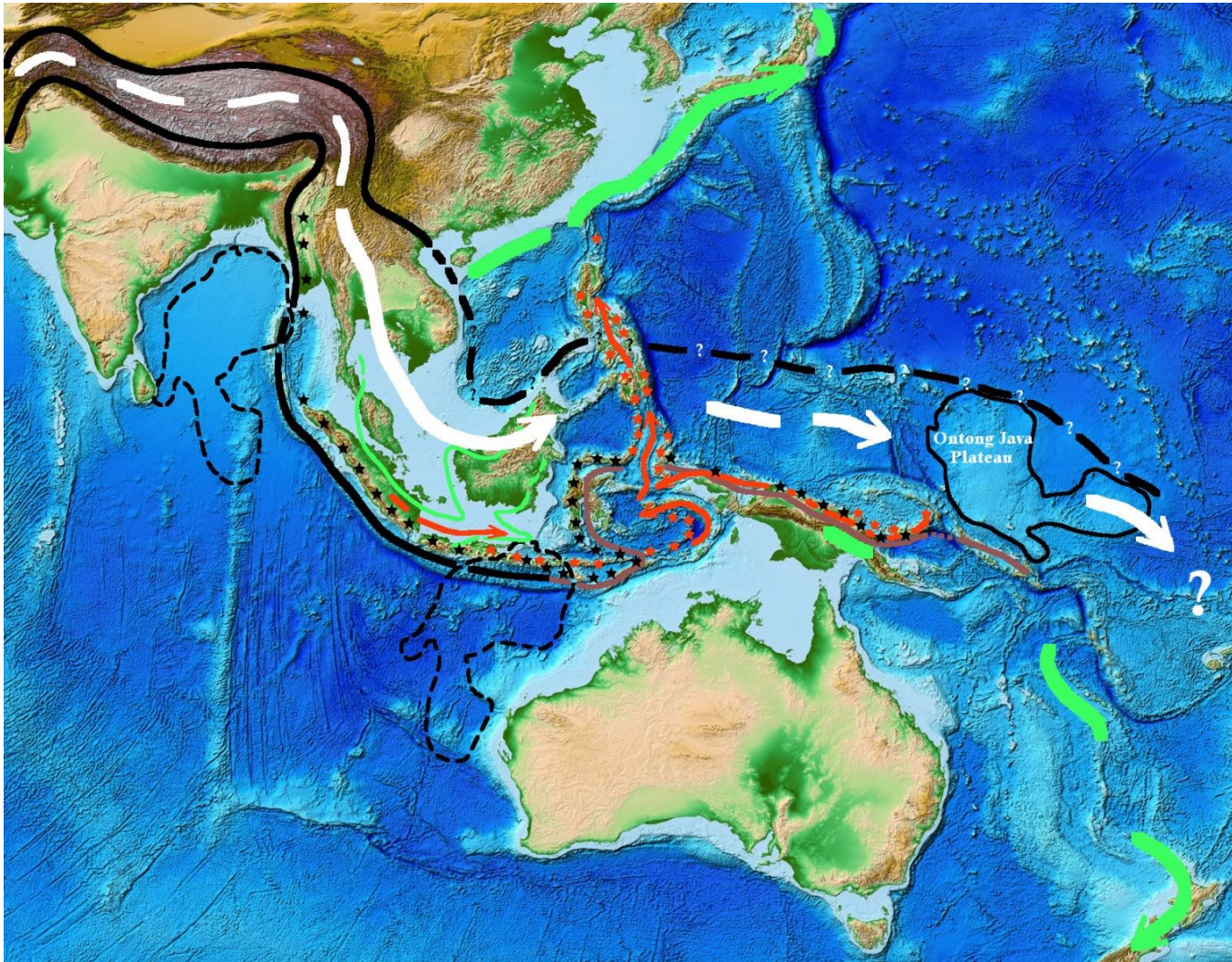


Carl Strutinski



Plattentektonik passé

Wie Mantelströme und Erdwachstum
den indopazifischen Raum gestalten

Titelbild/Cover picture: Die Manteströme des Indopazifischen Raumes / The asthenocurrents of the Indo-Pacific realm (Kartenausschnitt aus/Map section from: ETOPO1 Global Relief Map/NCEI)

Legende: Grüne Markierungen/Pfeile: Mantelströme (NPRS und SPRS) bzw. Tethys-Duplex (in Sundaland) im Oberjura - Untereozän; weiße Markierung /Pfeile: Sundaland-Mantelstrom im mittleren Eozän - mittleren Miozän; rote Pfeile: Mantelströme ab dem mittleren Miozän bis in die Gegenwart; schwarze und braune Konturen: ursprüngliche Ränder des Sundaland-Mantelstromes; Sterne, schwarz: Vulkaninselbogen dem Sundaland-Mantelstrom zugehörig (Südseite bloß); Sterne, rot: Vulkaninselbögen den Mantelströmen des mittleren Miozäns - Quartärs zugehörig.

Dargestellt sind auch die Umrisse des Ontong-Java-Plateaus im heutigen Westpazifik (schwarze durchgehende Umrandung) bzw. im Indischen Ozean (schwarze unterbrochene Umrandungen) während des Oberjuras (an Nordwestaustralien) und der tieferen Kreide (an Ostindien). Die gestrichelten Konturen sollen die gute Übereinstimmung der jeweiligen Ränder verdeutlichen. Ausführliche Beschreibungen im Text.

Legend: Green dashes/arrows: asthenocurrents (NPRS and SPRS) resp. the Tethys duplex (in Sundaland) during Jurassic – Lower Eocene time; white dashes/arrows: Sundaland asthenocurrent during the Middle Eocene – Middle Miocene; red arrows: asthenocurrents operative from the Middle Miocene on; black and brown contours: initial margins of the Sundaland asthenocurrent; black stars: volcanic island arcs pertaining to the Sundaland asthenocurrent (southern margin only); red stars: volcanic island arcs pertaining to the mid-Miocene-Recent asthenocurrents.

The contours of the Ontong Java Plateau are also shown in its present position (continuous black outline) in the Western Pacific and during the Jurassic (near to NW Australia) and Lower Cretaceous (near to NE India) as broken black outlines. These contours are shown to emphasize the remarkable congruence of the respective margins. For details see text.

© 2018 by Carl Strutinski

Diese Schrift dient als Arbeitsbuch für den privaten Gebrauch und darf nur mit Genehmigung des Autors publiziert werden. Zitate mit Nennung des Autors sind willkommen.

Die Schrift ist auch auf der Website www.wachsende-erde.de einsehbar. Ich danke den Betreibern der Website für ihre kritische und korrigierende Unterstützung bei der Erstellung des Manuskripts.

Kontakt: Dr. Carl Strutinski, cstrutinski@yahoo.com

INHALT / CONTENTS

Zusammenfassung	5
Abstract	7
Einführung (Introduction)	8
1. Der Mantelstrom (The Asthenocurrent)	9
2. Das Zeugnis der Umrise (The Testimony of Shapes)	14
3. Der Ur-Pazifik (The Proto-Pacific)	18
4. Geodynamik Südostasiens von der tieferen Kreide bis heute (Geodynamics of Southeast Asia from the Early Cretaceous to the Present)	31
4.1. Das „Darwin-Rücken-Ereignis“ (The „Darwin Rise Event“)	36
4.2. Das „Indien-Schub-Ereignis“ (The „Indian Push Event“)	39
4.2.1. Das WPB als Teil des Nordost-Indiks (The WPB - a piece of the Northeast Indian Ocean)	41
4.2.2. Der Sundaland-Mantelstrom und seine südwestliche Begrenzung (The Sundaland asthenocurrent and its southwestern border)	51
5. Die außergewöhnliche Stellung des Ontong-Java-Plateaus (The unusual position of the Ontong Java Plateau)	69
5.1. Unstimmigkeiten des plattentektonischen Modells von geophysikalischem Standpunkt (Discrepancies of the plate tectonics model from a geophysical point of view)	69
5.2. Weitere Anregungen zum Umdenken in der OJP-Problematik (Further impulses for rethinking the OJP issue)	72
5.3. Zur Geochemie und Isotopengeochemie der Basalte (On the chemical and isotopic composition of basalts)	77
5.3.1. Haupt- und Spurenelemente (Major and trace elements)	77
5.3.2. Isotopengeochemie (Isotope geochemistry)	86
5.4. Ontong-Java – Teil des Indik? (Ontong Java – part of the Indian Ocean?)	91
6. Zusammenfassende Darstellung des tektonischen Werdegangs des indopazifischen Raumes ab dem mittleren Jura (Summary of the tectonic evolution of the Indo-Pacific region since the Middle Jurassic)	92
Schrifttum (References)	100
Stichwortverzeichnis (Subject index).....	124
Namensverzeichnis (Name index)	130

**Plattentektonik passé - Wie Mantelströme und
Erdwachstum den indopazifischen Raum gestalten**
**(Plate tectonics passé - How asthenocurrents and the
growing Earth are moulding the Indo-Pacific region)**

von/by

Carl Strutinski, Saarbrücken

Immer wenn etablierte Meinungen unkritisch akzeptiert, neue widersprechende Argumente aber unter den Teppich gekehrt und an der Verbreitung gehindert werden, weil sie nicht ins Bild passen, hat der jeweilige Wissenschaftszweig ein ernsthaftes Problem – und das passierte immer wieder in der Vergangenheit.

Thomas Gold, 1989

Zusammenfassung. Im Unterschied zu Plattentektonik auf einer gleich groß bleibenden Erde, bei der das Interagieren von starren Platten die tektonischen Prozesse innerhalb der Lithosphäre bestimmt, besteht der Ansatzpunkt der vorliegenden Arbeit darin, die wachsende Erde als Axiom zu akzeptieren und *Mantelströme* als Motoren tektonischen Geschehens zu betrachten. Dieses Modell wird anhand der Gegebenheiten innerhalb des indopazifischen Raumes vorgestellt, wobei der zeitliche Rahmen das Intervall mittleres Jura - Gegenwart (170-0 Ma) umfasst. Ein äquatorialer Mantelstrom auf einer geringfügig wachsenden Erde, dessen Bildung ursprünglich durch differentielle Rotation erfolgte, bedingte gemäß des vorgestellten Modells die ersten orogenetischen Prozesse innerhalb der sich darüber befindlichen Tethys. So wurde der Grundstein für das Alpen-Himalaya-Orogen gelegt, ein *Duplex-System*, das durch die Existenz eines nördlichen linkssinnigen und eines südlichen rechtssinnigen Seitenverschiebungsbündels gekennzeichnet ist. Das äquatorumspannende ostwärts gerichtete Strömen wurde ab dem mittleren Jura durch die Emporhebung eines riesigen Mantelwulstes unterbrochen, der sich im Zuge eines beschleunigten Erdwachstums im Raume des heutigen Westpazifiks herausbildete und an der Oberfläche die Entstehung des Darwin-Rückens – im Grunde genommen des Ur-Pazifiks - veranlasste. Der Mantelstrom wurde genötigt, diesem Hindernis auszuweichen, und verzweigte sich in ein Nordpazifisches und ein Südpazifisches Randsystem (NPRS bzw. SPRS), die dazu beitrugen, dass Gesteine und Faunen des äquatorialen Tethys-Bereiches zum

Teil bis weit in die gemäßigten Zonen verfrachtet wurden. Heute treffen wir sie u.a. in Japan und im Fernen Osten Russlands auf der Nordhalbkugel und in Neuguinea, Neukaledonien und Neuseeland auf der Südhalbkugel an. Um 120 Ma, als auch schon der Indische Ozean in seiner Urform existierte, fand ein Flutbasalt-Ereignis statt, das einen Teil Nordostindiens und einen wahrscheinlich mit ihm noch verbundenen Mikrokontinent, der den heutigen Raum des Golfs von Bengalen einnahm, mit einer mächtigen Basaltschicht bedeckte. Das führte zur Bildung eines weit ausgedehnten Basaltplateaus. Gemäß der hier vertretenen Hypothese handelt es sich um das Ontong-Java-Plateau (OJP), das sich heute östlich der Salomon-Inseln am Rande des Westpazifiks erstreckt. Durch die Aktivität des Wharton-Rückens im Ostindik wurde das OJP von Indien getrennt und wanderte die nächsten 75 Ma passiv nach Osten oder Südosten. Im mittleren Eozän (um 45 ± 5 Ma) begann sich der indische Subkontinent nach Norden in die „weiche“ Tethys-Zone vorzuschieben, was den äquatorialen Mantelstrom ein zweites Mal nötigte auszuweichen. Er tat dies (nun als Sundaland-Mantelstrom, SMS), indem er um das Namche-Barwa-Knie Richtung Südosten auswich. Zeitweise funktionierte dann darüber ein neues Duplex-System, das im Norden durch das linkssinnige Red-River-Bruchsystem, im Süden durch ein Bündel rechtssinniger Seitenverschiebungen begrenzt wurde. Der SMS hat es dank seines Impetus bewirkt, womöglich Transformstörungen des Wharton-Rückens als Schwachstellen nutzend, den extrem nordöstlichen Teil des Indiks von diesem zu trennen und ihn seitwärts in Form des Westphilippinischen Beckens liegenzulassen. Die „indischen“ chemischen und isotopischen Merkmale der MOR-Basalte des Letzteren sind die triftigsten Argumente im Sinne der hier vorgebrachten Hypothese. Der SMS hat nicht nur Sundaland (größtenteils Indochina und Indonesien umfassend) südostwärts verfrachtet, sondern auch Bruchteile des Indiks (Celebes-See, Ontong Java) und hat – zumindest an seiner Südflanke - gebirgsbildend gewirkt. Dadurch entstand unter anderen ab 45 Ma ein vulkanischer Bogen, den man über 14000 Kilometer von Burma bis zu den Salomonen verfolgen kann. Durch die Annäherung des sich südostwärts bewegenden „weich“ unterlagerten Sundalands an den australischen Block kam es zu einer Verformung des Bogens, der im Falle Sulawesi krakenartige Umrisse annahm. Des Weiteren bildete sich ungefähr ab Mitte des Miozäns unter der Molukkensee ein Ausweichstrom, der den SMS nach Norden durchbrach und zum Teil dessen Flanken mitriss. Infolgedessen wurde das Molukken-Duplex-System ins Leben gerufen, seitlich von den vulkanischen Bögen Sangihe im Westen und Halmahera im Osten begrenzt, die sich nordwärts in den Philippinen fortsetzen und bis heute aktiv sind. Zeitgleich entstand im Süden der Indonesischen Inseln über abgeänderten Kurs des Rest-SMS der Banda-Bogen, der die Bandasee vom Indischen Ozean abschnitt. Der östlichste Abschnitt des SMS im Norden Neuguineas kam allem Anschein nach zum Erliegen beziehungsweise begann rückwärts (westwärts) zu „kriechen“, was aufgrund der Tätigkeit des linkssinnigen relativ jungen Sorong-Ramu-Markham-Systems gefolgert werden kann. Für das heute am Rande des Westpazifiks sich erstreckende Ontong-Java-Basaltplateau werben nicht nur seine Umrisse, sondern auch geophysikalische und geochemische-isotopengeochemische Argumente zumindest indirekt dafür, dass es im Indik, nicht aber im Pazifik entstanden ist, wie die Plattentektonik annimmt. Sein „Schweif“ sollte folgerichtig nicht der Louisville-Rücken, sondern der 90-Ost-Rücken sein. Die Geochemie und Isotopengeochemie seiner Basalte, verglichen mit jenen der beiden Rücken, scheinen diese Vermutung auch zu unterstützen. In letzter Konsequenz folgt daraus, dass nicht der Louisville-, sondern der Amsterdam-St. Paul-Hotspot den Manteldiapir markiert, der das Ontong-Java-Plateau gebildet hat.

Schlüsselworte: Mantelströme, Seitenverschiebungen, Duplex-Systeme, Tethys, Ur-Pazifik, Indik, Ontong-Java-Plateau

Abstract. Contrary to plate tectonics on a constant radius Earth, according to which tectonic processes in the lithosphere are triggered by the interaction between rigid plates, the present paper starts by axiomatically assuming a growing Earth and by asserting that *asthenocurrents* are the motors of tectonic activity. The argumentation is illustrated by referring to the evolution of the Southeast Asian region from the Middle Jurassic to the present (170 – 0 Ma). My model assumes that an equatorial asthenocurrent, initially generated due to zonal motion on a negligibly growing Earth, has given rise to the first orogenic processes within the overlying lithospheric Tethyan domain. This formed the base for the evolving Alpine-Himalayan belt, a *duplex system* characterized by the co-existence of a northern sinistral and a southern dextral transcurrent lineament. The easterly creeping globe-girdling asthenocurrent has been stopped, beginning in the Middle Jurassic with the rising of a huge mantle bulge, which occurred in the area of today's West Pacific as a consequence of a substantially enhanced Earth growth rate. The surface expression of the bulge was the Darwin Rise – in fact the Proto-Pacific. The asthenocurrent was forced to elude the barrier by bifurcating into a northern and a southern branch, the Northern Pacific and a Southern Pacific Bordering Systems (NPBS and SPBS), respectively. Along the accompanying transcurrent lineaments rocks and faunas of typically Tethyan (i.e. equatorial) origin were displaced thousands of kilometers to the north and concurrently to the south into the temperate zones. Today they are encountered i.a. in Japan and the Russian Far East in the northern hemisphere and in New Guinea, New Caledonia and New Zealand south of the Equator. About 120 Ma ago, when the Proto-Indian Ocean already existed, a giant flood basalt event took place in Northeastern India and on a microcontinent at that time connected to India, which was placed in the present-day Gulf of Bengal. A so called large igneous province (LIP) resulted, in which the bedrock was covered by a kilometer-thick carapace of basalt. Due to my hypothesis the aforesaid microcontinent is represented by the Ontong Java Plateau (OJP), which today is located east of the Solomon Islands at the edge of the Western Pacific. By the activity of the Wharton Ridge in the Eastern Indian Ocean the OJP was separated from India and passively carried to the east or southeast for about 75 Ma. By the Middle Eocene (about 45±5 Ma ago) India began pushing in the “weak” Tethys Zone, causing the equatorial asthenocurrent to swerve once again. This time it bent around the Namche Barwa Syntaxis creeping southeastwards, now termed Sundaland asthenocurrent (SMS). In the first period a new duplex system was active, limited to the north by the sinistral Red River Fault Zone and to the south by a couple of dextral transcurrent faults. Owing to its great impetus and probably using leaky transform faults of the Wharton Ridge, the SMS managed to sever the northeastern extremity of the Indian Ocean which remained isolated in the east. According to my hypothesis this piece of ocean is the West Philippine Basin. The “Indian-type” geochemical and isotopic signature of its MOR basalts is the most compelling but not unique evidence in support of this view. The SMS did not carry only Sundaland (most of Indochina and Indonesia) on its back but pushed fragments of the Indian Ocean southeastwards (Celebes Sea, Ontong Java Plateau). Likewise it induced mountain-building at least at its southern margin. Here a volcanic chain was created, beginning 45 Ma ago, that can be followed for 14,000 kilometers from Burma to the Solomon Islands. By approaching the rigid Australian block, the “weak” asthenocurrent was forced to divert, causing the volcanic chain to deform and concurring to create the kraken-like shape of Sulawesi Island. About the Middle Miocene an “outbreak mantle current” is assumed to have been initiated in the Molucca Sea pressing north, bursting through the SMS and entraining its flanks in the same direction. In consequence the Molucca duplex system was formed, being flanked by two volcanic arcs, the Sangihe arc in the west and the Halmahera arc in the east, which both are active and continue to the Philippines. At about the same time south of the Indonesian islands the remnant SMS gave rise to the Banda arc, which isolated the Banda Sea from the Indian Ocean. The eastern extension of the former

SMS north of New Guinea apparently changed direction, beginning to creep west, the inversion being revealed by the sinistral sense of the newly created and still active Sorong-Ramu-Markham Fault System. As to the Ontong Java Plateau, situated now at the Western Pacific margin, its outline and at least some geophysical, geochemical and isotopic characteristics are in support of an Indian rather than a Pacific Ocean origin. Accordingly, its tail ought to be the Ninetyeast Ridge and not the Louisville Ridge. The chemical signature of its basalts, compared to the basalts of the two ridges, actually favors this assumption. A final consequence is the prospect that the generating plume was not that situated under the Louisville hotspot but under the Amsterdam-St. Paul hotspot.

Keywords: Asthenocurrents, transcurrent faults, duplex systems, Tethys, Proto-Pacific, Indian Ocean, Ontong Java Plateau

Einführung. Als ich vor einigen Jahren den Aufsatz „A super-mobilistic Earth expansion hypothesis: Australia’s voyage to the East“ (Strutinski, 2015a) zu schreiben begann, habe ich einen bedauerlichen Unterlassungsfehler begangen. Ich wusste damals schon um die gute Anpassung des westlichen und südwestlichen Randes des Ontong-Java-Plateaus an die Ostküste Vorderindiens und gedachte eigentlich, diese Tatsache im Aufsatz gleichfalls zu thematisieren (siehe Abb.1A). Doch dann entschied ich mich dagegen, mit dem Hintergedanken, das Thema bei anderer Gelegenheit aufzugreifen. Hätte ich aber den Faden weiter verfolgt, wäre mir aufgefallen, dass *die östliche Konturlinie des Plateaus in noch beeindruckenderer Weise zum westlichen – das Exmouth-Plateau einschließenden - Rand Australiens passt*. Und damit wäre die Passung Westaustraliens an Ostafrika, wie ich sie damals annahm (Abb. 1B, C), erst einmal vom Tisch gewesen. Der Umstand, dass es wenige Gemeinsamkeiten in Flora und Fauna gibt, die auf eine engere räumliche Beziehung zwischen Afrika und Australien während der Kreidezeit hindeuten könnten, zum Unterschied etwa zu vielen Gemeinsamkeiten, die in dieser Hinsicht zwischen Madagaskar und Australien bestehen (Strutinski, 2015a), hätte mir auch zu denken geben müssen. Die Gelegenheit habe ich leider verpasst, und so ist vorliegende Abhandlung zu allererst als Berichtigung meiner 2015 vertretenen Hypothese zu verstehen. Ich war zu dem Zeitpunkt auch wohl noch nicht fähig, alle Zusammenhänge annähernd zu begreifen, geschweige denn, sie der Öffentlichkeit darzulegen, was auch dazu beigetragen haben mag, das Thema Ontong-Java-Plateau als zu heiß zu betrachten und es fallen zu lassen.

Mit dem jetzigen Ansatz nachzuholen, was ich seinerzeit versäumt habe, möchte ich das Bild, das ich mir inzwischen von der Entwicklung des südostasiatischen Raumes und einiger seiner angrenzenden Gebiete gemacht habe, schärfer stellen und dem kritischen Auge der Leserschaft aussetzen. Vieles bleibt weiterhin im Dunkel, aber meine neuesten Erkenntnisse sind schon an sich so außerordentlich, dass sie, wenn sie nun Bestand haben sollten, die gesamte Denkweise über die Entwicklung der Erdkruste in einem völlig neuen Licht erscheinen lassen könnten.

Aufbauend auf der Grundlage, die ich mit meinem E-Poster zur Physik-Konferenz 2017 (Strutinski, 2017) geschaffen hatte, will ich den Versuch unternehmen, für folgende drei wichtige Thesen Beweise zu erbringen, um dann entwicklungsgeschichtlich daraus Konsequenzen zu ziehen: a) Unter der Himalaya-Tibet-Region und Südostasien existiert ein von West nach Ost „kriechender“ und nach Südost umschwenkender Mantelstrom; b) Das Westphilippinische Becken ist der abgespaltene nordöstliche Ausläufer des Ostindikis; c) Das Ontong-Java-Plateau, heute im Südwestpazifik jenseits

der Salomon-Inseln gelegen, war einst das kontinentale Bindeglied zwischen Westaustralien und Ostindien, das vor rund 120 Ma von einer mehrere Kilometer mächtigen Basaltplatte bedeckt und etwa 75 Ma später von dem unter a) genannten Mantelstrom erfasst und in seine jetzige Lage befördert wurde.

