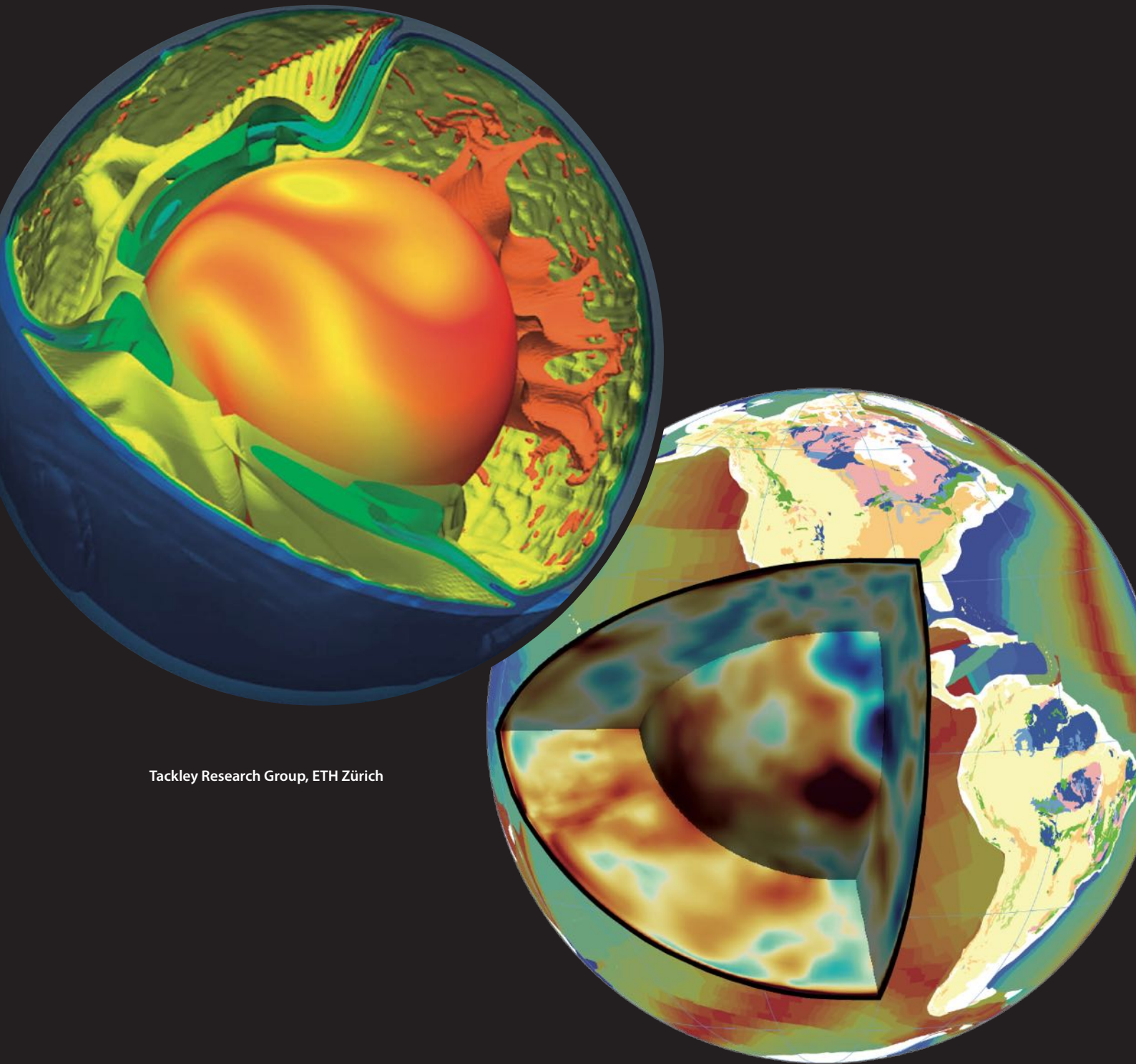


# Plattentektonik



Tackley Research Group, ETH Zürich

Thorsten W. Becker (Univ. of Texas), David Evans (Yale Univ.),  
Bruce Eglington (Univ. of Saskatchewan), Ludwig Auer (ETH  
Zürich), Dietmar Müller (Univ. of Sydney)

# Plattentektonik, die alles verbindende Theorie

## 1 Erkenntnis durch Zufall?

Ungelöste Kriminalfälle schlummern oft jahrelang in Archiven und warten dort auf die Wiederentdeckung durch hoch motivierte Kommissarinnen und Kommissare mit neuen Methoden und Lösungsansätzen. Manchmal sind es aber auch vermeintlich gelöste Fälle, die längst archiviert waren und die später wieder aufgerollt werden, weil neue Erkenntnisse vorliegen. Nicht selten spielt dabei „Kommissar Zufall“ eine Rolle.

Auch in der Geologie gibt es einen Fall, dessen Lösung mehrere Anläufe benötigte, der zunächst auf Abwege geriet und schliesslich dank moderner Technik, die eigentlich für andere Zwecke entwickelt wurde, doch noch gelöst werden konnte. In der Enzyklopedia Britannica steht dazu folgendes: *„Science does not always advance in the gradual and stately fashion commonly attributed to it. Most natural sciences begin with observations collected at random, without much regard to their significance or relationship between one another. As the numbers of observations increase, someone eventually synthesizes them into a comprehensive model known as paradigm. A paradigm is the framework that is assumed to be correct, and so guides interpretations.“*

## 2 Der „Fall“

Eine der zentralen Fragen, welche Naturforscher seit vielen Jahrhunderten beschäftigt, ist jene nach dem inneren Aufbau der Erde. Eng damit verbunden ist auch die Frage, wie Kontinente und Ozeane entstehen konnten und wie sich Phänomene wie Gebirge, Vulkane und Erdbeben erklären lassen. Man ahnte wohl schon früh, dass all diese Fragen auf irgendeine Weise zusammenhängen. Gewissheit hatte man jedoch erst in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, als es schliesslich gelang, alle offenen Fragen in einer umfassenden Theorie, der Plattentektonik, zu beantworten. Diese hat nun schon ein halbes Jahrhundert Bestand, wird vom weitaus grössten Teil der Geowissenschaftler akzeptiert und ist in der Lage, alle bekannten geologischen Phänomene wie den Aufbau der Erdkruste, die Entstehung von Gebirgen und Ozeanen, Erdbeben und Vulkanismus plausibel zu erklären und miteinander in Zusammenhang zu bringen. Das Verständnis der Plattentektonik erlaubt es, die Erdkruste und damit die Erdoberfläche zu „lesen“ – nicht nur einzelne Gesteine, sondern die grossräumige Anordnung von Gebirgen, Vulkanen, Ozeanen, Inseln und ganzen Kontinenten.

Die Lösung des Falles dauerte beinahe 500 Jahre, das ist selbst in wissenschaftshistorischen Dimensionen sehr lange und zeigt, wie komplex die Lösungsfindung war. Einerseits war es bis ins 18. Jahrhundert kaum denkbar, ein Weltbild jenseits der Sintflut zu entwickeln, andererseits fehlte

es den Wissenschaftlern auch am notwendigen Instrumentarium. Bis zur Wende zum 20. Jahrhundert standen Naturforschern, Geologen und Physikern kaum mehr als die direkte Beobachtung der Erdoberfläche, einfache Messmethoden, Analysen und Experimente im Labor sowie Berechnungen zur Verfügung. Es gab weder die Möglichkeit, die Tiefen der Ozeane zu erforschen, noch die Erde mittels Satelliten aus dem All millimetergenau zu vermessen.

Einen Makel ist die Plattentektonik jedoch seit ihren ersten Gehversuchen bis heute nicht losgeworden: Es ist noch nicht gelungen, eine allumfassende Erklärung für die Plattenbewegungen selbst zu finden, also für den „Motor“ der Plattentektonik, oder, um es kriminalistisch auszudrücken: für das „Tatmotiv“. Dieser „Motor“ wird im Zusammenspiel zwischen Erdkruste, Erdmantel und Erdkern gesucht, in Tiefenbereichen, die der Geologie grossenteils nur indirekt zugänglich sind. Man kann diese Suche also durchaus als „Fischen in trübem Wasser“ bezeichnen.

## 3 Alte Gewissheiten halten sich hartnäckig

Die Idee, dass Ozeane und Kontinente ihre Form und Lage auf der Erde im Laufe der Zeit verändern, ist schon alt, konnte sich jedoch trotz deutlicher Indizien während Jahrhunderten nicht durchsetzen gegen die vorherrschende biblische Vorstellung einer für alle Ewigkeit geschaffenen, sich nicht mehr verändernden Erdoberfläche.

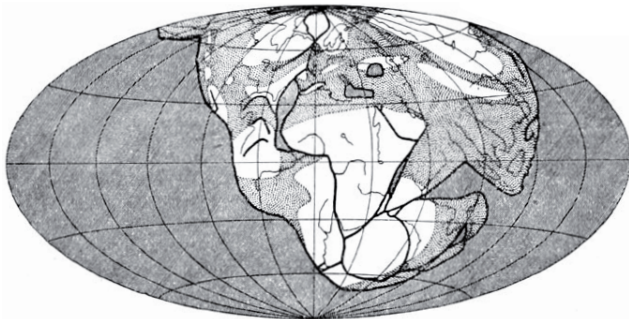
Schon früh fiel den Gelehrten auf, dass die Küstenlinien Afrikas und Südamerikas diesseits und jenseits des Atlantiks beinahe perfekt zueinander passen. Man hatte auch schon früh Fossilien gefunden, die darauf hindeuteten, dass sich die Lebewesen beidseits des Atlantiks auf ähnliche Weise entwickelt haben mussten. Fortschrittliche Wissenschaftler waren deshalb schon im 16. Jahrhundert bereit zu akzeptieren, dass der Atlantik durch das Eindringen von Wasser in eine einst zusammenhängende Landmasse entstanden sein musste, brachten dies jedoch hauptsächlich mit der biblischen Sintflut in Verbindung.

Die Mehrheit der Wissenschaftler wollte sich bis weit ins 20. Jahrhundert nicht von der Vorstellung fixer, niemals sich bewogender Kontinente lösen. Die Entstehung von Gebirgen, die von Alpenforschern schon Anfangs des 20. Jahrhunderts korrekt als Ergebnis zusammen geschobener Gesteinspakete verstanden wurde, erklärte man durch das Schrumpfen der angeblich unaufhaltsam erkalten Erde, ähnlich den „Rümpfen“ in einem vertrockneten Apfel (Kontraktionstheorie). Auffällige Ähnlichkeiten von Gesteinen und Fossilien beidseits des Atlantiks wurden durch alte Landbrücken erklärt, die mittlerweile im Atlantik versunken seien (Landbrückentheorie). Neben der mangelnden Bereitschaft wortführender Wissenschaftler,

sich auf eine Vorstellung einzulassen, die in ihrer Radikalität von allem abwich, was jahrhundertlang unumstössliche Gewissheit war, lag das grösste Hindernis für die Akzeptanz sich bewegender Kontinente wohl darin, dass deren Befürworter nicht erklären konnten, welche Kraft diese antreibt.

## 4 Der Unruhestifter

1912 vertrat der junge Astronom, Physiker und Meteorologe Alfred Wegener zum ersten Mal öffentlich die Ansicht, dass die heutigen Kontinente Teile eines aufgebrochenen Urkontinentes seien, den er **Pangaea** nannte, und versetzte damit die Geologen weltweit in Aufruhr. Auf der Basis geologischer, paläontologischer und glaziologischer Befunde lieferte er zahlreiche plausible Gründe für die Existenz von Pangaea und damit für die Mobilität von Kontinenten auf der Erdoberfläche. Zusätzlich widerlegte er mit ebenso plausiblen Argumenten die Kontraktionstheorie, die Vorstellung also von einer unaufhaltsam erkaltenden und erstarrenden Erde, sowie die unter Geologen weit verbreitete Landbrückentheorie, auf deren Basis bisher erklärt wurde, weshalb sich viele fossile und auch lebende Tiere und Pflanzen über die Grenzen der Kontinente hinweg gleichen, obwohl diese angeblich ihre Lage seit jeher nie verändert hatten und immer schon von den heute bekannten Ozeanen umgeben waren.



**Abb. 1:** Darstellung von Pangaea um ca. 310 Mio. J. in A. Wegener, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 1929. Pangaea: „Ganze Erde“; pan = griech. alles, gaia = griech. Erde.

### Wegeners Argumente gegen Kontraktions- und Landbrückentheorie

- Wegener postulierte, dass der, 1896 von Henri Becquerel entdeckte radioaktive Zerfall chemischer Elemente genügend Wärme freisetze, um das Erdinnere nicht erkalten zu lassen. Heute weiss man, dass der Erdmantel mit bloss  $0.1^{\circ}\text{C}$  pro Jahrmillion abkühlt, eine Schrumpfung der Erde ist nicht messbar.
- Die Alpengeologen gingen schon damals davon aus, dass die Erdkruste bei einer Gebirgsbildung um das vier- bis achtfache verkürzt werde. Wegener bezweifelte zu Recht, dass dies allein durch die Kontraktion der Erde möglich wäre.
- Physikalische Messungen hatten schon im Verlauf des 19. Jahrhunderts gezeigt, dass Kontinente überwiegend aus Gesteinen bestehen, die weniger

dicht sind als jene der Ozeanböden. Wegener schloss folgerichtig, dass Landmasse aufgrund des Dichteunterschiedes nicht zu Ozeanboden werden konnte, dass es deshalb auch keine Landbrücken gegeben haben konnte, die im Ozean versunken waren.

### Wegeners wichtigste Argumente für Pangaea

- Gesteinsformationen und Gebirge weisen über die Grenzen der Kontinente hinaus Ähnlichkeiten miteinander auf, die nahelegen, dass sich die Kontinente einst in unmittelbarer Nachbarschaft befunden haben müssen.
- Kohlevorkommen in der Antarktis, die nur unter tropischen Bedingungen entstanden sein konnten, oder Spuren von Vergletscherung in der Wüste Sahara waren für Wegener untrügliche Anzeichen dafür, dass die Kontinente früher eine andere Lage auf der Erdoberfläche gehabt haben mussten.
- In Afrika, Indien, Südamerika, Madagaskar, Australien und in der Antarktis wurden Fossilien des kälteliebenden Farns *Glossopteris* gefunden, der vor ca. 300 bis 200 Mio. Jahren lebte. Diese Kontinente mussten demnach damals alle um den Südpol herum gruppiert gewesen sein.
- Auf denselben Kontinenten wurden auch Spuren einer ca. 300 Millionen Jahre alten Vereisung gefunden. Hätten sich die Kontinente damals in derselben Position befunden wie heute, wäre Afrika bis zum Äquator von Gletscher bedeckt gewesen, was Wegener unglaublich erschien.
- Fossile Überreste des ca. 290 bis 280 Millionen Jahre alten Süsswasserreptils *Mesosaurus* wurden nur im südlichen Afrika und in Südamerika gefunden. Da ausserhalb dieser Gebiete keine Hinweise auf seine Existenz nachgewiesen werden konnten, müssen Afrika und Südamerika zu Lebzeiten von *Mesosaurus* miteinander verbunden gewesen sein.
- Gewisse Gesteine enthalten feinste magnetische Partikel, welche sich in Richtung des Erdmagnetfeldes einregeln und die Position der magnetischen Pole in früheren Zeiten anzeigen. Durch Messungen an Gesteinen mit verschiedenen Altern hatte sich gezeigt, dass die Pole des Erdmagnetfeldes im Laufe der Erdgeschichte scheinbar weit über die Kontinente gewandert sein mussten. Da jedoch die nachgezeichneten Wanderrouen der Pole für jeden Kontinent anders sind, schloss Wegener, dass diese nicht die Wanderung der Pole, sondern die sich verschiebende Lage der Kontinente relativ zu den fixen Polen zu verschiedenen Zeitpunkten in der Erdgeschichte darstellten.

Wegener erkannte richtig, dass die Verschiebung der Kontinente – Kontinentaldrift genannt – viele geologische Phänomene erklären konnte, die auf der Erdoberfläche beobachtet wurden, einschliesslich der Entstehung von Ge-



birgen. Man hatte damals jedoch noch keine klare Vorstellung vom Aufbau von Mantel und Kruste. Wegener stellte sich deshalb fälschlicherweise vor, dass die Kontinente durch den Ozeanboden hindurch glitten oder pflügten, ähnlich wie Eisschollen im Wasser driften.

Obwohl Wegener eine Vielzahl stimmiger Belege gegen die alten Vorstellungen und für die Kontinentaldrift vorgelegt hatte, fand er kaum Gehör und stiess in breiten Kreisen auf strikte Ablehnung. Diese wurde damit begründet, er könne weder erklären, welche Kräfte die Kontinentaldrift bewirkten, noch nachweisen, dass sich die Kontinente aktuell auch bewegten. Einige wenige Unterstützer Wegeners schlugen Konvektionsströme im zähflüssigen Erdinnern vor, welche die Kontinente wie ein Förderband hätten mitziehen können. Diese Erklärungen, so plausibel sie aus damaliger Sicht hätten sein können, wurden jedoch auch nicht akzeptiert.

Für Beweise, die über Wegeners Argumentation hinausgingen, war die Zeit damals noch längst nicht reif, das war sicher auch den meisten seiner Kritiker bewusst. Bei der Ablehnung der Kontinentaldrift spielten wissenschaftliche Argumente deshalb eine Nebenrolle, vielmehr bestand eine abgrundtiefe Abneigung der etablierten Geologen – alles ältere Herren – gegen einen jungen, disziplinenfremden Forscher, der es wagte, jahrhundertealte Gewissheiten in Frage zu stellen. Satelliten können die Bewegungen der Kontinente heute zwar millimetergenau messen, über die Kräfte, welche die Bewegungen bewirken, wird allerdings noch immer debattiert.

## 5 Eine neue Idee

Aufgrund der unüberwindbaren Widersprüche, die Wegener aufgezeigt hatte, und trotz aller Versuche weiter Kreise, an den traditionellen Vorstellungen festzuhalten, wuchs die Unzufriedenheit mit der Kontraktions- und Landbrückentheorie nach dem frühen Tod Wegeners im Jahr 1930 rapide. Die Expansionstheorie schien zunächst einen Ausweg zu bieten: Diese ging davon aus, dass die Kontinente früher lückenlos die ganze Oberfläche einer viel kleineren Erde bedeckt hatten. In der Folge blähte sich die Erde auf, wodurch die spröden Kontinente auseinander gerissen und in ihre heutige Position gerückt worden seien. Das Ozeanwasser bedeckte dabei zunächst die ganze Erdoberfläche und floss erst später in die Lücken zwischen den Kontinenten. Die Ausdehnung der Erde war jedoch mindestens ebenso schwierig zu erklären wie Wegeners Kontinentaldrift und die Wissenschaftler überboten sich in ihrer Kreativität, ohne jedoch physikalisch stichhaltige Belege liefern zu können. In Ermangelung befriedigender Modelle hatte die Expansionstheorie jedoch bis in die 1970er Jahre eine treue Anhängerschaft.

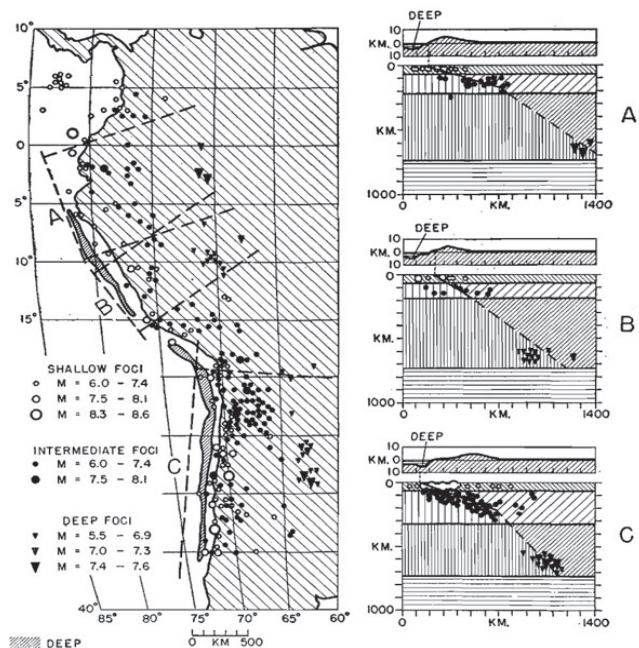
## 6 Die Hinweise mehrten sich

Jede wissenschaftliche Theorie besteht aus einer Reihe unabhängiger Beobachtungen, die zusammen ein stimmiges

Ganzes ergeben. Die wichtigsten Schritte in Richtung moderner Plattentektonik geschahen im Zeitraum zwischen 1949 und 1960, indem immer mehr Oberflächenphänomene unabhängig voneinander als Ausdruck sich bewegender Platten erkannt wurden.

