_{Kruste} - \rho_{serp. Harzburgit}$) entstanden; Ausgleichsvorgänge haben noch nicht stattgefunden.

Abb. 4.4 unten: aufgrund einer Initialisierung bewegt sich das labile System unaufhaltsam in Richtung eines stabilen Zustands: der Diapir mit der Gipfelhöhe $h(t) = z(0,t)$ aus serpentinisierter Harzburgit steigt in +z- Richtung auf (Pfeil bei $x = 0$), dichteres Krustenmaterial bewegt sich an den Rändern gravitativ in -z-Richtung nach unten;

4. Situation im Troodos

Ausgangspunkt ist die in Abb. 4.4 oben dargestellte Dichteinversion: durch die Serpentinisierung von Harzburgit liegt die Dichte der unterliegenden Lage mit $2,7 \text{ g/cm}^3$ (Layer 4) merklich niedriger als die mittlere Dichte der aufliegenden ozeanischen Kruste mit rd. $2,95 \text{ g/cm}^3$ (Layer 1-3). Dieses System ist instabil. Durch einen äußeren, ausreichend energie-reichen Anstoß angeregt kippt das System aus seiner labilen Situation und bewegt sich unaufhaltsam in Richtung eines stabilen Zustands, der diapirische Aufstieg des Liegenden beginnt. In einer Ausgleichsbewegung wird dichteres Material an den Rändern in -z-Richtung gravitativ nachgeführt.

In Abbildung 4.5 findet sich eine Simulation für die zeitliche und räumliche Hebung des Mt. Olympos, vom Beginn vor rd. 5,5 mio a bis heute. Beim Uplift des Diapirs aus serpentiniertem Harzburgit werden nacheinander die Schichten der ozeanischen Kruste durchstoßen. Durch die Aufwärtsbewegung

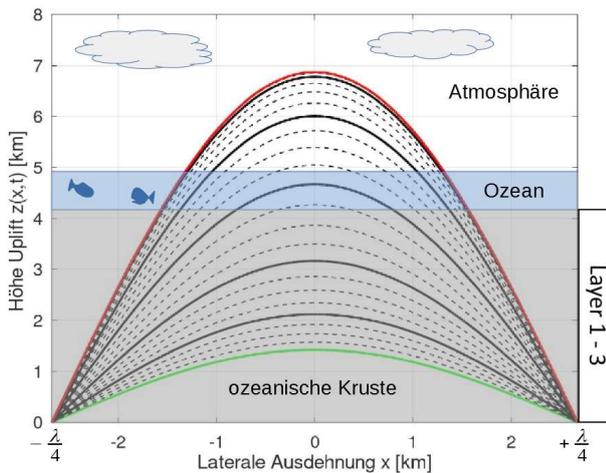


Abb. 4.5: Simulation für die geometrische und zeitliche Entwicklung des Diapirs $z(x,t)$ im lateralen Bereich $\pm\lambda/4$ von der Initialisierung vor 5,5 ma bis zum Stillstand (\approx heute);

grüne Kurve: initiale Hebung bei $t = 0$;

rote Kurve: Endzustand der Hebung bei Stillstand;

durchgezogene, schwarze Kurven zeigen den Zustand nach jeweils 1 Ma, beginnend nach der initialen Hebung, die gestrichelten Kurven haben einen zeitlichen Abstand von 0,25 Ma;

das skizzierte Höhenverhältnis von Ozean zu Atmosphäre repräsentiert den rezenten Zustand.

des Diapirs wird Material dieser Layer mitgenommen, aus den unteren Lagen zuerst und beim weiteren Aufstieg dann auch aus den darüber liegenden, oberen Lagen und final abgelagert, so dass heute im Aufschluss Lageninversion vorliegt: Material der untersten Lage aus serpentiniertem Harzburgit findet sich hoch oben am Mt. Olympos in rd. 2.000 m Höhe und die obersten Lagen der ozeanischen Kruste wie Sedimente und Laven am Sockel des Gebirges.

Die Skizzen in Abbildung 4.6 sollen das Prinzip der Lageninversion noch einmal verdeutlichen.