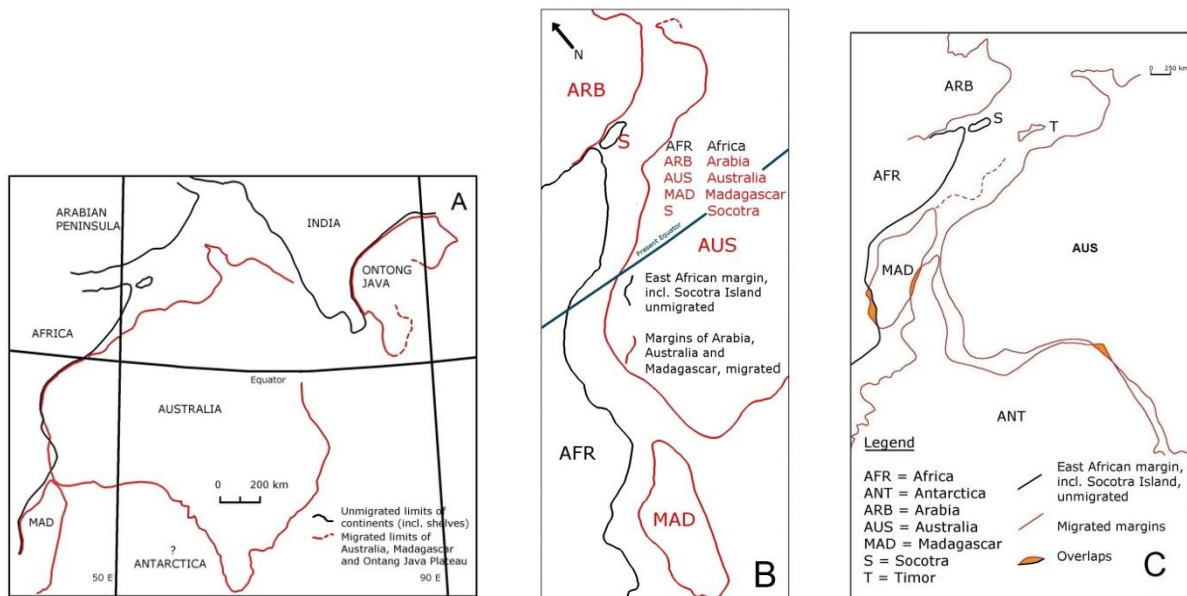


Abb. 1. Drei Versuche paläogeographischer Rekonstruktionen für den Aufsatz Strutinski (2015a). Variante „A“, in der das Ontong-Java-Plateau mit berücksichtigt war, wurde fallen gelassen.

Fig. 1. Three options for the paleogeographic reconstructions prepared for the paper Strutinski (2015a). Option „A“ which considered also the Ontong Java Plateau was finally omitted.

Die genannten Thesen lassen sich unter keinen Umständen mit der Theorie der Plattentektonik vereinbaren, können aber mit der mobilistischen Sicht einer wachsenden Erde in Einklang gebracht werden. Die wachsende Erde liegt vorliegender Abhandlung als Axiom zugrunde und wird nicht diskutiert. Weshalb der Erdwuchs immer noch nicht messbar ist, mag an noch unentdeckten Fehlerquellen in den geodätischen Messmethoden liegen (Sarti, 2012; Scalera, 2012). Wie im Folgenden gezeigt werden wird, stimmen aber so viele empirische Daten mit der Annahme einer wachsenden Erde überein, dass an ihr kaum noch gezweifelt werden sollte. Dagegen muss das Axiom der Plattentektonik vom Interagieren starrer Platten, ungeachtet neuerer Denkansätze zu „deformierbaren Platten im Kontext starrer Platten“ (Gurnis et al., 2018), ernsthaft in Frage gestellt werden.

1. Der Mantelstrom

Aufgrund der gewonnenen Erfahrung, wonach die wichtigsten Gebirgssysteme der Erde (Orogene) entlang der jeweiligen Äquatoren entstanden sind (Tanner, 1963; Carey, 1983, 1988), habe ich vor einem knappen Vierteljahrhundert die Hypothese aufgestellt, Orogene würden sich über einem unter ihnen ostwärts bewegenden äquatorialen Mantelstrom bilden (Strutinski, 1994). Einige Jahre

später schrieb ich dann in meiner Dissertationsarbeit: „Das gepaarte Auftreten links- und rechtssinniger Lateralverschiebungen ist ein Markenzeichen entwickelter Orogene, welches nicht bloß auf einfache antiparallele Bewegungen benachbarter Lithosphärenabschnitte reduziert werden kann, sondern tatsächlich Zeuge von in der Tiefe agierenden Asthenosphärenströmen bedeutenden Ausmaßes ist, die sich zwischen relativ starren Mantelsegmenten fortbewegen und die Entstehung der Orogene verursachen.“ (Strutinski, 1997). Mit beschränkten graphischen Mitteln habe ich seitdem immer wieder versucht, diese meine Hypothese zu veranschaulichen. Dabei ging ich, gestützt auf Erkenntnisse einiger Forscher der 40er Jahre des XX. Jahrhunderts (Roques, 1941; DeLury, 1941) von einem Kopplungsmechanismus aus, welcher zwischen dem oberen Mantel und der Erdkruste vornehmlich innerhalb des durch die beiden Lateralverschiebungen begrenzten Korridors funktioniert, und das ostwärts gerichtete Strömen in allen Höhenlagen – je nach den dort herrschenden rheologischen Bedingungen – verursacht (Abb. 2, Strutinski, 1994, 1997; Strutinski & Puste, 2001).

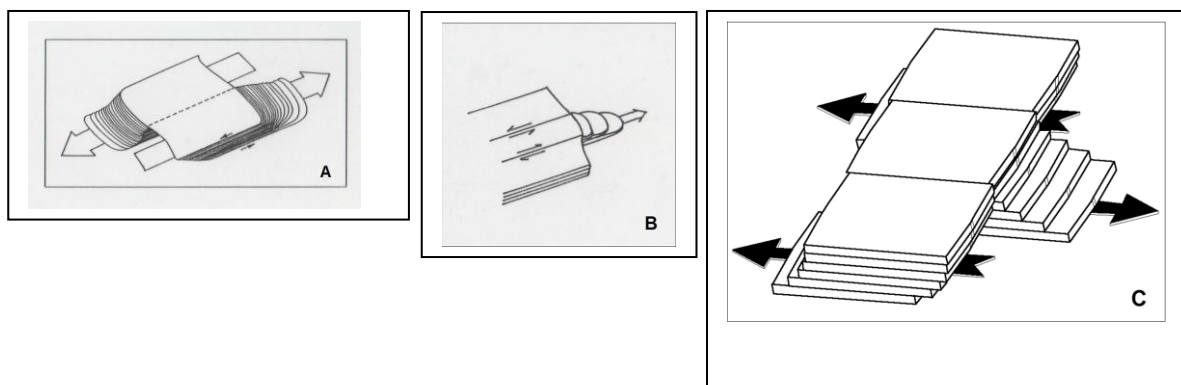


Abb. 2. Veranschaulichung des Kopplungsmechanismus zwischen tieferen und höheren Lagen bei transkrustalen Seitenverschiebungen: **A.** mittels zweier anliegender Kartenspiele (Strutinski, 1994); **B** und **C** entlang von Korridoren, die durch antiparallele Seitenverschiebungen begrenzt werden (Strutinski, 1997 und Strutinski & Puste, 2001).

Fig. 2. Illustration of the coupling mechanism between deeper and higher layers in transcrustal strike slip: **A.** by means of two decks of cards (Strutinski, 1994); **B** and **C** along corridors bounded by antiparallel transcurrent faults (Strutinski, 1997 and Strutinski & Puste, 2001).

Meine Hypothese fußt auf der Realität der *zonalen Bewegungen*, wie sie auf den Planeten Jupiter und Saturn sowie auf der Sonne zumindest in den oberflächennahen Schichten erkennbar sind und durch die parallele Bänderung auch optisch in Erscheinung treten. Die zonalen Bewegungen werden durch variable Winkelgeschwindigkeiten hervorgerufen, wobei klar ersichtlich ist, dass die Äquatorialzonen die Rotation für gewöhnlich schneller – im Falle des Saturn deutlich schneller – vollführen als die Zonen der höheren Breiten. Grundsätzlich nimmt die Winkelgeschwindigkeit symmetrisch zu den Polen hin ab (Abb. 3). Jardetzky war offenbar der Erste, der schon vor fast 90 Jahren vermutet hat, zonale Rotation könnte sich auch auf der Erde abgespielt haben, wobei er davon ausging, der simatische Untergrund stelle das „flüssige“ Medium dar, das die spröde Kruste der Äquatorialgegend nach Osten verfrachtet (Jardetzky, 1929). Derselbe Autor hat dann fast zwanzig

Jahre später seine Hypothese ausgebaut und sie mit der Kontinentaldrifthypothese Wegeners abgestimmt, wobei er auch schon die Ideen vorwegnahm, die dann von Tanner, Carey und mir weiterentwickelt wurden (Jardetzky, 1948; siehe auch die Literaturhinweise auf Seite 9). So schreibt er bezüglich des Tethysraumes:

„Das Gebiet der Tethys liegt entlang eines Gürtels, in dem in früheren geologischen Epochen der Äquator verlaufen ist. In diesem Gürtel sollte die Unterströmung am stärksten die unteren Schichten des Urkontinents zerstören und damit eine günstige Anfangsbedingung zur Bildung einer Geosynklinale schaffen... Wir wollen also annehmen, dass nicht nur die Unterlage, sondern auch die unteren Schichten des Sials fluidal sein können... Die von dem unterströmenden Sima mitgeschleppte untere Schicht des Sials wird diese Bewegung auf die höher liegenden übertragen beziehungsweise in diesen Schichten Spannungen hervorrufen. Nach dem Zerfall der oberen festen Rinde werden also die unten liegenden Schichten wie eine plastische Masse auseinandergezogen.“

Wir haben es hier mit derselben These eines zur Tiefe hin sich steigernden Fließverhaltens zu tun, dem ich den Kopplungsmechanismus zugrundelegte¹. Der einzige Unterschied ist der, dass Jardetzky von dem Urkontinent Wegeners auf einer gleich groß bleibenden Erde ausging, während ich das Strömen auf einer Erde kleineren Durchmessers annehme, als unser Planet noch über eine erdumspannende kontinentale Kruste verfügte.

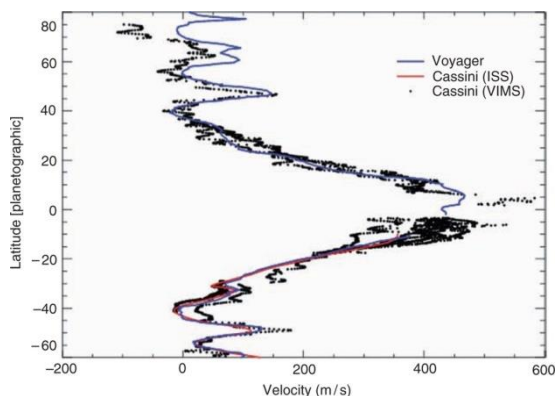


Abb. 3. Profil der zonalen Windgeschwindigkeiten quer zu den Breitengraden des Saturn (aus Choi et al., 2009).

Fig. 3. Zonal wind profile across latitude for Saturn's atmosphere (from Choi et al., 2009).

Die Idee eines durch zonale Rotation verursachten äquatorialen Mantelstromes wurde nach Jardetzky gelegentlich von anderen Forschern in Betracht gezogen (z.B. Bogolepow, 1930; Gilliland, 1964; 1973), geriet aber in neuerer Zeit in Vergessenheit, denn sie lässt sich anscheinend schlecht mit der Theorie der Plattentektonik vereinbaren. Einige Plattentektoniker ziehen hingegen aufgrund geophysikalischer Daten eine sogenannte westwärts gerichtete Drift der Lithosphäre als Ganzes in Betracht, mehr oder minder abgekoppelt vom ostwärts strebenden darunter befindlichen Mantel. Sie führen die Bewegungen auf die Erdrotation zurück, wobei sie unter anderem durch Gezeiten verursachte Verzögerungen bemühen, ohne aber zonale Rotation in ihre Erwägungen einzubeziehen (siehe u.a. Bostrom, 1971; Nelson & Temple, 1972; Ricard et al., 1991; Doglioni et al., 2015). Die Westdrift der Lithosphäre stelle ich nicht in Abrede, sie stellt jedoch nur einen Teil des geologischen Gesamtbildes dar, da sie sich bloß auf die gegenwärtige Lage bezieht. Aus Gründen, auf die ich in

¹ Der Aufsatz Jardetzky's (1948) war mir bis vor kurzem nicht zugänglich, weshalb ich bislang nicht wusste, dass es für meine Ideen bezüglich Kopplungsmechanismus im Strömungsverhalten von Kruste und oberem Mantel (Sial und Sima im Sinne Jardetzky's) innerhalb der äquatorialen Zone einen Vordenker gab.

Kapitel 2 zurückkommen werde und die schon in meinem vorherigen Beitrag (Strutinski, 2017) zur Sprache kamen, stellten sich spätestens ab der Kreide dem äquatorialen Mantelstrom erhebliche Hindernisse in den Weg, weshalb er heute nicht mehr als solcher wahrnehmbar ist. Selbst für Carey blieb er unerkannt; er sprach bloß von einer linkssinnigen *Tethyan Torsion* (Carey, 1976), weil er nicht das gepaart-symmetrische Erscheinungsbild der äquatorial angelegten Scherungen erkannte. Ich habe erstmals 1994 und dann 1997 hervorgehoben, es gebe innerhalb des Karpaten-Dinariden-Raumes Anzeichen sowohl linkssinniger als auch rechtssinniger Verschiebungen, wobei die ersteren in den Karpaten, die letzteren in den Dinariden zutage treten (Strutinski, 1994; 1997). Sie sind der an der Erdoberfläche sichtbare Ausdruck des in der Tiefe strömenden Mantels, der allerdings von seiner ursprünglich W→O orientierten Richtung stark abgewichen ist. Später habe ich durch Daten aus dem Alpenraum die Sicht des ost-gerichteten Mantelstroms zusätzlich zu untermauern versucht (Strutinski, unveröffentlicht). Für unsere aktuelle Untersuchung spielt aber besonders der Himalaya/Tibet-Abschnitt des alpinen Orogens eine Rolle und in dieser Hinsicht werte ich die Ergebnisse der letzten Jahre (z. B. Zhang et al., 2004; Gan et al, 2007 und Yin & Taylor, 2011), basierend auf einer Reihe von GPS-Messungen, als eine Bestätigung meiner Hypothese bezüglich des östlich orientierten Mantelstromes. Die zitierten Autoren sehen ihre Ergebnisse allerdings in einem sowohl zeitlich als auch räumlich viel zu eng begrenzten Raum und schließen daraus bloß auf Ausweichtektonik als Konsequenz eines nordwärts gerichteten Schubs des indischen Subkontinents ab dem mittleren Tertiär. Jedoch schließen Yin & Taylor nicht aus, dass die Anisotropie des oberen Mantels, so wie sie sich anhand des Scherwellensplittings darstellt (Huang et al., 2000), ein Merkmal sowohl tertiärer als auch prä-tertiärer Bewegungen sein könnte. Diese Anisotropie hat Anlass dazu gegeben, im Untergrund des Zentraltibets die Anwesenheit eines – zwischen den kalten Lithosphären Indiens und Asiens eingeschnürten - ostwärts gerichteten „Asthenosphären-Kanals“ anzunehmen (Yin & Taylor, 2011). Gan et al.(2007) sprechen von einem „gletscherähnlichen Fließen“ innerhalb dieses Kanals, der sich gemäß Yin und Taylor (2011) in etwa wie in Abbildung 4 darstellt, wobei auffällt, wie sehr ihre Interpretation an meine modellmäßigen Illustrationen erinnert (vergleiche mit Abb. 2).

Wie vielfältig die Hypothesen sind, die im Rahmen der Plattentektonik aufgestellt wurden, um die Wechselwirkung zwischen dem indischen Subkontinent und Eurasien innerhalb des tibetischen Hochlands zu erklären, mag die folgende Aufzählung verdeutlichen, die einem kürzlich erschienenen Aufsatz entnommen ist (Chen et al, 2017; Querverweise weggelassen):

„...umfassende Unterschiebung der Indischen Platte unter das [Tibet-] Plateau; Unterschiebung unter den südlichen Teil desselben bei [gleichzeitigem] Fließen der unteren Kruste unter dem zentralen und nördlichen Teil; gleichmäßige Verkürzung und Verdickung der tibetischen Kruste; nach Norden gerichtetes Hineinpressen der Indischen Platte; konvektive Entfernung des unteren Teils der verdickten tibetischen Lithosphäre; indenter-artiges Vordringen der spröden Indischen Platte verbunden mit Extrusion kontinentaler Blöcke und [schließlich] intrakontinentale Subduktion von indischer und/oder asiatischer Seite.“

Dabei ist die Hypothese, wie sie zum Beispiel Yin & Taylor (2011) vorschlagen, die das ostwärts gerichtete „gletscherähnliche Fließen“ im Untergrund Tibets annimmt, gar nicht erst mit einbezogen.

All diese Versuche gehen von der Annahme aus, der Himalaya mitsamt dem anliegenden tibetischen Hochland sei nur durch den Zusammenprall (englisch: *collision*) Indiens mit dem asiatischen Kontinent gebildet worden. Subduktion, für die angeblich geologische und geophysikalische Argumente sprechen sollen, wird nicht nur für ozeanische Kruste der vermeintlichen Tethys, wie das

noch in der klassischen Plattentektonik der Fall war, sondern auch für kontinentale Lithosphäre angenommen, wobei man sich uneinig ist, ob nun die indische, die asiatische oder beide „Platten“ dem Subduktionsprozess unterworfen waren/sind.

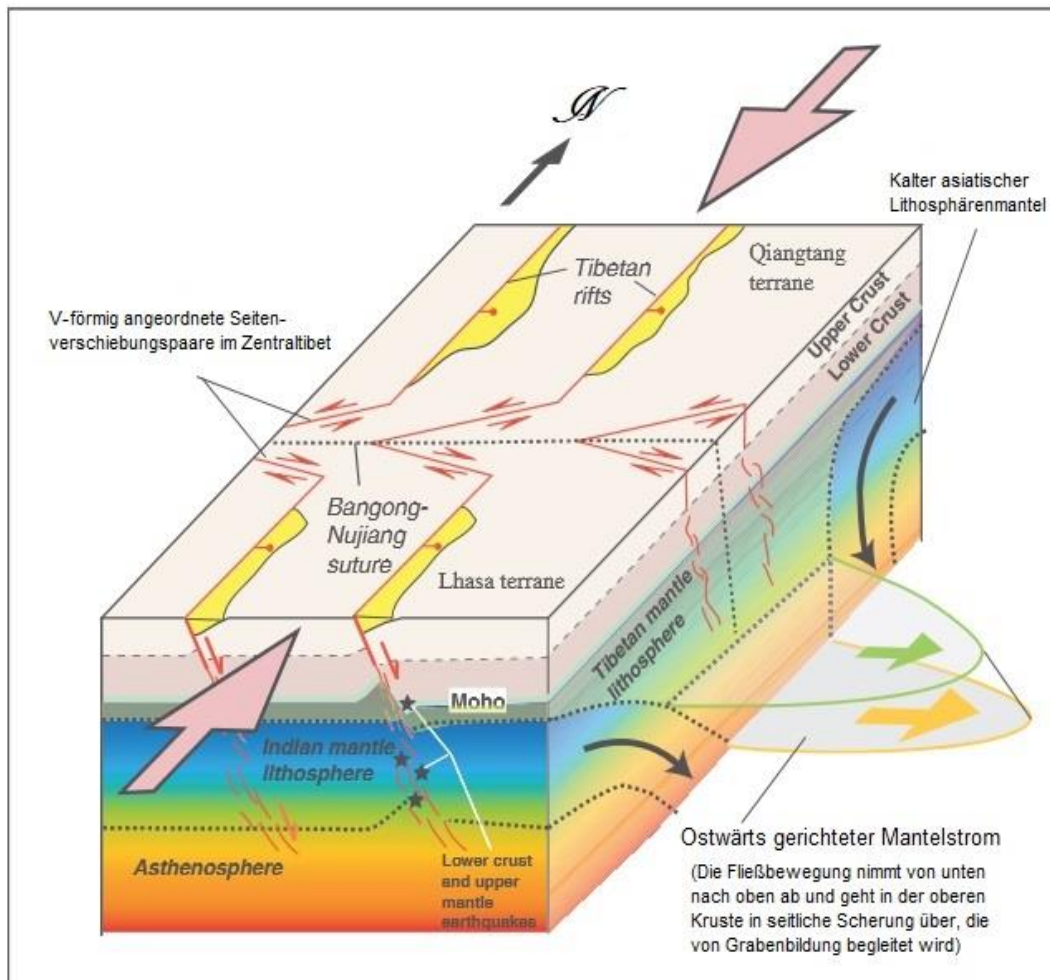


Abb. 4. Der ostwärts gerichtete Mantelstrom im Untergrund des Zentraltibet nach Yin und Taylor (2011). Im Gegensatz zu meiner Hypothese führen die Autoren den Mantelstrom auf N-S Zusammenschub und bivergente Subduktion zurück. Besonders für letztere gibt es aber keine handfesten Anhaltspunkte. Bemerkenswert bleibt die Ähnlichkeit des gedachten Mantelstroms mit meinen Darstellungen in Abb. 2 B und C.

Fig. 4. The eastward creeping mantle current under Central Tibet according to Yin and Taylor (2011). Contrary to my hypothesis, the authors consider the mantle current to be generated by N-S compression and bivergent subduction. For the latter there are, however, no compelling arguments. The resemblance between the Yin and Taylor model and the representations in Fig. 2 B and C is striking.

Außerdem wird von den meisten Autoren als Beginn des Geschehens die Zeit ab 45 ± 5 Ma, welche dem ersten Aufprall der Kontinentalblöcke Indiens und Eurasiens entspricht, angesehen (Lee & Lawver, 1995; Hall, 2002; Zhao et al., 2010; Metcalfe, 2011; Chen et al., 2017; Wang, 2017). Es wird meist außer Acht gelassen, dass der Himalaya ein Gebirgsstrang ist, der sich beidseitig in anderen Gebirgsstrukturen fortsetzt, folglich nur ein Teilstück des tausende Kilometer langen Alpen-Himalaya-Orogens ist, dessen Anfänge sich bis in die Trias, wenn nicht schon früher, zurückverfolgen lassen. Ohne das nördliche Vordringen Vorderindiens ab dem Eozän zu unterschätzen, vertrete ich die Hypothese, das Alpen-Himalaya-Orogen habe sich mehr oder weniger geradlinig entlang des mesozoischen Äquators über einem ostwärts strömenden oberen Mantel herausgebildet (Strutinski & Puste, 2001). Die Geradlinigkeit wurde allerdings frühestens ab der Heraushebung eines immensen Mantelrückens im Raume des heutigen Westpazifiks (siehe weiter unten) dauernd gestört, was sich durch die Ausweichmanöver des Mantelstromes und - damit im Zusammenhang - die Herausbildung mehrerer orokliner Bögen²⁰ kundtut. Der nordwärts gerichtete Schub Indiens um geschätzte 2000 Kilometer hat das Seinige dazu beigetragen, den Gebirgsstrang um zwei praktisch rechtwinklige Knie (englisch: *syntaxial bends*) zu ergänzen, das Nanga-Parbat-Knie im Westen und das Namche-Barwa-Knie im Osten. Die offensichtliche Verbreiterung und Heraushebung des Gebirgsstranges östlich des Nanga-Parbat-Knies habe ich auf eine entsprechende Verbreiterung des Mantelstromes infolge des in der Hydraulik unter dem Namen Wechselsprung (hydraulischer Sprung) bekannten Phänomens zurückgeführt (Strutinski, 2015a). Demzufolge erhöht sich der Spiegel der Flüssigkeit in einem Gerinne, wenn von einem Abschnitt hoher Geschwindigkeit, in welchem *überkritischer Abfluss* herrscht, in einen Abschnitt niedriger Geschwindigkeit (*unterkritischer Abfluss*) übergegangen wird. Die Stauchung in Nord-Südrichtung hat diesen Prozess zwar ausgelöst, stellt aber bloß eine Etappe in der orogenen Entwicklung dar.

2. Das Zeugnis der Umrisse

Die Umrisse oder Begrenzungen, die man besonders auf kleinmaßstäbigen geologischen Übersichtskarten wahrnimmt, haben nach meinem Ermessen bei weitem nicht die Bedeutung erlangt, die sie für die Interpretation geologischen Geschehens haben müssten. Man sollte sich immer und immer wieder Carey ins Gedächtnis rufen, der vor bald 60 Jahren die bedeutungsvollen Worte sagte, die sich übrigens gar nicht auf geologische, sondern bloß auf physische Karten bezogen: „Geotektonik ist einfacher, als wir glaubten; die groben Strukturen starren uns unverhüllt von der physischen Weltkarte an, und die Dinge sind wirklich so, wie sie uns erscheinen.“ (Carey, 1958). In der Plattentektonik wird oft von Rändern gesprochen, zum Beispiel von passiven und aktiven Kontinentalrändern. Passive Ränder entstehen, wenn sich ein auf einem Kontinent gebildetes Rift ausweitete und zum Ozean wird. In solch einem Fall verhält sich der Kontinentalrand passiv, denn er kann seine Form nicht auf Kosten des neu entstehenden Ozeans verändern. Anders ausgedrückt könnte man sagen, dem Ozean fällt der aktive Part zu, der formgebend wirkt, zum Beispiel durch Änderungen der Expansionsrate, das Vorhandensein von Scherkomponenten bei der Expansion, welche die Entstehung von Transformstörungen bedingen (Strutinski, 1997; 2015c) oder durch Gabelungen, die die sogenannten Tripelpunkte² hervorrufen. Als Beispiele könnte man relativ wenig entwickelte Ozeanbecken anführen, bei denen die Begrenzungen zu den Kontinenten gut

² Tripelpunkte sind in der Auffassung der Plattentektonik diejenigen Punkte, an denen drei Platten aufeinander treffen.