### 6.1 Tiefseeegräben und Subduktion

Bereits im 19. Jahrhundert wurden durch Ausloten der Ozeane tiefe Gräben in den Ozeanböden entdeckt (Abb. 2, 3). Die Wassertiefe wurde dabei von Schiffen aus mit Seilen gemessen. Im Jahr 1949 gelang es dem amerikanischen Geophysiker Hugo Benioff, einen Bezug herzustellen zwischen diesen Gräben und den Plattenbewegungen: Er hatte Erdbeben an der südamerikanischen Pazifikküste untersucht und festgestellt, dass deren Hypozentren eine schräg abfallende Ebene unter den Anden bildeten, die bis in eine Tiefe von 650 km hinab reichte (Abb. 2). Damit war der Gedanke geboren, dass dort ozeanische Lithosphäre abtaucht. Dieses Abtauchen wird **Subduktion** genannt, die Bereiche des Abtauchens heissen **Subduktionszonen**.

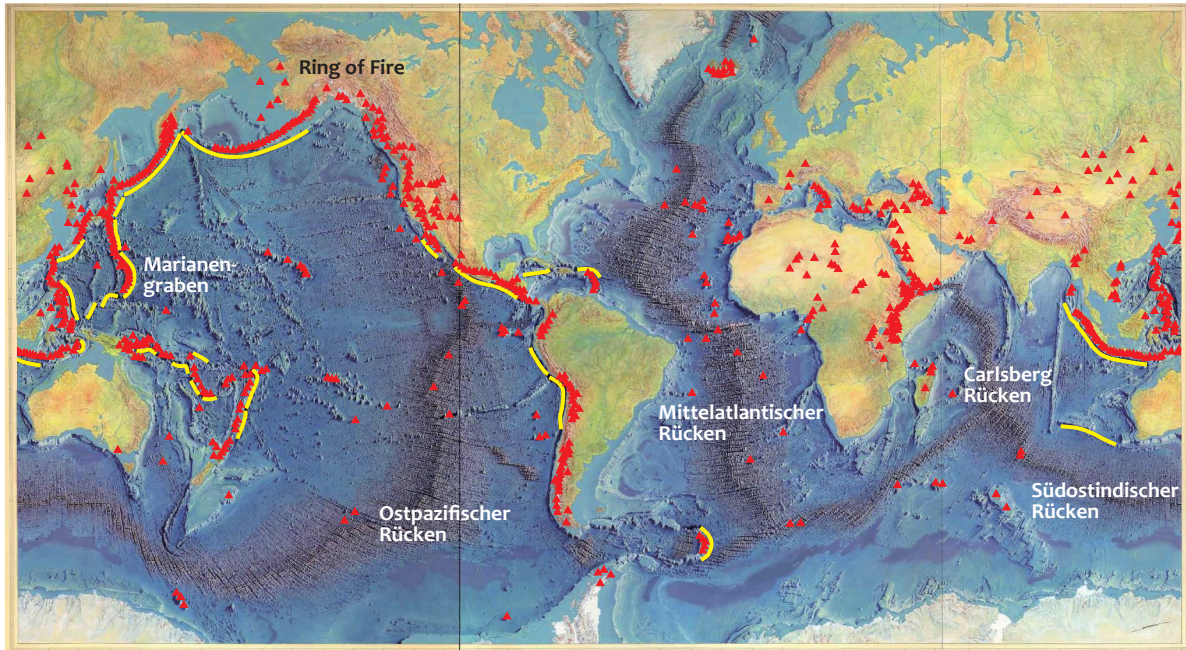


**Abb. 2:** Erdbeben mit Magnitude >5 in den Jahren 1907 bis 1949 entlang der Küste Südamerikas. Links eine Karte mit der Erdbebenverteilung, gegliedert in die drei Tiefenzonen „flach“, „mittel“ und „tief“. Rechts Profile (Schnitte) durch den Küstenbereich, in welchen jeweils alle Erdbeben in den Bereichen A, B und C auf eine Ebene projiziert sind. Dabei ist deutlich die Verteilung der Beben auf einer abtauchenden Fläche rechts des Tiefseeegrabens (DEEP) zu sehen. Aus: Benioff, H. (1949), Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps.

### 6.2 Mittelozeanische Rücken

Bei der Entdeckung der Mittelozeanischen Rücken spielten den Geologen mehrfach der Zufall sowie technische Entwicklungen in die Hände, die für völlig andere Bereiche vorgesehen waren. So wurde der erste dieser Rücken während der Auslotung des Meeresbodens für ein transatlantisches Telegrafenkabel bereits 1872 entdeckt. Die ursprünglich zur Ortung von Eisbergen und während der Weltkrie-





**Abb. 3:** Handgezeichnete Karte der Ozeanböden von Heinrich Berann (1977) auf Basis der Forschungsarbeit von Marie Tharp und Bruce Heezen. In gelb sind zusätzlich die Tiefseegräben eingezeichnet, in rot Vulkane. Der Marianengraben ist mit ca. 11'000 m. u. M. die tiefste Stelle der Erde. Die Mittelozeanischen Rücken sind von unzähligen Brüchen durchsetzt, welche einzelne Rückensegmente gegeneinander versetzen. Dies ist Ausdruck der Kugelgestalt der Erde. Der Pazifik ist von einem Gürtel aus Vulkanen gesäumt, dem „Ring of Fire“.

ge zum Aufspüren feindlicher U-Boote perfektionierte Sonartechnik ermöglichte es dem deutschen Forschungsschiff Meteor bereits 1925, das wahre Ausmass des über 3000 Meter sich über den Meeresboden erhebenden Mittelatlantischen Rückens zu kartieren. Einige Wissenschaftler – unter ihnen auch Wegener – vermuteten bereits damals, dass dieser Rücken eine wichtige Rolle bei der Kontinentaldrift spielen könnte, mehr als Spekulation war dies jedoch nicht.

In den 1950-er Jahren starteten Maurice Ewing, Marie Tharp und Bruce Heezen von der Columbia University ein Projekt zur Erstellung einer Karte aller Ozeanböden. Ewing gelang es, mit einem Schleppnetz Gestein vom Boden des Atlantiks zu bergen, zum Erstaunen aller war es junger Basalt und nicht wie zuvor angenommen alter Granit. Tharp und Heezen werteten die Echolotmessungen (vertikaler Sonar) von Forschungsschiffen aus. Dabei fiel Tharp auf, dass der Mittelatlantische Rücken einen tiefen, spaltenartigen Zentralgraben aufweist, den sie für eine Bruchstelle in der Erdkruste hielt. Heezen verwarf die Idee, vermutlich stand er der Wegener'schen Kontinentaldrift noch zu sehr ablehnend gegenüber. Doch schon bald zeigte sich, dass nahezu alle Erdbeben im Atlantik in der Nähe dieses Zentralgrabens auftreten. Da man wusste, dass Erdbeben durch Brüche und Verschiebungen im Gestein entstehen, war nun klar, dass dies eine Zone intensiver Krustenbewegung sein musste.

Weitere Mittelozeanische Rücken mit vergleichbaren Grabensystemen und Erdbebenstätigkeit wurden bis 1958 im Pazifischen und Indischen Ozean nachgewiesen, heute ist die Existenz solcher untermeerischer Erhebungen mit einer Länge von 65'000 km bekannt (Abb. 3).

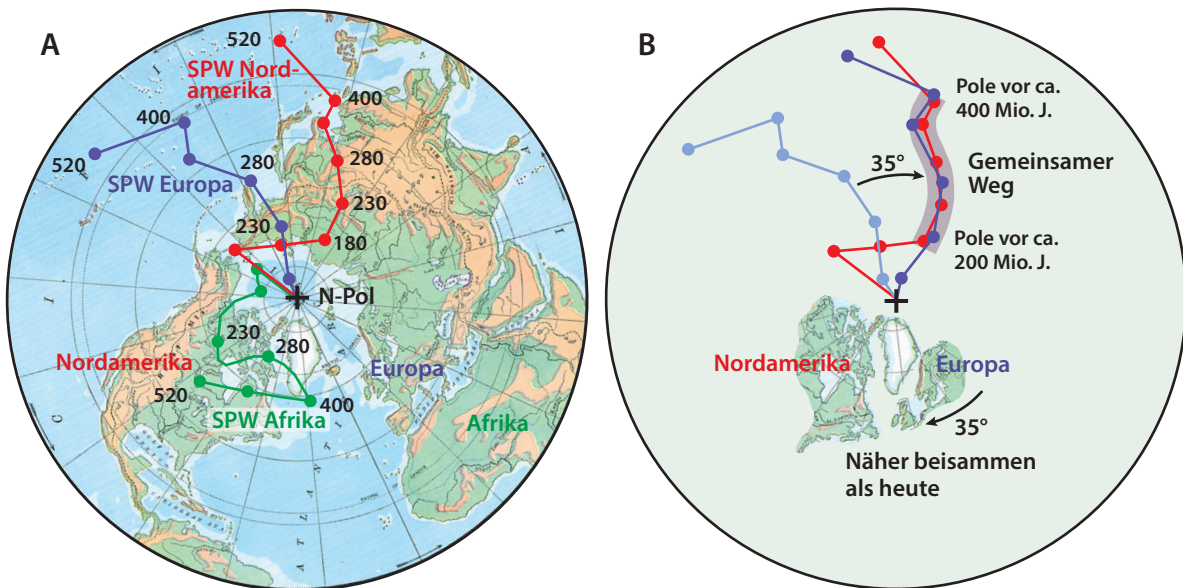
### 6.3 Mantelkonvektion

Da die Erdkruste unter den Ozeanen grossenteils aus Basalt besteht, der sehr arm an Wärme produzierenden radioaktiven Elementen ist, ging man davon aus, dass ozeanische Erdkruste im Vergleich mit kontinentaler Kruste viel weniger Wärme an die Umgebung abgeben dürfte. Zur grossen Überraschung wurden jedoch 1956 im Pazifik Werte gemessen, die jenen der Kontinente glichen. Es musste der ozeanischen Kruste also zusätzliche Wärme zugeführt werden. Doch wie? Um das Problem zu lösen, wurden Wärmeflüsse im Erdmantel vorgeschlagen, welche unter dem Pazifischen Rücken Wärme aus der Tiefe des Erdmantels an die Oberfläche transportierten. Obwohl die Daten dazu immer noch sehr dürftig waren, wurde diese Idee der Konvektionsströme jetzt ernsthafter diskutiert als noch zu Zeiten Wegeners.

### 6.4 Scheinbare Polwanderung

Schon Wegener war bekannt, dass Gesteine die Lage des Erdmagnetfeldes zu ihrer Entstehungszeit archivieren, sofern sie magnetische Minerale enthalten (Paläomagnetismus). In magmatischen Gesteinen richten sich diese Minerale vor dem Auskristallisieren des Magmas, in Sedimenten während der Diagenese nach dem Erdmagnetfeld aus. Da sich die Methode der radiometrischen Altersbestimmung seit ihrer Entdeckung 1907 schnell entwickelt hatte, wurde es bald zur Routine, Gesteine zu datieren. Dadurch konnte die Lage der magnetischen Pole im Verlauf der Erdzeiten für jeden Kontinent einzeln bestimmt werden.

Hätten sich die Kontinente nie bewegt, hätten die Messungen für jeden Kontinent dieselben Pollagen zu derselben Erdzeit ergeben müssen, egal, ob sich die Pole selbst



**Abb. 4A:** Scheinbare Polwanderungen (SPW) der letzten 520 Millionen Jahre berechnet für Europa, Nordamerika und Afrika. Deren Verschiedenartigkeit ist ein starkes Indiz für die Kontinentaldrift. Altersangaben in Millionen Jahren.

**Abb. 4B:** Um die Lage jedes Kontinentes im Verlauf der Zeit zu bestimmen, werden viele Puzzleteile benötigt. Eines davon ist die Form der SPW: Wird die SPW Europas um ca. 35° rotiert, ist sie für die Zeitspanne von etwa 400 bis 200 Mio. Jahren vor heute weitgehend deckungsgleich mit jener Nordamerikas. Daraus wird geschlossen, dass Europa – oder das, was vor 400 Mio. Jahren davon bereits existierte – um ca. 35° näher bei Nordamerika lag und sich die beiden Kontinente gemeinsam bewegten. Davor und danach haben sie unterschiedliche Wege genommen.

immer an demselben Ort befunden hätten (auch die Pole ändern ihre Lage). Hätten sich die Kontinente gemäss der Expansionstheorie gleichmässig voneinander weg bewegt, wären zwischen den einzelnen Kontinenten nur unwesentliche Unterschiede in der Lage der Pole zu erwarten gewesen. Die Arbeiten von Keith Runcon und Edward Irving im Jahr 1956 zeigten jedoch ein ganz anderes Bild: Die Pole befanden sich für jeden Kontinent in jeder Erdzeit an einem anderen Ort, oder anders gesagt: die Kontinente legten unterschiedliche Wege zurück bis an ihre heutige Position. Die Wanderung der Pole ist also nur scheinbar, deshalb heisst sie „scheinbare Polwanderung“ (Abb. 4).

*In der Folge werden diverse Begriffe in ihrer englischen Ursprungsform verwendet, da sie sich nicht oder nur umständlich ins Deutsche übersetzen lassen.*

## 6.5 Die grosse Synthese in den 1960-er Jahren

Zu Beginn der 1960-er Jahre äusserten die Amerikaner Harry Hess und Robert Dietz die Vermutung, dass sich der Meeresboden entlang der Mittelozeanischen Rücken trennt und dass sich in den Spalten aus aufsteigendem Mantelmaterial fortwährend neuer Meeresboden bildet (Abb. 12). Dafür wurde der Begriff **Seafloor Spreading** eingeführt. Die Indizien dafür bestanden teils aus Beobachtungen, teils aber auch nur aus Annahmen:

- Unerwartet hohe Wärmeströme im Ozeanboden deuten auf Konvektionsströme im Mantel hin. Die Mittelozeanischen Rücken liegen dort, wo warmes Mantelmaterial aufsteigt. Darauf deuten auch die vielen untermeerischen Vulkane im Bereich der Mittelozea-

nischen Rücken hin. Die Erdkruste an den Mittelozeanischen Rücken leitet Erdbebenwellen langsamer, was auf eine geringere Dichte und damit auf eine erhöhte Temperatur der Kruste hinweist.

- Analysen von Erdbebenwellen zeigen, dass die Mächtigkeit der Sedimentbedeckung mit wachsender Entfernung zu den Rücken zunimmt (Abb. 12 E), was nahe legt, dass auch das Alter des Ozeanbodens mit wachsender Entfernung zu den Rücken zunimmt.
- Die Erdbebenstätigkeit in geringer Tiefe entlang der zentralen Gräben der mittelozeanischen Rücken (Abb. 5) lässt eine Ausdehnung der Kruste vermuten.

Hess interessierte sich vor allem für die Entwicklung der Ozeanbecken. Gewissermassen als Nebenprodukt seiner Überlegungen war das **Seafloor Spreading** jedoch auch der letzte, alles entscheidende Stein in einem Mosaik aus vielen Indizien, die sich nun zur **Theorie der Plattentektonik** verdichten liessen.

**Diese besagt, dass die Erdhülle aus starren Lithosphärenplatten besteht, welche auf der zähplastischen Asthenospäre driften.**

Seit Wegener seine Idee der Kontinentaldrift formuliert hatte, sind drei gewichtige Annahmen hinzugekommen:

- An den Mittelozeanischen Rücken entsteht durch **Seafloor Spreading** ozeanische Lithosphäre.
- In den Subduktionszonen taucht die zuvor an den Mittelozeanischen Rücken entstandene ozeanische Lithosphäre wieder in den Mantel ab.



- Die Lithosphärenplatten werden durch Konvektionsströme im Erdmantel passiv wie auf Förderbändern mitgetragen.

Als Folge der Plattentektonik wurden auch Vulkanketten, wie sie z. B. besonders ausgeprägt an den Rändern des Pazifiks auftreten (Ring of Fire, Abb. 3), als Ausdruck bewegter Platten verstanden. Auch Gebirge wie die Alpen oder der Himalaya, die sich inmitten von Landmassen befinden, liessen sich als Resultate kollidierender Plattenränder ins Bild einfügen (Abb. 6). Dies passte bestens zu den Falten und Brüchen, welche aus den Alpen schon vor über 100 Jahren beschrieben wurden.

Alle diese Annahmen sind heute noch gültig, einzig das aktuelle Bild von den Konvektionsströmungen unterscheidet sich von den Vorstellungen von Hess und seinen Zeitgenossen (vgl. Kap. 11).

### 6.6 Die Lithosphärenplatten

Die Ränder der Lithosphärenplatten (Abb. 7), lassen sich weitgehend durch die Lage der Tiefseegräben, Erdbeben, Vulkanketten und der jungen Gebirge nachzeichnen (Abb. 3, 5, 6). Dabei wird deutlich, dass die Mehrheit der Lithosphärenplatten sowohl kontinentale wie auch ozeanische Kruste enthalten.

### 6.7 Das Magnetische Streifenmuster

Trotz der Fülle an Argumenten wäre es Hess und Dietz vielleicht ebenso ergangen wie Wegener, hätte sich nicht bald darauf ein schlagender Beweis für das Seafloor Spreading

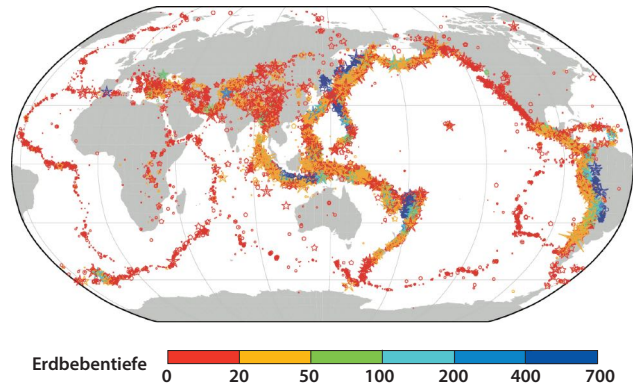


Abb. 5: Weltweite Erdbebenverteilung: Entlang der Subduktionszonen treten Erdbeben in Tiefe bis 650 km auf, entlang der Mittelozeanischen Rücken hingegen treten nur oberflächennahe Erdbeben auf.

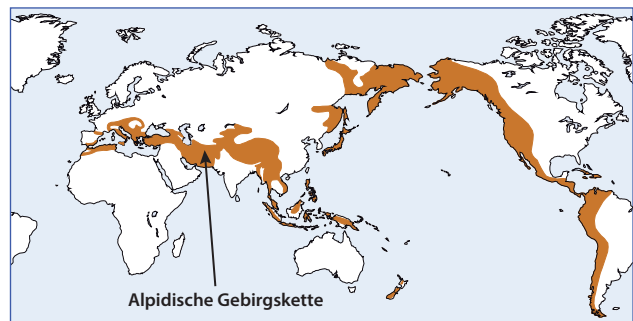


Abb. 6: Weltweite Verteilung junger Gebirge, die etwa dasselbe Alter haben wie die Alpen. Diese zeichnen einen Teil der heutigen Plattengrenzen nach und sind teils auch deckungsgleich mit der Verteilung der Erdbeben in Abb. 5.