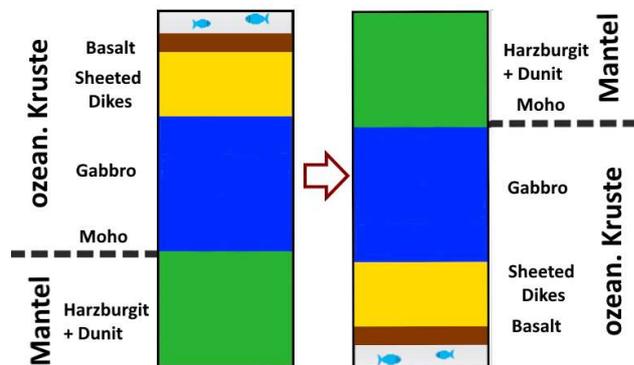


Abb. 4.6: Lageninversion (schematisch) im Troodos („Fische oben \rightarrow Fische unten“);

links: „Standard“- ozean. Kruste, rechts: invertierte Schichten im Troodos.

4.4 Lithologie des Troodos

Abbildung 4.7 zeigt in einen Querschnitt von SW nach NW die Lithologie des Troodos-Massivs. Es kann die gesamte Sequenz eines klassischen MOR in Reliefumkehr beobachtet werden:

- der Mantelanteil besteht aus serpentiniertem Harzburgit (Layer 4), der von Pyroxenitgängen durchschnitten wird und eingelagerte Dunit/Chromit-Linsen enthält; am unteren Ende verläuft die petrologische Moho.
- Darunter liegen ultramafische Kumulate (Layer 3) wie Dunite, Wehrlite, Pyroxenite und Gabbros in lagiger und isotropischer Form; Intrusionen von Dioriten und Plagiograniten treten auf.

- Der Sheeted Dike Komplex (Layer 2b) umfasst eine Vielzahl von Gesteinen – von Basalten bis zu Rhyodaziten, wobei Basalte und basaltische Andesite vorherrschen.
- Die darunterliegenden Kissenlaven (Layer 2a) lassen sich in Upper und Lower Pillow Laven einteilen, die Zusammensetzung reicht von Basalten über Andesiten bis hin zu Daziten.
- Layer 1 zeigt sich in Form von Ablagerungen aus der oberen Kreidezeit; auf ihnen liegen pelagische Kalksteine aus dem Maastrichtes unteren Eozäns und Karbonate aus dem oberen Eozän-Oligozän. Die jüngsten marinen Sedimente sind Rifffalke aus dem unteren Miozän und Gips-Evaporit-Lagerstätten (Messinian).

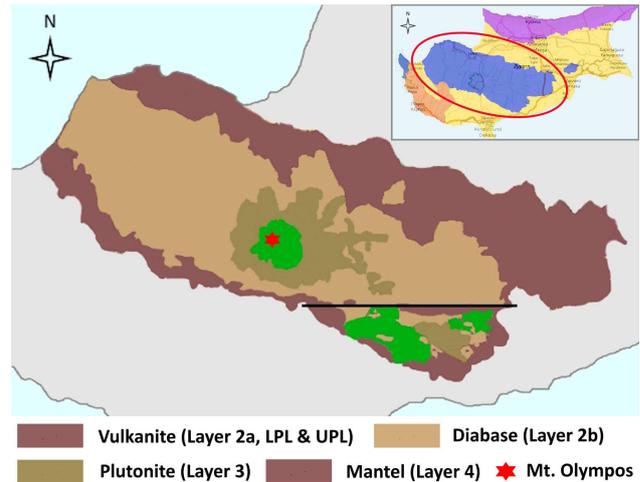


Abb. 4.8: Reliefumkehr im Troodos in „Kartendarstellung“; das Inlet zeigt die Lage des Troodos-Ophiolithen auf Zypern; Bezeichnungen s. Tabelle 4; Bemerkung: die schwarze Linie markiert die Arakapas-Transformstörung.