überschaubar geblieben sind (Abb. 5). Um noch etwas deutlicher zu sein: Infolge der entlang eines mittelozeanischen Rückens (MOR) differenzierten Expansionsrate geht der Parallelismus zwischen den ehemals anliegenden Kontinentalrändern verloren. Es kann also, wie in Abbildung 5B ersichtlich, ein keilartiges Becken entstehen. Dabei haben die Kontinentalränder zwar ihre (nicht nur gegenseitige) Lage verloren, doch an den eigentlichen Rändern hat sich nicht allzu viel verändert beziehungsweise gab es keine Stauchungen in den Abschnitten, welche den Rückensegmenten gegenüberstanden, die sich durch größere Expansionsraten auswiesen.

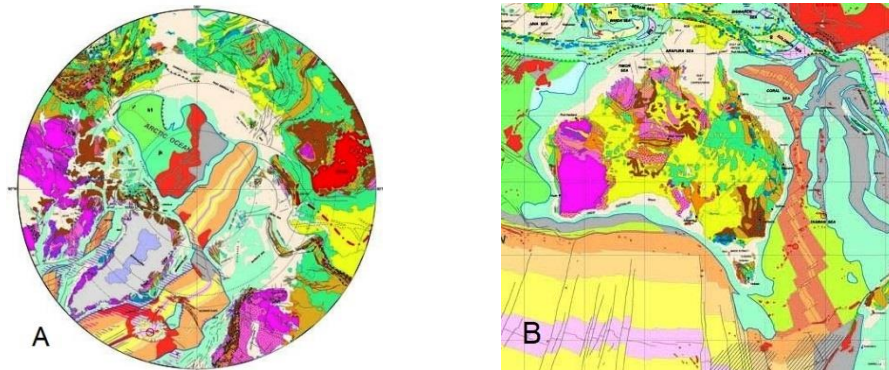


Abb. 5. Ausschnitte aus der Geologischen Weltkarte, auf denen die relativ kleinen ozeanischen Becken des Nordatlantiks mit der Arktischen See (A) beziehungsweise der Tasmansee (B) zu sehen sind. Die Rücken sind zwar von Transformstörungen oder Seitenverschiebungen unterbrochen, doch behaupten die Becken ihre Form gegenüber den Kontinentalrändern (aus Bouysse et al., 2009).

Fig. 5. Sections from the Geological Map of the World (from Bouysse et al., 2009) showing the relatively small oceanic basins from the Northern Atlantic and the Arctic Sea (A), and from the Tasman Sea (B). The oceanic ridges are broken by transform or transcurrent faults. Nevertheless they maintain their shapes towards the continental margins.

Nehmen wir uns nun aber die sogenannten Subduktionszonen vor. Welcher Rand ist hier der aktive? Die Plattentektonik unterscheidet gar nicht eigentlich zwischen einem Kontinentalrand und einem angrenzenden Ozeanrand. Sie handelt bloß von „aktiven Rändern“, wobei sie davon ausgeht, dass die ozeanische Platte³ (meistens) unter die kontinentale abtaucht. Dabei finden auf dem Kontinent oder den Inselbögen all jene Prozesse statt, die angeblich für Subduktion sprechen sollen (Vulkanismus, Erdbeben, Hochdruckmetamorphose, Bildung von Randbecken, um nur die wichtigsten zu nennen). Was sagen uns die Umriss darüber aus? Schon im Falle einer sehr jungen und also noch warmen und „weichen“ ozeanischen Kruste bilden sich in vielen Fällen kurz nach ihrer Entstehung Transformstörungen, die, wie ich bereits sagte, auf die Scherkomponente der hauptsächlich durch

³ Grundsätzlich lehne ich den Begriff der Platte ab, weil ich davon ausgehe, die Lithosphäre sei relativ fest mit ihrem Untergrund verbunden. Aus diesem Grunde setze ich „Platte“ meistens zwischen Anführungsstriche, es sei denn, ich bediene mich absichtlich der Plattentektonik-Terminologie dort, wo ich deren Standpunkt erkläre.

Zerrung charakterisierten Bewegungen zurückgeführt werden müssen (Strutinski, 1997; 2015c). Um wieviel mehr müsste man erwarten, Scherflächen auch bei sogenannten schrägen Subduktionen vorzufinden, also bei jenen, bei denen der Winkel zwischen dem Kontinentalrand und der Richtung der angeblich subduzierenden kalten ozeanischen Platte verschieden von 90 Grad ist. Gibt es sie, diese „subduktionsinduzierten Transformstörungen“? Nein! Sie müssten in parallelen Scharen erscheinen, ähnlich wie die Transformstörungen der MOR (Abb. 6A). Die Plattentektoniker haben dieses knifflige Problem mit einem „Kunstgriff“ gelöst, indem sie behaupten, die Scherflächen gebe es; sie würden durch die großen Seitenverschiebungen repräsentiert, die mehr oder weniger parallel zu den Kontinentalrändern verlaufen und über tausend Kilometer lang sein können (Fitch, 1972; Woodcock, 1986; Jarrard, 1986; Sleep, 1992). Diese sind besonders entlang des Feuerrings des Pazifiks verbreitet, doch ist es illusorisch, sie als Konsequenz der schrägen Subduktion zu betrachten. Weder deren große Länge noch die Orientierung entsprechen den mechanischen Anforderungen, die eine schräge Subduktion an sie stellen würde (vergleiche Abb. 6B). Wir sehen also die Plattentektonik mit dem unglaublichen Widerspruch konfrontiert, einerseits Scherflächen dort zu finden, wo junge, noch warme ozeanische Kruste tektonisch beansprucht wird, andererseits genau dieselben Scherflächen dort *nicht* zu finden, wo die ozeanische Kruste alt und dementsprechend spröde ist und eher zum Bruch neigen würde. Mehr noch, es wird graphisch äußerst anschaulich suggeriert, dass die so spröde ozeanische Kruste beim Abtauchen eigentlich ganz schön biegsam zu sein scheint. Als Fazit stehen dann auf unseren geologischen Weltkarten die ständig sich erneuernden, „warmen“ mittelozeanischen Rücken als *gebrochene* Linien da, während die Fronten der „Subduktionszonen“, an denen sich zum Teil alte, starre und „kalte“ Krusten gegenüberstehen, durch *kontinuierliche*, gleichmäßig verlaufende Bogenlinien bis hin zu Schleifen dargestellt werden. Das ist, mechanisch betrachtet und wenn man, wie das die Plattentektonik tut, von starren entlang der Ränder interagierenden Platten ausgeht, schwer nachzuvollziehen.

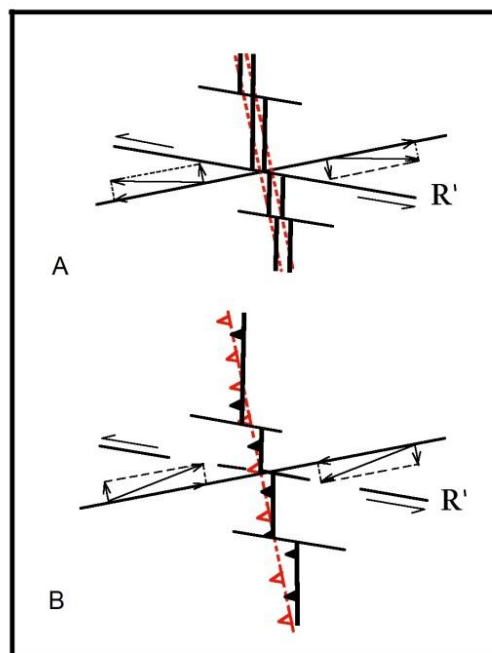


Abb. 6. Erklärung siehe nächste Seite **Fig. 6.** See next page for explanation

Anders, wenn wir nun die ozeanischen „Platten“ nicht als den „Subduktionszonen“ zugeführte Bereiche, und damit deren Ränder als die *aktiven* betrachten, sondern davon ausgehen, dass der Kontinentalrand oder der Inselbogen *die Aktiven* sind, und zwar weil sie sich bewegen, aber nicht *gegen* die ozeanische Platte, sondern *parallel* zum sogenannten Plattenrand. Diese Bewegung wird an der Oberfläche durch die langen, vorhin erwähnten Seitenverschiebungen angezeigt, während sie im Untergrund mit Hilfe der Methode des Scherwellensplittings unter Beweis gestellt werden konnte (Long & Silver, 2008a; 2008b). Auf die wenig überzeugenden Erklärungen dieser die ganze Theorie in Frage stellenden Tatsache will ich hier nicht näher eingehen, ich habe sie kurz in meinem schon erwähnten Beitrag angesprochen (Strutinski, 2017).

Somit ergibt sich aus dem dargestellten Sachverhalt, dass ozeanische Bereiche dank ihrer „Motoren“, den MOR, durchaus in der Lage sind, zumindest die Positionen der sie begrenzenden passiven Ränder kontinuierlich zu verändern, nicht jedoch dass sie entscheidenden Einfluss auf die Form der Umrisse der aktiven Ränder nehmen könnten. Letztere werden - und darauf weisen verschiedene Fakten hin - durch Strömungsprozesse im oberen Mantel generiert, wie sie zur Zeit besonders unter den Rändern des Pazifiks stattfinden. Diese Prozesse weisen eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Fließen der Gletscher auf. Sie sind es, die im lithosphärischen Bereich formgebend sind beziehungsweise in diesem abgebildet werden. So kommen die meist bogen- und im Extremfall schleifenförmigen aktiven Ränder zustande, die schon rein optisch an Fließstrukturen erinnern und entschieden gegen das Interagieren starrer „Platten“ sprechen. Da der südostasiatische Raum sowohl gegen den Pazifik als auch gegen den Indik durch aktive Ränder begrenzt wird, ist er besonders geeignet meine der Plattentektonik widersprechende Auslegung zu verdeutlichen. Schon seit Jahrzehnten beschäftigt mich die markante Bogenform dieses Raumes. Sie tritt umso mehr in Erscheinung, wenn man sich den Verlauf der geologischen Strukturen ansieht. Die Bogenform ist hier allgegenwärtig. Entgegen üblichen paläogeographischen Rekonstruktionen, die diesen Bereich ab der Kreide, wenn nicht sogar schon viel früher, in ähnlicher Lage und Ausdehnung⁴ darstellen (siehe z.B. Scotese, 2001; Aitchison et al., 2007; Metcalfe, 2011; Hall, 2012; Hall & Sevastjanova, 2012), vertrete ich die Ansicht, dass wir es hier mit Fließprozessen zu tun haben, infolge deren ganz Hinterindien mitsamt einem großen Teil des indonesischen Archipels um tausende Kilometer gegen Süden verfrachtet wurde. Darauf werde ich im Unterkapitel 4.2.zurückkommen.

Abb. 6. Auflösung der Scherkomponente in Strukturen mit überwiegend (A) Zerr- beziehungsweise (B) Stauch- oder Überschiebungscharakter. Innerhalb der Kruste wird Fall (A) durch die mittelozeanischen Rücken verkörpert, wohingegen der Fall (B) im Bereich von „Subduktionszonen“ so gut wie nie auftritt. Die rot gestrichelten Markierungen stellen die Idealfälle dar, in denen keine einfache Scherung stattfindet. Der den Scherungen innewohnende Drall wird durch die Bildung von R'-Scherflächen aufgelöst. Im Falle (A) nennen sie sich Transformstörungen (Strutinski, 1997).

Fig. 6. *Solution of the shear component in structures with predominantly tensional (A) and compressional or overthrust character (B). Within the crust case (A) is materialized by the mid-oceanic ridges, whereas case (B) that theoretically should apply for “subduction zones” is practically unknown. Red markings represent ideal situations without a simple shear component. The angular momentum inherent in simple shear is resolved by the generation of R' shear planes which are known as transform faults in case (A). From Strutinski (1997).*

⁴ Mitunter durch das Andocken von so genannten Band-Kontinenten (siehe S. 34-35) erweitert

3. Der Ur-Pazifik

Wir wollen uns erinnern: Meiner Hypothese gemäß gab es den Mantelstrom in äquatorialer Position schon lange, bevor das Alpen-Himalaya-System seinen Anfang nahm. Deshalb muss davon ausgegangen werden, er habe über einen bedeutenden Impetus verfügt. Solch ein Strom kann nicht einfach aufgehalten werden, falls sich ihm ein Hindernis in den Weg stellt. Er verfügt durchaus über die nötige Kraft, um sich entlang der Richtung des geringsten Widerstandes weiter fortzubewegen. Was hat sich ihm aber widersetzt und seinem äquatorialen Strömen ein Ende gesetzt? Die Vermutung drängt sich auf, das erstmalige Aufbrechen und Auseinanderdriften der bis dahin erdumspannenden kontinentalen Lithosphäre während des mittleren Juras, das zur Bildung des Ur-Pazifiks führte, könnte der Auslöser gewesen sein. Das Auseinanderdriften muss von einem Emporheben des Mantels in diesem Erdabschnitt begleitet worden sein. Dadurch querte dichter Mantel die Laufbahn des „kriechenden“ weniger dichten äquatorialen Mantelstromes und nötigte diesen, entlang des entstandenen Randes nach Ausweichmöglichkeiten zu suchen.

Obige Annahme setzt voraus, die ozeanische Kruste im Westpazifik habe sich nicht, wie von der Plattentektonik allgemein angenommen, entlang von mittelozeanischen Rücken gebildet wie etwa im Atlantik oder im Indik. Dazu passt, dass es im Pazifik auch keinen eigentlichen mittelozeanischen Rücken gibt. Nach Meinung der Plattentektoniker wurde die Pazifische Platte an einem Tripelpunkt² generiert (Abb. 7) und vergrößerte sich dank der gleichzeitigen Tätigkeit dreier Spreizungszonen. Dieser Schluss fußt auf der Tatsache dreier verschieden orientierter magnetischer Lineationsmuster⁵ im Raume der ältesten pazifischen Kruste (siehe Abb. 11). Ich habe allerdings an anderer Stelle darauf hingewiesen, dass die „Geburt“ einer neuen ozeanischen „Platte“ von einem Punkt ausgehend höchst unglaublich ist (Strutinski, 2015b). Es gibt keinen triftigen Grund, Zweifel daran zu hegen, aktive MOR wären nicht im Großen und Ganzen ortsfest. Doch das müssten wir, sobald wir annehmen würden, die neu entstandenen Rücken entfernten sich radial vom „Ursprung“ und verlängerten sich gleichermaßen in beide Richtungen (Abb. 8A). Jedoch Zubringer-Kanäle aus dem oberen Mantel, die ständig „wandern“ und sich dabei noch doppelseitig verlängern, widersprechen jeder Logik, zumal wenn die Spreizungsrate, wie in diesem Fall angenommen, extrem hoch (13-14 cm/Jahr) gewesen sein soll. Ein vorerst letzter Versuch, die Entstehung der Pazifischen „Platte“ von einem Punkt aus irgendwie zu rechtfertigen, stammt von Boschman und van Hinsbergen (2016), die aber bloß den RRR- durch einen FFF-Tripelpunkt⁶ ersetzen (Abb. 8B). Das Zubringer-Problem wird dadurch keineswegs gelöst.

⁵ Während der Auskristallisation von Basalten richten sich magnetische Minerale nach der N-S-Richtung aus. Durch das vollständige Verfestigen der Basalte bleibt diese Ausrichtung im Gestein „eingefroren“. Laut Plattentektonik ändert aber das Magnetfeld der Erde in verschiedenen Zeitabständen seine Polarität (Nordpol wird zum Südpol und umgekehrt). Gemäß dieser Theorie werden die Basalte entsprechend „normal“ oder „umgekehrt“ polarisiert. Durch die Spreizung bedingt, trennen sich die entlang der MOR gebildeten abwechselnd normal oder umgekehrt polarisierten Basalte spiegelbildlich voneinander, was zu einer Streifenbildung führt, die magnetometrisch erfasst werden kann und sich in den magnetischen Lineationen oder Streifenmustern niederschlägt.

⁶ RRRs, das sind die Tripelpunkte, die vom Zusammentreffen dreier Rücken herrühren und als sehr stabil gelten. FFFs dagegen sind Tripelpunkte, an denen sich drei so genannte Transformstörungen treffen und die als äußerst instabil gelten.

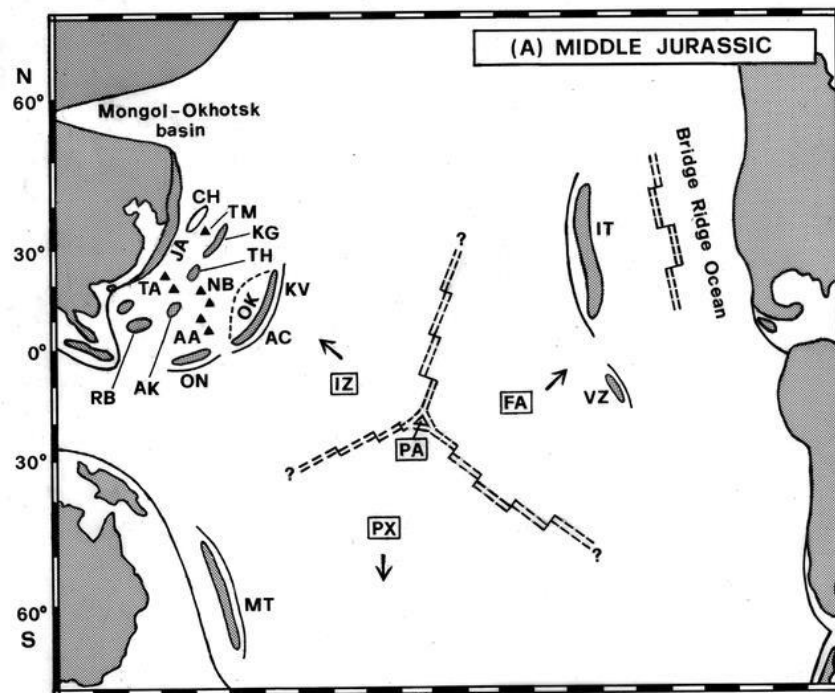


Abb. 7. Das Entstehen im mittleren Jura der flächenmäßig größten „Platte“ der Erde, der Pazifischen Platte (PA), am Schnittpunkt (Tripelpunkt) dreier heute größtenteils abgetauchter Platten (Izanagi - IZ, Farallon - FA und Phönix - PX), nach Auffassung der Plattentektonik. Übernommen aus Smith (2007).

Fig. 7. Generation according to Plate Tectonics of the largest „plate“ on Earth – the Pacific Plate (PA) –at the triple junction of three presently almost “subducted plates” (Izanagi - IZ, Farallon-FA and Phoenix - PX) during the Middle Jurassic (from Smith, 2007).

Zweifelsohne belegen die Fakten, dass durch das kontinuierliche Aufbrechen der Kruste die mittelozeanischen Rücken durchaus in der Lage sind, sich in Längsrichtung auszuweiten, doch bleibt ihre Position gegenüber dem Untergrund verankert. Im zentralen Atlantischen Ozean beispielsweise funktioniert *derselbe* Rücken ortsfest seit dem oberen Jura, zu erkennen an dem symmetrischen Streifenmuster der magnetischen Lineationen. Die Dreispitz-Lineationen⁷ im Westpazifik weisen eine viel schwächere Intensität auf als diejenigen in anderen Teilen des Pazifiks, was an dem sogenannten mesozoischen Dipol-Tief, also einer unterdurchschnittlichen Intensität des Magnetfeldes der Erde, im Zeitintervall 182 - 133 Ma (Tauxe et al., 2013) liegen mag. Ihre Ausrichtung ist es aber, die nicht dem Muster der zweiseitig symmetrischen Lineationen entlang mittelozeanischer Rücken entspricht, weshalb es nicht von der Hand zu weisen ist, dass ihr Ursprung hier ein völlig anderer sein könnte. Von einigen Gegnern der Plattentektonik wird ohnehin in Frage gestellt, ob die magnetischen Lineationen überhaupt mit Polumkehr zu tun haben könnten und sie nicht vielleicht bloß eine Abbildung der Meeresgrundtopographie und/oder gegebenenfalls rückenparalleler Scher- und Verwitterungszonen innerhalb der Basalte darstellten (Storetvedt, 1997). Auch zeigen Befunde neueren Datums, dass die so genannten OCCs (*oceanic core complexes*), also entlang von MOR

⁷ Ein Terminus, den ich hiermit einführe und der sich auf den speziellen Fall des Westpazifiks mit seinen drei verschiedenen Richtungen der magnetischen Lineationen bezieht.

emporgehobene Rücken bestehend aus Gesteinen der unteren Kruste und des oberen Mantels (Gabbros und Peridotite), auch magnetische Lineationen erzeugen – und zwar meistens konform zu denjenigen der Basalte (Hosford et al., 2003; Searle & Bralee, 2007). Das jedoch widerspricht der Theorie, da angeblich nur schnell erstarrende Lava entlang der MOR ausgeprägte Lineationen hervorrufen würde. Die magnetischen Lineationen sind somit kein ausschließliches Merkmal der MOR-Basalte. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, könnten die Dreispitz-Lineationen im Westpazifik sehr wohl die Emporhebung des Mantels markieren, die ich weiter oben im Zusammenhang mit dem erstmaligen Zerbersten der kontinentalen Kruste zur Sprache brachte.

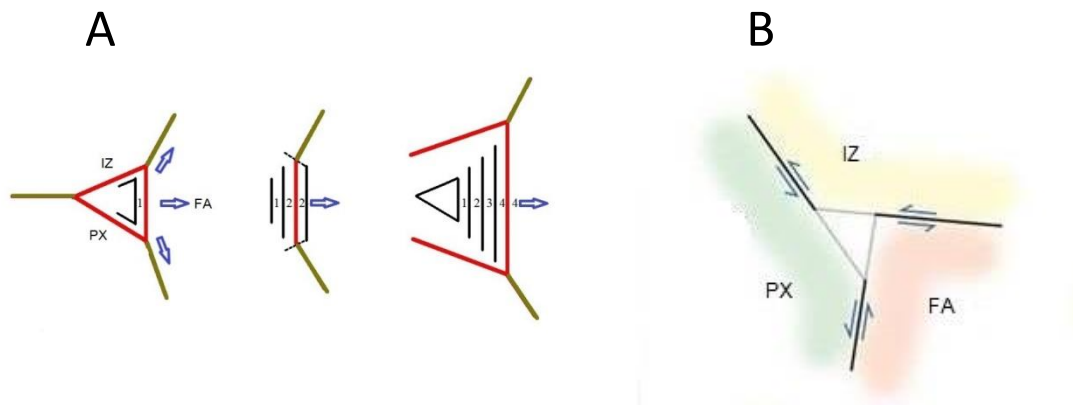


Abb. 8. A. Der Ursprung der Pazifischen Platte nach dem herkömmlichen Modell, ausgehend von einem RRR-Tripelpunkt (vergleiche dazu Abb. 7); es werden drei sukzessive Phasen dargestellt (aus Strutinski, 2015b). **B.** Boschman & van Hinsbergen (2016) ersetzen dagegen den RRR- durch einen FFF-Tripelpunkt. Die Verfügbarkeit ortsfester Zufuhrkanäle ist auch in diesem Fall nicht gewährleistet.

Fig. 8. A. The origin of the Pacific Plate due to the conventional model starting from an RRR triple junction (compare with Fig. 7); three successive stages are presented (from Strutinski, 2015b). **B.** In the Boschman & van Hinsbergen (2016) version the RRR triple junction is replaced by an FFF triple junction. The problem of steady feeder channels remains still unsolved.