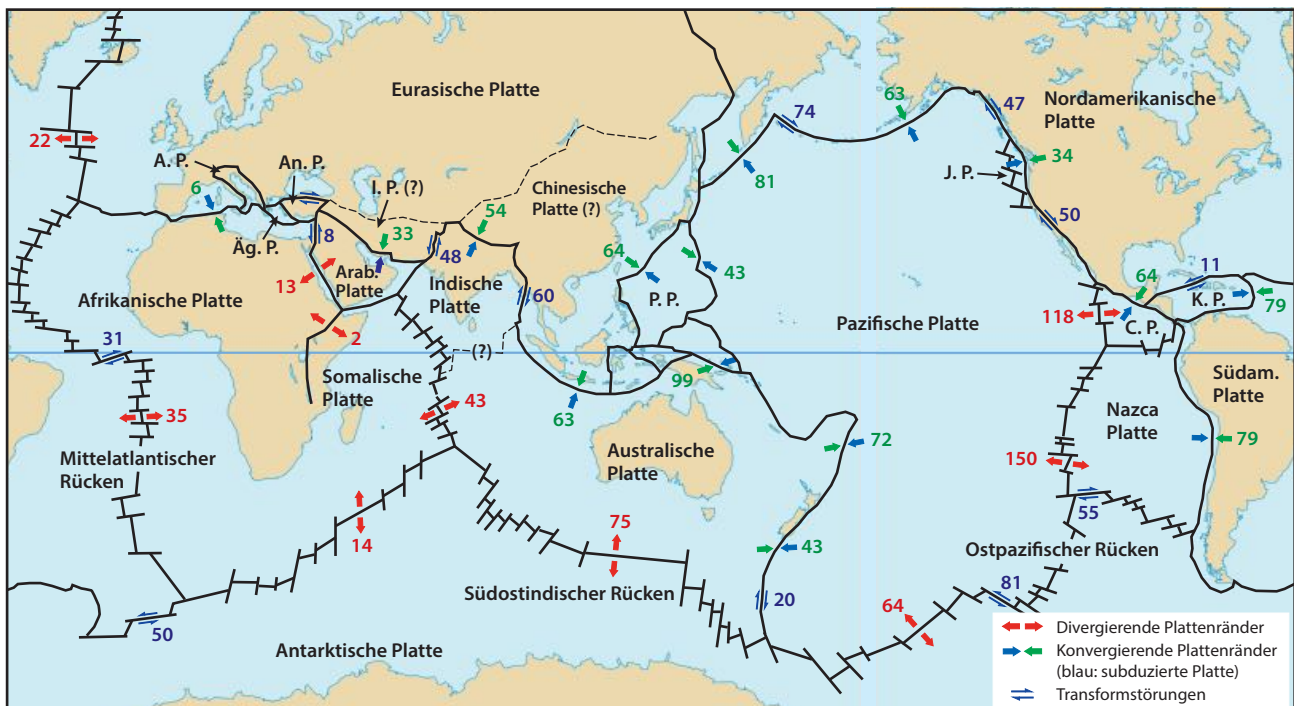


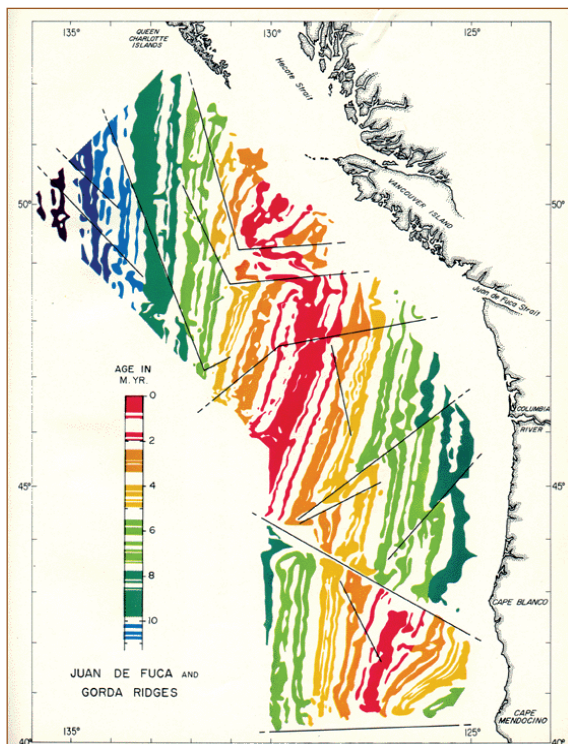
Abb. 7: Die Lithosphäre besteht aus 13 grossen und zahlreichen kleineren, starren Platten. Besonders kleinräumig sind die Plattengrenzen im Alpen- und Mittelmeerraum sowie im Gebiet der südostasiatischen Inseln. Die Pfeile zeigen Bewegungsrichtungen und die aktuellen Geschwindigkeiten an den Plattenrändern in Millimeter pro Jahr (Satellitenvermessung).

A. P.: Adriatische Platte, An. P.: Anatolische Platte; Äg. P.: Ägäische Platte; C. P.: Cocos Platte; K. P.: Karibische Platte; J. P.: Juan-de-Fuca Platte (siehe auch Abb. 8); P. P.: Philippinische Platte. Ob und wo zwischen der Indischen und der Australischen Platte eine Trennung besteht ist ebensowenig klar wie die Existenz einer separaten Chinesischen und Iranischen Platte (I. P.)

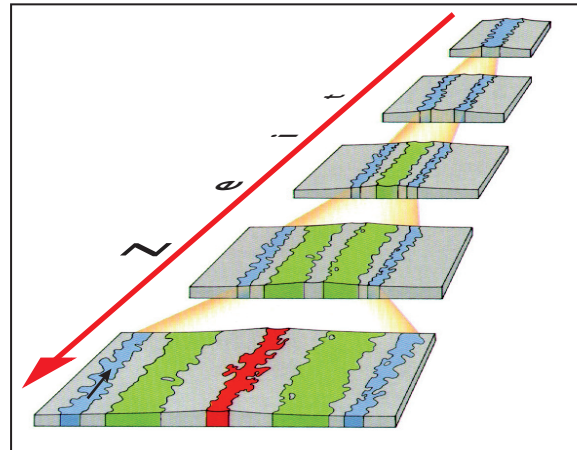


gefunden: Paläomagnetische Untersuchungen brachten nicht nur das Phänomen der Scheinbaren Polwanderung zutage (Kap 6.4), sie zeigten auch, dass sich das Erdmagnetfeld von Zeit zu Zeit umgepolt hatte: Nord- und Südpol wechselten in unregelmässigen Abständen von einigen zehntausend bis zu mehreren hunderttausend Jahren die Plätze. Gesteine gleichen Alters zeigen überall auf der Erde dieselbe magnetische Polung, entweder  $S \rightarrow N$  (normal, Kompassnadel zeigt gegen N) oder  $N \rightarrow S$  (revers). Im zweiten Weltkrieg wurden hochempfindliche Geräte entwickelt zur Messung magnetischer Kräfte, die von U-Booten ausgehen. In den 1950-er Jahren wurden diese Geräte auch zur Erforschung des Ozeanbodens eingesetzt und zeigten Erstaunliches: beidseits der Mittelozeanischen Rücken besteht der Ozeanboden aus symmetrischen Mustern entgegengesetzt magnetisierter Streifen, dem sogenannten **Ozeanischen Streifenmuster** (Abb. 8).

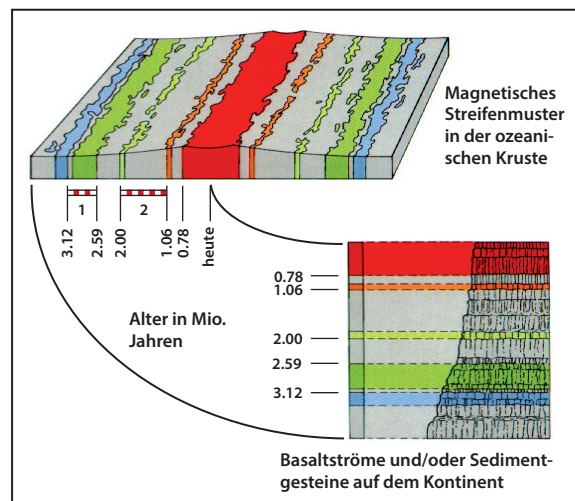
1963 erklärten die Briten Frederick Vine und Drummond Matthews dieses Streifenmuster mit dem Seafloor Spreading: Bildet sich an einem Mittelozeanischen Rücken neuer Ozeanboden, wird das Gestein beim Abkühlen in der Richtung des herrschenden Erdmagnetfelds magnetisiert. Durch das fortwährende seitwärts Driften und Neubilden von Kruste bei abwechselnder Umpolung des Magnetfelds entstehen im Lauf der Zeit symmetrische Streifen mit



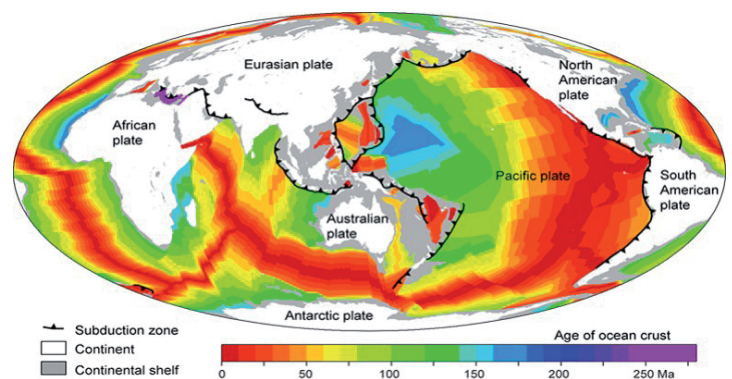
**Abb. 8:** Auf dieser Fläche südwestlich von Vancouver Island wurden die magnetischen Anomalien am Juan-de-Fuca Rücken gemessen. Eingefärbte Partien entsprechen dem heutigen „normalen“ Magnetfeld, die weissen Partien sind umgekehrt magnetisiert, sog. „revers“. Die jüngste ozeanische Kruste direkt am Rücken ist in Rot dargestellt, seitwärts nimmt das Alter zu (siehe Skala). Wie jeder Rücken ist auch der Juan-de-Fuca Rücken von zahlreichen Brüchen durchzogen, welche einzelne Segmente des Rückens gegeneinander versetzen. Karte von Vine, 1968.



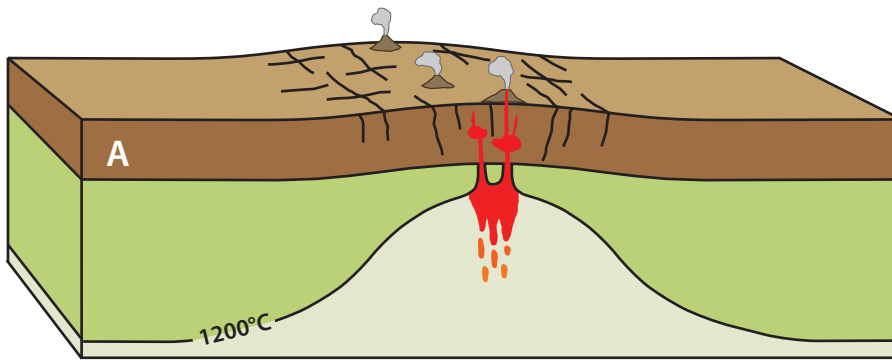
**Abb. 9:** Entwicklung des Magnetischen Streifenmusters im Laufe der Zeit. Der älteste normal magnetisierte Streifen ist blau, der jüngste rot. Revers magnetisierte Streifen sind grau.



**Abb. 10:** Durch Vergleiche mit Gesteinen auf den Kontinenten wie z. B. periodisch aus Vulkanen ausfliessenden Basaltströmen oder Sedimenten mit denselben Wechseln in der Polarisierung war es möglich, das Magnetische Streifenmuster zu datieren. Damit konnte auch die Driftgeschwindigkeit der Platten bestimmt werden: Die Alter der Streifen zeigten, dass nicht immer dieselbe Menge ozeanische Kruste pro Zeiteinheit gebildet wurde. In der Zeitspanne 1 z. B. entstanden innerhalb 0.53 Mio. Jahren 5 Breiteneneinheiten Kruste, in Zeitspanne 2 jedoch während 0.94 Mio. Jahren nur deren 8. In Zeitspanne 2 war die Driftgeschwindigkeit demnach etwas geringer.

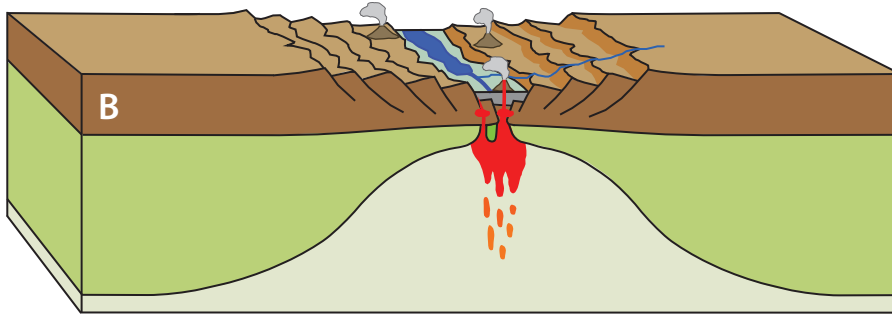


**Abb. 11:** Alter der Krusten aller Ozeane. Die ältesten Krustenstücke befinden sich im östlichen Mittelmeer. Schelfe (grau) sind Teile kontinentaler Kruste, die sich unter dem Meeresspiegel befinden.



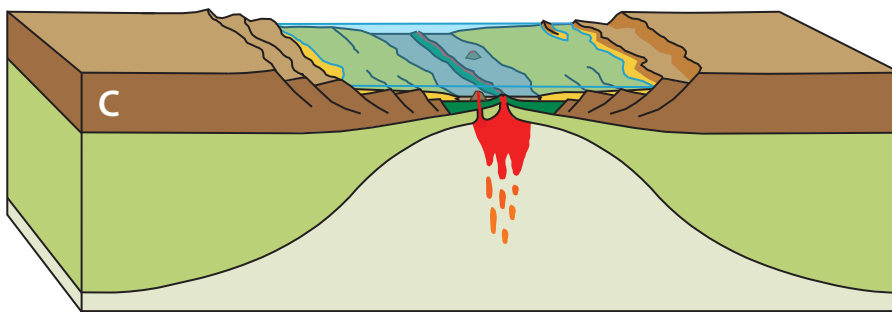
**Stadium 1: Aufwölbung über einem aufsteigenden Mantle Plume, Aufreissen der Kruste, Vulkanismus**

Aktuelles Beispiel: Hochland von Äthiopien



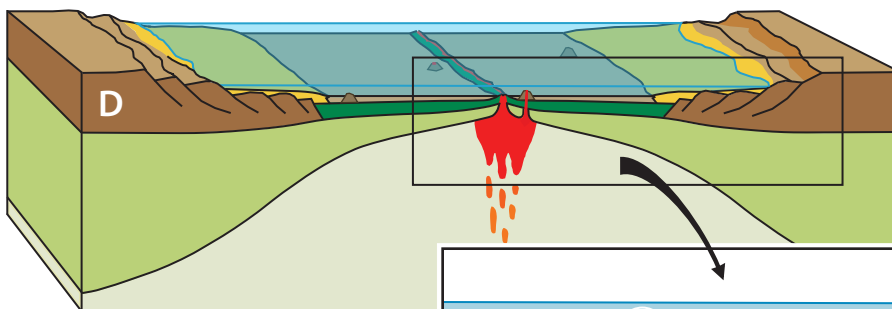
**Stadium 2: Bildung eines Grabenbruchs (Rift) mit Vulkanismus, ev. Füllung durch Seen**

Aktuelles Beispiel: Ostafrikanisches Rift Valley



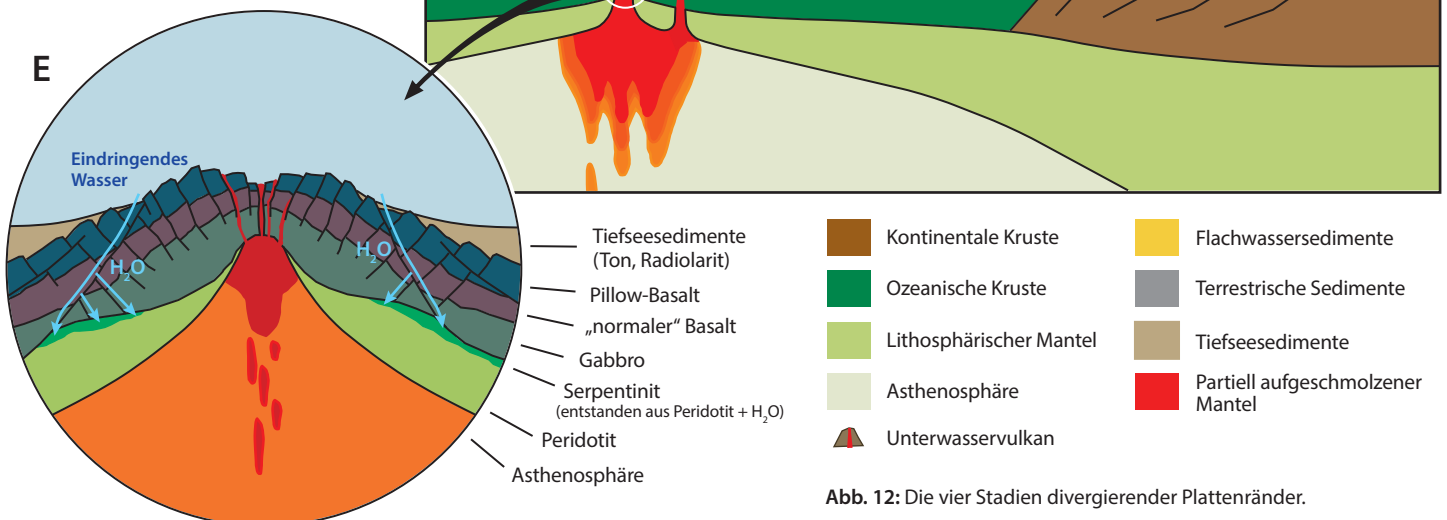
**Stadium 3: Eindringen von Meerwasser, Bildung eines schmalen Meeres, Beginn der Entstehung ozeanischer Kruste am neu gebildeten Mittelozeanischen Rücken; vereinzelt entstehen auch Unterwasservulkane.**

Aktuelles Beispiel: Rotes Meer



**Stadium 4: Ozean**

Aktuelles Beispiel: Atlantik



**Abb. 12:** Die vier Stadien divergierender Plattenränder.

entgegen gesetzter Magnetisierung (Abb. 9). Durch Vergleiche mit Gesteinen auf den Kontinenten, die leichter zugänglich waren als die Meeresböden, gelang es auch, die Polumkehrungen zu datieren (Abb. 10), sodass nun Karten mit dem Alter der Ozeanböden gezeichnet werden konnten, die Aussagen über die Driftgeschwindigkeit der Platten ermöglichen (Abb. 11). Dies überzeugte die Fachwelt von der Richtigkeit des Seafloor Spreading, sodass bis Ende der 1960-er Jahre die meisten Skeptiker die Theorie der Plattentektonik akzeptiert hatten.

## 7 Plattenränder

Die Lithosphäre ist ständig in Bewegung. An einigen Stellen bricht sie auseinander und aus einer Platte entstehen zwei oder drei Platten, an anderen Orten bewegen sich Platten aufeinander zu und vereinen sich zu einer grösseren Platte. An den Plattenrändern wird ozeanische Kruste gebildet, Platten reiben sich aneinander oder tauchen in den Erdmantel ab, wobei Vulkaninseln und Gebirge entstehen. Diese Vorgänge spielen sich meist sehr diskret und von uns kaum bemerkt ab. Durch Erdbeben und Vulkanausbrüche können sie sich jedoch auch äusserst heftig bemerkbar machen und grosse Schäden anrichten.

Man unterscheidet drei Typen von Plattenrändern (Abb. 7): Bewegen sich Platten voneinander weg, spricht man von **divergierenden Plattenrändern**, bewegen sie sich aufeinander zu, sind es **konvergierende Plattenränder** und bewegen sie sich seitlich aneinander vorbei spricht man von **Transformstörungen**.

### 7.1 Divergierende Plattenränder

Kontinentale Lithosphäre bricht auseinander, wenn grosse Mengen heissen Materials aus der Tiefe des Erdmantels in Form von **Mantle Plumes** bis unter die Lithosphäre aufsteigen. Dadurch wird die Kruste nach oben gewölbt und zerbricht. Der lithosphärische Mantel wird so stark aufgeheizt, dass sich die 1'200°C-Isotherme, welche die Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre bildet, stark nach oben verformt (Abb. 12A). Das vormalige feste Mantelgestein unterhalb der Kruste wird zähflüssig. Das Zerbrechen der Kruste führt zu einer Druckabnahme im Mantel, wodurch sich dessen Schmelzpunkt senkt und er teilweise aufschmilzt. Dabei bildet sich basaltisches Magma, das in die Kruste eindringt, dort zunächst Magmenkammern und schliesslich an der Erdoberfläche auch Vulkane bildet.

Reisst die Kruste weiter auseinander, wird sie immer dünner. Es bildet sich ein Tal, ein sogenannter **Grabenbruch** (Englisch: **Rift**), in welchem manchmal ein Fluss fliesst oder sich Wasser zu Seen sammelt. Dadurch wird der Grabenbruch durch Sedimente zumindest teilweise wieder aufgefüllt. Durch die ausgedünnte Kruste steigt Magma noch leichter auf und der Vulkanismus intensiviert sich (Abb. 12B). Verbreitert sich der Grabenbruch weiter und erreicht er eine Küste, dringt Meerwasser ein und es entsteht ein schmaler Meeresarm. Die kontinentale Lithosphäre ist nun endgültig entzwei gebrochen. Die Lücke zwischen deren

auseinander driftenden Rändern wird aufgefüllt durch die Neubildung von ozeanischer Kruste entlang eines schmalen Spaltes, in welchem basaltisches Magma aufdringt und zu Gabbro und Basalt auskristallisiert. Geringere Mengen von Magma können auch Unterwasservulkane bilden. An den Rändern der kontinentalen Lithosphäre und auf dem neu gebildeten Ozeanboden beginnen sich Flach- bzw. Tiefwassersedimente abzulagern (Abb. 12C). Der gesamte Prozess des Aufreissens eines Kontinentes bis zur Bildung von Ozeanen wird als **Rifting** bezeichnet.

Mit der Zeit entsteht aus dem schmalen Meeresarm ein breiter Ozean (Abb. 12D). Aufdringendes Magma lässt die Ozeanische Kruste nicht nur in der Breite wachsen, es entsteht auch ein mächtiger Gesteinswulst von bis zu 3'000 m Höhe, der Mittelozeanische Rücken. In der Tiefe, dort wo das aufdringende basaltische Magma langsam auskühlt, besteht der Mittelozeanische Rücken aus Gabbro. In geringerer Distanz zum kalten Meerwasser hingegen entsteht durch schnellere Abkühlung Basalt (Abb. 12E). Im direkten Kontakt zum Meerwasser bildet der Basalt kissenförmige Strukturen, sogenannte Pillow-Basalte (Abb. 13).