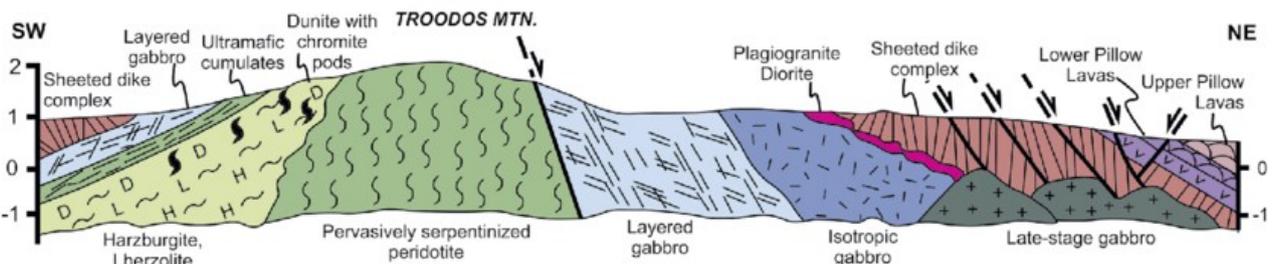


Abb. 4.7: struktureller Querschnitt des Troodos von SW nach NE. aus BUKALA (2016) unter der Lizenz (CC BY-NC-ND 4.0)

Die Abbildung 4.8 zeigt in Kartendarstellung den vollständigen MOR unter Zypern (s. Tabelle 4.1) im Troodos in Reliefumkehr : von der Ebene kommend (Layer 1 „Sedimente“) erreicht man das Gebiet der Pillow-Laven (Layer 2a), weiter höher in Richtung Gipfel wird der Sheeted Dyke Complex (Layer 2b) „Diabase“ durchquert. Noch weiter höher werden die Cumulate Rocks (Layer 3) „Plutonite“ erreicht. Im direkten Gipfelumfeld des Mt. Olympos liegt die Mantelsequenz (Layer 4) „Mantel“ vor. Alle genannten Schichten sind aufgeschlossen. Der Arakapas-Verwerfungsgürtel stellt eine langgestreckte, fossile Ost-West-Bruchzone dar, in der ein stark brekziöser Untergrund aus Meereskruste von einer Vielzahl mafischer Vulkangesteine und klastischer Sedimente überlagert wird (SIMONIAN 1978).

Das Gebiet südlich der Verwerfung wird als Limassol Forest bezeichnet und hat eine eigene Entwicklungsgeschichte, auf die an dieser Stelle nicht näher eingegangen wird.

Hier noch einmal die Zuordnung der Schichten zu den Troodos-Entwicklungsstufen entsprechend Kapitel 4.1, wodurch sich direkt das Auftreten bestimmter Gesteine wie z.B. Inselbogenbasalt erklärt:

Stufe 1 (MOR-Bildung, 280 mio a):

- obere plutonische Suite,
- sheeted dikes,
- Lower Pillow Lava (LPL),

Stufe 2 (grob: Reaktivierung SSZ vor rd. 90 mio a):

- mafisch-ultramafische Kumulate,
- depleted Upper Pillow Lava (UPL),

- entsprechende dikes, die in diese hineinreichen und versorgt haben.

4.5 Merkmale im Aufschluss

4.5.1 Serpentinisierung

Bei der Serpentinisierung werden große Mengen von Wasser in das Gestein aufgenommen, die bestehenden Strukturen zerstört und die Dichte von 3,3 auf 2,7 g / cm³ reduziert bei gleichzeitiger Volumenerhöhung in der Größenordnung von 30-40 %. Aufgrund der Dichtereduzierung ist wie gezeigt serpentinisiertes Mantelgestein im Gesteinskörper aufgestiegen.

Im östlichen Troodos wird eine Serpentinisierung des Harzburgits von 50 – 80 % angenommen. Der hohe Serpentinisierungsgrad wird durch die beschriebene Bildungshistorie erklärt: die niedrigen Temperaturen an der der Insel vorgelagerten Supra- Subduktionszone ohne Kontakt mit heißem Mantelmaterial ermöglichen die Serpentinbildung in hohem Maße. Höhere Temperaturen von 1.200 °C wie bei der MOR-Bildung müßten Minerale der Amphibolitfazies und Talk in großem Umfang hervorbringen, was aber bisher nicht bekannt ist.