Dass wir es hier und heute mit einem der tiefsten ozeanischen Becken überhaupt zu tun haben, mag an seinem Alter und der Reliefumkehr liegen, die sich ab der oberen Kreide ereignet hat. Die Idee der Sprengung der kontinentalen Lithosphäre und der Emporhebung zwischen den entstandenen Kontinentalblöcken eines ovalen bis spindelförmigen Mantelwulstes als primärer Erscheinungsform eines ozeanischen Bereiches, kam mir erstmals, als ich Careys bildliche Darstellungen seines Ur-Pazifiks sah (Abbildungen 170 und 194 in Carey, 1976) und sie mit seiner Vorstellung von Zerrung verband. Denn wie er anhand seiner Mohrschen tektonischen Profile aufzeigen konnte, können sich Zerrbrüche in der Lithosphäre nur bis zu einer geringen Tiefe fortpflanzen (dem sogenannten tiefsten Limit für Zerrbruch). Nach unten werden sie durch Scherbrüche ersetzt, entlang denen tiefer gelegene Lithosphärenbereiche nach oben drängen (Abb. 9). Dass es sich im Westpazifik um ein durch Zerrung ausgelöstes groß angelegtes Aufdringen des Mantels handelt, kann meiner Ansicht nach durch die seismisch-tomographischen Ermittlungen belegt werden, die in diesem Bereich ein weites Areal umreißen konnten, das sich durch empfindlich höhere Scherwellengeschwindigkeiten

auszeichnet (Abb. 10). Anders als die Theorie der Plattentektonik, der zufolge die hohen Geschwindigkeiten ausschließlich auf die alte (jurassische), kalte und verdichtete ozeanische Lithosphäre im Bereich des Westpazifiks zurückzuführen sind, stelle ich die Behauptung auf, es handle sich hier um dichteres Mantelmaterial, das aus der Tiefe in höhere, weniger dichte Bereiche aufgedrungen ist. Gegen die Annahme der Plattentektoniker spricht der Umstand, dass der Bereich der erhöhten Geschwindigkeiten bis in Tiefen von 150-200 km verfolgt werden kann, also tiefer als die bis maximal 125 km hinabreichende ozeanische Lithosphäre.

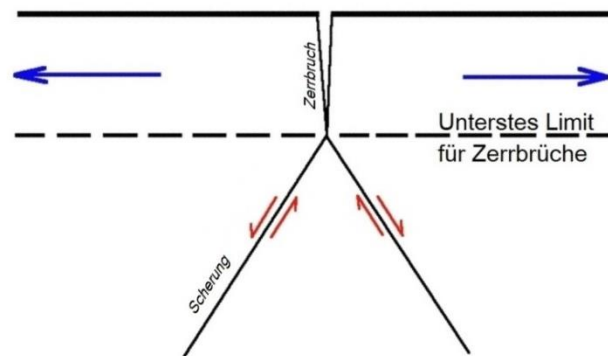


Abb. 9. Entsprechend dem Mohrschen Kreis, angewandt auf die Lithosphäre, kann sich einfache Zugspannung nur bis zu einem gewissen Limit durch Zerrbrüche entladen, darunter erfolgt Scherung. Nachgezeichnet aus Carey, 1976.

Fig. 9. According to Mohr's circle applied to the lithosphere tensile failure in simple tension is possible only to the lower limit of tension failure; below this threshold shear failure takes place. Redrawn from Carey (1976).

Der Mantelwulst hat beginnend mit dem oberen Jura und über die tiefere Kreidezeit eine Erhebung bewirkt, die den Geologen schon seit längerer Zeit bekannt ist und nach Menard (1964) Darwin-Rücken (*Darwin Rise*) genannt wird. Menard hatte ursprünglich ein viel ausgedehnteres Gebiet im Sinne, revidierte jedoch seine Ansicht zwei Jahre vor seinem Tode (Menard, 1984), indem er den Darwin-Rücken auf einen Bereich beschränkte, der ungefähr dem entspricht, den ich in Abbildung 10 gestrichelt wiedergegeben habe. Konsequenterweise werde ich deshalb gemäß dem Prioritätsprinzip im weiteren Verlauf nur noch von dem Darwin-Rücken sprechen, wobei nochmals darauf verwiesen wird, es handle sich hier lediglich um denjenigen Begriff, den Menard 1984 redefinierte. In einigen neueren Publikationen ist dieser Bereich auch unter der Bezeichnung Westpazifische Seeborg-Provinz (*West Pacific Seamount Province, WPSP*) bekannt denn zur Einmaligkeit des Darwin-Rückens gehört die äußerst große Anzahl von unterseeischen Bergen vulkanischen Ursprungs (Guyots), die den Meeresgrund morphologisch wie von Quaddeln übersät erscheinen lassen (Abb. 11). Es wurden über tausend Vulkanbauten innerhalb eines Gebietes von 5000x1500 km identifiziert (Stepashko, 2006). Diese merkwürdige Landschaft, die sonst nirgendwo in den Ozeanen angetroffen wurde, stellt die Plattentektonik wiederum vor ein ernsthaftes Problem, da sie anscheinend den Grundprinzipien der Theorie widerspricht. Da im Bereich dieses Rückens die ozeanische Kruste möglicherweise schon seit

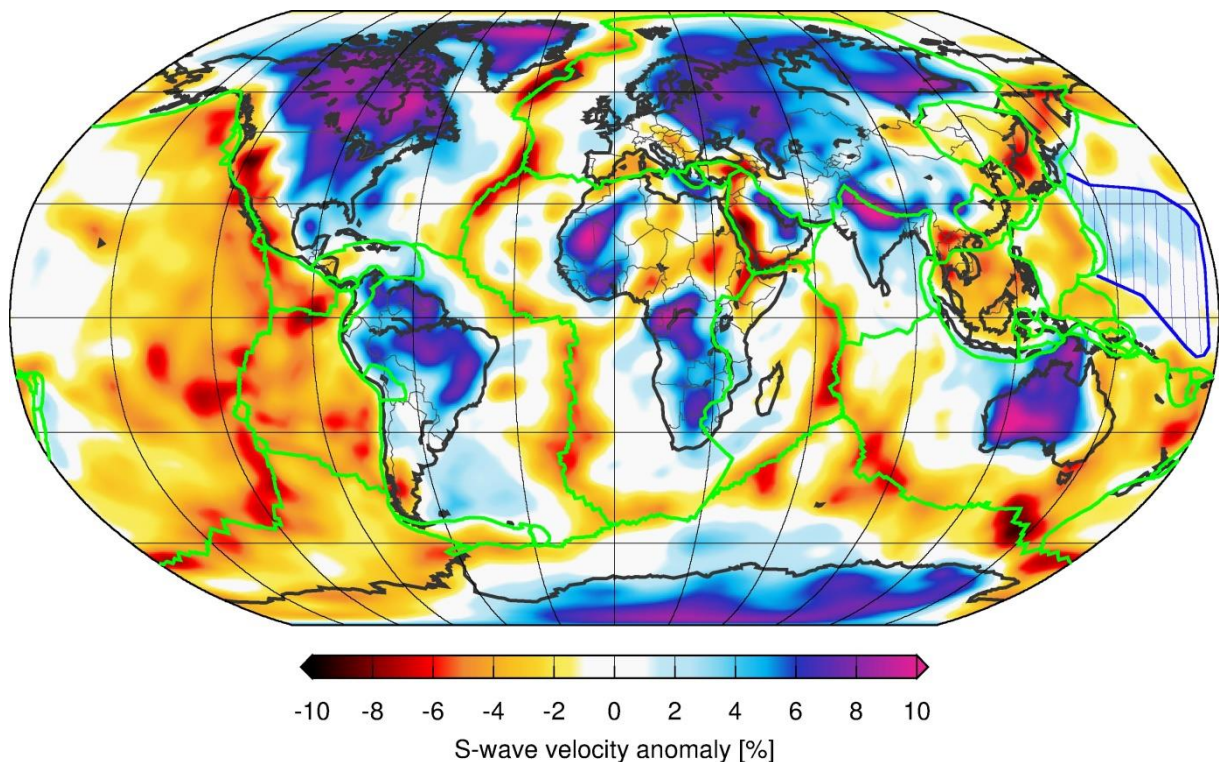


Abb. 10. Scherwellenanomalien in 100 km Tiefe (nach Schaeffer & Lebedev, 2013) zeigen im Westpazifik ein ausgedehntes Gebiet (gestrichelte Oberfläche rechts im Bild), in dem der Mantel kälter und/oder dichter (blau-weiße Färbung) im Vergleich zu den umliegenden Gebieten (gelb-orange) ist. In meiner Auffassung stellt diese Zone den aus dichteren Regionen emporgehobenen Untergrund des Ur-Pazifik dar, dessen Umriss an der Oberfläche mehr oder weniger spindelförmig war.

Fig. 10. The map of shear wave anomalies at 100 km depth (from Schaeffer & Lebedev, 2013) shows under the Western Pacific a large field (the hatched shading on the right) of colder and/or denser mantle (light blue and white colors) compared to adjoining warmer regions (yellow-orange colors). In my view this area represents the locus where deeper mantle rose to the surface initiating the formation of the Proto-Pacific, characterized by its spindle-shaped outline.

mindestens 50 Ma bestand, also schon relativ kalt war, bevor sie durch aufsteigende Magmen an unzähligen Stellen „durchlöchert“ wurde, ist dieser Intraplattenvulkanismus schwer zu erklären. Erste Versuche in dieser Beziehung gingen noch davon aus, der „Mittelpazifische mesozoische Rücken“ könnte einen nicht mehr aktiven mittelozeanischen Rücken darstellen (Hess, 1962, Menard, 1964). So ist bei Hess zu lesen:

„The fracture system and rises in the central Pacific Ocean basin in Menard’s book <<Marine Geology of the Pacific>> (1964), are old, probably Mesozoic or early Tertiary. They are not active today. The Darwin Rise in the Central Pacific has subsided since Cretaceous time... At one time, a mid-oceanic ridge existed along the axis of the rise, and crustal material moved away from the ridge axis for 100 or 200 million years...” (Hess, 1966, zitiert in Frankel, 2012).

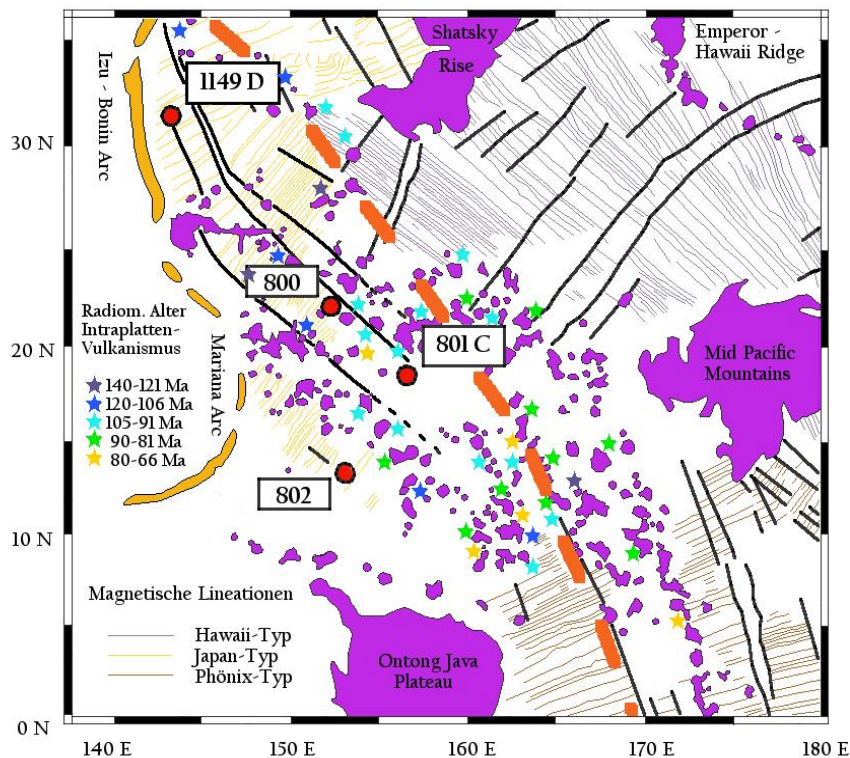


Abb. 11. Der Darwin-Rücken, durch die Vielzahl kleiner untermeerischer Vulkanbauten (kleine lila Flecken) gekennzeichnet, deren Alter (Sternchen) keinen Trend in eine Richtung erkennen lässt. Die drei erkannten magnetischen Lineationen wie auch die wichtigsten Brüche (schwarz) und vier Bohrungen sind gleichfalls eingezeichnet. Die orangefarbene Bruchlinie stellt die vermutliche Achse des Darwin-Rückens dar. Nachgezeichnet und ergänzt aus Koppers et al. (2003b).

Fig. 11. The Darwin Rise studded with numerous small submarine volcanic cones (the small purple spots) whose ages (little stars) do not show any directional trends. The three identified magnetic lineations, main fractures (in black) as well as four drilling sites are also shown. Orange broken line represents the assumed axis of the Darwin Rise. Redrawn and completed from Koppers et al., 2003b.

Da es für diese Auslegung wenig Verständnis gab und neuere Daten sie auch nicht unterstützen konnten, wurde sie schließlich aufgegeben. Dann wurde die *Superplume*-Hypothese aufgestellt (Larson, 1991), welche die Entstehung eines Superdiapirs⁸ an der Mantel-Kern-Grenze vor ungefähr 125 Ma voraussetzt, der sich dank Konvektion durch den gesamten Mantel „emporgearbeitet“ hat, um unter dem Zentralpazifik den Intraplattenvulkanismus auszulösen. Es musste aber ein passender Mechanismus ersonnen werden, um die über einen weiten Raum verteilten, durch zahlreiche Einzeleruptionen relativ beschränkter Intensität und Reichweite entstandenen Vulkangebilde zu erklären. Denn für gewöhnlich erzeugt ein „normaler“ Manteldiapir zu Beginn seiner Aktivität eine LIP⁹, wonach anschließend eine Vulkankette entsteht (Beispiel Emperor-Hawaii-Kette im Pazifik), weil

⁸ Ein Superdiapir ist eine aus großen Tiefen – z.B. von der Mantel-Kern-Grenze - aufsteigende Säule riesigen Umfangs (bis zu mehreren hundert Kilometern Durchmesser) von erhitztem Mantelmaterial. Normale Diapire sind kleineren Ausmaßes.

⁹ LIP (von *Large Igneous Province*), eine ausgedehnte Vulkanprovinz, die meist durch flächendeckende Flutbasaltemissionen charakterisiert wird.

sich die Lithosphäre über den ortsfesten Diapir und den entsprechenden Hotspot¹⁰ weiter fortbewegt. Weder aber ließ sich eine LIP für die Aktivität des Diapirs unter dem Westpazifik ausfindig machen, noch gibt es Hinweise darauf, die Vulkanstrukturen würden sich in Form einer oder auch mehrerer Ketten aufreihen und eine Richtung verfolgen. Auch die ermittelten Alter der verschiedenen Strukturen lassen wenig Raum für die Annahme, es gebe eine richtungsbedingte Abfolge von alt nach neu (Abb. 11), wenngleich einige Autoren solche Abfolgen zumindest für kurze Abschnitte festgestellt haben wollen (z.B. Koppers et al., 2003a; Stepashko, 2006). Schon vor Larson hatten McNutt und ihre Mitarbeiter (McNutt & Fischer, 1987; McNutt et al., 1990) darauf hingewiesen, der Darwin-Rücken sei eine „Superschwelle der Kreidezeit“, die höchstwahrscheinlich den Vorläufer der heutigen Superschwelle unter Französisch Polynesien im Südpazifik darstellt. Für die vulkanische Tätigkeit der letzteren wird ein „Kissen“ heißen Materials innerhalb des oberen Mantels angenommen. Da ein ähnliches „Kissen“ unter dem Darwin-Rücken geophysikalisch jedoch nicht nachweisbar ist, wird hier für die mittlere Kreidezeit bloß von einer „thermischen Störung“ (= *thermal disturbance*) gesprochen. Für die Existenz des Darwin-Rückens um die Mitte der Kreidezeit sprechen die Atolle, die sich an den Abhängen der Vulkanberge angesiedelt hatten (Heezen et al., 1973). Es gibt sogar Karsterscheinungen innerhalb der Ablagerungen dieser Atolle, die Zeugnis davon ablegen, die Strukturen hätten zeitweilig über den Meeresspiegel hinausgeragt (McNutt et al., 1990). Koppers et al. (2003a) greifen McNutts Superswellen-Modell auf und versuchen, stichhaltige (im Besonderen isotopengeochemische) Argumente dafür zu finden, dass der Vulkanismus des Darwin-Rückens und derjenige unter Französisch Polynesien „verwandt“ sind, dass also der erstere der Vorläufer des letzteren war, was allerdings in nur geringem Maße gelingt. Die annähernd 40 Ma währende „Pause“ zwischen den jüngsten vulkanischen Ergüssen innerhalb des Darwin-Rückens und den ältesten in Französisch Polynesien ist wohl das härteste Argument, das gegen diese Hypothese spricht. Immerhin gelingt es den Autoren, überzeugend aufzuzeigen, die klassische Hypothese Wilsons, welche langlebige, tief verwurzelte und ortsfeste Hotspots voraussetzt, könne zumindest im Falle des Vulkanismus des Darwin-Rückens nicht angewandt werden. Dagegen halten sie an der Superplume-Hypothese fest, wovon sich in Verbindung mit regionalen Zerrungen oder ähnlichen tektonischen Prozessen, welche die ozeanische Lithosphäre auflockern und Aufstiegswege schaffen, sogenannte *Troddeln*¹¹ (englisch *plumelets*) absondern und aufsteigen, von denen jede ihre eigene isotopische Kennzeichnung aufweist und zeitlich begrenzt aktiv ist, wobei sie sich räumlich oft mit anderen überschneidet. Das entspricht ihrer Ansicht nach den Tatsachen am besten. Ähnliches hatten auch schon Janney & Castillo (1999) vermutet.

Wie ich schon hervorhob, sprechen die geophysikalischen Befunde (Abb. 10) entschieden gegen die Annahme eines Superdiapirs unter dem Darwin-Rücken. Die Behauptung, der Darwin-Rücken hätte sich während der Kreidezeit über dem ortsfesten Superdiapir befunden, der aktuell den Vulkanismus unter Französisch Polynesien speist, und sei anschließend nach Nordwest gedriftet, lasse ich nicht gelten; denn im Sinne der Hypothese des Erdwachstums gleitet die „Pazifische Platte“ nicht über ihren Untergrund, sondern bleibt mit demselben bis in große Tiefen relativ fest verbunden, ist also im eigentlichen Sinne gar keine Platte³. Die stärkere Expansionsrate entlang der mittelozeanischen Rücken der Südhalbkugel (McCarthy, 2007) hat zwar den Anschein erweckt, als ob die „Pazifische Platte“ sich nach Nordwesten bewege, doch ist diese Bewegung eine imaginäre; denn sie ergibt sich bloß aus der wachsenden Entfernung zum Südpol, ohne eine Annäherung an den Nordpol zu

¹⁰ So viel wie „Heißer Fleck“ – er stellt den Austritt eines Manteldiapirs an der Oberfläche der ozeanischen oder kontinentalen Kruste dar.

¹¹ Den Begriff führe ich hiermit ein.

beinhalten, ein Umstand, der dem Erdwachstum zu verdanken ist. Als einigermaßen ortsfest können allerdings einige Manteldiapire betrachtet werden, die an der Oberfläche durch die Bildung tausende Kilometer langer Vulkanketten in Erscheinung treten und die ihren Ursprung höchstwahrscheinlich an der Mantel-Kern-Grenze haben. Beispiele solcher Vulkanketten bieten die Emperor-Hawaii-Kette im Nordpazifik, die Louisville-Kette im Südwestpazifik oder der 90-Ost-Rücken im Indischen Ozean. In all diesen Fällen, wie auch in den meisten anderen, erfolgt die Verjüngung in Süd-, Südost- oder Südwest-Richtung¹². Es erübrigt sich zu sagen, dass die sich südwärts verjüngenden Vulkanketten nicht nur auf ein nordwärts gerichtetes Gleiten von „Platten“ auf einer gleich groß bleibenden Erdoberfläche zurückgeführt werden können, sondern auch mit einem Wachstum der Erde in Einklang sind, bei dem sich neue Lithosphäre vornehmlich auf der Südhalbkugel bildet. Auf solch eine „asymmetrische Expansion“ als Erklärung der scheinbaren Norddrift des Pazifiks und anderer „Platten“ hat auch Tuttle (2012) hingewiesen.

Was hat die Plattentektonik sonst noch an Argumenten für ihre Hypothese zu bieten? Denn, wie wir aufzeigen konnten, kann sie sich weder auf die magnetischen Lineationen und die Befunde der Tiefenseismik noch auf ihre verschiedenen Auffassungen zum Intraplattenvulkanismus innerhalb des Darwin-Rückens in überzeugendem Maße stützen. Es sind gerade einmal zwei (!) Bohrungen (ODP Site 801 im Pigafetta-Becken und ODP Site 1149¹³, siehe Abb. 11), welche den Voraussetzungen einigermaßen entsprechen, die dem Dreispitz-Lineations-Modell zugrunde liegen. Gemäß diesem Modell hätten die ODP-Bohrungen 800, 801 und 802 (Abb. 11) alle unter der Sedimenthaut auf Basalte jurassischen Alters stoßen müssen; denn aufgrund der magnetostratigraphischen Interpretation besteht der mit den genannten Bohrungen untersuchte Untergrund aus mittel- bis oberjurassischen Basalten, die entlang mittelozeanischer Rücken entstanden sind. Basalte wurden zwar in den Bohrungen 800 und 802 erteuft, jedoch entsprechen sie nicht MOR-Basalten (Bohrung 800), oder aber sie entsprechen nicht altersmäßig den Erwartungen (Bohrungen 800 und 802). Die Basalte weisen nämlich ein mittleres Kreidealter (120-100 Ma) auf. Damit befinden sie sich zwar in zeitlichem Einklang mit den meisten Vulkanbauten des Darwin-Rückens, die diesen wie Quaddeln übersäen, doch hatte man die Bohrungen eigens in Tiefseebecken niedergebracht, die weit entfernt von derartigen Vulkanbauten liegen, um sicher zu gehen, den angenommen jurassischen Untergrund nicht zu verpassen. Da man auch im 1200 km südöstlich gelegenen Nauru-Becken „nur“ ozeanische Kruste von maximal 130 Ma (untere Kreide) vorgefunden hat (DSDP Bohrung 462), obgleich auch hier, gemäß dem magnetischen Muster, jurassische Kruste zu erwarten gewesen wäre, wurde geschlossen (wohl eher beschlossen), es handle sich im Falle der Gesteinsproben der Bohrungen 802 und 462 um neuere Basaltergüsse, die zwar unter vielen Gesichtspunkten den MOR-Basalten gleichen, aber trotzdem durch *off-ridge*-Vulkanismus¹⁴ entstanden sein müssen. Der Hintergedanke dabei war, dass es unbedingt noch einen jurassischen Unterbau bestehend aus besagten MOR-Basalten geben müsse, welcher die magnetischen Lineationen erzeugt hat, der von den Bohrungen aber nicht erreicht wurde. Die neueren basaltischen Ergüsse hätten die „alten“ Lineationen übrigens in keiner Weise „gestört“ (siehe z. B. Stadler & Tominaga, 2015). Diese Auslegung ist in vielen Hinsichten fraglich, nicht zuletzt wegen den auf den Seiten 17-18 erwähnten neueren Befunden. Sie

¹² Den einzigen Fall nördlich verlaufender Verjüngung stellt anscheinend das ganz im Süden gelegene Kerguelen-Plateau dar.

¹³ Bohrung 1149 endete in Unterkreide-Basalten. Diese scheinen zwar auf den ersten Blick die plattentektonischen Erwartungen zu unterstützen, ihr Alter hat sich aber als zu jung erwiesen (Koppers et al, 2003b).

¹⁴ Vulkanismus, der abseits der MOR tätig und eine Art von Intraplattenvulkanismus darstellen soll.

stand zeitweise auch wirklich zur Debatte, wenngleich die Überzeugung an die „Unfehlbarkeit“ der magnetostratigraphischen Deutung der Plattentektonik nie wirklich ins Wanken geriet. So lesen wir im Bericht der *Shipboard Scientific Party* zur Bohrung 802:

„The only problem with equating these extrusive basalts with original basement formed by seafloor spreading at a Mesozoic ridge crest is the age of the oldest sediments. They are dated by both nannofossils and dinoflagellates to range from Albian to late Aptian in age, whereas the magnetic anomalies ... predict an Oxfordian/Callovian age. Thus, the oldest sediments are at least 50 m.y. younger than the age suggested by the magnetic anomalies/basement depth. Either the magnetic anomaly identifications are incorrect ... or the basalts represent an off-ridge volcanic event that extruded igneous volcanic rocks over Jurassic-aged crust and possibly sediments that were already 50 m.y. old at the time...” (Shipboard Scientific Party, Site 802, 1990).