Die neu gebildete, zu Beginn noch heisse ozeanische Kruste kühlt im Lauf der Zeit aus, wird dabei immer dichter und sinkt langsam in den Mantel hinein. Dieser kühlt ebenfalls aus, wodurch die 1'200°C-Isotherme wieder nach unten sinkt und die ozeanische Lithosphäre gegen den Rand des Ozeans zunehmend dicker wird.

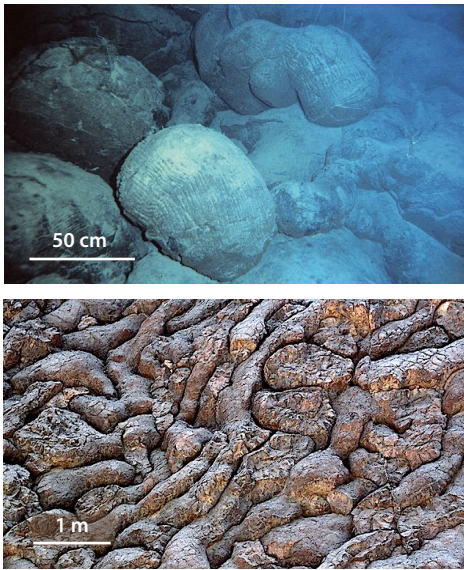
An den Mittelozeanischen Rücken wird jedoch nicht nur neue Kruste gebildet: Meerwasser dringt entlang von Spalten bis in den lithosphärischen Mantel ein und löst im Peridotit eine teilweise Umwandlung von Olivin zu Serpentin aus (Abb. 12 E), der danach einen Teil dieses Wassers in seinem Kristallgitter enthält (ozeanische Metamorphose). Serpentin und der ebenfalls wasserreiche Ton, der in der Tiefsee abgelagert wird, spielen eine wichtige Rolle als „Wasserträger“ an den konvergierenden Plattenrändern (Kap. 7.2, Abb. 15).

Ein Teil des in den Spalten aufgeheizten Meerwassers löst grosse Mengen von Mineralen aus dem Gestein. Wo es zurück an die Oberfläche dringt, entstehen heisse Quellen, sogenannte „Smoker“ (Abb. 14). Deren Umfeld ist trotz grosser Wassertiefe von üppigem Leben besiedelt. Sie könnten deshalb eine zentrale Rolle bei der Entstehung des Lebens auf der Erde gespielt haben.

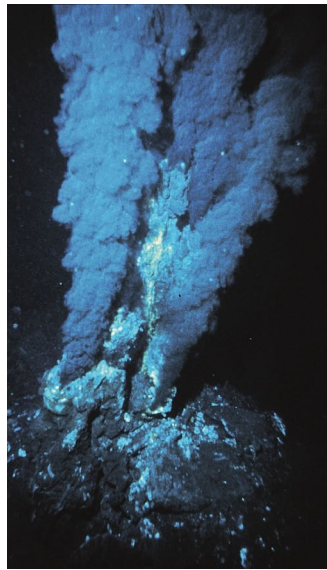
### 7.2 Konvergierende Plattenränder

Pro Jahr werden weltweit ca. 2.75 km<sup>2</sup> ozeanische Lithosphärenoberfläche neu gebildet. Dieselbe Fläche sinkt jedes Jahr in Subduktionszonen auch wieder in den Mantel zurück. Dabei gibt es drei Typen von konvergierenden Plattenrändern: Ozeanische Lithosphäre sinkt unter ein anderes Stück ozeanische Lithosphäre oder sie sinkt unter kontinentale Lithosphäre. Auch kontinentale Lithosphäre selbst kann unter kontinentale Lithosphäre subduziert werden, wenn auch verbunden mit gewaltigen Deformationen der Plattenränder, die wir als Gebirge kennen.





**Abb. 13:** Frisch entstandener Pillow-Basalt im Pazifik (oben) und alter Pillow-Basalt in Oman (unten).



**Abb. 14:** Smoker (links) und Lebensgemeinschaft (rechts) am Mittelozeanischen Rücken in über 3'000 Metern Tiefe.



### 7.2.1 Konvergenz ozeanischer Lithosphäre mit ozeanischer Lithosphäre

Bei der Konvergenz zweier ozeanischer Lithosphärenteile (Abb. 15A) sinkt jener Lithosphärenteil in den Mantel, dessen Kruste älter und somit dichter ist. Die absinkende Kruste enthält Serpentin, darauf befindet sich in der Tiefsee abgelagertes Tongestein. Das in diesen Gesteinen enthaltene Wasser wird in der Tiefe freigesetzt und vermag die Schmelzpunkte der absinkenden Kruste und des benachbarten Mantels soweit zu senken, dass diese bereits in Tiefen ab ca. 100 km teilweise aufschmelzen.

Dabei entsteht basaltische Schmelze, die aufgrund ihrer geringeren Dichte aufsteigt und unterhalb der Kruste ein Magmadepot bildet, von wo aus Magma durch die Kruste hindurch an die Oberfläche gelangt und Vulkane bildet. Diese wachsen mit der Zeit über den Meeresspiegel hinaus und bilden bogenförmige Ketten von Vulkaninseln wie z. B. die Marianeninseln. Vereinzelt wachsen die Vulkane auch zu langen, bogenförmigen Inseln zusammen.

An der Front der oben verbleibenden Platte werden Späne von ozeanischer Kruste und von Sedimenten wie von einem Schneepflug zu einem chaotischen, keilförmigen Haufen angehäuft, dem sogenannten **Akkretionskeil**. Davor, in der Abtauchzone der subduzierten Platte, bildet sich entlang des ganzen Plattenrandes ein **Tiefseegraben** wie z. B. der Marianengraben bei den Marianeninseln (Abb. 3). Die abtauchende, kalte Platte kühlt den Mantel unter der oben bleibenden Platte soweit ab, dass die 1'200°C-Isotherme – die Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre – entlang der abtauchenden Platte mit in die Tiefe gezogen wird.

### 7.2.2 Konvergenz ozeanischer Lithosphäre mit kontinentaler Lithosphäre

Ozeanische Kruste ist dichter als kontinentale Kruste und sinkt deshalb unter diese ab (Abb. 15B). Auch in diesem

Fall schmelzen Teile der subduzierten ozeanischen Kruste und des umliegenden Mantels auf und steigen als basaltisches Magma bis zur kontinentalen Kruste hinauf. Da diese jedoch um ein Mehrfaches dicker ist als die ozeanische Kruste, kann sie vom Magma nicht auf direktem Weg durchdrungen werden. In der Kruste bildet sich eine Vielzahl von Magmenkammern, in welchen das basaltische Magma unterschiedlich stark differenziert (siehe Differentiation nach Bowen, Modul 1, Kap. 4), sich teilweise mit angeschmolzenem Krustengestein vermischt (Modul 2, Abb. 7) und zu Tiefengesteinen verschiedenster Art auskristallisiert. Dabei entstehen auch Granite. Teilweise oder ganz verfestigte Magmenkammern werden auch immer wieder von neuen Magmaschüben durchschlagen, bis sich einzelne Plutone kaum mehr unterscheiden lassen. Nur ein Bruchteil des Magmas findet dabei den Weg an die Oberfläche und bildet Vulkane.

Der Schub der konvergierenden Platten vermag die kontinentale Platte so zu stauchen, dass sich Falten und Überschiebungen bilden, wobei sich die Krustendicke etwa verdoppelt und sich ein Gebirge zu bilden beginnt, in der Fachsprache **Orogen** genannt (Gebirgsbildung: **Orogenese**). Auch hier werden Späne von ozeanischer Kruste und von Sedimenten zu einem Akkretionskeil zusammengeschoben. Dieser kann so mächtig werden, dass er ein vorgelagertes, kleines Gebirge bildet, hinter dem manchmal ein schmales Ozeanbecken entsteht, ein sogenanntes **Forearc Basin**.

### 7.2.3 Konvergenz kontinentaler Lithosphäre mit kontinentaler Lithosphäre

Die Konvergenz zweier kontinentaler Lithosphärenstücke (Abb. 15C) ist immer ein Endstadium der Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter kontinentale Lithosphäre. Sobald kontinentale Lithosphäre der ozeanischen Lithosphäre in die Tiefe folgen muss, verlangsamt sich die Plat-

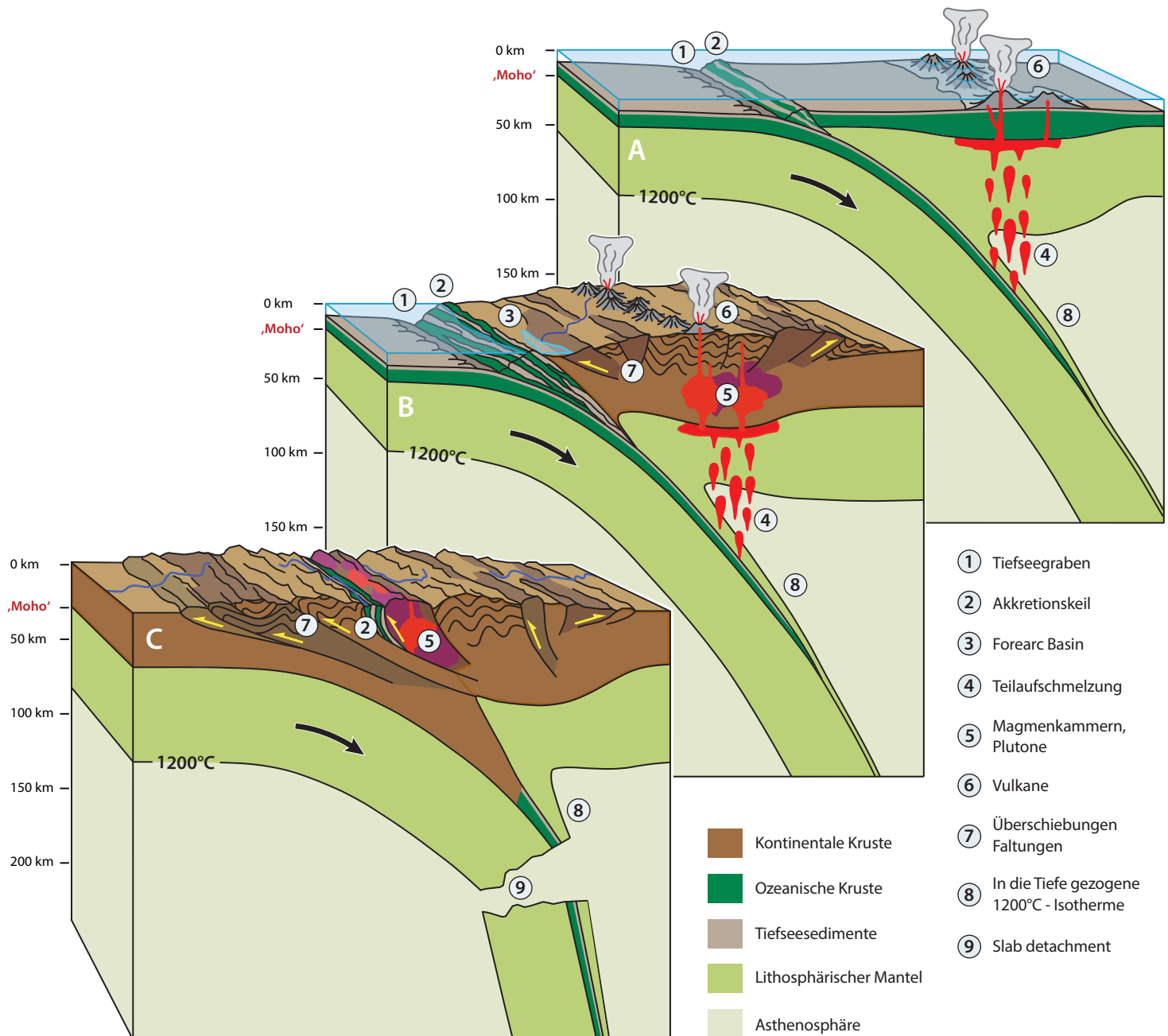


Abb. 15: Modelle der drei Typen von konvergierenden Plattenrändern. A ist ähnlich den Marianen, B den Anden, C gleicht dem Himalaya.

tenbewegung. Einerseits ist kontinentale Kruste weniger dicht als ozeanische Kruste und damit ungeeignet zur Subduktion in den dichteren Mantel und andererseits ist sie viel mächtiger und damit schwieriger zu deformieren als ozeanische Lithosphäre. Deshalb werden sowohl das subduzierte wie auch das oben bleibende Krustenstück in grosse und kleine Späne zerrissen, die verfaltet, über- und unterschoben werden. Dabei wird die Krustendicke mindestens verdoppelt, wovon der grösste Teil in den Erdmantel hineingedrückt wird. Aus jenem einfach aufgebauten Gebirge, das sich zunächst durch die Konvergenz ozeanischer mit kontinentaler Lithosphäre zu bilden begonnen hatte, wird nun ein zunehmend komplexes Gebilde. Nur ein kleiner Teil des Gebirges erhebt sich über den Meeresspiegel. Im Himalaya sind es maximal 9 km, in den Anden 7 km und in den Alpen nicht einmal 5 km.

Im Gegensatz zur ozeanischen Kruste transportiert die subduzierte kontinentale Kruste nicht genügend Wasser in die Tiefe, um eine Aufschmelzung in Gang zu setzen. Es gibt deshalb keinen Vulkanismus mehr. Die Plutone, welche zuvor während der Subduktion der ozeanischen Kruste entstanden waren, werden im Zentrum des Orogens eingequetscht, ebenso der ehemalige Akkretionskeil, der im besten Fall zu einem schmalen Band wird, oft aber über weite Strecken sogar ganz im Gebirgsinneren verschwindet. Seine Position verrät, wo sich ehemals die Grenze zwischen den Platten befand und er verrät auch, dass es dort früher einen Ozean gab. Häufig trennt sich die abtauchende Platte, das sog. „subducted slab“ unterhalb der Subduktionszone ab und versinkt im Mantel, man spricht dann von **Slab detachment** (oder Slab break-off).



Gleichzeitig mit der Entstehung des Gebirges setzt Erosion ein, welche das Gebirge abträgt. Zu Beginn wird das Gebirge schneller gehoben als es wieder aberodiert werden kann, im Endstadium der Plattenkonvergenz halten sich Hebungsrate und Erosionsrate die Waage, wie z. B. heute in den Alpen. Kommt die Plattenbewegung ganz zum Stillstand, nimmt die Erosion überhand, das Gebirge wird eingeebnet. Doch nicht nur das Gebirge auf der Erdoberfläche verschwindet, auch die Krustenverdickung in der Tiefe bildet sich zurück: Die weniger dichte Kruste wird – wie ein Stück Holz, das unter Wasser gedrückt und danach losgelassen wird – vom dichteren Mantel nach und nach in die Höhe gehoben (Prinzip der Isostasie, siehe Modul 5, Kap. 5.1 und 5.2), sodass die Erosion immer tiefere Stockwerke des Gebirges abträgt, bis die Kruste wieder ihre normale Dicke von ca. 30 km erreicht hat.

#### 7.2.4 Slab Rollback, Trench Suction and Backarc Basin

Der Abtauchwinkel ozeanischer Lithosphäre hängt vom Alter der Kruste ab. Je älter diese ist, desto kälter und dichter ist sie, desto steiler taucht sie auch in den Mantel ab. Zusätzlich findet in der ozeanischen Kruste beim Abtauchen eine Metamorphose unter hohem Druck statt, wobei aus Basalt und Gabbro das sehr viel dichtere Gestein Eklogit entsteht. Diese Umwandlung führt dazu, dass die Kruste dichter wird und in immer steilerem Winkel abtaucht. Das abtauchende „Slab“ biegt sich zurück, wofür der englische Begriff **Slab Rollback** eingeführt wurde.

Hinter vielen vulkanischen Inselbögen bilden sich neue Meeresbecken, sogenannte **Backarc Basins**. Deren Entstehung wird dadurch erklärt, dass der Slab Rollback am Tiefseegraben einen Zug auf den Inselbogen ausübt, der als **Trench Suction** bezeichnet wird. Dadurch bewegt sich der Inselbogen in Richtung der subduzierten Lithosphärenplatte, die oben bleibende Platte wird gedehnt und dünnt aus. Druckentlastung führt schliesslich zu einer Teilaufschmelzung der Asthenosphäre und zur Entstehung neuer ozeanischer Kruste im Backarc Basin. Backarc Basins entstehen sowohl in ozeanischer Lithosphäre (Abb. 16) wie auch in kontinentaler Lithosphäre. Etliche Meeresbecken zwischen ostasiatischen Inseln verdanken ihre Existenz solchen Prozessen. Auf diese Weise löste sich z. B. Japan vom kontinentalen Festland ab (Abb. 17).

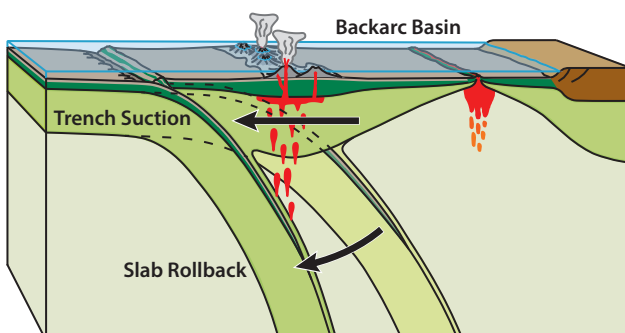


Abb. 16: Slab Rollback und Bildung eines Backarc Basins mit einem neuen Mittelozeanischen Rücken.

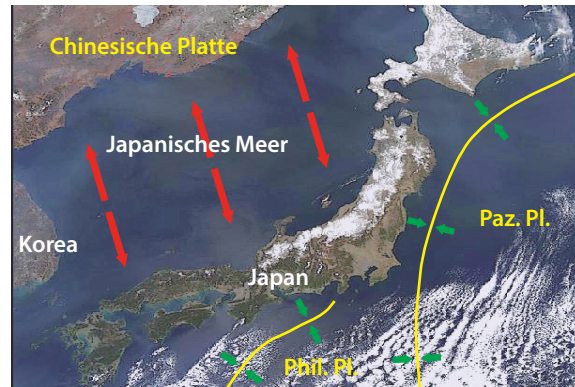


Abb. 17: Das Japanische Meer ist ein Backarc Basin, das durch die Ablösung Japans vom Festland entsteht. Japan besteht sowohl aus jungen Gebirgen (siehe Abb. 6) wie auch aus Vulkanen, welche durch die Subduktion der Pazifischen (Pz. Pl.) und der Philippinischen Platte (Phil. Pl.) unter die Chinesische Platte entstehen.

#### 7.3 Transformstörungen

Wenn sich Platten in allen Richtungen voneinander weg und aufeinander zu bewegen, müssen sie an einigen Stellen auch aneinander vorbeigleiten können (Abb. 3). In der kontinentalen Lithosphäre ist dies insbesondere an der Westseite der Nordamerikanischen Platte zu beobachten, wo sich auch die berühmte, immer wieder starke Erdbeben verursachende San Andreas - Verwerfung befindet (Abb. 18A), sowie entlang der Anatolischen, Indischen und Arabischen Platte. Bedingt durch die Kugelgestalt der Erde sind auch die Mittelozeanischen Rücken von unzähligen Transformstörungen durchzogen (Abb. 18B).

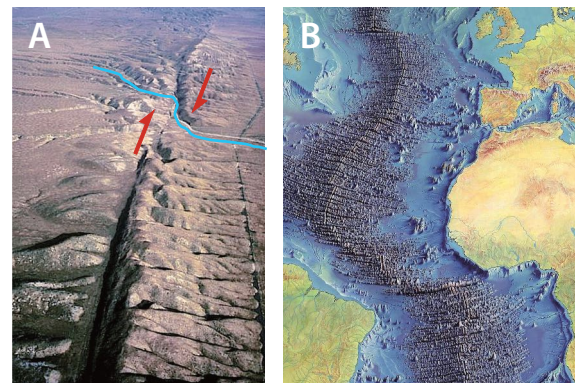


Abb. 18A: San Andreas - Verwerfung, man beachte den blau hervorgehobenen Bach, der zu einer Richtungsänderung gezwungen wird. Abb. 18B: Transformstörungen quer zum Mittelozeanischen Rücken.

### 8 Hot-Spot Vulkanismus

Nicht alle Mantle Plumes, die aus der Tiefe des Erdmantels aufsteigen, führen gleich zum Auseinanderbrechen ganzer Lithosphärenplatten wie in Kap. 7.1. Manche Mantle Plumes lösen lediglich einen lokalen Aufstieg von basaltischen Magmen aus, die ozeanische und kontinentale Kruste durchbrechen und einzelne Vulkane oder vulkanische Areale bilden. Viele dieser sogenannten Hot Spot - Vulkane bauen weit abgelegene Inseln auf. (Abb. 19).