Die Magnetit bildenden chemischen Reaktionen produzieren Wasserstoffgas unter anaeroben Bedingungen tief im Mantel. Karbonate und Sulfate werden anschließend durch Wasserstoff reduziert und bilden Methan und Schwefelwasserstoff. Wasserstoff, Methan und Schwefelwasserstoff liefern Energiequellen für z.B. chemotrophe Mikroorganismen in der Tiefsee. Die Minerale Klinopyroxen, Anthophyllit und Cummingtonit sind von den Umwandlungsvorgängen weniger betroffen und erleiden sie allenfalls zu einem späten Zeitpunkt der Gesteinsbildung.

Bemerkung:

Durch weitere Vorgänge (Metasomatose ≡ Verdrängung, Material eines Gesteins wird durch anderes Material ersetzt) können neue Minerale (u.a. Karbonate) bzw. entsprechende Begleitgesteine entstehen

(z.B. Ophicalcit durch CO₂-Metasomatose, bis hin zu reinen Magnesit- und Dolomit-Gesteinen).

Serpentinisierung erfolgt in ultrabasischen Gesteinen und erfasst Olivin, Pyroxene und Amphibole, welche in Serpentin umgewandelt werden. Dabei müssen Fe²⁺, Mg²⁺ und Ca²⁺-Ionen freigesetzt werden; gleichzeitig wird Kieselsäure frei. Zusammen mit der Bildung von Serpentin entstehen daher häufig Magnetit, Carbonate (Magnesit, Ankerit, Siderit) und Quarzcarbonatgesteine (Listenwänite). Da die Ausgangsminerale ein wesentlich dichteres Gitter als Serpentin aufweisen, muss neben Platznahme durch einen diapirischen Aufstieg ein bedeutender Gehalt an Kieselsäure abgeführt werden, um die Volumenzunahme auszugleichen. Serpentinisierung erfolgt daher nur bei Druckentlastung.

4.5.2 Unterscheidung Serpentin / serpentinisierter Peridotit

Die Serpentinisierung ist wie beschrieben ein geologischer, niedrig pT-metamorpher Prozess unter Bedingungen der Grünschieferfazies (< 500 °C, < 0,9 GPa), wobei unter Anwesenheit von Wasser das Olivin in andere ultramafische Gesteine des Erdmantels umgewandelt wird. Das Mineral Serpentin hat eine eigene Struktur ggü. dem Ausgangsmaterial wie z. B. Harzburgit und hat dieses vollständig umgewandelt. Schon bei geringer Hydratisierung überdeckt die Schwärzung des feinverteilten, bei der Metamorphose entstehenden Magnetits die Transparenz und Farbe des Olivins. Die Unterscheidung zwischen vollständig und teilweise Serpentinisierung im unverwitterten Gestein ist schwierig. Angewitterte Gesteinsoberflächen jedoch ermöglichen ein einfaches Erkennen von Reliktolivin, der anders als Serpentin von der Oberfläche und von den Klüften aus gelblich-bräunlich anwittert (s. Verwitterungsrinde); reines Serpentin-Gestein (= eigene Struktur) hingegen hat grünlich-bläuliche Farbe und bleicht höchstens oberflächennah fahl-grau bis weiß aus.

4.5.3 Verwitterungsrinde

Verwitterungsrinden sind dünne Krusten von Mineralen, die sich an freien, der Verwitterung ausgesetzten Flächen eines Gesteins oder an Klüften bilden können. Sie bestehen meistens aus Eisenoxiden, Braunstein (MnO_2), Gips oder Karbonat.

Ihre Entstehung wird auf den Transport von gelöstem Eisen, Mangan und anderen Stoffen durch Sickerwasser zurückgeführt. Die gelösten Minerale scheiden sich beim Verdunsten des Wassers an der Oberfläche des Gesteins ab und bildet eine nur wenige Millimeter dicke, oft sehr harte Kruste. Der Stofftransport durch Sickerwasser kann zur Entfestigung und teilweisen Auflösung des Ursprungsgesteins führen.