Der Gedanke, dass die magnetischen Lineationen in diesem Gebiet möglicherweise einen anderen Ursprung haben könnten als eine vermutete jurassische MOR-Kruste, wurde gar nicht in Betracht gezogen. Dadurch entstand das meines Erachtens nach völlig realitätsferne Bild der geologischen Weltkarten, das uns im Bereiche des Darwin-Rückens ein riesiges Gebiet mit angeblich jurassischer Basaltkruste zeigt, obgleich jurassische Basalte nur in einer einzigen Bohrung (ODP 801) erbohrt wurden. Die Vielzahl an Basaltformationen, die durch die anderen Bohrungen wie auch durch zahlreiche Dredgen vom Meeresboden zutage gefördert wurden und ein Kreidealter aufweisen, wird zwar als rote Pünktchen wiedergegeben (Abb. 12), doch besteht ein eklatanter Widerspruch bezüglich ihrer Verbreitung im Vergleich zur fiktiven Fläche, welche aufgrund der Deutung des magnetischen Lineationsmusters jurassische MOR-Basalte darstellt. Selbst in der ODP-Bohrung 801 werden die angeblichen MOR-Basalte von Alkalibasalten überlagert, die rund 7 Ma Jahre jünger sind (Koppers et al., 2003b) und unbedenklich als off-ridge-Basalte eingestuft werden (Floyd & Castillo, 1992; Koppers et al, 2003b). Es ist nicht zu leugnen, dass die tholeiitischen Basalte¹⁵ im untersten Teil des Bohrprofils den MOR-Basalten des Ostpazifischen Rückens geochemisch nahe stehen. Man muss allerdings hinzufügen, es sind in der Bohrung auch Basaltvarietäten angetroffen worden, welche sich aus einer „primitiven Schmelze“ ableiten lassen, also einer Schmelze, die durch erhöhte Werte der Magnesiumzahl (bezieht sich auf das Verhältnis $Mg/Mg+Fe$ im Gestein) gekennzeichnet werden. Nach Batiza (1991) entstehen solche Basalte allerdings entlang derjenigen Rücken, die sich durch niedrige oder extrem niedrige Expansionsraten (im allgemeinen unter 4-5 mm/Jahr) auszeichnen. Deshalb stoßen wir auch hier wiederum auf einen Widerspruch; denn es wird eigentlich angenommen, dass sich die jurassischen MOR-Basalte entlang von schnell expandierenden Rücken (13-14 cm/Jahr, siehe Koppers et al., 2003b) gebildet hätten. Damit scheint sich auch in dieser Hinsicht die Annahme von jurassischen MOR-Basalten im Untergrund des Darwin-Rückens zu relativieren. Man könnte ebenso gut davon ausgehen, die Laven, welche die tholeiitischen Basalte hervorgebracht haben, wären entlang von Spalten oder kurzlebigen Grabenbrüchen emporgequollen. Diese Hypothese steht im Einklang mit der Feststellung, die man im ostpazifischen Raum gemacht hat, wo entlang des gescheiterten Mathematician-Rifts¹⁶ vorwiegend „primitive“ Basalte angetroffen wurden, die später entlang von Brüchen von jüngeren Alkalibasalten abgelöst

¹⁵ Die tholeiitischen Basalte sind die typischen bzw. „normalen“ Basalte der MOR (deshalb auch N-MORB genannt), die aus „verarmten Schmelzen“ entstehen, also Schmelzen, die u.a. ein Defizit an inkompatiblen Elementen aufweisen. Das sind Elemente, die wegen ihrer Ladungszahlen oder ihrer Ionenradien nicht in das Kristallgefüge der üblichen Gesteinsminerale passen, z.B. Titan, Zirkon, Niob, Yttrium, seltene Erden u.a.

¹⁶ Infolge von primärer Spreizung können, von einem Punkt ausgehend, drei strahlig angeordnete Gräben (=Rifts) entstehen, von denen sich aber des Weiteren nur zwei zu Ozeanen ausweiten. Der dritte verbleibt im Grabenstadium und wird „gescheiterter“ Graben oder Rift genannt.

worden sind (Batiza, 1991). Die Anwesenheit von Alkalibasalten in der Bohrung ODP 801 scheint diesen Parallelismus noch zu vertiefen. Zusätzlich sei noch erwähnt, dass Koppers et al. (2003b) der Auffassung sind, selbst im Falle der Bohrung 1149, die erwartungsgemäß Unterkreide-Basalte erbohrt hat, handle es sich nicht um MOR-Basalte, sondern eher um Lagergänge, die die eigentlichen MOR-Basalte abdecken.

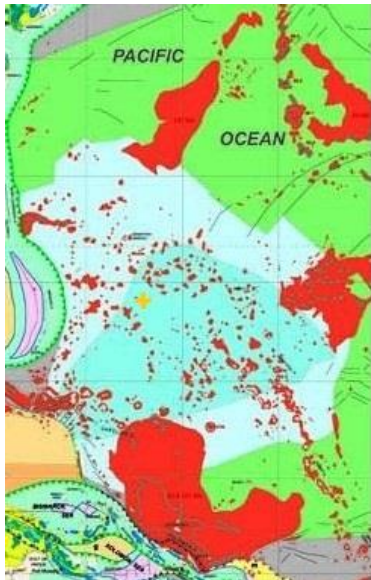


Abb. 12. Ausschnitt aus der Geologischen Karte der Welt (nach Bouysse et al., 2009), mit dem Westpazifik (Darwin-Rücken) im Mittelpunkt. Die zwei blauen Farbtönungen geben den Bereich der jurassischen, gelbgrün den Bereich der kretazischen Kruste wieder, und beziehen sich auf Basalte, welche angeblich entlang von MOR entstanden sind. Rot steht für *off-ridge* und Plateaubasalte, welche größtenteils Kreidealter aufweisen. Das gelbe Kreuz gibt den ungefähren Standort der Bohrung ODP 801 wieder. Im unteren Bereich der Karte ist das Ontong-Java Plateau zu erkennen.

Fig. 12. Section from the Geological Map of the World (from Bouysse et al., 2009) centred on the Darwin Rise in the Western Pacific. Light blue and blue colors represent Jurassic while yellow green represents Cretaceous oceanic crust assumed to have been generated along mid-ocean ridges. Red represents off-ridge and plateau basalts, which are for the largest part of Cretaceous age. The yellow cross marks the approximate site of ODP drilling 801. The Ontong Java Plateau can be noticed in the lower part of the section.

Somit sind die Argumente der Plattentektoniker in Bezug auf die große Ausdehnung jurassischer MOR-Basalte, der MOR-Basalte im Allgemeinen, innerhalb des Darwin-Rückens extrem dürftig und ist, wie ich des Weiteren ausführen werde, die Entstehung der ozeanischen Kruste dieses weiten Bereiches auch anders zu deuten. Denn es gibt im Rahmen der Theorie der Plattentektonik bis heute keine zufriedenstellende Antwort auf die Frage:

„Why should the ocean floor formed during the Jurassic become covered by volcanic eruptions in the mid-Cretaceous, whereas more recent oceanic crust is dominated by basalts formed at mid-ocean ridges?“ (Skelton et al., 2003).

Da ich auch von der Realität einer „Superschwelle“, nicht aber von derjenigen eines Superdiapirs in ihrem Untergrund ausgehe und zudem das Erdwachstum als Grundvoraussetzung betrachte, bietet sich mir als Erklärung des Vulkanismus die Überlegung an, ein aus der Tiefe aufsteigender Mantelkeil müsse unter den Bedingungen niedrigen Druckes instabil werden, weshalb es in seinem Inneren zu zahlreichen durch Druckentlastung ausgelösten Schmelzprozessen komme. Dabei bilden sich kleine unabhängige Magmenherde, die sich aus keinem gemeinsamen Superdiapir speisen. Ich nehme an, die Schmelzprozesse haben etwa 10-20 Ma nach dem Einsetzen der Heraushebung begonnen und sich zeitlich über mehr als 100 Ma erstreckt, also in etwa vom oberen Jura bis gegen Ende der Kreidezeit. Wo genau sich Schmelzen bilden konnten, hing von einer Reihe von Umständen ab wie etwa von chemischen Inhomogenitäten des Mantels, der Verteilung flüchtiger Komponenten (vor allem H₂O und CO₂) und der Existenz von Brüchen oder sonstigen Dislokationen innerhalb des

Mantelgesteins. Wann und wo immer das Volumen der resultierenden Schmelzen einen kritischen Punkt überschritt und zudem auch tektonisch labile Zonen die Widerstandsfähigkeit der überlagernden Schichten herabsetzten, konnten die Schmelzen diapirisch bis an die Oberfläche dringen und dort an unzähligen Stellen Vulkanstrukturen aufbauen. Wenn es manchmal den Anschein hat, als würden mehrere solcher Strukturen zu einem Lineament gehören, so könnten, im Unterschied zu den üblichen plattentektonischen Auslegungen von Wanderungen über Hotspots, Bruchlinien dafür verantwortlich gemacht werden, die sich im Zuge der Heraushebung des Darwin-Rückens gebildet haben und möglicherweise für die Entstehung von Schmelzen mitverantwortlich waren. Keinesfalls sollten aber diese ohnehin in verschiedene Richtungen weisenden Strukturen von beschränkter Länge mit denjenigen in Französisch Polynesien verglichen werden, bei denen lineare Anordnungen gar wohl erkennbar sind. Eine nordwestwärts gerichtete Ausrichtung mehrerer solcher Strukturen innerhalb der als SOPITA umschriebenen Region (SOPITA = **S**outh **P**acific **I**sotopic and **T**hermal mantle **A**nomaly, siehe Koppers et al., 2003a) könnte hier das „Verrücken“ über den im Untergrund geophysikalisch ermittelten, fest verankerten Superdiapir vortäuschen.

Die Hypothese des Erdwachstums widerspricht der Plattentektonik unter anderem darin, dass sie die Existenz von „Platten“ nicht anerkennt. Stattdessen vertritt sie den Standpunkt, die Lithosphäre bleibe fest mit ihrem Untergrund verbunden. Da wir sie im Allgemeinen als spröde bezeichnen können, obgleich dieses Merkmal eigentlich nur den obersten paar Zehner Kilometern entspricht, muss sie sich, als Konsequenz des Erdwachstums, der sich ständig vergrößernden Fläche und der dieser entsprechenden sich verringernden Oberflächenkrümmung des Mantels anpassen. Das geschieht eindeutig, indem sie gesprengt wird unter Bildung und Ausweitung ozeanischer Becken, die von neuer Lithosphäre unterlagert werden. Diesen offensichtlichen Vorgang könnte man als groß angelegte *Lithosphären-Vernarbung* bezeichnen. Weniger ins Auge fallend, jedoch nicht weniger wirksam findet eine Anpassung durch Dehnung insbesondere innerhalb der kontinentalen Lithosphäre statt, wobei sogenannte „passive“ Grabenbrüche (Frisch & Meschede, 2005), Abschiebungen, kleinere Bruchstörungen bis hinunter zu zentimeter- oder nur millimeterbreiten Klüften entstehen. Carey (1988) spricht im Zusammenhang mit dieser auf immer kleinere Bereiche greifenden Anpassung von einer Hierarchie der Expansion. Weder er noch andere Vertreter der Hypothese des Erdwachstums (z.B. Maxlow, 2017) haben aber meines Wissens die Bedeutung eines Vorgangs erkannt, der in nicht unwesentlichem Maße dazu beitragen kann, Zerrspannungen, welche dem Erdwachstum geschuldet sind, sowohl innerhalb der kontinentalen als auch der ozeanischer Lithosphäre abzubauen. Der Vorgang ist an die sogenannten *Detachment faults*¹⁷ gebunden, welchen zugestanden wird, infolge von Dehnung innerhalb der Lithosphäre entstanden zu sein, wenngleich man über die Ursachen dieser Dehnung rätselt. Begonnen hat die Forschung der Detachment faults recht unscheinbar mit der Kurzfassung eines nie veröffentlichten Aufsatzes von Wright & Troxel (1969) und einem ersten Beitrag derselben Autoren (Wright & Troxel, 1973) in einem Sammelband mit dem kurzen aber vielsagenden Titel: *Gravity and Tectonics* (De Jong & Scholten, 1973). Darin stellen die beiden Autoren erstmals unter Beweis, dass Strukturen innerhalb der Basin-und-Range-Provinz im Westen der USA, die bis dahin als durch Pressung hervorgerufene Überschiebungen angesehen wurden, im Grunde Abschiebungen sind, bei deren Zustandekommen Zerrung vorherrschte, wobei der Gravitation eine wichtige Rolle zukam. Die Erkenntnisse wurden lange

¹⁷ *Detachment faults* sind Abschiebungsflächen, d.h. Brüche großen Ausmaßes, die durch Dehnung hervorgerufen werden und ungewöhnlich flachliegend sind.

angezweifelt, indem behauptet wurde, entsprechend der bewährten Bruchtheorie der Gesteine könne Abschiebung unter so geringen Neigungswinkeln nicht stattfinden:

„Under the tenets of classical fault mechanics, normal faults in the brittle upper crust should initiate at dips greater than 45° and should be active at dips of no less than 30° (Anderson, 1942; Byerlee, 1978; Sibson, 1985). Yet abundant, well-exposed field examples in detachment terranes strongly suggest that at least some normal faults have slipped at considerably lower, even subhorizontal angles across the upper crust ...” (Wills & Buck, 1997)

Nun ist diese Art von Abschiebungen inzwischen allgemein akzeptiert, obgleich sie für die gängige plattentektonische Denkweise erneut eine riesige Herausforderung bedeutet. Das umso mehr, als im Zusammenhang mit diesen Abschiebungen vormals tief angesiedelte Metamorphe Dome¹⁸ des kontinentalen Bereiches an die Oberfläche gelangen, während entlang von MOR mit niedriger oder extrem niedriger Expansionsrate (Mittelatlantischer Rücken, Südwest-Indischer Rücken) die schon erwähnten OCCs aufsteigen, die aus Gesteinen der unteren Kruste oder gar des oberen Mantels bestehen. Abschiebung, Grabenbildung und Ozeanbodenspreizung gehören für die Plattentektonik zu einem nachvollziehbar steten Prozess der Lithosphären-Dehnung und -Ausdünnung, aber wie soll man Abschiebung mit dem Emporheben tief gelegener Gesteinskomplexe vereinbaren? Diesem Problem widmen sich Frisch und Meschede (2005), ohne es jedoch lösen zu können. So schreiben sie:

„Vermutlich greifen ... Aufdomung und Krustendehnung ineinander, so dass die primäre Ursache der Grabenbildung oft nicht erkennbar ist und die Frage nach ihr eher ein Henne-Ei-Problem darstellt“ (Frisch & Meschede, 2005).

Das ist nichts weniger als das Eingeständnis, man könne keine zufriedenstellende Antwort auf die Frage geben, was zuerst da war: die Ausdünnung der Kruste (durch seitliche Dehnung), die ein Aufquellen des Mantels darunter ausgelöst hat, oder umgekehrt das Aufquellen des Mantels, der die Dehnung hervorgerufen hat.

Damit kehren wir wieder zum Darwin-Rücken zurück, indem ich die Hypothese in den Raum stelle, es gebe ihn betreffend eine gewisse Analogie zu den Metamorphen Domen. Mit dem wesentlichen Unterschied allerdings, die ganze kontinentale Lithosphäre sei dabei großräumig gerissen und seitwärts auseinandergeschoben worden. Denkbar ist aber, dass Überreste dieser Lithosphäre stellenweise über dem Mantel erhalten geblieben sind oder sich entlang der Ränder des Rückens finden, wobei ich spekulativ an den Untergrund des Basaltplateaus des Shatsky-Rückens denke. Ähnlich spekulative Gedanken hatten auch Nur und Ben Avraham (1978) in Bezug auf den Shatsky-Rücken, als sie ihn zusammen mit anderen ozeanischen Plateaus (darunter das Ontong-Java-Plateau) als Bruchstück eines ehemaligen Kontinents *Pacifica* betrachteten. Seit dem Ende der 70er Jahre sind keine neuen Daten aufgetaucht, welche die Hypothese einer tief versunkenen kontinentalen Lithosphäre unter dem Shatsky-Plateau unterstützen könnten, mit Ausnahme eines speziellen Basalttyps vielleicht, der im Ori-Massiv erbohrt wurde. Dieser weist erhöhte Niobiumwerte auf, welche den Forschern zufolge auf die Beimengung von tiefem kontinentalem Krusten- oder oberstem Mantelmaterial in die erzeugende Schmelze hinweisen dürften (Heydolph et al., 2014). Die Emporhebung des Darwin-Rückens war ein einmaliges Ereignis, das sich in dieser Größenordnung nie mehr wiederholt hat. Dort wo die MOR eine geringe Expansionsrate aufweisen, finden aber auch gegenwärtig, allerdings in kleinem Maßstab, ähnliche Prozesse statt. Die OCCs zeugen davon, haben

¹⁸ Metamorphe Dome sind durch Abgleitung der bedeckenden Schichtpakete an die Oberfläche gelangte rückenförmige Strukturen, die aus bis dahin tief liegenden oft sehr alten metamorphen Gesteinen bestehen.

aber im Vergleich zum Darwin-Rücken Liliput-Dimensionen (Längen von 10-125 km und Breiten von 5-55 km). Von den Ausmaßen her lässt sich eher die Basin-und-Range-Provinz im Westen der USA mit dem Darwin-Rücken vergleichen. Sie weist Merkmale auf, die nahelegen, dass sie ähnlichen Prozessen der Aufwölbung ihre Existenz verdankt. Nach Eaton (1982) stellt sie ein Eins-zu-Eins-Modell eines „Prädrift-Rift-Stadiums“ innerhalb der kontinentalen Lithosphäre dar, bei dem im Unterschied zu den üblichen Rifts die Dehnungsbrüche über eine große Fläche verteilt erscheinen. Daher weisen nach Eaton (1982) solche Strukturen eher Ähnlichkeiten mit den Randbecken (*backarc basins*) der Rückseitenbereiche¹⁹ auf. Nelson (2015) meint hingegen, es liege eine Verwandtschaft

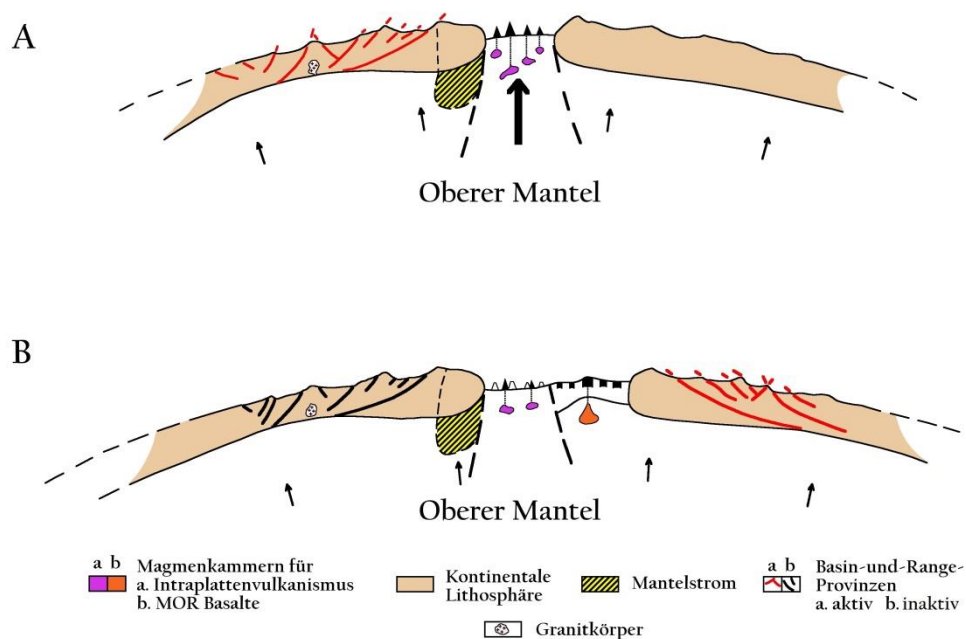


Abb. 13. Zwei Wachstumsphasen des Pazifiks: **A.** Heraushebung des Darwin-Rückens mit Bildung der vulkanischen „Seeberg-Provinz“, und –auf dem asiatischen Festland– der Basin-und-Range-Provinz Südostchinas; **B.** Normale Spreizung des Pazifiks mit magnetischen Streifenmustern und (zeitlich vorgegriffener) Bildung der Basin-und-Range-Provinz im Westen der USA. Unter dem Rande der asiatischen Lithosphäre - der angenommene Mantelstrom, der sich senkrecht zur Zeichenebene bewegt. Einzelheiten im Text. Profile nicht maßstabsgetreu.

Fig. 13. Two growth stages of the Pacific: **A.** Emergence of the Darwin Rise, generation of the West Pacific Seamount Province and – on the Asian continent - of the Basin-and-Range Province in SE China; **B.** Beginning of normal spreading of the Pacific with magnetic stripes pattern and (anticipated) generation of the Basin and Range Province in Western US. Beneath the margin of the Asian lithosphere is the assumed asthenocurrent moving perpendicular to the drawing plane. See text for further details. Profiles are not to scale.

¹⁹ Der Rückseitenbereich oder *Backarc* ist in der Terminologie der Plattentektonik der krustale Bereich, der sich landeinwärts der Inselbögen befindet und durch ein Dehnungsregime gekennzeichnet wird.

mit dem Grabensystem Nordostafrikas vor. Neuerdings wird eine Basin-und-Range-Struktur jurassisch-kretazischen Alters auch in Südostchina dokumentiert (Wang & Shu, 2012 und das hierin aufgelistete Schrifttum), die zeitlich mit der Emporhebung des Darwin-Rückens übereinstimmt. In allen beschriebenen Fällen (Darwin-Rücken; OCCs, Basin-und-Range-Strukturen in den USA und Südostchina) können wir die Dehnungen besser mit einem gleichmäßigen Größenwachstum der Erde und speziell des Erdmantels erklären als mit abwechselnden Dehnungs- und Stauchungsfeldern innerhalb der Lithosphäre, wie sie die Plattentektonik annimmt. Dabei kommt den Detachment faults die wichtige Rolle zu, die Lithosphäre „zerfließen“ zu lassen, um sich an die sich ausweitende Manteloberfläche anzupassen. Auf einer unverändert großen Erde können diese Abschiebungen, vom Standpunkt der Bruchtektonik betrachtet, nicht erklärt werden (Wills & Buck, 1997) und führen zu dem schon erwähnten Henne-Ei-Dilemma. Sie werden aber verständlich, wenn Volumenzunahme mit entsprechendem Druck von unten mit in die Erwägungen einbezogen wird, wie sie das Wachstum der Erde vorsieht. All meine Erkenntnisse bezüglich des Darwin-Rückens und der angrenzenden Gebiete sowie der Rolle der Detachment faults in kontinentalen und ozeanischen Bereichen unter Voraussetzung des Erdwachstums sind synthetisch in Abbildung 13 zusammengefasst. Die Abbildung zeigt in einer ersten Phase (A) die Heraushebung des Darwin-Rückens und somit die Bildung des Ur-Pazifiks durch die erstmalige Aufspaltung der einst zusammenhängenden Kontinental-Lithosphäre. Ein Urozean (Panthalassa) wird nicht vorausgesetzt. Eine zusätzliche Anpassung an den sich erweiternden Mantelunterbau erfolgt unter dem Westrand des entstehenden Pazifiks durch das *Zerfließen* der Lithosphäre mittels der Detachment faults. Infolge der Ausdünnung der letzteren und der entsprechenden leichten Aufbäumung des Mantels, setzen Schmelzprozesse ein, die zur Bildung von Tiefengesteinen (in der Abbildung durch einen kleinen Granitkörper veranschaulicht) und Ganggesteinen oder zum Ausbruch von Laven führen, die alle in der Basin-und-Range-Provinz Südostchinas belegt sind (Wang & Shu, 2012). In einer zweiten Phase (B) bildet sich erstmals an der östlichen Grenze des Darwin-Rückens ein MOR heraus (möglicherweise, aber nicht verbürgt sicher, der Ostpazifische Rücken), entlang dessen sich das spiegelbildliche magnetische Streifenmuster formt. Die Basin-und-Range-Provinz Südostchinas ist inzwischen inaktiv geworden. Dagegen beginnt sich die Basin-und-Range-Provinz im Westen der USA herauszubilden, die ähnliche magmatische Prozesse auslösen wird (nicht in der Abbildung dargestellt). Unter dem Ostrand des asiatischen Kontinents ist der im weiteren Verlauf besprochene Mantelstrom eingezeichnet. Die beiden Profile haben versinnbildlichenden Charakter, sind nicht maßstabsgetreu und haben auch nicht den Anspruch, sich auf genaue Zeitpunkte zu beziehen, lassen aber die zunehmende Ausdehnung des Planeten erkennen.