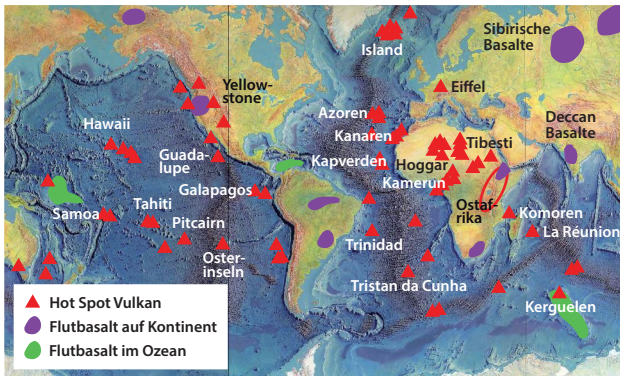


Abb. 19: Aktive und inaktive Hot-Spot Vulkane sowie einige grosse Flutbasalte. Die Situation in Ostafrika ist speziell, zumal sich unter der dortigen Lithosphäre vermutlich ein grosser Mantle Plume befindet, der sowohl die aktuelle Divergenz der Platten wie auch die Entstehung von Einzelvulkanen auslöst.

### 8.1 Hot Spot - Vulkane als Richtungs- und Geschwindigkeitsanzeiger

Mantle Plumes sind stationär und ändern ihre Lage kaum. Sind sie über lange Zeit aktiv, können sie dazu beitragen, Bewegungsgeschwindigkeit und -richtung von Lithosphärenplatten zu bestimmen. Ein schönes Beispiel dafür sind die Hawaii-Inseln. Der dortige Mantle Plume ist seit über 60 Millionen Jahren aktiv. In dieser Zeit bewegte sich die Pazifische Platte 5'800 km über ihn hinweg. Führt der Plume dem oberen Mantel besonders viel Wärme zu, vermag

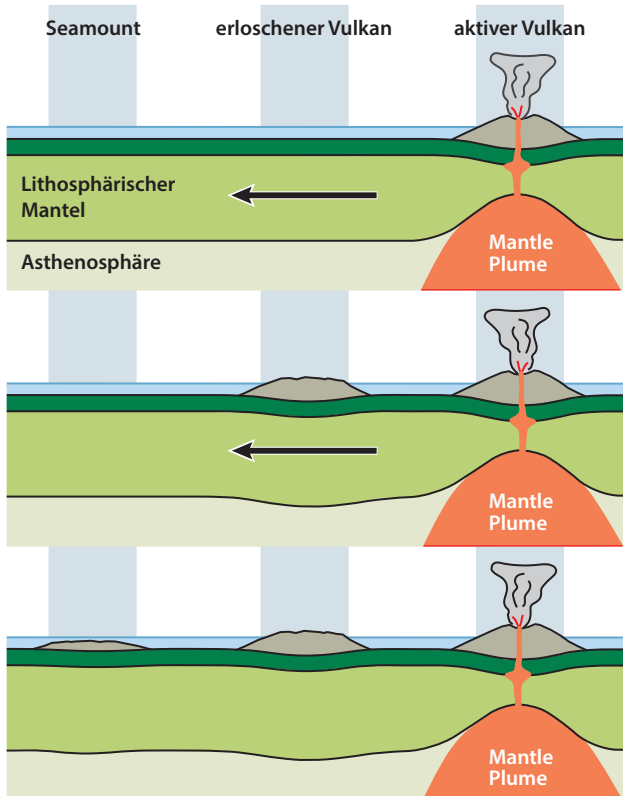


Abb. 20: Prinzip der Entstehung einer Kette von Hot Spot Vulkanen durch die Bewegung einer Lithosphärenplatte über einen stationären Mantle Plume hinweg. Durch das Gewicht der Vulkane wird die ozeanische Lithosphäre in den Mantel hinein gedrückt.

Magma die Kruste zu durchbrechen und einen Vulkan zu bilden. Solche Vulkane sind einige hunderttausend Jahre aktiv. Bewegt sich eine Lithosphärenplatte über den Plume hinweg, entstehen einer Kette gleich immer neue Vulkane, währenddem die Erlöschenen durch Erosion an Höhe verlieren, bis sie schliesslich unter dem Meeresspiegel verschwinden und zu Seamounts werden (Abb. 20).

Die Lage der Vulkankette zeigt die Richtung an, in welcher die Platte über den Mantle Plume driftet. Kennt man Abstand und Alter der Vulkane, kann auch die Driftgeschwindigkeit bestimmt werden (Abb. 21).

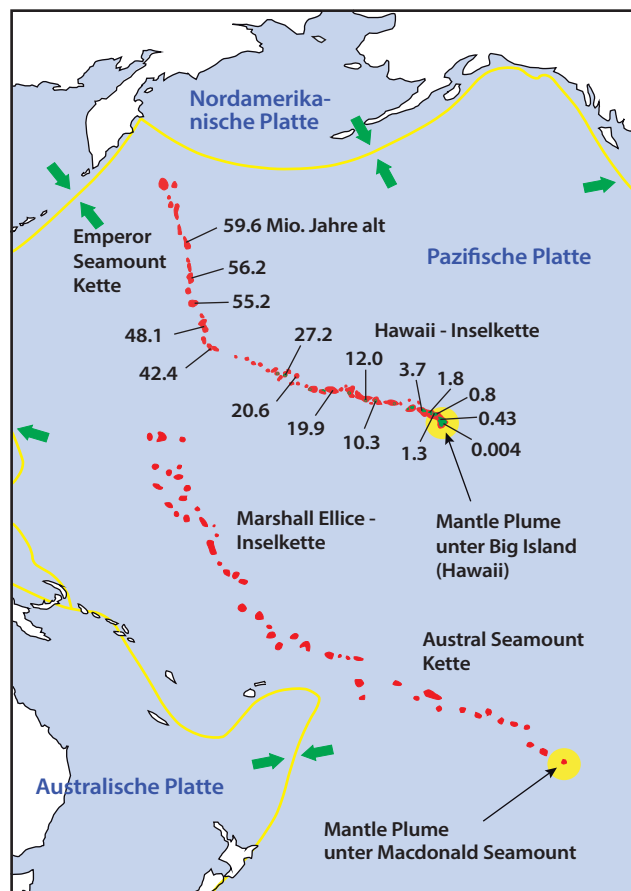


Abb. 21: Die 3'200 km lange Hawaii-Inselkette und deren Fortsetzung, die 2'600 km lange Emperor Seamount-Kette, sind durch die Bewegung der Pazifischen Platte über einem Mantle Plume entstanden, der seit über 60 Millionen Jahren aktiv ist. Der Knick in der Kette zeigt, dass sich die Richtung der Plattenbewegung zwischen 48.1 und 42.4 Millionen Jahren um ca. 45° von WNW nach NNW änderte. Die Driftgeschwindigkeit hat sich nach der Richtungsänderung nur wenig verändert: in den rund 17 Millionen Jahren zwischen der Entstehung von 59.6 und 42.4 Millionen Jahre alten Vulkanen legte die Platte rund 2'000 km zurück, während sie in den rund 17 Millionen Jahren zwischen der Entstehung von 20.6 und 3,7 Millionen Jahre alten Vulkanen ca. 2'200 km zurück legte, das sind 13 bis 14 cm pro Jahr (vgl. mit Abb. 7). Die Emperor Seamounts werden allmählich unter die Nordamerikanische Platte subduziert.

Dieselbe Plattenbewegung zeigt auch die Lage der Marshall Ellice Inselkette und der Austral Seamount Kette. Der dortige Mantle Plume dürfte allerdings seit langem an Wirksamkeit eingebüsst haben, zumal kaum mehr Vulkane die Meeresoberfläche durchstossen. Auch der heute aktive Macdonald Seamount ist nur etwa halb so hoch wie die Hawaii-Vulkane, seine Spitze befindet sich im Schnitt etwa 40 m unter der Wasseroberfläche.

Auch Island verdankt seine Existenz einem Mantle Plume. Dieser liegt direkt unter dem Mittelatlantischen Rücken und verstärkt dessen Wirkung, sodass eine Insel entstehen konnte, die rund zehn mal grösser ist als Big Island, die jüngste der Hawaii-Inseln.

## 8.2 Hot Spot Vulkanismus als Auslöser globaler Massensterben?

Im Lauf der Erdgeschichte wurde sowohl die ozeanische wie auch die kontinentale Kruste an verschiedenen Stellen innert geologisch kurzen Zeiträumen von knapp einer Million Jahre von riesigen Mengen an Basalt überflutet (Abb. 19). Diese Flutbasalte erreichten teilweise Volumen von bis zu einer Million Kubikkilometern. Beispiele sind die Dekkan Basalte in Indien, die Sibirischen Basalte oder das Keguelen-Plateau im südlichen Indischen Ozean. Einige dieser Flutbasalte fallen mit grossen globalen Massenaussterben zusammen. So passt z. B. das Alter der Dekkan Basalte zum grossen Massenaussterben um 65 Mio. Jahre vor heute oder das Alter der Sibirischen Basalte zum grossen Massenaussterben vor 252 Mio. Jahren. Es ist deshalb eine Diskussion im Gange, inwiefern die Auswirkungen der dabei ausgestossenen Gase das globale Klima beeinflussten und für globale Massenaussterben in der Vergangenheit verantwortlich sein könnten.

## 9 Von Rodinia über Pangaea zu Novopangaea?

1970 erkannte der Kanadier Tuzo Wilson die Konsequenzen der Plattentektonik für die Entwicklung der Erdoberfläche. Er postulierte, die Geschichte der Lithosphäre sei eine Geschichte andauernder Veränderung seit Urzeiten. Dabei fügen sich die Kontinente zyklisch im Lauf von 300 bis 500 Mio. Jahren immer wieder zu Superkontinenten zusammen, die danach zerfallen, wobei neue Kontinente entstehen, die sich erneut zu einem Superkontinent zusammenfügen und wieder zerfallen und so fort. Damals mag dies eine kühne Vorstellung gewesen sein, heute geht die Wissenschaft davon aus, dass mindestens zwei, möglicherweise sogar drei solcher Zyklen – zu Ehren Wilsons **Wilson - Zyklen** genannt – tatsächlich nachweisbar sind.

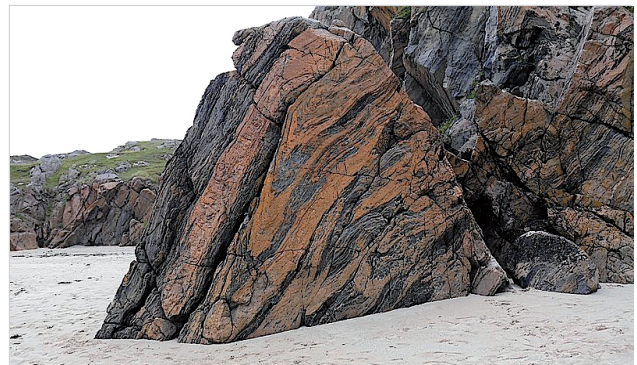
### 9.1 Der Werkzeugkasten

Wie können die Bewegungen der Platten rekonstruiert werden? Für die jüngere Erdgeschichte bis ca. 180 Mio. Jahre vor heute stehen mehrere Möglichkeiten zur Verfügung:

- Die Lage von Tiefseegräben und / oder von jungen Gebirgen bzw. Ketten aktiver Vulkane (Abb. 3, 6) zeigt, wo sich Subduktionszonen befinden und um welche Art von Plattenkollision es sich handelt.
- Paläomagnetismus ermöglicht die Bestimmung der scheinbaren Polwanderung für jeden Kontinent (Kap. 6.4), woraus dessen Weg im Lauf der Kontinentaldrift errechnet werden kann.

Ozeanböden sind mit einer Ausnahme im östlichen Mittelmeer maximal 180 Mio. Jahre alt, die Geschichte von älteren Ozeanen lässt sich auf diesem Weg also nicht rekonstruieren. Welche Möglichkeiten bleiben dennoch übrig zur Rekonstruktion älterer Plattenbewegungen?

- Paläomagnetismus funktioniert auch in sehr alten Gesteinen. Da davon allerdings oft nicht mehr viel vorhanden ist, sind die scheinbaren Polwanderungen lückenhaft oder sogar widersprüchlich.
- Gebirge können anhand metamorpher und deformierter Gesteine selbst dann noch als solche erkannt werden, wenn sie sehr alt und weitgehend abgerodet sind (Abb. 22).
- Sind Überreste von Akkretionskeilen innerhalb kontinentaler Kruste erhalten, enthalten diese Relikte ehemaliger ozeanischer Kruste in Form von Gabbros,



**Abb. 22:** Der metamorphe und verfaltete „Lewisian Gneiss“ an der Westküste Schottlands (Achmelvich Bay) ist zwischen 3'000 und 1'700 Mio. Jahre alt und ist somit Zeuge einer sehr alten Gebirgsbildungsphase. Er wurde später auch in die Kaledonische Gebirgsbildung mit einbezogen (Abb. 24).



**Abb. 23:** Überreste ozeanischer Kruste (hellgrün) auf dem Balkan, in Griechenland, der Türkei und Iran. Deren Verteilung lässt darauf schliessen, dass sich hier verschiedene Ozeanbecken befunden haben müssen, die durch Subduktion geschlossen wurden.

Peridotiten und Serpentiniten (Abb. 23), teilweise sind sogar noch Pillow-Basalte erhalten (Abb. 13). Diese Gesteine helfen, die Existenz ehemaliger Ozeane zu erkennen. Über deren Grösse und Lage sind jedoch kaum verlässliche Aussagen möglich.

## 9.2 Beispiel: Europa in 4 Schritten

Europa ist ein gutes Beispiel, um plattentektonische Ereignisse anhand von gut erkennbaren Gebirgsbildungsphasen (Orogenesen) zu rekonstruieren. In Europa gibt es Gesteine, die aus mindestens vier unterschiedlichen Orogenesen von ca. 1'200 Mio. Jahren bis 40 Mio. Jahren vor heute stammen. Diese Gebirge entstanden, als das heutige Europa in vier Phasen aus Teilen unterschiedlicher Kontinente zusammengebaut wurde (Abb. 24), die ihrerseits teilweise noch ältere Orogenesen hinter sich hatten.

Die Grenzen zwischen diesen ehemaligen Kontinenten werden Suturen (= Naht) genannt, sie verlaufen entlang der ehemaligen Subduktionszonen. Diese zeigen sich an der Oberfläche oft durch markante Veränderungen im Gestein, dabei grenzen z. B. hochmetamorphe Gesteine direkt an unmetamorphe Gesteine. Sie können als tiefgreifende Überschiebungen auch mittels seismischer Wellen nachgewiesen werden (Modul 3, Kap. 6.3).

Häufig werden Teile älterer Gebirge in eine oder mehrere jüngere Orogenesen mit einbezogen. Es ist deshalb oft schwierig, verschiedene Phasen klar zu unterscheiden. Die Rekonstruktion von Plattenbewegungen, die älter sind als etwa 200 Mio. Jahre, ist aus diesem Grund zunehmend mit Unsicherheiten behaftet, je weiter man zurück zu blicken versucht.

**1. Schritt:** Die älteste Gebirgsbildungsphase, die am Nordrand Europas Spuren hinterlassen hat, ist die etwa 1'200 bis 900 Mio. Jahre alte **Grenville-Orogenese**. Sie zeugt von der Entstehung des **Superkontinents Rodinia**. Damals existierte von Europa nur der Kontinent Baltica mit dem späteren Skandinavien (Abb. 24).

**2. Schritt:** Zwischen ca. 450 und 420 Mio. Jahren vor heute drifteten drei Kontinente zum grossen „Nordkontinent“ Laurasia zusammen. Dabei wurde das Gebiet des späteren Europas gegen Süden um Teile Englands, Norddeutschlands und Polens erweitert. Dies ist durch die **Kaledonische Orogenese** belegt, deren Überreste heute noch in den Gebirgen Schottlands und Skandinaviens existieren.

**3. Schritt:** Zwischen ca. 380 und 300 Mio. Jahren vor heute dockten kleine Kontinente an den damaligen Südrand Europas an, der in der Region des heutigen Norddeutschlands lag. Dadurch wuchs Europa weiter gegen Süden um grosse Teile

des heutigen Spaniens, Frankreichs, Deutschlands und Osteuropas. Dies ist durch die **Variskische Orogenese** belegt, deren mittlerweile weitgehend aberosierte Rumpfgebirge heute noch in weiten Teilen Europas zu finden sind (z. B. Harz, Schwazwald, Vogesen). Am Ende dieser Entwicklung stand auch der Zusammenschluss aller Kontinente zum **Superkontinent Pangaea**.

**4. Schritt:** Ab ca. 120 Mio. Jahren vor heute drifteten mehrere kleine Platten, die sich zwischen Afrika und Europa gebildet hatten, nordwärts in Richtung Europa. Dabei entstand die **Alpidische Orogenese**, die eine Vielzahl von Gebirgen umfasst wie z. B. Alpen, Dinariden, Apennin, Karpaten oder Taurus. Europa wuchs dadurch um das heutige Italien, den Balkan, Griechenland und die Türkei.

Die Alpidische Orogenese erfasste auch einige Beriche des Variskischen Gebirges, sodass Teile davon in den Alpen mit eingebaut sind. Der Entstehung der Alpen ist Modul 5 gewidmet, weshalb sie in Abb. 24 weggelassen wird.

## 9.3 Von Pangaea bis heute und in die Zukunft

Die jüngsten ca. 200 Mio. Jahre Kontinentaldrift sind dominiert vom Auseinanderbrechen des Superkontinents Pangaea (Abb. 25) bei gleichzeitiger Kollision Afrikas und Indiens mit Eurasien, wobei eine gigantische, zusammenhängende Gebirgskette entsteht, die sich vom Atlasgebirge im heutigen Nordafrika durch Europa und Asien bis zum Himalaya und weiter zu den Südostasiatischen Inseln erstreckt: die Alpidische Gebirgskette (Abb. 6). Auch auf der Westseite Amerikas entsteht an den Plattengrenzen ein mächtiger Gebirgszug, der von Alaska im Norden bis zur Südspitze Südamerikas reicht.

Interessant ist auch ein Blick in die Zukunft: wie könnten sich die Bewegungen der Platten weiter entwickeln und wie könnte der nächste Superkontinent aussehen (Abb. 26)? Es könnte allerdings sein, dass die Erde schon in etwa 500 Mio. Jahren soweit abgekühlt ist, dass die spröde Lithosphäre immer dicker wird, weil sich die fließfähige Asthenosphäre zunehmend verfestigt. Dann würden die Plattenbewegungen zum Erliegen kommen.

## 10 Wachsende Kontinente, schrumpfende Ozeane und Kreisläufe

Die ältesten bisher datierten Gesteine in kontinentaler Kruste sind rund 4 Milliarden Jahre alt. Die ozeanische Kruste hingegen erreicht mit Ausnahme eines kleinen Bereichs im östlichen Mittelmeer nirgends ein Alter über 180 Mio. Jahre (Abb. 11). Wie ist dieser Altersunterschied zu erklären und was hat er mit Materiekreisläufen zu tun?

Kontinentale Kruste ist weniger dicht als der Erdmantel und kann deshalb im Gegensatz zu ozeanischer Kruste



6 Tektonische Karte Europas, heutiger Zustand nach der Öffnung des Atlantiks und nach der Alpen Orogenese

Laurentia (Nordamerika, Grönland), Afrika und Baltica (Skandinavien und Teile Osteuropas) sind sehr alte Kontinente, deren Kerne teils über 3'000 Mio. Jahre alt sind und die Überreste sehr alter Gebirgsbildungen (Orogenesen) enthalten. Europa hingegen, so wie wir es heute kennen, entstand erst in geologisch jüngerer Zeit. Als älteste Gebirgsbildung hat die Grenville - Orogenese (1'200 - 900 Mio. J.) in Europa Spuren hinterlassen, die heute noch in Nordschottland und Skandinavien vorhanden sind. Zwischen 450 und 420 Mio. Jahre vor heute, während der Kaledonischen Orogenese, wuchs Europa um den Kleinkontinent Avalonia, der Teile Englands, Norddeutschlands und Osteuropas enthielt. Zwischen 380 und 300 Mio. Jahre vor heute anlässlich der Variszischen Orogenese vergrösserte sich Europa um weitere Kleinkontinente (Armorica), wobei grosse Teile Spaniens, Frankreichs, Deutschlands und Osteuropas dazu kamen. Den letzten Zuwachs erhielt Europa ab ca. 120 Mio. Jahren vor heute, als sich zusätzliche Kleinkontinente von Süden her anschlossen und das Alpidische Orogen entstand, das Gebirge wie Alpen, Dinariden, Apennin, Karpaten oder Taurus, aber auch das Atlasgebirge in Nordafrika umfasst. Dadurch erhielt Südeuropa seine heutige Form.