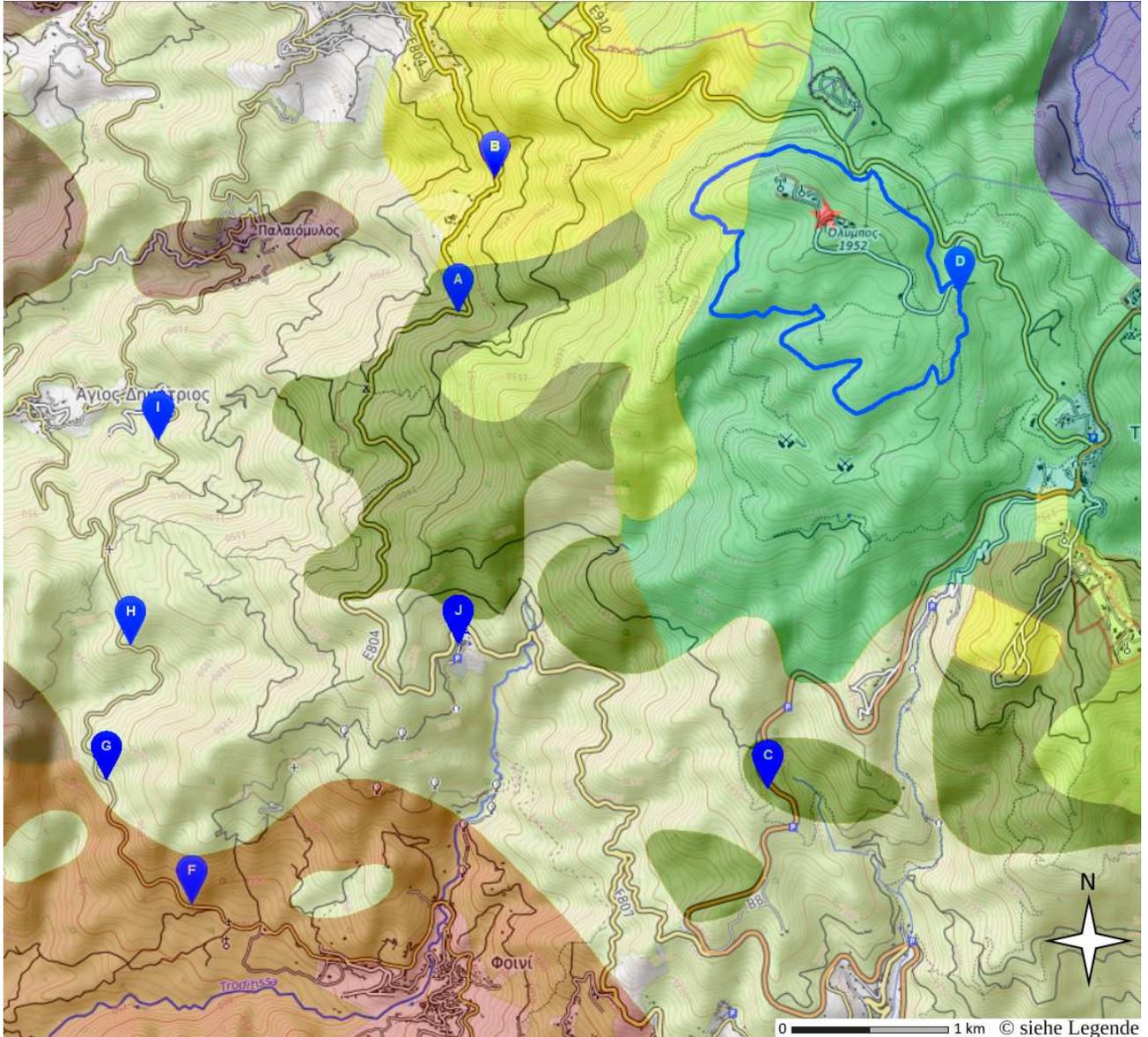
Bei stellenweiser Zerstörung der Kruste kann das Gestein durch Wind, Wasser und Eis ausgeräumt werden. Die dabei entstehenden Tafoni können sehr unterschiedliche Form aufweisen, kugelige oder ellipsoide Formen überwiegen jedoch.