4. Geodynamik Südasiens von der tieferen Kreide bis heute

Wenn Hall (2011) von diesem bloß vier Prozent der Erdoberfläche ausmachenden Gebiete meint, es sei „*an unusual region*“, so ist das noch höchst untertrieben. Denn es ist ein wahrer Stolperstein für alle Geotektoniker, die nach meist jahrzehntelangem Ringen erkennen müssen – so sie, wie Faust, ehrlich sind:

Da steh' ich nun, ich armer Tor,/Und bin so klug als wie zuvor!

Dieses Gebiet hat etwas Faszinierendes an sich, fast möchte man sagen süchtig Machendes. Unzählige führende Geologen haben sich damit versucht, einige haben große Abhandlungen darüber

verfasst, darunter Van Bemmelen (1949); Hamilton (1979) und Hutchison (1989), oder ihm unzählige Aufsätze gewidmet (siehe Audley-Charles, 2011; Metcalfe, 2011; Hall, 2011 und die jeweils zitierten eigenen Arbeiten). Wenn Van Bemmelen (1949) noch einen fixistischen Standpunkt vertrat und diesen in Form seiner Undationshypothese auf Südostasien anwandte, und auch Audley-Charles in seinen ersten Aufsätzen Wegeners Kontinentadrift überhaupt nicht in seine Erwägungen einbezog, haben neuere Autoren, beginnend mit Hamilton (1979), ihren geotektonischen Erklärungsversuchen dieses Raumes den Mobilismus und die Theorie der Plattentektonik zugrunde gelegt. Hutchison (2014) und besonders Hall (1996; 2002; 2011; 2012) haben aber immer wieder feststellen müssen, dass die Plattentektonik mit ihrer Grundannahme von interagierenden „starrten Platten“ den tatsächlichen Gegebenheiten nicht gerecht wird. Einige Fragen, auf die die Plattentektonik keine zufriedenstellenden Antworten wusste, wurden bereits von Hamilton (1979) aufgeworfen. Es genügt, die Unzulänglichkeiten der Plattentektonik in Bezug auf den geotektonischen Werdegang Südasiens anhand einiger Zitate von Hall hervorzuheben:

„Rigid plate tectonics may be an inadequate tool to describe the evolution of the area“ (Hall, 1996)

“The inadequacies of the tectonic model reflect in part the difficulties of applying rigid plate tectonics, when there is clear evidence of changing shapes.” (Hall, 2002)

“In eastern Indonesia there have been exceptionally high rates of vertical movements and rapid but varied horizontal movements that are not explicable as movements of small rigid micro-blocks, nor easily described in terms of plate tectonics.” (Hall, 2011)

“It is ...clear that the upper crust deforms in a complex way that cannot be modeled well using rigid fragments, by plate tectonics at an increasingly micro-plate scale.” (Hall, 2012).

Dieser Unzulänglichkeiten wegen haben Metcalfe (1993), Hall (2002) und Hutchison (2014) der Anwendung des Indenter-Modells (Molnar & Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1982) auf den südostasiatischen Raum nicht oder nur bedingt zugestimmt. Das Indenter-Modell wurde eigentlich zur Erklärung des „Zusammenpralls“ zwischen Indien und dem asiatischen Großkontinent, der vor ungefähr 45 ± 5 Ma begann, aufgestellt und geht von der Annahme aus, Indien habe sich wie ein starrer Bolzen verhalten, der sich in das weniger starre Gebiet Asiens „eingestanzte“ und in diesem Ausweichtendenzen ausgelöst hat, die zur Bildung unzähliger Seitenverschiebungen führten. So wird dann beiläufig geschlussfolgert, Südostasien sei entlang der Seitenverschiebungen nach Süden „ausgewichen“ (Abb. 14). Das Indenter-Modell muss jedoch aus mehreren Gründen abgelehnt werden, so ansprechend es auch auf den ersten Blick erscheint:

- a) Es gibt plattentektonisch betrachtet keinen triftigen Grund zur Annahme, die asiatische Lithosphäre hätte sich als Ganzes weniger starr als die indische verhalten.
- b) Es ist schwer zu erklären, weshalb das Ausweichen eigentlich nur nach Osten und Südosten stattgefunden haben soll, nicht aber in westlicher Richtung.
- c) Es wird der Eindruck vermittelt, wir hätten es vornehmlich mit einem Geschehen innerhalb der Lithosphäre zu tun, an dem der Mantel so gut wie nicht beteiligt war oder zumindest nur passiv darauf reagiert hat.

- d) Die oroklinen Strukturen²⁰, die Hutchison (2014), auf Carey (1976) Bezug nehmend, innerhalb Südostasiens erkennt, können durch das auf sprödes Verhalten ausgerichtete Indenter-Modell nicht zufriedenstellend erklärt werden.

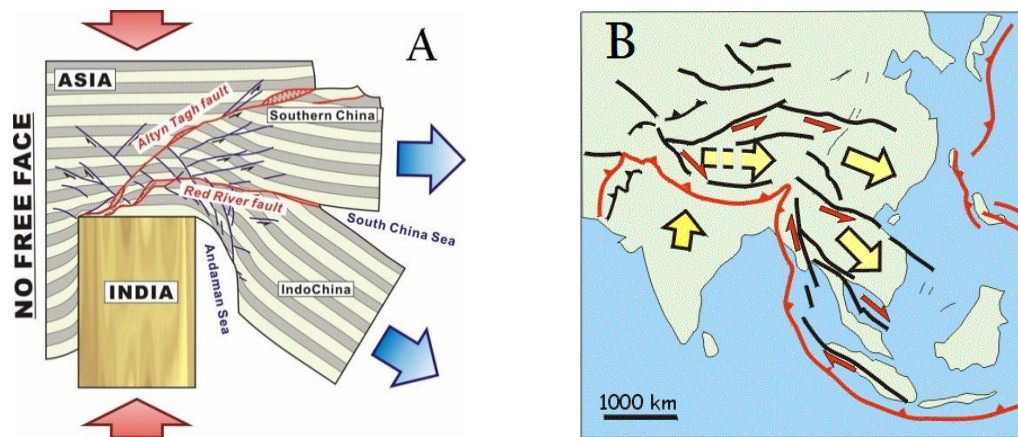


Abb. 14. Das Indenter-Modell. **A.** Schematisch: Der indische „Kolben“ presst sich gegen den asiatischen Kontinent, der gebrochen und gezwungen wird auszuweichen (aus Ching et al., 2008). **B.** So sieht das ganze „in echt“ aus (<https://www.see.leeds.ac.uk/structure/dynamicearth/himalayas/deformation/models/htm>.) Abgerufen am 16.02.2018

Fig. 14. The indenter model. **A.** Schematic: The Indian „piston“ pressing on the Asian continent and causing its rupture and sidestepping of the resulted fragments (from Ching et al., 2008). **B.** The actual situation (<https://www.see.leeds.ac.uk/structure/dynamicearth/himalayas/deformation/models/htm>) Retrieved on February 16th 2018

In umgedeuteter Form spielt dieses Modell aber trotzdem eine Rolle in der Hypothese, die ich fortlaufend vorstellen werde. Zuvor werde ich aber noch kurz einige Annahmen der Plattentektonik in Frage stellen. Diese Hypothese geht nämlich grundsätzlich davon aus, die Lithosphären-„Platten“ bewegten sich frei auf der darunter liegenden zähflüssigen Asthenosphäre, welche sie vom oberen Mantel trennt. Zum anderen vertritt sie die Ansicht, die sogenannten Suturen innerhalb der Kruste stellten die Spuren gewesener Ozeane oder zumindest von Backarc-Becken dar, die gänzlich „subduziert“ wurden und eben nur noch als Vernarbungen zu erkennen sind.

Es ist schon zur Genüge darauf hingewiesen worden (Jordan, 1975; Woodhouse & Dziewonski, 1984; Kerr, 1986; Grand, 1987; Strutinski, 1990, 1997; Strutinski & Puste, 2001), dass es eine erdumspannende Asthenosphäre nicht gibt. Unter den alten Schilden fehlt die Asthenosphäre praktisch; sie ist allerdings gut unter aktiven Orogenen vertreten und auch unter weiten Teilen der dünnen Lithosphäre der Ozeane vorhanden. Mit Bezug auf die Orogene spreche ich deshalb statt von Asthenosphäre bloß von einem Mantelstrom, wofür wir im Englischen den Begriff *asthenocurrent*

²⁰ Ein Oroklin im Sinne Careys ist ein in der Waagerechten gebogen verlaufender Gebirgszug. Manchmal kann es bis zur Ausbildung von Schleifen kommen.

benützt haben (siehe Strutinski & Puste, 2001; Strutinski et al., 2003). Praktisch gibt es die Asthenosphäre nur dort, wo der obere Mantel zur Bewegung *angeregt* wird, und das geschah über hunderte von Millionen Jahren bevorzugt in dem Mantelstreifen entlang des Äquators (Strutinski, 1997; 2017; Strutinski & Puste, 2001). Der „bewegte Mantel“, also der Mantelstrom oder *Asthenocurrent*, schleppt auch die darüber liegende Lithosphäre mit sich, bloß dass diese eine Verzögerung in dem nach Osten gerichteten Strömen aufweist, die umso größer ist, je mehr wir uns der Erdoberfläche nähern. Diese nach oben schrittweise Verzögerung wird einerseits der zunehmenden Zähigkeit verdankt, andererseits der entgegenwirkenden Kraft, welche die viel starrereren „Ufer“ auf den Strom ausüben. Es ist nur folgerichtig, dass das „Strömen“ der Lithosphäre innerhalb dieses *Korridors* nur in deren unterem Teil plastisch verläuft, also demjenigen, in welchem sich die metamorphen Gesteine bilden, die diesem „Strömen“ ihre eigentliche Existenz verdanken. Die starre obere Kruste dagegen reagiert durch Bruch – und so kommen die wichtigsten Seitenverschiebungen zustande. Diese haben meist globales Ausmaß und müssen immer als Ausdruck des Fließens, Strömens oder Kriechens innerhalb des oberen Mantels aufgefasst werden, eine Annahme, welche so in der Theorie der Plattentektonik nicht vorgesehen ist. Stattdessen werden solche Brüche entweder als Transformstörungen²¹ (zum Beispiel der San-Andreas-Bruch in Kalifornien) oder als Ergebnis „schräger Subduktion“ (zum Beispiel die Semangko-Störung auf Sumatra) verstanden (Fitch, 1972; Freund, 1974; Woodcock, 1986; Sylvester, 1988).

Zwei weitere Begriffe, welche die Plattentektonik geprägt hat, sind „Sutur“ und „Akkretionskeil“. Sie sind eng mit dem angenommenen Prozess der Subduktion verbunden und materialisieren der Theorie nach – aufgrund der entlang der „Sutur“ meist angetroffenen Ophiolithe²² – die „Spur“ oder „Narbe“ eines völlig subduzierten Ozeans beziehungsweise die von der subduzierten Platte abgeschürften und chaotisch angehäuften Sedimente. Das hat dazu geführt, dass man der „Suturen“ wegen Ozeane hat „erfinden“ müssen und weil derartige „Suturen“ oft parallel und ganz nahe beieinander liegen, resultierten dann zwischen ihnen entsprechend dünn geratene „Band- oder Windschutzscheiben-Kontinente“ wie beispielsweise der Kontinent Kimmeria (Şengör, 1979; Şengör, 1984; Şengör & Natal'in, 1996; Abb. 15), dessen Existenz mehr als fraglich erscheint, insbesondere da es derartige von „passiven Rändern“ begrenzte Gebilde heutzutage nirgends gibt. In Abbildung 15 sind nur zwei Thethys-Ozeane und der dazwischen liegende Kontinent Kimmeria zu sehen (Dèzes, 1999), aber für gewöhnlich spricht man schon von mindestens dreien: Tethys I, II und III (oder Paläo-, Meso- und Neotethys). Metcalfe schreibt dazu:

„The concept of multiple Tethys oceans and tectonic collages [das sind die „Band-Kontinente“] developed by Şengör (1979 and subsequent papers) has led to questioning the traditional reconstructions of the Permian Pangaea with a wide, empty, V-shaped Tethys ocean.“ (Metcalfe, 1993)

Nach diesem „Tethys-Konzept“, das, wie weiter oben gesagt, auf der Interpretation der „Suturen“ fußt, sollen sich langgezogene Streifen kontinentaler Kruste infolge Ozeanbodenspreizung nacheinander vom Gondwana-Superkontinent losgelöst haben und nordwärts gedriftet sein, um schließlich an den asiatischen Block angedockt zu werden (Metcalfe 1993, 2011). Wessel und Müller (2009) verweisen in ihrem Aufsatz „Plate tectonics“ auf einschlägige Literatur, die vorgibt, ab dem

²¹ Transformstörungen verbinden nach Wilson (1965) zwei MOR oder einen MOR und eine Subduktionszone miteinander; das heißt sie verbinden Plattenränder, wobei sie dann selbst Plattenränder darstellen.

²² Das sind basische und ultrabasische Gesteine (Basalte, Gabbros, Serpentine, Peridotite u.a.dgl.), ähnlich denen, welche die ozeanische Kruste aufbauen und die innerhalb der Suturen entlang von Orogenen oder Inselbögen auftreten.

Devon hätten sich mindestens zwölf solcher kontinentaler Blöcke oder Platten von Gondwanaland abgespalten und seien gegen Norden gedriftet, um an Eurasien anzudocken. Auf diesem Wege würde die Entdeckung weiterer „Suturen“ sinngemäß weitere „Ozeane“ und „Band-Kontinente“ hervorbringen. Leider erinnern all die paläotektonischen Rekonstruktionen der Plattentektonik – nicht nur im indopazifischen Raume, hier aber in besonderem Maße – an die Zeit, in welcher der Geozentrismus die alles beherrschende Lehrmeinung war. Indem er glaubte, die Himmelskörper um die Erde kreisen zu sehen, stellte sich Eudoxos von Knidos²³) vor, sie vollführten ihre Bahnen auf durchsichtigen Himmelssphären in deren Mittelpunkt die Erde stand. Er ging von 27 solcher Sphären aus. Dabei sollte es aber nicht bleiben. „Kallippos²⁴ berechnete ihre Zahl auf 33, Aristoteles²⁵ auf 56, Fracastoro²⁶ im 16. Jahrhundert auf 77.“ (Schmidt²⁷, 1918).

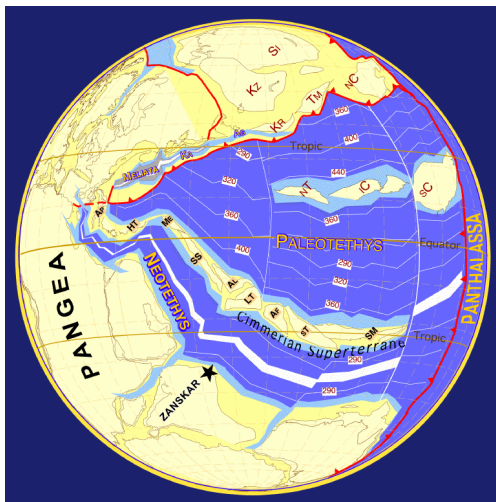


Abb. 15. Der „Band-Kontinent“ Kimmeria (Cimmerian Superterrane) zwischen den „Ozeanen“ Paläotethys und Neotethys zur Zeit der Wende Perm/Trias (ca. 250 Ma). Die „alte“ Tethys wird entlang ihres nördlichen Randes subduziert, während die „neue“ südlich von Kimmeria erst im Entstehen begriffen ist. (aus Dèzes, 1999)

Fig. 15. The Cimmerian Superterrane seen as a continental strip between Paleotethys and Neotethys "Oceans" at the Permo-Triassic crossover (c. 250 Ma). While Paleotethys is being subducted along its northern border, Neotethys begins to expand south of Cimmeria (from Dèzes, 1999).

Für mich steht außer Zweifel, dass der Weg der Plattentektonik genauso in die Irre führt wie seinerzeit der Geozentrismus. Mein Modell der Entwicklung Südostasiens ist viel einfacher, geht aber – wie ich erneut betonen muss – von der Hypothese des Erdwachstums aus. **„Suturen“ und die sie zumeist begleitenden „Akkretionskeile“ stellen in meiner Auffassung nichts anderes als Systeme von Seitenverschiebungen dar**, die in der englischsprachigen Literatur *transcurrent systems* genannt werden. Hin und wieder begegne ich in der durchforsteten Literatur Meinungen, die meiner Sicht sehr nahe kommen. Sie sind aber immer derart mit plattentektonischen Grundüberzeugungen durchwachsen, dass die Rolle dieser Systeme meist missdeutet wird. So behaupten Taira et al. (1983) zwar, die „tektonischen Zonen“ Südwestjapans würden „mobile Seitenverschiebungsbahnen“ darstellen, entlang deren Verlagerungen von tausenden von Kilometern stattgefunden haben

²³ Griechischer Mathematiker, Astronom, Geograph, Arzt und Philosoph, lebte zwischen ≈390 - ≈337 v. Chr.

²⁴ Kallippos aus Kyzikos (370-300 v. Chr.), griechischer Astronom und Mathematiker

²⁵ Aristoteles gehört zu den bekanntesten Philosophen und Naturforschern der Geschichte; er lebte zwischen 384 – 322 v. Chr.

²⁶ Girolamo Fracastoro (um 1477 – 1553), italienischer Arzt, Astronom, Dichter und Philosoph der Renaissance

²⁷ Heinrich Schmidt, deutscher Archivar und Philosoph (1874-1935)

müssen, doch fügen sie diese zwanglos in das plattentektonische erstmals durch Fitch (1972) vorgegebene Konzept, indem sie sie mit schräger Subduktion in Verbindung bringen.

Es gibt hauptsächlich zwei Ereignisse, die ab dem Mesozoikum meiner Hypothese zufolge für den tektonischen Werdegang Südasiens von Bedeutung sind, und zwar die Heraushebung des Darwin-Rückens ab dem mittleren Jura (≈ 170 Ma) und der nordwärts gerichtete Schub Indiens ab dem mittleren Eozän (≈ 45 Ma). Das waren eigentlich Ereignisse, die weltweit ihre Spuren hinterlassen haben. Mit der Heraushebung des Darwin-Rückens wurde in der Erdgeschichte das ozeanische Zeitalter eingeleitet. Der Beginn des Schubes Indiens gegen Norden fällt andererseits mit dem endgültigen Auseinanderdriften Australiens und Antarktikas überein, außerdem mit dem Knick, den der Emperor-Hawaii-Rücken, aber auch – wie wir weiter unten sehen werden – der 90-Ost-Rücken während dieser Zeit erlitt.

4.1. Das „Darwin-Rücken-Ereignis“. Etwas zeitlich versetzt zur Emporhebung des Darwin-Rückens hatte sich auch Indien von Australien getrennt, wobei ich – wie Hamilton (1979) seinerzeit – davon ausgehe, Ostindien und Westaustralien hätten nahe beieinander gelegen²⁸. Allerdings lag dazwischen noch das vermisste Argoland der Plattentektoniker, das ich im heutigen Ontong-Java-Basaltplateau erkenne (siehe dazu **Kapitel 5**). Anfangs war der kontinentale Unterbau dieses Plateaus noch mit dem Indischen Block verbunden, die Trennung mag aufgrund der Interpretation neuerer magnetischer Daten etwa um 132 Ma (Talwani et al., 2016) erfolgt sein²⁹. Danach folgte das LIP-Ereignis (≈ 120 Ma), welches das Basalt-Plateau ins Leben gerufen hat und für die Rajmahal- und Sylhet-Trapps auf dem indischen Subkontinent verantwortlich ist. Währenddessen wurde im Norden Indiens der Mantelstrom (siehe **Kapitel 1**) in seinem bislang ungehinderten West-Ost-Kriechen durch die Emporhebung des Mantels unter dem Darwin-Rücken gestoppt und genötigt, entlang der neu entstandenen Grenze auszuweichen. Zumindest ein Teil des Mantelstroms wurde entsprechend meiner Hypothese nach Norden umgelenkt. Diesem schreibe ich die Entstehung der „tektonischen Zonen“ Japans zu, die Taira et al. (1983) als *Median Tectonic Line (MTL)* und *Kurosegawa-Zone* identifiziert hatten und sie als Seitenverschiebungssysteme auffassten, worin ich ihnen voll zustimme. Die MTL ist schon lange als wichtige Verwerfungszone bekannt (Naumann, 1885). Heute fungiert sie zwar als rechtssinnige Seitenverschiebung (Kaneko, 1966), doch zumindest während der Kreide und bis ins Paläogen war sie linkssinnig aktiv (Ichikawa, 1980; Taira et al., 1983; Kojima et al., 2016). Die Kurosegawa-Zone, die etwas weiter südlich parallel zur MTL verläuft, gehört demselben System an. Dieses System, das ich als *Nordpazifisches Randsystem (NPRS)* bezeichnen möchte³⁰, lässt sich von den Japanischen Inseln aus nordwärts verfolgen, wo es wahrscheinlich entlang des Partisan- und des Zentralen Sichote-Alin-Bruches weiterläuft (Tazawa, 2001). Es ist nicht auszuschließen, dass es bis ins Korjakengebirge im Norden Kamtschatkas hinaufreicht. Südlich von Kyūshū lässt sich das NPRS über die Ryūkyū-Inseln bis nach Taiwan verfolgen, wo es durch die oberjurassischen bis unterkretazischen Mélange-Formationen vertreten wird (Chang et al., 1994). Ich nehme an, dass es sich von hier untermeerisch nach Südwest bis vor den Golf von Tonkin zieht. Hier wird es

²⁸ Die aktuell anerkannte plattentektonische Variante geht hingegen davon aus, Ostindien wäre ursprünglich mit Antarktika benachbart gewesen.

²⁹ Da diese Interpretation nicht durch paläontologische Daten abgesichert ist, könnte sie einigermaßen von der Realität abweichen.

³⁰ Das NPRS beinhaltet in meiner Auffassung nicht nur die MTL und die Kurosegawa-Zone, sondern auch die zwischen ihnen gelegenen sogenannten Akkretionskeile (Chichibu-Zone) sowie den Sanbagawa Hochdruck-Metamorphosegürtel. Selbst ein versunkener Teil des nach Süden anschließenden Shimanto-Gürtels könnte noch dem NPRS zuzurechnen sein.

wahrscheinlich vom neueren Red-River-System (siehe weiter unten) abgeschnitten. Einer anderen Auffassung zufolge (Isozaki, 1997) würde das südlichste Ende dieses von mir als NPRS bezeichneten Gürtels allerdings in Nord-Palawan in den Westphilippinen liegen. Dieser Abschnitt soll bis ins Oligozän noch dem asiatischen Festland angehört haben und erst durch die Öffnung des Südchinesischen Meeres mehr als 1000 Kilometer nach Süden verfrachtet worden sein. Den ungefähren Verlauf des NPRSs gibt Abbildung 16 wieder.