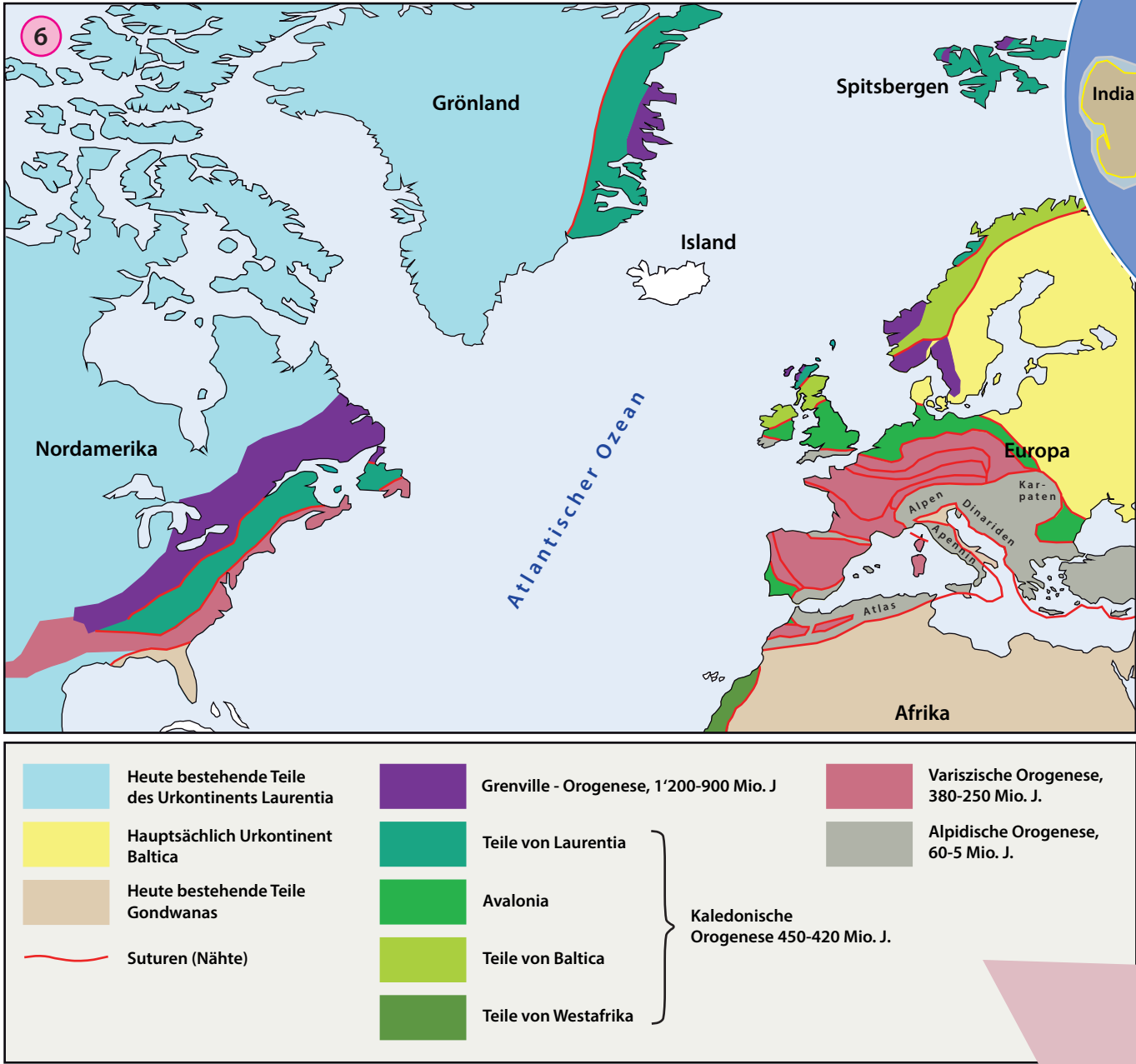


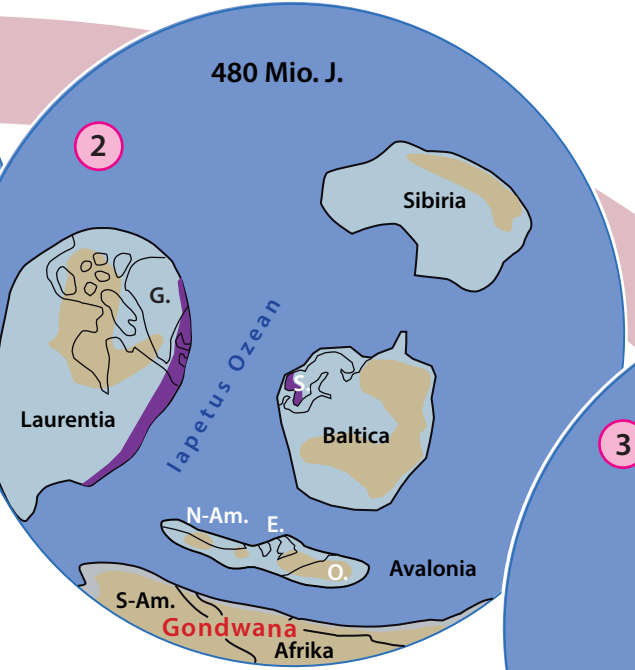
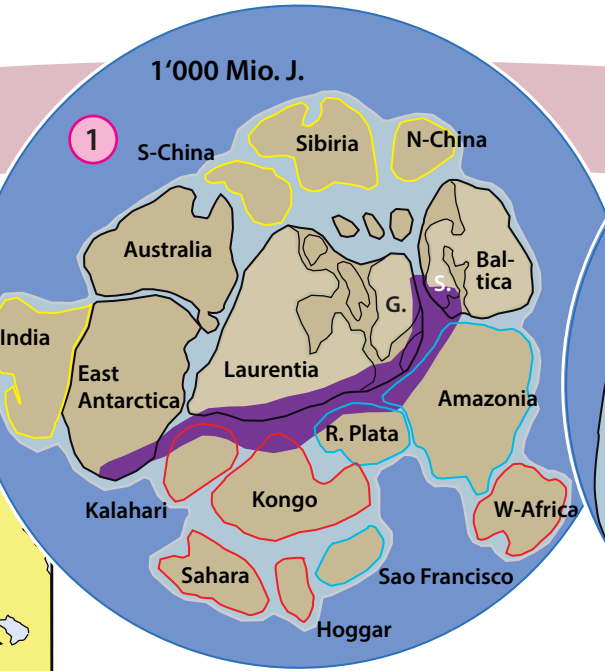
Abb. 24: Entstehung Europas über einen langen Zeitraum durch Kollisionen mehrerer Kontinente und die dadurch ausgelösten Orogenesen. Kontinente und Ozeane, die heute in dieser Form nicht mehr existieren, erhielten ihre Namen meist von jenen Wissenschaftlern, die ihre Existenz als erste postulierten.

Zu Form und Anordnung der Kontinente im Superkontinent Rodinia gibt es unterschiedliche Ansichten, ebenso wie zu dessen Lage auf dem Globus. Je jünger die Konstellationen von Kontinenten sind, desto genauer können ihre Formen und Lagen bestimmt werden. Das Vorhandensein von Meeresedimenten erlaubt es auch, abzuschätzen, welche Teile eines Kontinentes zu bestimmten Zeiten unter Wasser lagen und welche über Wasser der Erosion ausgesetzt waren.

Die Entstehung der Alpen ist nicht explizit dargestellt, da ihr Modul 5 gewidmet ist.

1 Superkontinent Rodinia, Grenville-Orogenese, ca. 1'000 Mio. Jahre vor heute

Rodinia ist der älteste Superkontinent, dessen Existenz weitgehend belegt ist. Die gelb umrandeten Urkontinente werden später Teile Asiens, die rot umrandeten formieren sich zu Afrika und die blau umrandeten zu Südamerika. Nordamerika (Laurentia) mit Grönland (G.), Australien und ein grosser Teil der Antarktis sind bereits vorhanden und werden sich nur noch geringfügig verändern, von Europa hingegen existiert erst dessen nördlichster Teil Baltica mit Skandinavien (S.). Bei der Vereinigung der Kontinente zu Rodinia entstanden mehrere Gebirge, unter anderem das Grenville Orogen (violett).

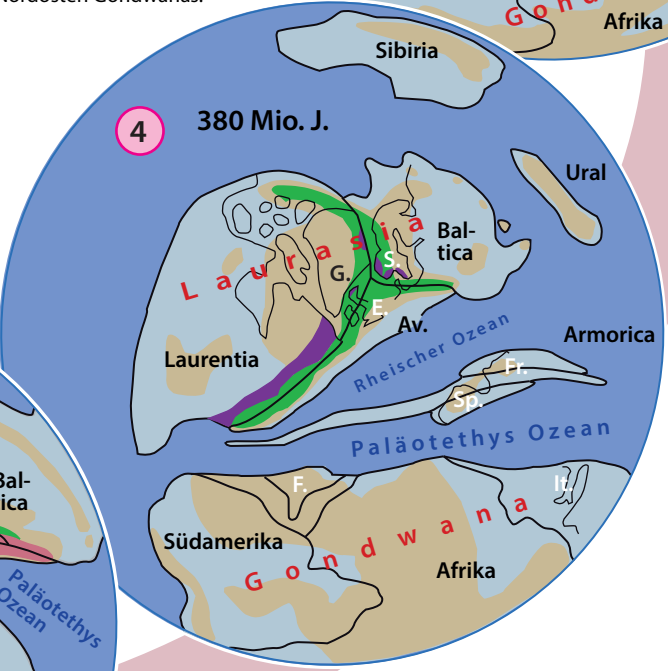


2 Auseinanderbrechen von Rodinia, ab ca. 800 Mio. J.

Nach dem Auseinanderbrechen von Rodinia entfernen sich die Kontinente voneinander. Die südlichen Kontinente beginnen sich aber schon kurz danach, etwa zwischen 750 und 550 Mio. J. zum **Grosskontinent Gondwana** zusammenzufügen. Die nördlichen Kontinente bleiben länger isoliert. Um ca. 550 Mio. J. hat sich zwischen Laurentia und Baltica ein Ozeanbecken gebildet, der **Iapetus Ozean**, dessen Breite nicht bekannt ist. Zusätzlich hat sich ein schmales Stück von Gondwana gelöst, der Kleinkontinent **Avalonia**, der nordwärts driftet. Darauf befindet sich ein schmaler Streifen von Nordamerika (N-Am.), das südliche England (E.) und Irland, sowie Teile des späteren Osteuropas (O.).

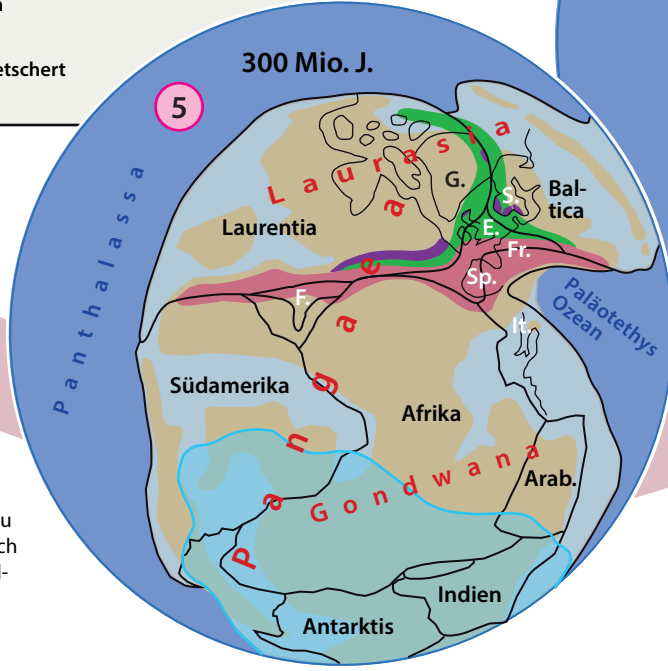
3 Zusammendriften der nördlichen Kontinente, ab ca. 450 Mio. J., Kaledonische Orogenese

Ab ca. 450 Mio. J. bewegen sich auch die Kontinente Laurentia, Baltica und Avalonia aufeinander zu und vereinen sich bis etwa 420 zum **Grosskontinent Laurasia**. Dabei entsteht das Kaledonische Orogen (grün). Das Grenville-Orogen (violett) ist bereits wieder weitgehend aberdiert oder wurde ins Kaledonische Orogen eingebaut. Zwischen Gondwana und Laurasia liegt nun der Rheische Ozean. Das Gebiet des späteren Zentral-, Süd- und Westeuropas (Eur.) befindet sich im Nordosten Gondwanas.



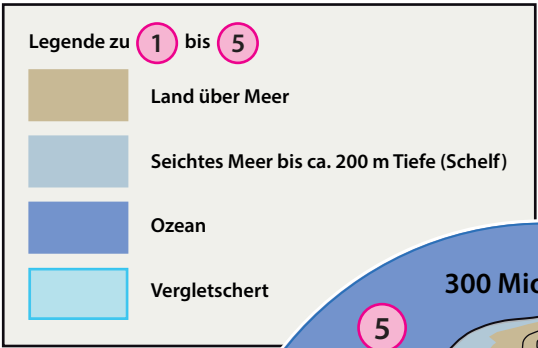
4 Öffnung des Paläothetys Ozeans

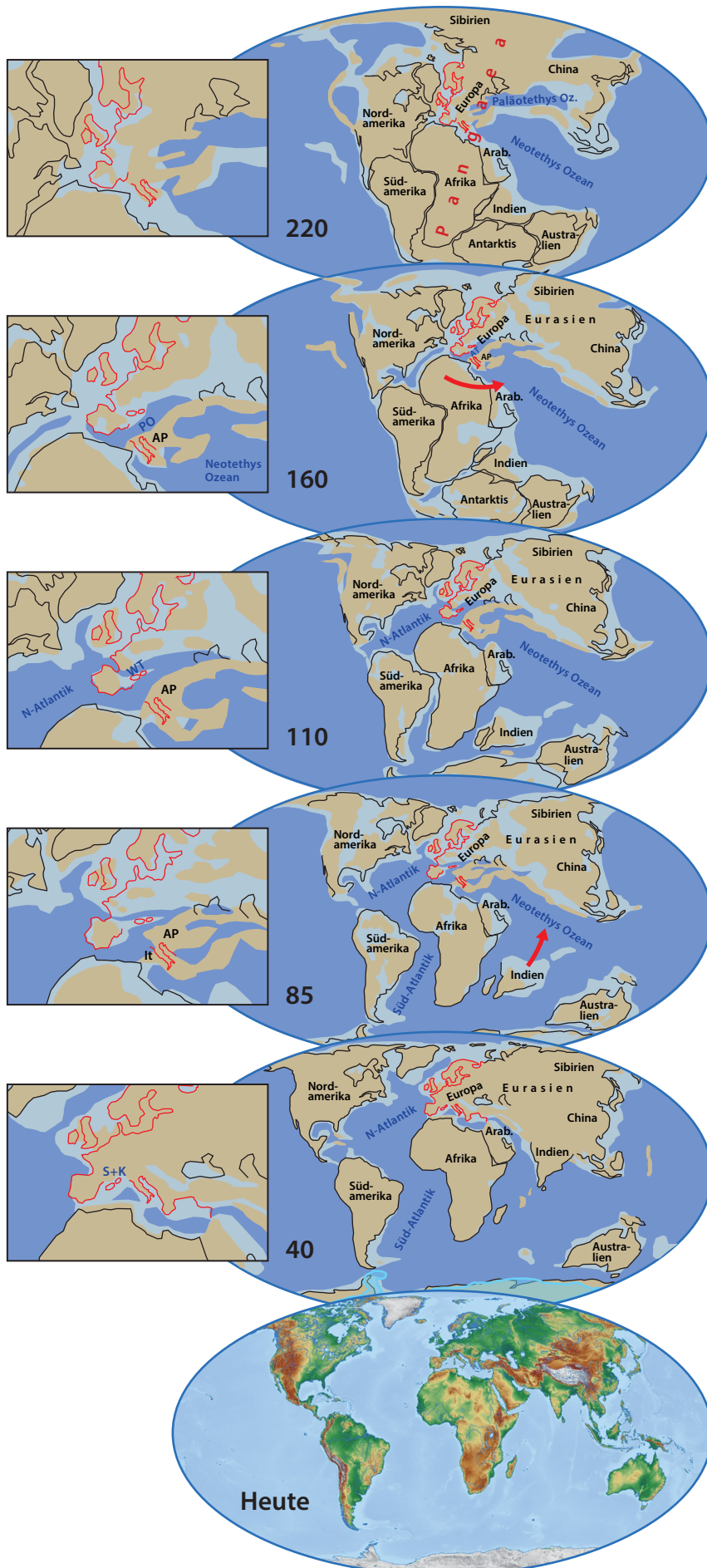
Ab ca. 400 Mio. J. lösen sich einer oder mehrere schmale Streifen (die u. a. **Armorica** genannt werden) von Gondwana ab und driften nordwärts, südlich davon öffnet sich der **Paläothetys Ozean**, währenddem sich der Rheische Ozean zu schliessen beginnt. Auf diesen Streifen befinden sich Teile des zukünftigen Spaniens (Sp.) und Frankreichs (Fr.). Das Gebiet des späteren Italiens (It.), des adriatischen Meeres und des Balkans verbleibt immer noch am Nordostrand Gondwanas.



5 Schliessen des Rheischen Ozeans

Ab ca. 340 Mio. J. stösst Armorica auf Laurasia, dabei entsteht das Variszische Orogen (rot). Dadurch werden wesentliche Teile Mitteleuropas an das bisher nur aus Baltica und dem schmalen Avalonia bestehende Europa hinzugefügt. Gleichzeitig driftet auch Gondwana nordwärts und trifft auf den westlichen Teil Laurasias, wodurch das Variszische Orogen eine westliche Fortsetzung erhält, sodass es sich nun quer durch den neu entstandenen Superkontinent Pangaea (griech: alle Erde) zieht. Dabei wird auch Florida (F.) an Laurentia angefügt. Das Kaledonische Orogen (grün) ist zu dieser Zeit vermutlich bereits wieder weitgehend aberdiert. Der Paläothetys Ozean ist jetzt nur noch eine Bucht im alles umfassenden Ozean Panthalassa (griech: alles Wasser). Um 300 Mio. J. ist die Südhalbe Pangaeas vergletschert.



**220 Mio. Jahre vor heute:**

Der Superkontinent Pangaea, der seit ca. 300 Mio. Jahren vor heute existiert, beginnt sich zu verändern. Der Paläothetys Ozean, einst die dominierende Meeresbucht auf der Ostseite von Pangaea (siehe Abb. 24) ist durch das nordwärts Driften eines schmalen Landstreifens zu einem Randmeer geworden, südlich davon hat sich ein neues Meer, der Neothetys Ozean (neo = neu) geöffnet.

**160 Mio. Jahre vor heute:**

Der Nordatlantik hat begonnen, sich zu öffnen. Dabei rotiert Afrika im Gegenuhrzeigersinn, sodass sich der Neothetys Ozean langsam einzuengen beginnt.

Zwischen Europa und Afrika öffnen sich mehrere kleine Ozeanbecken, darunter der Piemont Ozean (PO), der einen Zugang zum Atlantik hat und später das Hauptentstehungsgebiet der Alpen sein wird. Das spätere Italien befindet sich weit südlich von Europa auf der Adriatischen Platte (AP).

**110 Mio. Jahre vor heute:**

Der Nordatlantik öffnet sich weiter, auch der Südatlantik hat schon begonnen, sich zu öffnen. Die Rotation Afrikas hält weiterhin an, sodass sich der Neothetys Ozean auch weiterhin schließt. Indien und Madagaskar entfernen sich von der Ostseite Afrikas, auch die Antarktis und Australien driften auseinander.

Spanien, Sardinien und Korsika entfernen sich vom europäischen Festland. Nördlich davon, da wo sich heute die Pyrenäen befinden, öffnet sich ein schmaler Meeresarm, der Walliser Trog (WT).

**85 Mio. Jahre vor heute:**

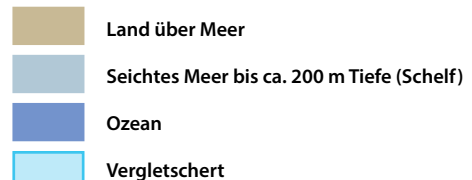
Nordatlantik und Südatlantik öffnen sich weiter und Afrika entfernt sich nordwärts von der Antarktis. Indien trennt sich von Madagaskar und begibt sich auf seine lange Reise nordwärts in Richtung China.

Die Nordwärts- und Rotationsbewegung Afrikas beginnt nun auch den Piemont Ozean einzuengen, währenddem der Walliser Trog eher noch an Breite zunimmt. Das spätere Italien (It) befindet sich noch immer weit südlich von Europa.