Bei Peridotiten wird die im Gelände beobachtete braune bzw. rote Farbe der Verwitterungskruste durch Verwitterung von Olivin erzeugt. Diese Farbe resultiert aus Oberflächenverwitterungen, die das Eisen in Olivin in gemäßigten Klimazonen oxidieren (braun). In Plutoniten zeigt Olivin eine blassgelbe bis fast farblose Farbe, angewittert hingegen wirkt es gelbbraun. Verwitterungen in tropischen Klimazonen erzeugen tiefrote Böden (Hämatit bis Limonit).

5. Aufschlüsse

Es gibt eine Vielzahl von Aufschlüssen im Troodos, vor allem in den höheren Lagen. Deshalb wird aus-

schließlich auf die besuchten Aufschlüsse eingegangen. Abbildung 5.1 gibt eine Übersicht über die angefahrenen Aufschlüsse im südwestlichen Teil des



Legende

 σ_1 Harzburgit (Hzb)	 Serpentin (Srp)	 Gipfel Mt. Olympos
 σ_2 Dunit (Dun)	 γ Plagiogranit (Plg)	 Fundstelle bzw. Artemis Trail bei Fundpunkt D (blaue Linie)
 σ_3 Wehrlit (Wrl)	 δ Gabbro (Gbr)	
 σ_4 Pyroxenit (Pxn)	 Sheeted Dykes, Diabas (Db)	

Copyrights

Overlayer: verändert nach Geoplaner.de unter der Lizenz „Leaflet | Map data: © OpenStreetMap contributors, SRTM | Map style: © OpenTopoMap (CC-BY-SA)“; Underlayer: vollständige, eigene Bearbeitung in Anlehnung an „Mineral Resources Map of Cyprus, 2007“ (GEOLOGICAL SURVEY DEPARTMENT (2007))

Abb. 5.1: besuchte Aufschlüsse im westlichen Troodos; Aufschluss „E“ ist nicht gezeigt, er befindet sich rd. 2 km östlich des Troodos-Square (rechts außerhalb des Bildes).

Mt. Olympos-Komplexes. Die angegebenen Mineralverteilungen sind als dominante und nicht als ausschließliche Vorkommen zu verstehen.

An dieser Stelle sei ein Hinweis erlaubt: die Straßenverläufe in der Originaldarstellung des GSD stellten sich als „zu grob“ und damit für den Exkursionsgebrauch als teilweise ungeeignet dar.

Das besammelte Gebiet umfasst rd. 50 km², es wird im Norden annähernd durch die Ortschaft Prodromos, im Osten durch den Troodos Square, im Süden durch Foini und im Osten durch Agios Dimitrios eingegrenzt.

Die Aufschlüsse wurden zwischen 2017 und 2022 bei 5 Aufenthalten auf der Insel teils mehrfach besucht. Aufschluss „E“ wird in der Karte nicht gezeigt, er befindet sich rd. 2 km östlich des Troodos-Square (rechts außerhalb Abb. 5.1) und hätte die Kartenauflösung nur unnötig verschlechtert. Bis auf Fundpunkt „D“ (Artemis Trail) handelt es sich ausschließlich um Straßenaufschlüsse.

Die folgenden Bilder zeigen Beispiele für Aufschlüsse mit für die jeweiligen Gesteine typischen Merkmalen.



Abb. 5.2: Straßenaufschluss „I“ zeigt den für Gabbro-Aufschlüsse typischen, feinen Verwitterungsgrus am Hangauslauf.



Abb. 5.3: im Aufschluss „H“ ist die Verwitterung der Gabbros deutlich weiter fortgeschritten: Berge von Verwitterungsgrus liegen im Hangauslauf, die offen liegenden Gesteine sind rundverwittert.



Abb. 5.4: Blick auf den Artemis-Trail (Schleife „D“); Harzburgite und Dunite erscheinen wegen ihrer Verwitterungsrinde dunkel gelb bis braun.