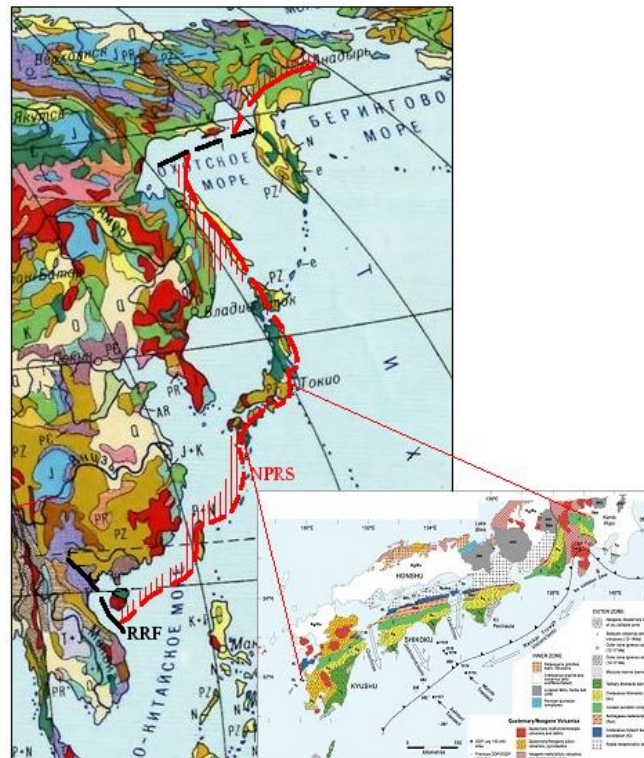


Abb. 16. Das NPRS – nach Norden umgeleiteter Ast des Tethys-Duplex-Systems - und seine Ausbreitung vom Golf von Tonkin über Taiwan, die Ryūkyū-Inseln, Japan, Sachalin, Sichote-Alin bis in den Golf von Anadyr, im Norden Kamtschatkas. Interpretation aufgrund der Daten von Taira et al.; (1983); Kristan-Tollmann (1991), Chang et al. (1994); Sengör & Natal'in (1996); Tazawa (2001), Onoue et al. (2009); Chablais et al. (2011); Stanley & Onoue (2015); Khanchuk et al (2016). Bildquellen:

http://www.200stran.ru/maps_group5_item303.html (Ausschnitt); und www-odp.tamu.edu/publications/190196SR/205/205_f4.htm (Abgerufen: 21.07.2018)

Fig. 16. The North Pacific Border System (NPRS) - the northern branch of the deflected Tethyan duplex system - traceable from the Gulf of Tonkin through Taiwan, Ryūkyū Islands, Japan, Sakhalin, Sikhote Alin to the Gulf of Anadyr, north of Kamchatka. Interpretation based on data from Taira et al.; (1983); Kristan-Tollmann (1991), Chang et al. (1994); Sengör & Natal'in (1996); Tazawa (2001), Onoue et al. (2009); Chablais et al. (2011); Stanley & Onoue (2015); Khanchuk et al (2016). Image sources:

http://www.200stran.ru/maps_group5_item303.html (Section); and www-odp.tamu.edu/publications/190196SR/205/205_f4.htm (Retrieved: 21.07.2018)

Entlang der hier als NPRS aufgefassten Struktur, die den Westpazifikrand begleitet und von Isozaki (1997) auf eine Länge von mindestens 6000 km geschätzt wird³¹, werden selbst von Plattentektonikern linkssinnige Verschiebungen von 1500-2000 km angenommen (Tazawa, 2001). Besonders diejenigen Autoren, die die Fossilien der sogenannten exotischen Blöcke untersucht haben, welche in großer Zahl entlang des NPRS zutage treten, sind sich darüber einig, Fauna und Mikrofauna vor sich zu haben, die dem Tethys-Bereich entstammt (Kristan-Tollmann, 1991; Onoue et al., 2009; Chablais et al., 2011; Stanley & Onoue, 2015; Khanchuk et al., 2016). Das gilt vor allem für Faunen, die in Gesteinen des Perms und der Trias, teilweise auch des tieferen Juras, aufgefunden wurden. Der Tethys-Bereich erstreckte sich aber zu jener Zeit über die äquatoriale und die tropische Zone, also beträchtlich südlicher als wo sich jetzt die Gesteine mit den entsprechenden Fossilien finden. Also müssen diese Formationen mehrere tausend Kilometer nach Norden verfrachtet worden sein. Es ist nachvollziehbar, dass sie während dieses langen Weges auseinandergerissen und zerstückelt wurden und jetzt als exotische Blöcke in eine Hülle neuerer Sedimente gebettet erscheinen. Das entspricht genau den Vorstellungen, welche meiner Hypothese zugrunde liegen, dass diese Blöcke nämlich aus dem Bereich stammen, aus dem sich unter anderen auch das Himalaya-Gebirge und das Tibethochland hochgetürmt haben. Die Plattentektoniker nehmen hingegen an, die Sedimentgesteine hätten sich auf alten vulkanischen Kegeln (Paläo-Guyots) und auf den sie umgebenden Plattformen innerhalb des fiktiven Panthalassa-Ozeans abgelagert, den sie als den Vorläufer des Pazifiks betrachten. Durch die schräg von Südost erfolgte Subduktion besagter Paläo-Guyots wären die exotischen Formationen gewissermaßen von ihrem Untergrund abgesichert worden und in den Akkretionskeilen gelandet (Khanchuk et al., 1989; Onoue & Sano, 2007; Onoue & Stanley, 2008). Zumindest eine Tatsache spricht klar dagegen. Es gibt ja unter den „Exoten“ nicht nur Sedimentgesteine sowie basische und ultrabasische Magmatite, sondern auch kristalline Schiefer und Granite, die deutlich kontinentalen Ursprungs sind und eigentlich nichts in einer Panthalassa zu suchen hätten³². Der Umstand, dass die Tethys-Faunen allmählich durch boreale Formen abgelöst wurden (Iba & Sano, 2007), könnte zwar von beiden Hypothesen als Beweis in Anspruch genommen werden, doch da Tiefseesedimente im Gesteinsverband fehlen, ist die hier vertretene Hypothese der Verfrachtung entlang eines Seitenverschiebungssystems glaubwürdiger. Paläomagnetische Daten unterstützen gleichfalls einen nach Norden erfolgten Transport (Taira et al., 1983).

Der Mantelstrom, über dem sich das NPRS herausbildete, scheint nicht allzu breit gewesen zu sein, vielleicht höchstens 100-200 km, muss sich aber mit beträchtlicher Geschwindigkeit nach Norden bewegt haben. So kann man erklären, weshalb alle älteren Formationen ihre Kontinuität verloren haben, zerstückelt und mit anderen Gesteinen zu einer *tektonischen Mélange*⁴⁵ vermengt wurden. Beim Transport entstehen häufig auch Zerrspalten, die sich zu *Pull-apart-Becken*³³ ausweiten können, in die sich aus der Tiefe kommende basische Magmen ergießen. Diese weisen oft einen Chemismus auf, der demjenigen des Intraplattenvulkanismus innerhalb der Ozeane gleicht. Das sollte uns aber nicht dazu verleiten, ihren Ursprung an die Existenz eines Ozeans zu knüpfen. Der Rand des asiatischen Kontinents, entlang dessen sich der Mantelstrom bewegt hat, wird durch die heute

³¹ Das NPRS entspricht ungefähr der Achse des von Şengör & Natal'in (1996) als *Nipponiden* bezeichneten Stranges, welcher die Westküste des Pazifiks säumt.

³² Diese Tatsache hat wiederum einige Plattentektoniker veranlasst, von einem Kurosegawa-Kontinent inmitten von Panthalassa zu sprechen (Faure, 1985; Otoh et al., 1990).

³³ Pull-apart-Becken entstehen infolge von Zerrung zwischen nebeneinander subparallel laufenden Seitenverschiebungen.

nördlich der MTL befindlichen Gebiete Japans dargestellt. Diese waren bis zur Bildung des Japanischen Meeres im Miozän mit dem asiatischen „Mutterland“ verbunden.

Wenn ich mit meiner Hypothese richtig liege, ist nicht auszuschließen, dass sich der ursprüngliche west-östlich gerichtete Mantelstrom am Darwin-Rücken zweigeteilt hat und der zweite Teilstrom nach Süden abgebogen ist. Dieser entspräche dann einem *Südpazifischen Randsystem* (SPRS) analog dem NPRS. Wegen der nachträglichen äußerst komplexen geotektonischen Entwicklungen im Raume Südostasiens gibt es zur Zeit geringe Aussichten, diese Möglichkeit zu überprüfen. Ansatzpunkte dazu könnten zum einen obertriadisch-unterjurassische Kalksteine und Hornsteine samt ihren Faunenassoziationen aus Neuguinea und Neukaledonien liefern, die Ähnlichkeiten zu gleichaltrigen Gesteinen des Tethys-Bereichs aufweisen (Skwarko et al., 1976; Kristan-Tollmann, 1988; Spörli et al, 1989), zum anderen die tethysaffinen Faunen Neuseelands (Heads, 1989; Stevens, 1997).

4.2. Das „Indien-Schub-Ereignis“. Zwischen dem Beginn des LIP-Ereignisses, das zur Herausbildung des Ontong-Java-Plateaus führte, und demjenigen des „Indien-Schub-Ereignisses“, also ungefähr zwischen 120 und 45 Ma, fand das beständige Wachstum des östlichen Indischen Ozeans entlang des Wharton-Rückens statt³⁴. Dieser Rücken war nach Daten von Liu et al. (1983), die von Singh et al. (2011) aktualisiert wurden, zwischen 133 und 40 Ma aktiv. Der von diesen Autoren ermittelte Beginn der Tätigkeit des Wharton-Rückens stimmt gut mit den Daten von Talwani et al. (2016) überein, die ich schon an anderer Stelle erwähnt habe. Die lange Zeit der Trennung bei stetig wachsender Entfernung zwischen Australien einerseits und Indien + Asien andererseits (≈ 75 Ma) war der eigentliche Grund für die unterschiedliche Entwicklung der Faunen dieser Großbereiche, die Alfred Russel Wallace, Darwins Zeitgenosse und Mitinitiator des Evolutionsgedankens, in den sechziger Jahren des 19. Jahrhunderts so drastisch empfunden hatte, als er von der Insel Bali zur benachbarten Insel Lombok reiste. Die Linie, die heute die beiden Bereiche trennt, wurde von Huxley, einem anderen klassischen Verfechter der Evolutionstheorie, *Wallace-Linie* genannt (Abb. 17). Nach Brown

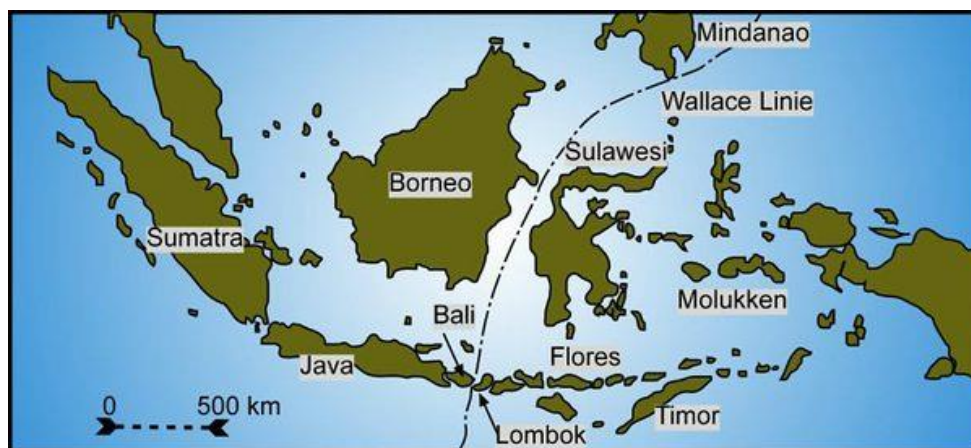


Abb.17. Die Wallace-Linie in Indonesien (© Gunnar Ries)

Fig. 17. The Wallace Line in Indonesia (© Gunnar Ries)

³⁴ Nicht zu vergessen, dass die Trennung zwischen Australien und Ontong Java schon ab dem oberen Jura eingeleitet wurde.

und Diesmos (2009) stellt sie die schärfste biotische Demarkationslinie des Planeten dar. Das will etwas heißen! Die plattentektonischen Modelle einer „multiplen Tethys“ lassen sich mit dieser Tatsache nicht in Einklang bringen. Metcalfe (2011) zufolge sollen nämlich in der Trias (Sibumasu-Block), im Zeitraum oberer Jura – untere Kreide (Lhasa-Block) und in der Oberkreide (Südwest-Borneo, West-Sulawesi, Ost-Java) „Band-Kontinente“, die sich ursprünglich von Nordwest-Australien losgelöst hatten, an Eurasien angedockt worden sein. Das wäre ohne eine gleichzeitige „Verflöbung“ australischer Biota Richtung Asien nicht gut denkbar, was unweigerlich Vermischung und „Verwischung“ der Unterschiede der beiden Faunen- und Florenbereiche nach sich gezogen hätte. Solch eine Vermischung hat aber nicht stattgefunden, zumindest nicht bis in das jüngere Tertiär. Somit spricht diese Tatsache für meine hier aufgestellte Hypothese und gegen die plattentektonische, es sei denn, all diese „Band-Kontinente“ wären nach ihrem Loslösen vom „Mutterkontinent“ völlig untergetaucht und erst wieder nach ihrem Andocken an Asien „Festland“ geworden. Der Faunenhiatus hätte sich dann zwar unter den Organismen des Festlandes bemerkbar machen können, die Meeresbewohner allerdings wären nicht betroffen gewesen.

Der „Indien-Schub“, den die Plattentektoniker Indien-Asien-Kollision nennen, ist ein Ereignis, das während des mittleren Eozäns (45 ± 5 Ma laut Wang, 2017) einsetzte, jedoch nicht, wie diese behaupten, nach einem ≈ 80 Ma währenden einsamen Driften Indiens durch den vermeintlichen Tethys-Ozean³⁵. Der Schub mag mit der starken Ausweitung der südlichen Ozeane zusammenhängen, die ungefähr zu diesem Zeitpunkt einsetzte und auch für den Beginn der nordwärts gerichteten – zum Teil bloß scheinbaren - Drift Australiens sorgte (Hall, 2011, 2012). Annähernd um dieselbe Zeit lässt sich auch der Knick einordnen, der den ansonsten geradlinigen Verlauf des Emperor-Hawaii-Rückens markiert.

Wie ich schon in **Kapitel 1** durchblicken ließ, wurde der von mir angenommene ostwärts kriechende Mantelstrom unter dem sich bildenden Himalaya-Orogen durch den Vorstoß Indiens um das Namche-Barwa-Knie nach Süden abgelenkt. Vorher jedoch hatte er sich noch stark ausgeweitet und Teile des nördlich angrenzenden, wahrscheinlich noch nicht vollständig verfestigten indosinischen (= kimmerischen) Orogens unterwandert, das infolgedessen auch von dem Strom mitgeschleppt wurde. Ich stelle jetzt neben meiner Hypothese zur Entstehung des Ur-Pazifiks die zweite gewagte Hypothese auf, indem ich die Vermutung äußere, der ganze Lithosphärenblock, der Indochina und größtenteils Indonesien umfasst (das kontinentale Indochina zusammen mit einem Großteil des indonesischen Archipels werden auch als *Sundaland* bezeichnet) sei durch den Mantelstrom süd- oder südostwärts verfrachtet, dabei gebogen, gedehnt und zerstückelt worden. Seitlich wurde/wird dieses driftende Sundaland durch bedeutende Diskontinuitäten begrenzt. Die westliche wird an der Oberfläche unter anderen durch die Semangko- und die Mentawai-Störungen in Indonesien, die West-Andamanen-Störung in den Andamanen-Inseln und die Sagaing-Störung mitsamt ihren Satellitenstörungen in Myanmar kenntlich gemacht, die als Seitenverschiebungen auch heute noch alle rechtssinnigen Charakter haben und recht aktiv sind. So werden aktuell für die Sagaing-Störung Geschwindigkeiten von 10-23 mm/Jahr angenommen (Bertrand et al., 1998) und Beträge in ähnlicher Größenordnung werden im Falle der Semangko-Störung genannt (Sieh & Natawidjaja, 2000; Bradley et al., 2017). Das ergäbe für die Zeit beginnend vor rund 45 Ma einen Versatz von 500-1000

³⁵ Zum Unterschied von Australien hat Indien keine ausgesprochen endemische Fauna und Flora entwickelt, was gegen die angeblich über 80 Ma währende Isolation Indiens in den Weiten eines Ozeans spricht (Griggs, 2003).

Kilometer allein entlang dieser Störungen. Es ist aber auch wahrscheinlich, dass die genannten Brüche viel jünger sind und nur Momentaufnahmen der Bewegung darstellen.

Die östliche Diskontinuität bildet das Red-River-Bruchsystem in Südchina, welches spätestens ab dem oberen Eozän als linkssinniges Seitenverschiebungssystem bis ins mittlere Miozän aktiv war (Tapponnier et al., 1990). Seit dem obersten Miozän hat es allerdings rechtssinnigen Charakter (Zhu et al., 2009; Noda, 2013). Wir stellen fest, es gibt große Ähnlichkeit zu dem Indenter-Modell (Molnar & Tapponnier, 1975; Abb. 14). Der wesentliche Unterschied zum strikt auf den Schub Indiens ausgerichteten Indenter-Modell besteht darin, dass ich einen vorher existierenden Mantelstrom annehme, der von Westen kommend und nach Süden umschwenkend, das eigentliche Förderband Sundalands darstellt. Dadurch lege ich den Schwerpunkt auf die plastische – von unten nach oben vermittelte – Verformung, statt wie im Indenter-Modell auf einen bloß durch Pressung erfolgten spröden Bruch der Lithosphäre zu setzen. Anders ausgedrückt, die Brüche (vor allem Seitenverschiebungen) innerhalb der Lithosphäre sind nicht allein durch seitlichen Druck, sondern zu gutem Teil durch Antrieb von unten (Mantelstrom) entstanden. Die Triebkraft des Mantelstromes muss so gewaltig gewesen sein, dass sie den nordöstlichen Zipfel des Indischen Ozeans, möglicherweise entlang von Transformstörungen, durchbrochen hat, wodurch vom letzteren ein Teil völlig abgeschnitten wurde. Diesen losgelösten Teil stellt, meiner Hypothese zufolge, die ozeanische Kruste dar, welche den Untergrund des Westphilippinischen Beckens (WPB) bildet.

4.2.1. Das WPB als Teil des Nordostindik. Die Vorstellung, ein Kontinent könne mittels Grabenbildung und Drift „gesprengt“ werden, ist zum plattentektonischen Standard-Denken geworden. Doch ist es berechtigt, davon auszugehen, eine kontinentale Masse könne einen Ozean „sprengen“? Im Falle des WPBs sprechen folgende Argumente dafür, es handle sich tatsächlich um einen losgesprengten Teil des Indiks:

- die Form und Umrandung des Beckens (a);
- die Drehung, die das Becken seit dem mittleren Eozän erfahren hat, wobei es sich, je nach Autor, um eine 60 bis 90 Grad messende, kontinuierlich oder etappenweise erfolgte rechtssinnige Drehung gehandelt hat (Louden, 1976; Hall et al., 1995a,b; Yamazaki et al., 2010) (b);
- der nordwärts gerichtete Bewegungstrend, verglichen mit dem asiatischen Kontinent (Louden, 1976; Hall et al., 1995a; Yamazaki et al., 2010), oder umgekehrt, die südwärts gerichtete Bewegung Asiens (c);
- die Anwesenheit kretazischer Mikrofossilien (Ujiié, 1975) und Magmatite (Deschamps et al., 2000; Hickey-Vargas, 2005) in einigen Teilen des WPBs (d);
- die dünne Kruste des WPBs (Henry et al., 1975), die der Kruste des Wharton-Beckens (Singh et al., 2011) vergleichbar ist (e);
- die signifikante Tatsache, dass die MOR-Basalte innerhalb des Beckens eine isotopische Zusammensetzung wie jene der Basalte des Indischen Ozeans aufweisen und nicht wie jene des näher liegenden Pazifiks (Hickey-Vargas et al., 1995; Hickey-Vargas, 1998; Hickey-Vargas et al., 2008) (f).

- (a) Erneut müssen wir über Umriss sprechen. Betrachten wir doch einmal die Umriss mehrerer Randbecken im ostasiatisch-australischen Randgebiet des Pazifiks. Es entspricht einer gewissen Logik, von der Erwägung auszugehen, jeder Ozean oder auch jedes Randbecken beginne seine Existenz ausgehend von einem Bruch innerhalb kontinentaler

oder älterer ozeanischer Kruste, der sich mit der Zeit weiter ins Krusteninnere fortpflanzt. Bei einigen kleineren Randbecken kann man das noch gut nachvollziehen, sie sind nämlich an einem Ende breiter und entsprechend älter als am anderen (Abb. 18 B,C und D-unten rechts).

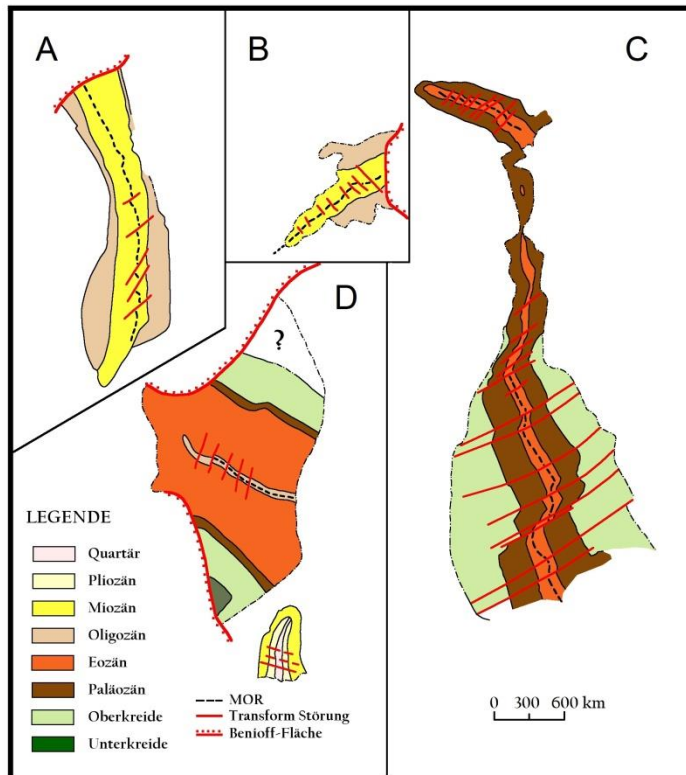


Abb. 18. Der parallel zur Spreizungsachse ausgelängte, meist spitz keilförmige Umriss von Randbecken ist gut mit ihrer Entstehungsweise vereinbar. Beispiele: Parece-Vela-Becken (A), Südchinesisches Meer (B), Tasman-Korallensee (C), Ayu-Trog (D-unten). Der Umriss des WPBs (D) – mit seiner Auslängung quer zur Spreizungsachse – ist dagegen untypisch.

Fig. 18. Wedge-shaped marginal basins showing elongation parallel to the spreading axis are in accordance with mode of formation. Examples: Parece Vela Basin (A), South China Sea (B), Tasman and Coral Seas (C), Ayu Trough (D – bottom). By contrast, the shape of the WPB (D) with elongation perpendicular to the spreading axis is untypical.

Oder sie haben zum Mindesten eine parallel zu ihrem Rücken ausgelängte Form (Abb. 18 A). Von all diesen unterscheidet sich das WPB in auffälliger Weise (Abb. 18 D). Statt entlang der Spur seines Rückens mehr oder weniger keilförmig ausgelängt zu sein, erstreckt es sich rautenförmig quer dazu. Aus plattentektonischer Sicht ließe sich diese Form zwar erklären, wenn Subduktion des Beckens quer zu seiner natürlichen Ausdehnung über einen geraumen Zeitraum stattgefunden hätte, um seine Länge auf einen Bruchteil zu reduzieren. Dafür gibt es aber keine Anzeichen. Man nimmt im Gegenteil an, die Philippinische „Platte“ sei im südlichen Abschnitt des Philippinen-Grabens um kaum 150 km verkürzt (oder „subduziert“) worden (Hall et al., 1991 und die von ihnen zitierte Literatur). Deshalb ist die plattentektonische Sicht nicht glaubhaft zu vermitteln. Ein ähnlich schwer zu interpretierendes Becken ist das Karolinen-Becken südöstlich des WPBs. Es deutet einiges darauf hin, dass die beiden Becken etwas verbindet, wobei offen bleibt, worin diese Verbindung bestehen könnte. Ich vermute, die rechtssinnige Drehung (siehe unten) des WPBs könnte der Auslöser für die Entstehung des Karolinen-Beckens gewesen sein. Doch was

das WPB betrifft, liegt es nahe – besonders in Anbetracht der des Weiteren aufgeführten Merkmale – es als einen abgetrennten Teil des Indiks zu betrachten³⁶.

- (b) Die rechtssinnige Drehung um große Beträge (mindestens 60° nach Loudon, 1976; maximal 90° nach Hall et al., 1985a,b und Yamazaki et al., 2010), die aufgrund paläomagnetischer Messungen für das WPB ermittelt wurde, ist von den Plattentektonikern auf ihre Art gelöst worden, zu welchem Zweck sie je nach Bedarf und computerbasierten technischen Hilfsmitteln abwechselnd mehr oder weniger zeitlich begrenzte MOR und dazu gehörige „Ozeane“, Randbecken, Inselbögen, Transformstörungen und Subduktionen bemüht haben (Hall et al., 1995a,b; Sdrolias et al., 2004; Lallemand, 2016; Wu et al., 2016 und viele andere). Die große Zahl der Bemühungen, die Entstehung des westlichen Teils der Philippinensee zu erklären, verdeutlicht wieder einmal, dass die Plattentektonik an ihre Grenzen stößt. Schon im Jahre 1989 schrieben Fuller et al.:

„While the origin of the younger EPSP is ... commonly agreed upon, the origin of the WPSP has emerged as a central unresolved problem of the Asian accretionary margin“ (EPSP; WPSP = Ost- bzw. Westprovinz der Philippinischen See)

Vierzehn Jahre danach sah es nicht besser aus: „Trotz nahezu 30 Jahre wählender Forschung bleibt die Entstehung des Westphilippinischen Beckens weiterhin ein Rätsel.“ (Lewis et al., 2002). Seitdem sind wieder fünfzehn Jahre vergangen. Die unternommenen Versuche werden zwar zunehmend ausgeklügelter und graphisch aufwändiger (siehe z.B. Wu et al., 2016), doch sie drehen sich immer noch im Kreise herum und kommen einer Lösung kaum näher.