**40 Mio. Jahre vor heute:**

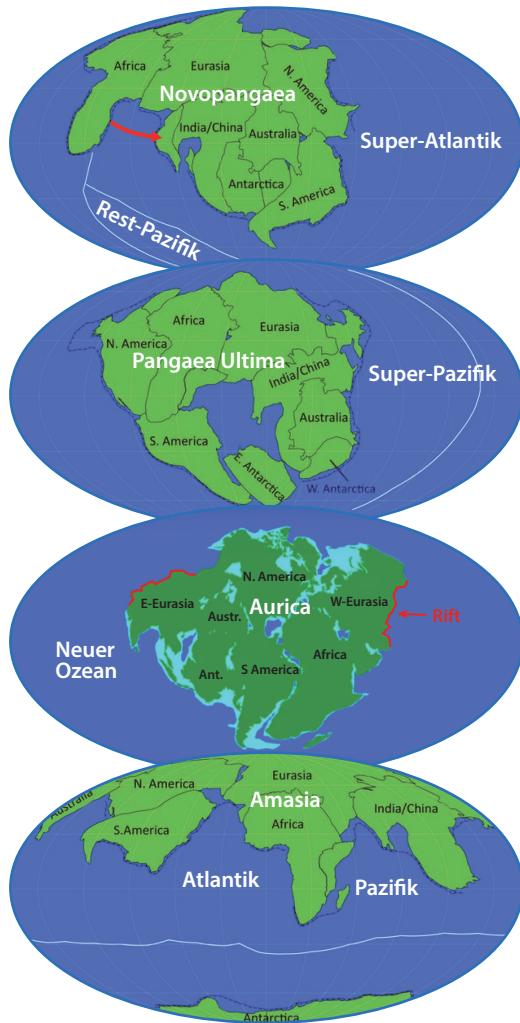
Nord- und Südatlantik öffnen sich noch immer. Der Neothetys Ozean hat sich zwischen Indien und China komplett geschlossen, dort beginnt nun die Entstehung des Himalaya-Gebirges. Die Gegend des Südpols ist vereist.

Auch Piemont Ozean und Walliser Trog sind mittlerweile geschlossen und die Entstehung von Alpen, Dinariden, Karpaten, Pyrenäen, Atlasgebirge etc. ist in vollem Gang (vgl. Modul 5). Das östliche Mittelmeer ist ein Rest der Neothetys, das westliche Mittelmeer hingegen ist ein neues Meeresbecken, das sich öffnet. Auch zwischen der südfranzösischen Küste und Sardinien/Korsika (S+K) wird sich noch ein Meeresbecken öffnen, wobei diese beiden Inseln in ihre heutige Nord - Süd Lage rotiert werden.



**Abb. 25:** Zerfall von Pangaea, Öffnen des Atlantik und Schließen des Neothetys Ozeans durch nordwärts Driften der Afrikanischen und Indischen Platten. Erst dadurch erhalten die südlichen Gebiete Europas und Asiens ihr heutiges Aussehen. Die Umrisse der heutigen Landmassen sind als schwarze und für Europa als rote Linien dargestellt.



**Novopangaea:**

Geht man davon aus, dass sich die Platten auch in der Zukunft so bewegen werden wie heute und dass sich der Atlantik weiterhin öffnet, währenddem sich der Pazifik schliesst, würden sich die Kontinente an den ehemaligen Rändern von Pangaea wieder zusammenfügen. Nord- und Südamerika würden mit dem nordwärts driftenden Antarctica zusammenstossen und diese dann alle zusammen mit den bereits zusammengeführten Afrika und Eurasien (Europa+Asien) kollidieren. Dieses Szenario geht auch davon aus, dass sich das Ostafrikanische Rift weiter entwickelt und zu einer Ablösung Ostafrikas führt (roter Pfeil).

**Pangaea Ultima:**

Beginnt sich der Atlantik jedoch zu schliessen, wofür es bereits heute möglicherweise Anzeichen gibt (Subduktionszonen in der Karibik und ev. an der Küste Portugals), wobei sich der Pazifik öffnen würde, wäre der nächste Superkontinent der „alten“ Pangaea viel ähnlicher. Das Ostafrikanische Rift würde in diesem Szenario zu keiner Ablösung Ostafrikas führen.

**Aurica:**

Falls sich der Atlantik und der Pazifik schliessen würden, müsste ein neuer Ozean entstehen. Im Modell „Aurica“ wird vorgeschlagen, dass Asien entlang eines neuen Rifts auseinander brechen könnte, das sich möglicherweise entlang von jenem Graben entwickeln könnte, in dem heute der Baikalsee liegt, mit 1640 m der tiefste See der Welt (rote Linie).

**Amasia:**

Da heute bereits mehrere Kontinente nordwärts driften wie Afrika, Australien und Indien, wäre es auch denkbar, dass sich alle Kontinente ausser der Antarktis um den Nordpol herum treffen. Dabei blieben Atlantik und Pazifik grösstenteils erhalten.

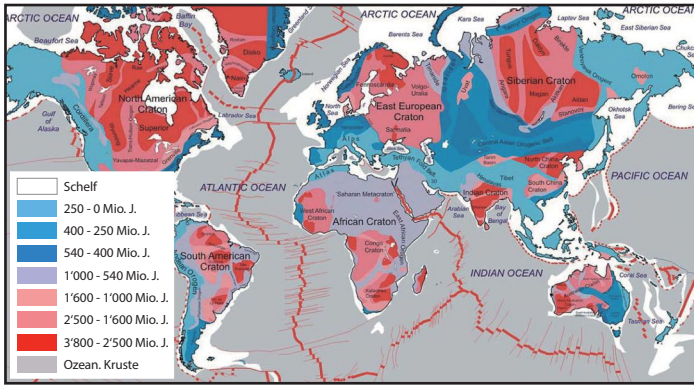
**Abb. 26:** Szenarien für die Entstehung des nächsten Superkontinents unter verschiedenen Voraussetzungen.

nicht oder nur in kleinen Mengen und unter grossem Kraftaufwand (z. B. in Subduktionszonen) in diesem versinken. Im Gegenteil, seit der Bildung der ersten Krustenteile einige 100 Millionen Jahre nach der Entstehung der Erde (Abb. 27) wächst die kontinentale Kruste stetig, wobei sie sich hauptsächlich Material aus der ozeanischen Kruste, aber auch aus dem Mantel einverleibt: In Subduktionszonen steigt Magma in die kontinentale Kruste auf, das aus aufgeschmolzener ozeanischer Kruste und aufgeschmolzenem Mantel besteht (Kap. 7.2.2). In Magmenkammern entstehen durch Differentiation (Modul 1, Kap. 4.1.2) grosse Mengen magmatischer Gesteine granitischer Zusammensetzung, welche weniger dicht sind als der Mantel, nicht mehr subduziert werden können und damit die kontinentale Kruste anwachsen lassen. Auf diese Weise entstehen etwa 5 km<sup>3</sup> kontinentale Kruste pro Jahr. Davon gehen jedoch etwa 3.5 km<sup>3</sup> durch „abhobeln“ bei der Subduktion und durch kontinentale Sedimente, die durch Erosion ins Meer verfrachtet und subduziert werden, wieder an den Mantel verloren. Auch Akkretionskeile aus Bestandteilen der ozeanischen Kruste, die oberflächlich in die Gebirge integriert werden, tragen in geringem Mass zum Wachstum der kontinentalen Kruste bei (Abb. 15A, B).

Beim Wachstum der kontinentalen Kruste wird also Material von der ozeanischen in die kontinentale Kruste umgelagert, das in den dortigen „kleinen“ Kreislauf der Gesteine (Modul 2) eingespiessen wird. Teil dieser Umlagerung sind auch grosse Mengen von Wasser, die sich in wasserreichen Bestandteilen der ozeanischen Kruste wie Serpentin und Ton befinden (Kap. 7.1, Abb. 12E) und die nun mit den Magmen in die kontinentale Kruste aufsteigen (siehe Kap. 7.2.2), wo sie teilweise in den magmatischen Gesteinen gebunden bleiben, vor allem aber durch Vulkane wieder in den oberflächlichen Wasserkreislauf eingespiessen werden (Abb. 28).

Ohne Wasser gäbe es also keine kontinentale Kruste, denn es ist das Wasser in der subduzierten ozeanischen Kruste, welches den Schmelzpunkt des umliegenden Materials soweit senkt, dass Magmen aufsteigen können, aus welchen erst granitische Kruste entstehen kann (Kap. 7.2.2, Abb. 28). Tatsächlich konnte dieser Prozess in der Frühzeit der Erde erst starten, nachdem sich Ozeane gebildet hatten. Glücklicherweise findet ein grosser Teil des Wassers auf diese Weise auch wieder den Weg zurück an die Oberfläche, denn die Ozeane wären in ca. 500 bis 800 Mio. Jahren geleert, wenn all dieses Wasser bei der Subduktion





**Abb. 27:** Karte mit den unterschiedlichen Altern der kontinentalen Kruste. Kratone sind Teile der Kruste, die seit langer Zeit von keiner Orogenese mehr erfasst wurden. Sie enthalten Krustenfragmente, die älter sind als 2.5 Milliarden Jahre. Diese sehr alten Krustenstücke wuchsen insbesondere im Zeitraum zwischen drei und zwei Milliarden Jahre durch Anlagerung immer neuer Kruste verhältnismässig rasch. Vermutlich gab es damals noch keine Plattentektonik im heutigen Sinne. Sie bestehen vor allem aus Graniten und Gneisen.

im Mantel verloren ginge. Damit käme auch der oberflächliche Wasserkreislauf zum Erliegen, der eng mit dem Klima und dem Leben auf der Erde verwoben ist.

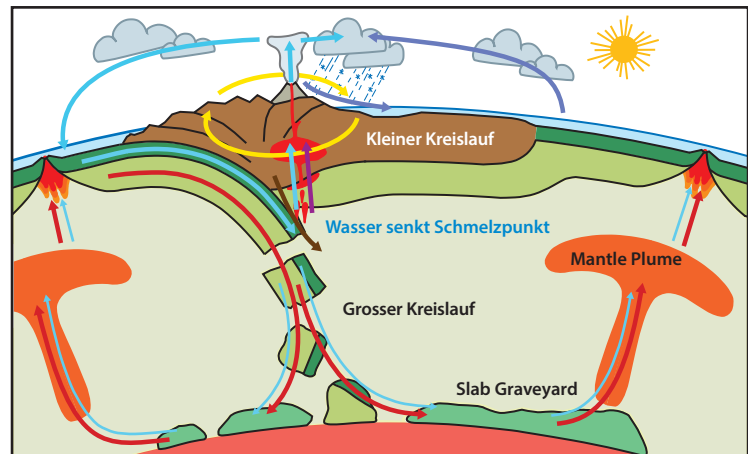
Gleichzeitig sinken an den Subduktionszonen grosse Mengen ozeanischer Kruste in den Erdmantel zurück, welche zuvor durch Teilaufschmelzung von Erdmantelmaterial an den mittelozeanischen Rücken entstanden waren. Auch dies ist ein Materiekreislauf, jedoch weitaus grossräumiger, denn vermutlich reicht er 2'900 km hinunter bis an die Grenze zwischen Kern und Mantel (Abb. 29). Wir nennen ihn deshalb den "grossen" Kreislauf (Abb. 28). Man geht davon aus, dass sich Teile der subduzierten ozeanischen Kruste an der Kern - Mantel Grenze in sogenannten **Slab Graveyards** ansammeln, also einer Art Friedhöfe für abgesunkene Kruste. Im Gegenzug steigt heisses Mantelmaterial in Form riesiger **Mantle Plumes** in Richtung Lithosphäre auf (siehe Kap. 11).

### 10.1 Geschwindigkeit der Kreisläufe

Die Geschwindigkeit des "kleinen" Gesteinskreislaufs in und auf der kontinentalen Kruste hängt davon ab, wie oft neue Orogene gebildet und wie schnell diese erodiert werden, letztlich also davon, wie aktiv die Plattentektonik ist. In weiten Teilen des äusserst stabilen und alten afrikanischen Kontinents z. B. gibt es seit Jahrmilliarden kaum Bewegung, da nur Erosion stattfindet, jedoch keine Orogene entstehen (Abb. 27). Europa hingegen hat nur schon innert der letzten 500 Millionen Jahre drei intensive Phasen der Gebirgsbildung durchlebt.

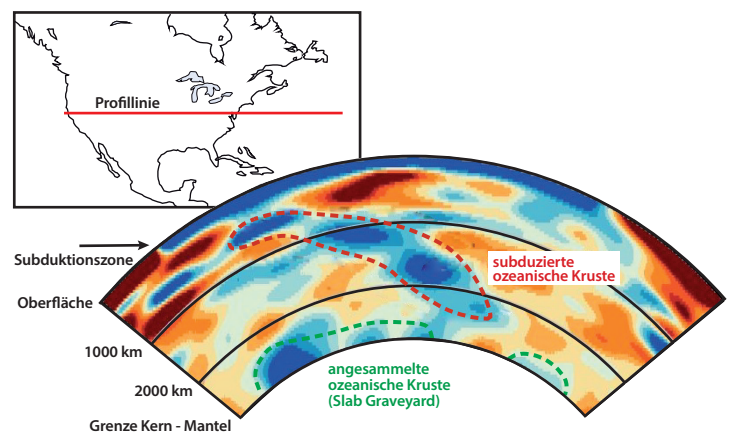
Der "grosse" Kreislauf zwischen ozeanischer Kruste und Mantel läuft weitaus konstanter ab. Geht man von einer Gesamtlänge aller Subduktionszonen von 55'000 km, von einer durchschnittlichen Subduktionsrate von 5 cm pro Jahr und von einer durchschnittlichen Dicke der ozeanischen Kruste von 7 km aus, werden jährlich ca. 20 km<sup>3</sup> Kruste in den Mantel subduziert. Bis mit einer solchen

Menge Mantelmaterial ca. zwei Drittel der Erdoberfläche – die heutige Ausdehnung aller Meere – mit 7 km dicker ozeanischer Kruste bedeckt sind, vergehen etwa 180 Millionen Jahre, denn an allen Mittelozeanischen Rücken zusammen entstehen jährlich etwa 20 km<sup>3</sup> ozeanische Kruste. So alt wird im Durchschnitt auch die ozeanische Kruste.



- Kontinentale Kruste
- Ozeanische Kruste
- Lithosphärischer Mantel
- Asthenosphäre und unterer Mantel
- Äusserer Kern
- Gesteinskreislauf innerhalb und auf der kontinentalen Kruste, kleiner Kreislauf (siehe Modul 2)
- Magma aus teilaufgeschmolzener ozeanischer Kruste und Mantel, wird in den "kleinen" Kreislauf eingespiesen
- Materialverlust der kontinentalen Kruste ("abhobeln") bei Subduktion, subduzierte kontinentale Sedimente)
- Materiekreislauf zwischen ozeanischer Lithosphäre und Mantel, grosser Kreislauf
- Oberflächlicher Wasserkreislauf in Atmosphäre, fliessenden und stehenden Gewässern
- Tiefer Kreislauf des in den Gesteinen gebundenen Wassers in der Lithosphäre mit einer Dauer von ca. 10 Mio. Jahren
- Tiefer Kreislauf des in den Gesteinen gebundenen Wassers im Mantel mit einer Dauer von 500 bis 1000 Mio. Jahren

**Abb. 28:** Gesteins- und Wasserkreisläufe in Kruste und Mantel. Die Dimensionen des Modells sind nicht massstäblich.

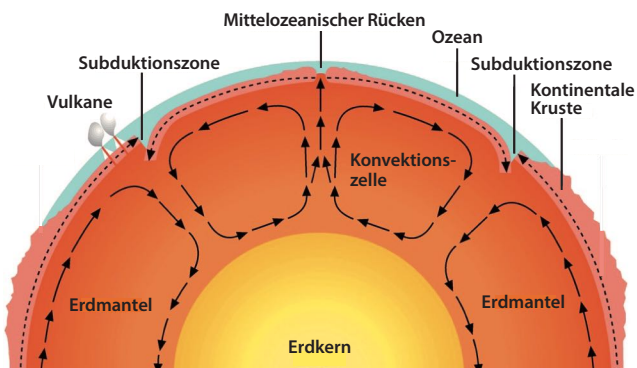


**Abb. 29:** Seismisches Tomogramm durch die Subduktionszone an der Westküste Nordamerikas. Westen ist links, Osten rechts. Mit seismischen Wellen kann nicht nur die Tiefe einzelner Schalen innerhalb der Erde bestimmt werden (vgl. Modul 2, 3), es ist sogar möglich, Zonen mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften innerhalb des Mantels abzubilden. In Blau sind Zonen mit schneller Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen dargestellt, in Rot solche mit langsamer Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Die auffällige blaue Materie seitlich unterhalb der Subduktionszone wird als kalte ozeanische Kruste verstanden, die bis an die Grenze Kern-Mantel absinkt, wo sie sich ansammelt. Dies tut sie vermutlich zertrennt in mehrere Stücke.

te, bevor sie wieder subduziert wird. Durch diese verhältnismässig rasche Umwälzung enthält der Erdmantel heute bereits etwa 10% rezyklierte ozeanische Kruste. Es ist allerdings anzunehmen, dass die Driftraten der Lithosphärenplatten in früheren Erdzeiten erheblich grösser waren, da der Wärmefluss und damit die Geschwindigkeit des Materiekreislaufs in der jungen Erde grösser gewesen sein dürfte. Genauso ist davon auszugehen, dass die Driftrate mit fortschreitender Abkühlung des Erdmantels abnehmen wird.

## 11 Der Motor der Plattentektonik

Gingen Harry Hess und Robert Dietz in den 1960-er Jahren noch davon aus, dass die Lithosphärenplatten von einem einzigen Motor, den Konvektionsströmen im Erdmantel angetrieben werden (Abb. 30), vermutet man heute mehrere Antriebsmechanismen, die bei jeder Platte unterschiedlich stark ausgeprägt sind.



**Abb. 30:** Modell der Mantelkonvektion, wie sie seit den 1970er Jahren in vielen Lehrbüchern erklärt wird. Demnach werden die Lithosphärenplatten wie auf Förderbändern passiv auf Materieströmen im Mantel mitgetragen. Diese werden als Konvektionsströme verstanden, die durch den heissen Erdkern angetrieben werden. An Subduktionszonen taucht kaltes, dichtes Gestein in den Mantel ab, während heisses, weniger dichtes Material unter Mittelozeanischen Rücken aufsteigt, sodass geschlossene Konvektionszellen entstehen.

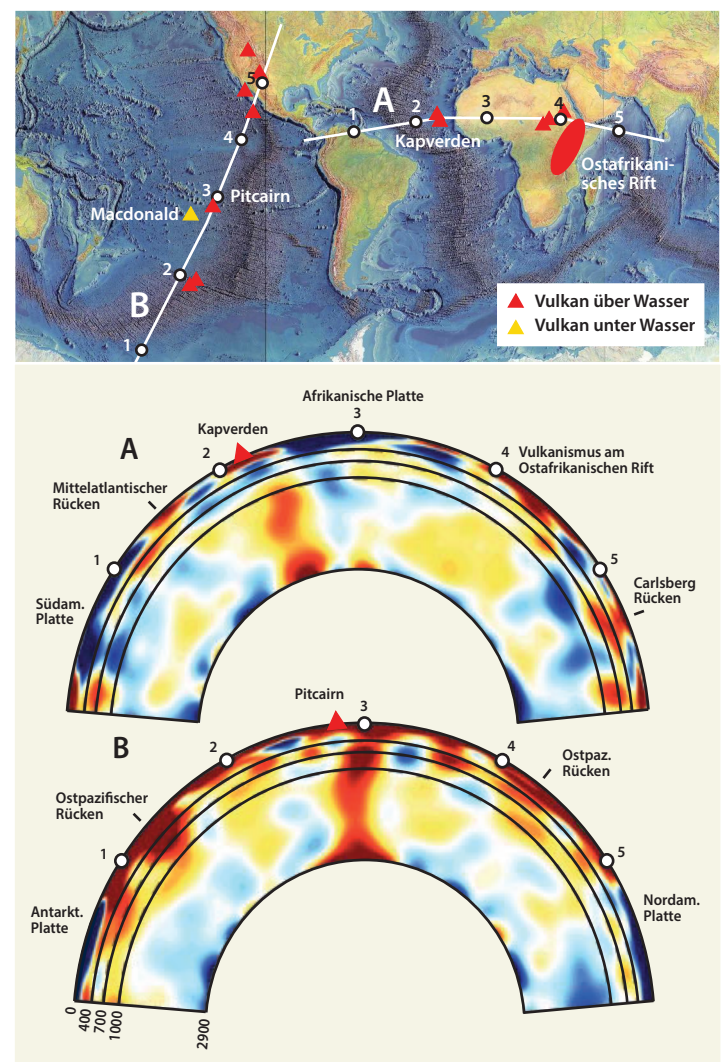
### 11.1 Erste Zweifel

Geschlossene Konvektionszellen wie sie in Abb. 30 dargestellt sind und insbesondere der ununterbrochene Aufstieg von Mantelmaterial von der Kern-Mantel Grenze bis unter die Lithosphäre und dies auch noch überall präzise unter den Mittelozeanischen Rücken, waren als Erklärung für den Antrieb der Plattentektonik nie besonders glaubwürdig, jedoch „das Beste“ was man hatte. So müssten solche Konvektionszellen über einer gleichmässig heissen Oberfläche, vergleichbar mit kochendem Wasser in einer Pfanne, gleichmässige Wabenformen annehmen. Die auffällig ungleichmässige Verteilung der Mittelozeanischen Rücken hingegen wäre nur erklärbar, wenn die Konvektionszellen Formen hätten, die physikalisch unwahrscheinlich sind. Wenn Form und Lage der Konvektionszellen einzig durch die Hitze des Erdkerns bestimmt würden, wäre es auch kaum erklärbar, weshalb sie im Laufe von Wilson-

Zyklen ihre Lage wechseln, denn wie sonst wäre es möglich, dass die Lithosphärenplatten die Richtung ihrer Drift ändern? Auch die Hot Spot Vulkane lassen sich nur als Ausnahmeerscheinungen in dieses Modell integrieren, dafür gibt es aber zu viele davon.

### 11.2 Wo steigt Mantelmaterial auf?

Einen ersten wichtigen Hinweis liefert die seismische Tomografie, die wir bereits in Abb. 28 kennengelernt haben. Stiege heisse Materie im Erdmantel direkt bis unter die Mittelozeanischen Rücken auf, müsste dies auch in seismischen Tomogrammen deutlich zu sehen sein. Die heissen Zonen unter den Mittelozeanischen Rücken beschränken



**Abb. 31:** Seismische Tomogramme entlang der Profillinien A und B (Karte oben, die nummerierten Kreise dienen der Orientierung). Tomogramm A durch Atlantik und Afrika zeigt eine Zone heissen Materials (rot), das als Mantle Plume unterhalb der Hot Spot Vulkane der Kapverden von der Kern-Mantel Grenze aus aufsteigt. Auch unter Ostafrika mit seiner aktiven Riftzone befindet sich heisses Material. Unter dem Mittelatlantischen Rücken und dem Karlsberg-Rücken hingegen ist der Mantel nur oberflächlich heisser als seine Umgebung. Ein noch deutlicheres Bild zeigt Tomogramm B nahe der Austral Seamount Kette mit dem Mcdonald Seamount (Abb. 21) sowie durch Pitcairn. Dort befindet sich ein mächtiger, aus der Tiefe aufsteigender Mantle Plume. Die kalten kontinentalen Platten erscheinen in dunkelblauer Farbe.

sich jedoch auf wenige hundert km Tiefe, währenddem grosse Mengen heissen Mantelmaterials weit entfernt von den Mittelozeanischen Rücken aufsteigen (Abb. 31).

### 11.3 Slab Pull und Ridge Push – können Platten von selbst wandern?

Es fällt auf, dass Platten mit ausgedehnten, randlichen Subduktionszonen wie z. B. die Pazifische Platte besonders schnell driften, währenddem sich Platten mit geringem Anteil an Subduktionszonen wie die Afrikanische Platte nur langsam bewegen (Abb. 7). Seit einigen Jahren setzt sich deshalb vermehrt die Ansicht durch, dass in den Subduktionszonen Prozesse stattfinden, die eine zentrale Rolle spielen für die Plattenbewegungen: der **Slab Pull**.

Kühlt ozeanische Kruste nach ihrer Entstehung an den Mittelozeanischen Rücken ab, wird sie zunehmend dichter. Dadurch sinkt sie zu beiden Seiten der Mittelozeanischen Rücken in den Mantel ein. Dies hat zwei Effekte: zum einen werden dadurch die Ozeanbecken tiefer und zum andern kann die ozeanische Kruste durch ihr zunehmendes Gewicht von der kontinentalen Kruste abreißen und unter diese sinken (Abb. 32 A). Aktuell geschieht dies bereits in der Karibik und möglicherweise auch an der portugiesischen Atlantikküste, wodurch zum ersten Mal am Ostrand des Atlantiks eine Subduktionszone entstünde. Es könnte sein, dass das verheerende Erdbeben von Lissabon 1755 Ausdruck dieses Prozesses war.

Sinkt kalte ozeanische Kruste in die Tiefe, ist sie unmittelbar erhöhtem Druck ausgesetzt, während die Temperaturzunahme hinterher hinkt, da sich das kalte Gestein nur langsam erwärmt. Aus Basalt und Gabbro entsteht dabei das **Hochdruckgestein Eklogit**. Dessen Dichte von durchschnittlich 3.55 ist so hoch, dass sich die Platte (engl. „Slab“) nun selbst in den Mantel hinab zieht (Abb. 32 B). Eine Sub-

duktionszone ist entstanden und **Slab Pull** setzt ein, wobei der abtauchende Plattenrand die ganze Platte mitzieht und dadurch auch die Öffnungsgeschwindigkeit am Mittelozeanischen Rücken beeinflusst. Je älter und dichter die Kruste ist, desto steiler taucht die Platte ab.

Alleine durch Abbrechen und Einsinken kann jedoch nicht erklärt werden, wie ozeanische Kruste zu Beginn einer Subduktion soweit in die Tiefe gelangen kann, dass eine Umwandlung zu Eklogit einsetzen kann. Offenbar existiert neben Slab Pull eine weitere Kraft, welche Platten bewegen kann: Dazu stellt man sich am besten vor, die noch dünne Lithosphäre an den Mittelozeanischen Rücken sei ein eckiger Klotz, der durch die Gravitation auf einer schiefen Ebene abgleitet (Abb. 32 C). Die schiefe Ebene ist in diesem Fall die Oberfläche der Asthenosphäre. Indem also die Lithosphäre beidseits der Mittelozeanischen Rücken durch gravitatives Abgleiten seitwärts rückt – **Ridge Push** genannt –, werden ganze Lithosphärenplatten auseinander geschoben. Dieser Schub muss reichen, um am Plattenrand eine Subduktion einzuleiten, noch bevor Slab Pull einsetzen kann.

### 11.4 Die Vorläufige Synthese

Für die Bewegung jener Lithosphärenplatten mit ausgedehnten Mittelozeanischen Rücken und/oder Subduktionszonen spielen Kräfte wie Slab Pull und Ridge Push eine

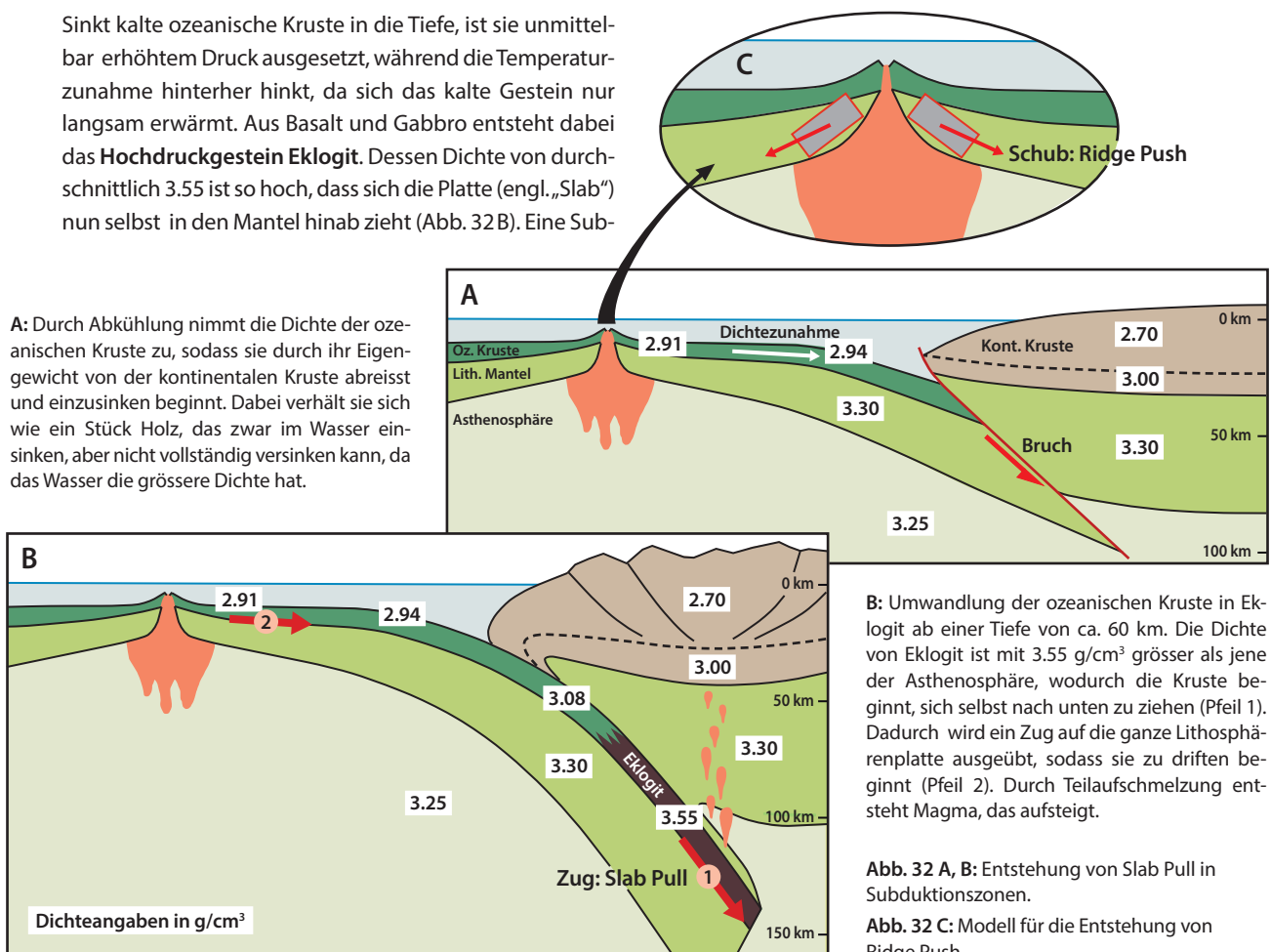


Abb. 32 A, B: Entstehung von Slab Pull in Subduktionszonen.

Abb. 32 C: Modell für die Entstehung von Ridge Push.



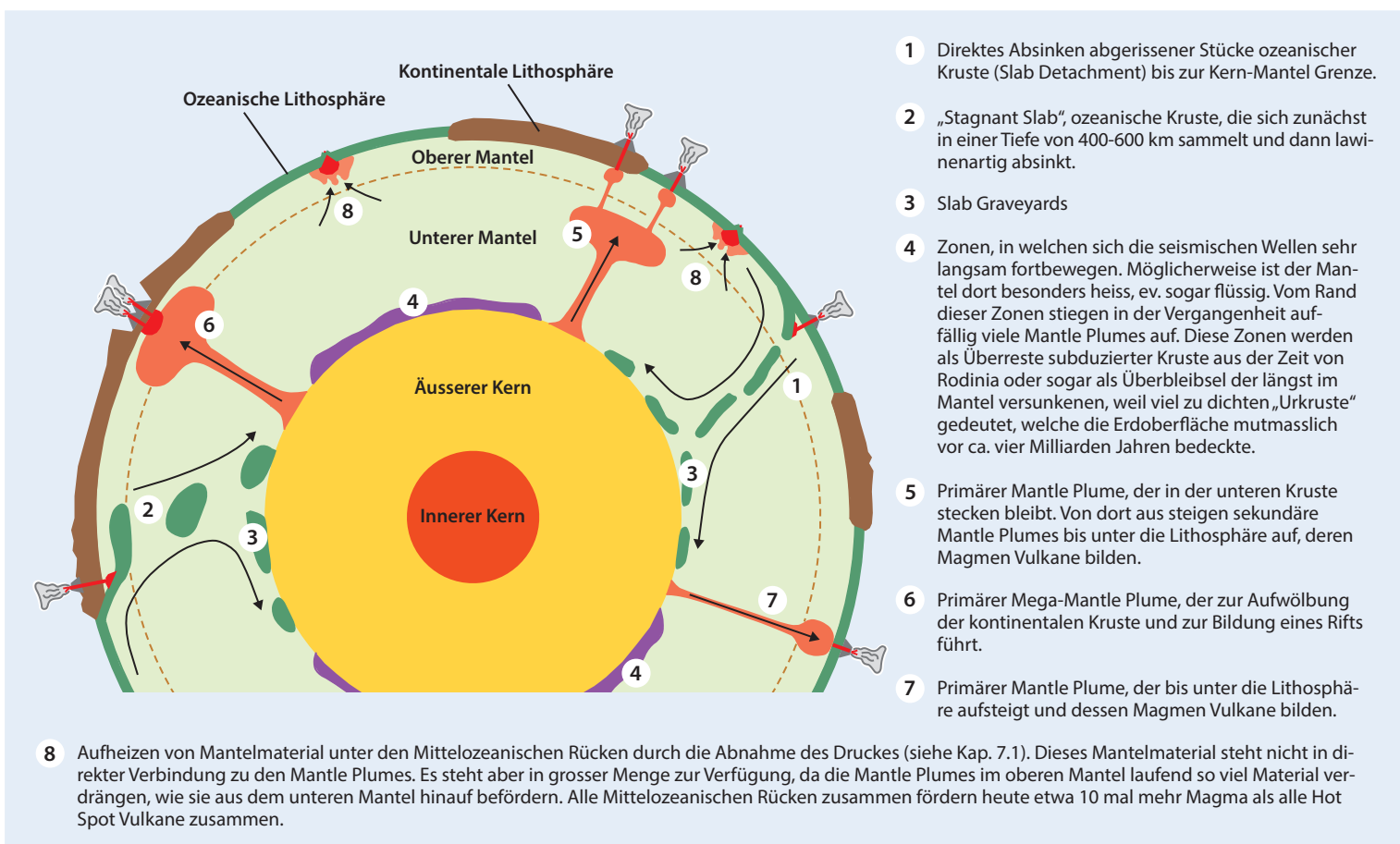
zentrale Rolle. Abtauchende ozeanische Kruste ist aber nicht nur ein zentraler Antrieb der Plattenbewegung, sie ist gleichzeitig auch Teil eines Materiestromes, der kalte Kruste in die Tiefe des Erdmantels verfrachtet. Im Gegenzug steigt heisse Materie in Form von Mantle Plumes von der Kern-Mantel Grenze bis in den oberen Mantel auf. Dies einerseits, weil sie durch den Erdkern aufgeheizt wird, bis sie weniger dicht ist als die umgebende Materie, andererseits aber auch weil sie durch die absinkende ozeanische Kruste verdrängt wird und nur mit Aufstieg reagieren kann (Abb. 33).

Einige Modelle gehen davon aus, dass die ozeanische Kruste nicht überall gleichmässig absinkt. Seismische Tomogramme zeigen stellenweise Anhäufungen kalten Materials in Tiefen zwischen 400 und 600 km. Es wird angenommen, dass ozeanische Kruste sich dort über längere Zeit sammelt und nur episodisch, dafür aber in umso mächtigeren „Lawinen“ bis zur Kern-Mantel Grenze absinkt. Durch Verdrängung könnten auf diese Weise aussergewöhnlich heftige Mantle Plumes ausgelöst werden, die für die Entstehung von Rifts und schliesslich für das Auseinanderbrechen von Kontinenten verantwortlich sein könnten (vgl. Kap. 7.1).

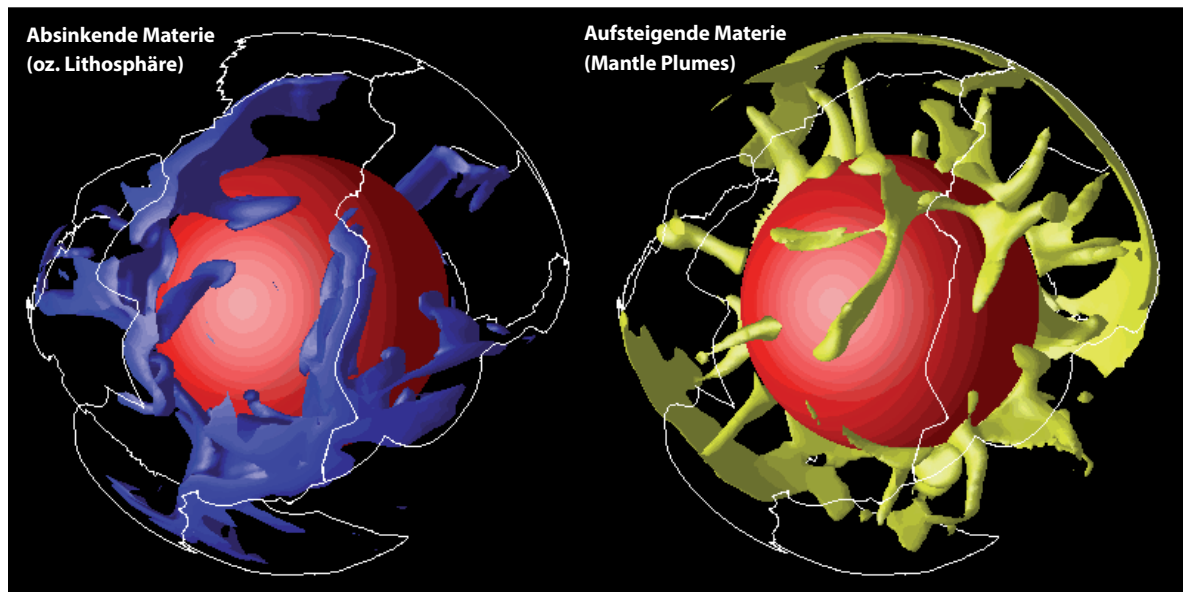
Chemische Analysen zeigen, dass die Basalte der Mittelozeanischen Rücken keinerlei Anteile rezyklierter ozeani-

scher Kruste enthalten, Hot Spot Vulkane jedoch schon. Dies belegt einerseits, dass Mantle Plumes tatsächlich Material aus den Slab Graveyards an der Kern-Mantel Grenze mit hinauf bringen. Es passt aber auch zum Befund der seismischen Tomografie, der zeigt, dass Hot Spot Vulkane an Mantle Plumes gebunden sind, die Mittelozeanischen Rücken jedoch nicht (Abb. 31). Die heissen Areale unter den Mittelozeanischen Rücken sind ausschliesslich Ausdruck lokaler Materiebewegungen und von lokaler Teilaufschmelzung durch Druckabnahme im Oberen Mantel.

Jeder Motor benötigt eine Energiequelle. Im Fall der Plattentektonik ist dies die Hitze im Erdinnern, welche teilweise noch aus der Zeit kurz nach der Erdentstehung vor 4.6 Milliarden Jahren stammt. Damals kollidierte die Erde mit grossen Brocken aus dem All, wobei deren Bewegungsenergie in Wärme umgewandelt wurde. Zusätzlich fand in der Erde ein intensiver Zerfall radioaktiver Elemente statt, der ebenfalls viel Wärme freisetzte. Noch heute wird der Erde durch radioaktiven Zerfall Wärme zugeführt, jedoch in geringerem Mass. Uneinig sind die Fachleute über das Mass der Wärmezufuhr durch die fortschreitende Kristallisation flüssiger Bestandteile des Erdkerns, wobei sogenannte latente Energie freigesetzt wird (umgekehrt wird zum Schmelzen von Kristallen Energie benötigt).



**Abb. 33:** Aktuelles Modell für den Antrieb der Plattentektonik, das verschiedene Vorstellungen vereint. Im Gegensatz zum 1970er-Jahre Modell in Fig. 30 existieren im Erdmantel keine geschlossenen Konvektionszellen, da die Magmenbildung an den Mittelozeanischen Rücken unabhängig von den Mantle Plumes geschieht. Die Pfeile deuten auf- und absteigende Materieströme an.



**Abb. 34:** 3D-Modell der absinkenden (links) und aufsteigenden (rechts) Materie im Erdmantel während der letzten 200 Mio. Jahre. Der Erdkern ist rot dargestellt.

Dieser Wärme im Erdinnern ist die Kälte des Alls ( $-270.4^{\circ}\text{C}$ ) entgegengesetzt, die dazu beiträgt, dass die Erde langsam abkühlt. Ohne diesen Temperaturunterschied gäbe es keine Plattentektonik: Aus dem Mantel aufsteigendes Material könnte nicht heißer und damit weniger dicht sein als das umgebende Material, umgekehrt gäbe es auch keine erkaltete, dichtere ozeanische Kruste, die im Erdmantel versinken könnte. Es wird geschätzt, dass innerhalb von 4 Milliarden Jahren auf diese Weise Material in der Größenordnung des gesamten Mantelvolumens umgewälzt wurde. Eine dreidimensionale Vorstellung von den Materieströmen gibt Abb. 34.

Mit dem aktuellen Modell der Vorgänge im Erdinnern (Abb. 33) gelingt es, viele Phänomene – solche, die wir an der Erdoberfläche direkt beobachten können, wie auch Befunde physikalischer „Erddurchleuchtung“ – plausibel zueinander in Bezug zu setzen. Alles lässt sich aber auch

damit nicht abschliessend erklären. So ist es z. B. schwer vorstellbar, dass sich ein derart grosser Ozean wie der Atlantik ohne nennenswerte Subduktionszonen einzig aufgrund von Ridge Push bis heute unentwegt weiter öffnet. Möglicherweise nimmt der Pazifik als „kontinentlose Seite“ der Erde, die beinahe rundum von Subduktionszonen umgeben ist, eine entscheidende Rolle bei den Bewegungen aller Platten ein. Der Atlantik könnte dann beispielsweise die Rolle eines Riesen-Backarc Basins des Pazifiks spielen. Vermutlich sind auch die Platten selbst viel weniger steif, als dies bisher angenommen wurde.

Die Belege für die Existenz der Plattentektonik sind zwar weitestgehend unumstösslich und erheben diese damit zum zentralen Paradigma der Erdwissenschaften, vergleichbar mit der Evolutionstheorie in den Life Sciences, im Detail bleibt aber noch vieles unklar. Auch darin sind sich Plattentektonik und Evolutionstheorie ähnlich.