Wie weiter oben antizipiert, nehme ich an, das WPB stelle den nordöstlichen Teil des Indischen Ozeans dar, der durch das südwärts gerichtete Kriechen des Mantelstromes unter Indochina vom Indik abgetrennt wurde. Diese Ansicht habe ich in Abbildung 19 versucht darzustellen. Die ursprüngliche Lage des Beckens mag in etwa derjenigen entsprochen haben, die der gestrichelte Umriss wiedergibt. Dieser wurde, verglichen mit der heutigen Lage, von mir um 84° entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht und etwas gegen Westen verschoben. In dieser Position, die den paläomagnetischen Daten annähernd entspricht, wird eine Kollinearität der Spuren der ehemaligen Spreizungsachsen³⁷ und der gleichaltrigen Krustenbänder innerhalb des Westphilippinischen und des Nordostindischen Wharton-Beckens (WB) wahrnehmbar. Gleichfalls vermittelt die Lage glaubhaft, der heutige Ryūkyū-Graben, der das WPB gegen Nordwesten begrenzt, stelle die ehemalige Trennungslinie gegenüber dem Red-River-Bruchsystem dar. Die Positionierung des WPBs wurde auch so vorgenommen, dass seine Spreizungsachse derjenigen des heutigen Südchinesischen Meeres entspricht, wobei das aber nicht zwingend bedeuten muss, die Achse sei ortsfest geblieben, während die „Philippinische Platte“ sich gedreht hätte. Dazu muss allerdings gesagt werden, dass der Abbruch der Spreizung im WPB, der gemäß neueren Daten (Sasaki et al., 2014) vor

³⁶ Plattentektonische „Muster“ hatten den Rücken des WPBs früher für einen abgetrennten, nicht subduzierten „Rest“ des Pazifik-Kula-Rückens (Uyeda & Ben Avraham, 1972) oder aber eines MORs zwischen der Pazifischen und einer vermuteten „Südpazifik-Platte“ (Wells, 1989) gehalten. Auch noch 30 Jahre später gab es Befürworter für die Uyeda-Ben-Avraham-Variante (Lewis et al., 2002).

³⁷ In beiden Fällen sind die Spreizungsachsen nicht mehr als topographische Rücken zu erkennen.

36 Ma einsetzte, ziemlich genau mit dem Beginn der Spreizung im Südchinesischen Meer übereinstimmt (37 Ma, Hsu et al., 2004). Ich möchte aber daraus keine weiteren Folgerungen ableiten.

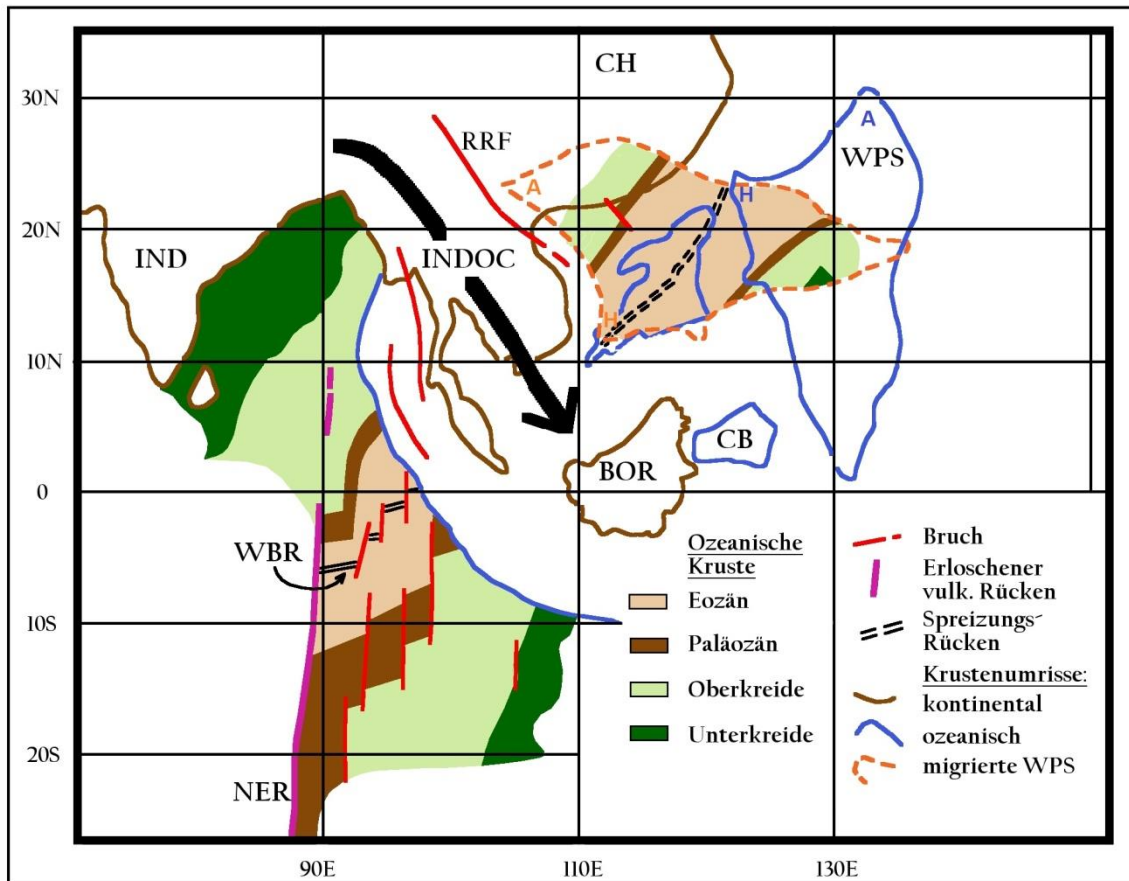


Abb. 19. Die vermutete ursprüngliche Lage des WPBs (Konturen hellbraun gestrichelt) lässt Kollinearitäten mit dem Wharton-Becken erkennen. Der schwarze Pfeil zeigt die Richtung des Mantelstromes an. Für weitere Einzelheiten siehe Text. A-Amami-Plateau, BOR –Borneo, CB-Celebes-See, CH-Chinesischer Block, H-Huatung-Becken, IND-Indischer Block, INDOC-Indochina-Block; NER-90-Ost-Rücken, RRF-Red-River-Bruch, WBR-Wharton-Rücken, WPS-West-Philippinen-Becken.

Fig. 19. Assumed original position of the West Philippine Basin (light brown dashed outline) shows collinearities with the Wharton Basin. The black arrow indicates the direction of the asthenocurrent. See text for details. A-Amami Plateau, BOR-Borneo, CB-Celebes Sea, CH-Chinese block, H-Huatung Basin, IND-Indian block, INDOC-Indochina block, NER-90 East Ridge, RRF-Red River Fault, WBR-Wharton Basin Ridge, WPS-West Philippine Sea.

(c) Karig (1975), Louden (1976), Yamazaki et al. (2010), Wu et al. (2016) und andere Autoren sind sich darüber einig, die „Philippinische Platte“ habe sich zwischen ca. 50 und 15 Ma nach Nordwest bewegt. Von einer anfänglichen Position am Äquator sei die „Platte“ in ihre jetzige Lage gelangt. Das wären 20-25 heutige Breitengrade, entsprechend 2200-2800 km. Eine Schubweite von ca. 2200-3300 km bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt nehmen andererseits Guillot et al. (2003) beim Indien-Schub an, je nachdem, ob man als Beginn des Schubes die 45 Ma- oder aber die 55 Ma-Marke annimmt. Die nordwärts gerichteten Bewegungen des indischen Subkontinents (und des ihn begrenzenden Indischen Ozeans) einerseits und des Philippinischen Beckens andererseits sind also in etwa vergleichbar, ungeachtet ob man nun von einer gleich groß bleibenden oder von einer wachsenden Erde ausgeht³⁸. Da sich Sundaland während derselben Zeit nach Süden bewegte, mag mein Modell in Abbildung 19 der Realität recht nahe kommen, im Besonderen was die Kollinearität des Wharton-Rückens mit der Spreizungsachse des WPBs betrifft.

(d) Obgleich meist angenommen wird, das WPB wäre erst ab ungefähr 55-50 Ma, also seit dem unteren Eozän, als Backarc-Becken entstanden (Seno & Maruyama, 1984; Yamazaki et al., 2010; Lallemand, 2016, u.a.), und auch Hickey-Vargas dessen Alter nur um das Paläozän erweitert (Hickey-Vargas, 1998; Hickey-Vargas et al., 2008), gibt es verschiedene Anzeichen, die auf ein größeres Alter hinweisen. So wurden in den Bohrkernen einiger Bohrungen aus dem mittleren Teil des Beckens (DSDP Bohrungen 290, 293, 294) nicht bloß Foraminiferen paläozänen, sondern auch Oberkreidealters gefunden. Gleichwohl es sich um umgelagertes fossiles Material handelt, muss dieses naturgemäß aus dem Becken selbst stammen, da aus dessen Umrandungen derartige Kleinfossilien nicht bekannt sind (Ujiié, 1975).

Andererseits haben Deschamps et al. (2000) aus einem kleinen Randbecken südöstlich Taiwans, dem Huatung-Becken („H“ in Abb. 19), Gabbros beprobt, deren Alter sich als unterkretazisch erwiesen hat (131 bzw. 119 Ma). Das Alter wurde durch Radiolarien-Assoziationen aus Sedimenten der nahe gelegenen Lanyu-Insel bestätigt. Geringfügig jüngere Alter (115-117 Ma) wurden dann auch an tonalitischen Gesteinen vom Amami-Plateau („A“ in Abb. 19), im äußersten Norden des WPBs, ermittelt (Hickey-Vargas, 2005). Da die Unterkreide-Alter nicht ins Bild eines angenommen erst im Eozän gebildeten Beckens passen, hat man für die Gabbros die Hypothese aufgestellt, sie gehörten einem bedeutend älteren inzwischen „subduzierten“ ozeanischen Becken³⁹ an, von dem ein Teilstück an das WPB angedockt wurde. Die Tonalite wiederum stellen einen Inselbogenmagmatismus dar, der durch Subduktion (?) ab dem Jura entstanden sein soll (Hickey-Vargas, 2005). Wenn man seiner ursprünglichen Lage Rechnung trägt, könnte das Amami-Plateau ganz nahe am asiatischen Kontinent gelegen haben. Theoretisch bestand für das Plateau auch die Möglichkeit, sich an der Grenze zum Ur-Pazifik befunden zu haben. In beiden Fällen macht es Sinn, das Plateau als normalen und nicht bloß nachträglich angedockten Teil des WPBs zu betrachten und anzunehmen, sein Untergrund bestehe aus MOR-Basalten unterkretazischen Alters. Das Huatung-Becken hingegen mit seiner ebenso alten Kruste könnte entlang einer linkssinnigen Seitenverschiebung (z. B. dem Gagua-Rücken, Deschamps et al., 1998) vom

³⁸ Die zurückgelegten Entfernungen stimmen auch gut mit dem ab 45 Ma bis heute entstandenen Abstand zwischen Antarktika und Australien überein.

³⁹ Einer „Proto-Südchinesischen See“ oder einem Neu-Guinea-Becken beispielsweise, nach Deschamps et al. (2000)

älteren Teil des WPBs nach Süden verfrachtet worden sein, so dass es heute an ozeanischer Kruste eozänen Alters anliegt.

Der südlichste Teil des WPBs, südlich des bogenförmigen Mindanao-Bruches, ist wenig erforscht. Er ist auch als Palau-Becken bekannt. Zwar meinen Sasaki et al (2014), die magnetischen Lineationen, welche sie hier aufzeichnen konnten, würden auf ein obereozänes Alter hinweisen, doch kann man diese Interpretation, in Abwesenheit anderer Argumente, bezweifeln. So sind Taylor & Goodliffe (2004), welche den Mindanao-Bruch erstmals beschrieben haben, der Meinung, der Untergrund des Palau-Beckens sei älter als derjenige im nördlich angrenzenden WPB.

Ich gebe zu, es gibt bis heute keine absolute Gewissheit bezüglich des höchsten Alters der Kruste ozeanischen Typs im WPB. Die Anwesenheit von unterkretazischen Gesteinen wie auch diejenige von Oberkreide-Mikrofossilien innerhalb des Beckens lassen jedoch die Vermutung zu, das WPB habe eine viel ältere Geschichte, als ihm zugestanden wird. Deshalb meine ich, behaupten zu können, dass meine Hypothese, es stelle einen Teil des Indischen Ozeans dar, nicht von der Hand zu weisen ist. Dazu passt auch die Auffassung vom Alter der ozeanischen Kruste innerhalb des WPBs, wie sie auf der neueren „Strukturkarte des Westpazifiks“ Maßstab 1:20.000.000 (Miles et al., 2016) wiedergegeben ist und die ich in meine Abbildung 19 übernommen habe.

- (e) Nach Henry et al. (1975) zeichnet sich die Kruste des WPBs durch ihre geringe Mächtigkeit aus (meist unter 5 km), wobei sie im Mittel etwas dünner als diejenige des Westpazifiks ist. Sie gleicht aber jener im Wharton-Becken (WB), die nach Angaben von Singh et al. (2011) zwischen 3,5 und 4,5 Kilometern liegt und damit um 40% dünner als normale ozeanische Kruste ist. Gleichfalls gibt es Ähnlichkeiten, was die relativ große Tiefe der beiden Becken betrifft. Taylor und Goodliffe (2004) weisen ausdrücklich auf die große Tiefe (5-6 km) des WPBs hin, die für ein Becken eozänen Alters ungewöhnlich sei, weshalb Uyeda und Ben Avraham (1972) das WPB für ein isoliertes Stück des Pazifiks hielten. Die großen Tiefen beider Becken werden wahrscheinlich durch ihre dünnen Krusten bedingt, die im Untergrund durch schweres Mantelmaterial kompensiert werden, weshalb größtenteils isostatisches Gleichgewicht herrscht.

Könnte die dünne ozeanische Kruste des Indiks im Raume des WPBs und des WBs ein Umstand gewesen sein, der es dem Sunda-Block ermöglichte, sie zu durchbrechen, so wie meine Hypothese es voraussetzt? In beiden Becken sind sogenannte Intraplatten-Deformationen bekannt (Karig & Wageman, 1975; Deplus et al., 1998), die nach ihrer Bildung einsetzten und für gewöhnlich in ozeanischen Bereichen eher die Ausnahme bilden. Und in beiden Becken handelt es sich vor allem um Deformationen in Verbindung mit Seitenverschiebungen. Im WPB konzentrieren sich diese im westlichen Teil des Beckens entlang des Gagua-Rückens und des Luzon-Okinawa-Lineaments. Der erstere lässt Strukturen erkennen, die ihn als linkssinnige Seitenverschiebungszone ausweisen (Deschamps et al., 1998), während das letztere als rechtssinnige Seitenverschiebung gilt (Wang et al., 1996). Lallemand (2016) schließt nicht aus, dass entlang dieses Bruches Seitenverschiebungen von einigen hundert Kilometern stattgefunden haben könnten. Im WB handelt es sich um linkssinnige extrem lange annähernd Nord-Süd-gerichtete Seitenverschiebungen, die im Raume zwischen dem 90-Ost-Rücken und dem Sundagraben lokalisiert sind. Mit Ausnahme des Gagua-Rückens sind die Bereiche rund um das Luzon-Okinawa-Lineament und die Seitenverschiebungen im WB auch heute aktiv, werden aber als Ausdruck „schräger

Subduktion“ aufgefasst. (Hsu et al., 2013; Lin et al., 2013; Deplus et al., 1998; Carton et al., 2014; Lay et al., 2016). Statt zu behaupten, die zahlreichen Seitenverschiebungen im WB wären im Zusammenhang mit nach Norden hin sinkenden Subduktionsraten entlang des Sundagrabens entstanden (Deplus et al., 1998; Carton et al., 2014)⁴⁰, vertrete ich die Ansicht, die Brüche müssten als Begleiterscheinung der relativen Bewegungen zwischen Indien und Australien aufgefasst werden. Dadurch, dass Indien der sich entgegen stemmenden asiatischen Masse wegen bei seiner Norddrift - bezogen auf Australien - abgebremst wurde, bauten sich im Gebiete des Ostindik Scherspannungen auf, zu deren Abbau die linkssinnigen Seitenverschiebungen entstanden sind. Und da dieser Sachverhalt seit ungefähr 45 Ma besteht, ist auch eine Verbindung zum Sunda-Block nicht ausgeschlossen. So könnten, wie schon angedeutet, Brüche, aus Transformstörungen des damals wahrscheinlich noch aktiven Wharton-Rückens hervorgegangen, der südostwärts gerichteten Bewegung des Sunda-Blocks Vorschub geleistet haben. Entlang der Grenze zwischen Ostindik und Sundaland musste allerdings rechtssinnige Scherung herrschen. Und diese hat sich auch in der Entstehung einer Reihe von Scherflächen kundgetan, wovon ich schon die wichtigsten erwähnte (Sagaing-, Semangko- und Mentawai-Brüche, siehe Seite 40).

Auf der entgegengesetzten Seite von Sundaland, im Westen des WPBs, entspricht der Gagua-Rücken, als linkssinniges Bruchsystem, den Anforderungen meiner Hypothese. Er könnte als östlichster Fortsatz des Red-River-Systems in Frage kommen.

- (f) Mein stärkstes Argument im Sinne der hier vertretenen Hypothese, das WPB sei ein abgetrennter Teil des Ostindischen Ozeans, besteht im Chemismus und in den isotopischen Verhältnissen seiner basischen Gesteine, ihrem „Fingerabdruck“ sozusagen, der demjenigen der Gesteine des Indischen Ozeans gleicht und nicht demjenigen der Gesteine des Pazifiks, der doch in seiner unmittelbaren Nachbarschaft liegt (Hickey-Vargas et al., 1995; Hickey-Vargas, 1998; Hickey-Vargas et al., 2008). Schon aus diesem Grunde erübrigt es sich heute, vom WPB als einem abgetrennten Teil des Pazifiks zu sprechen (Uyeda & Ben Avraham, 1972).

Im Vergleich zu den MOR-Basalten des Pazifiks und des nördlichen Atlantiks zeichnen sich die MOR-Basalte des Indischen Ozeans grundsätzlich durch erhöhte Werte von $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bezogen auf ein gegebenes $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis aus. Wir sprechen von der so genannten DUPAL-Anomalie (Hart, 1984). Zudem liegt bei letzteren das Verhältnis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ niedriger als bei ersteren. Wenngleich etwas verschieden, lassen sich auch die OIBs⁴¹ des Indischen Ozeans demselben Magmentyp zuordnen. Gleichfalls weiß man unterdessen, dass die basischen und ultrabasischen Gesteine (Ophiolithe), die entlang des Alpen-Himalaya-Systems zutage treten, auch „indischen“ Charakter aufweisen (Zhang et al., 2005). Die Diskussion, weshalb es zwei MORB-Typen gibt und wie sie entstanden sind, ist in vollem Gange, doch kann darauf im Rahmen dieser Abhandlung nicht näher eingegangen werden. Ohnehin gehen alle Erklärungsversuche vom Standpunkt der Plattentektonik aus.

⁴⁰ Mit der Begründung, orthogonal erfolgte Subduktion, wie im südlich gelegenen Java-Abschnitt, sei angeblich „leichter“ zu bewerkstelligen als „schräge“ Subduktion im Sumatra-Abschnitt

⁴¹ OIBs (von *ocean island basalt*) sind Basalte, die in Verbindung mit Manteldiapiren und heißen Flecken entstehen, wie diejenigen des Emperor-Hawaii-Rückens.

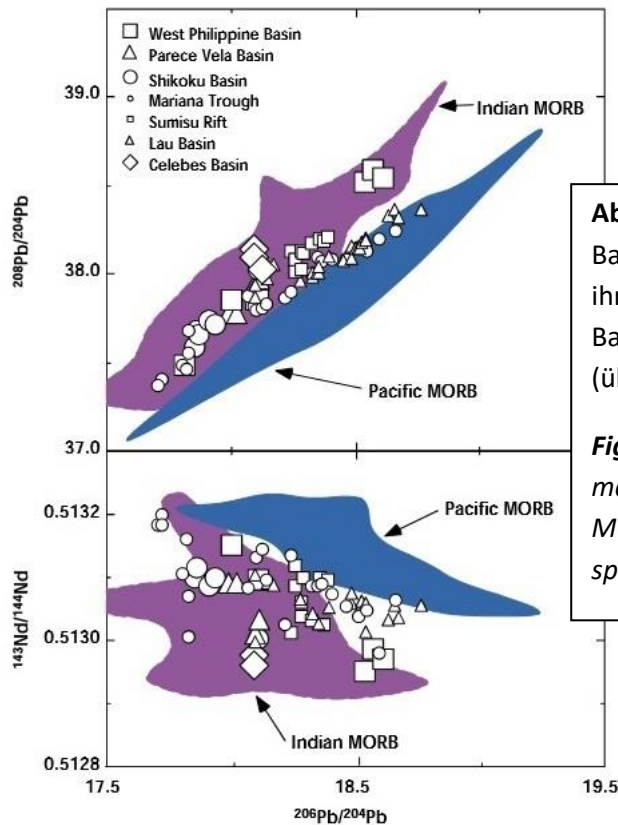


Abb. 20. Pb und Nd Isotopenverhältnisse in Basalten einiger Randbecken des Westpazifiks und ihre Stellung zu den Verteilungsfeldern von MOR-Basalten des Indischen und Pazifischen Rückens (übernommen von Hickey-Vargas et al., 1995).

Fig. 20. Pb and Nd isotope ratios in Western Pacific marginal basin basalts compared with fields for MOR basalts from Indian Ocean and Pacific Ocean spreading ridges (from Hickey-Vargas et al., 1995).

Hickey-Vargas und ihre Mitarbeiter haben verschiedene Diagramme erstellt, in denen die Felder der beiden Basalt-Typen eingezeichnet sind. Zwei dieser Diagramme kann man in Abbildung 20 sehen. Darin sind die Daten für das WPB, aber auch für andere untersuchte Becken des westpazifischen Raumes eingezeichnet (Parece-Vela- und Shikoku-Becken, Marianen-Trog und Sumisu-Rift – alle innerhalb der Philippinensee; Celebes- und Lau-Becken). Aus den Diagrammen ist ersichtlich, dass sich die Gesteine des WPBs und der östlich anliegenden Becken (Parece Vela und Shikoku) wie auch der Celebes-See ganz innerhalb des Feldes der MOR-Basalte des Indik-Typs befinden, während diejenigen des Sumisu-Rifts, des Marianen-Trogs und des Lau-Beckens das „indische“ Feld überschreiten und in dasjenige des Pazifiks hinüberwechseln. Hier befinden wir uns also allem Anschein nach an einer wichtigen Grenze, an der die beiden Magmenprovinzen aneinanderstoßen und im engsten Grenzbereich Mischungen hervorgerufen haben, die man an den Merkmalen der betreffenden Gesteine ablesen kann. Die Verbreitung der Basalt-Typen anhand der Daten von Hickey-Vargas und ihren Mitarbeitern sowie derjenigen, die im folgenden Erwähnung finden, ist in Abbildung 21 dargestellt. Von Interesse ist, dass die Basalte im Nordwesten Australiens offensichtlich auch einen hybriden Charakter aufweisen (vergleiche die Aussagen von Crawford et al., 1995 mit den Daten von Zhang et al., 2005). Das ist nicht weiter verwunderlich, da es sich hier um Basalte jurassischen Alters handelt, die zwar an der Entstehung des Indiks beteiligt waren, sich aber an der Grenze zum Ur-Pazifik bildeten. Wie Crawford et al. (1995) stellvertretend für viele andere zugeben müssen, „bleibt der Ursprung der isotopisch anomalen Asthenosphäre vom Typ des Indischen Ozeans unverstanden.“ Dazu müssen sie die Feststellung machen, die Trennlinie zwischen den Bereichen des Pazifik- und des Indik-Typs verlaufe äußerst ungewöhnlich. So bringen sie selbst Argumente oder zitieren

aus der Literatur Daten⁴², die aufzeigen, dass der Indik-Manteltyp für Magmen im Nord-Fidschi- und im Lau-Becken verantwortlich ist, während westlich davon im Vanuatu-Inselbogen sowie im Süd-Fidschi- und im Tasman-Becken Magmen des eigentlich im Osten beheimateten Pazifik-Typs erscheinen. Wie kann das sein? Hickey-Vargas et al. (1995) hatten die Vermutung ausgesprochen, ein Indik-„Asthenosphärenstrom“ hätte sich vor mehr als 50

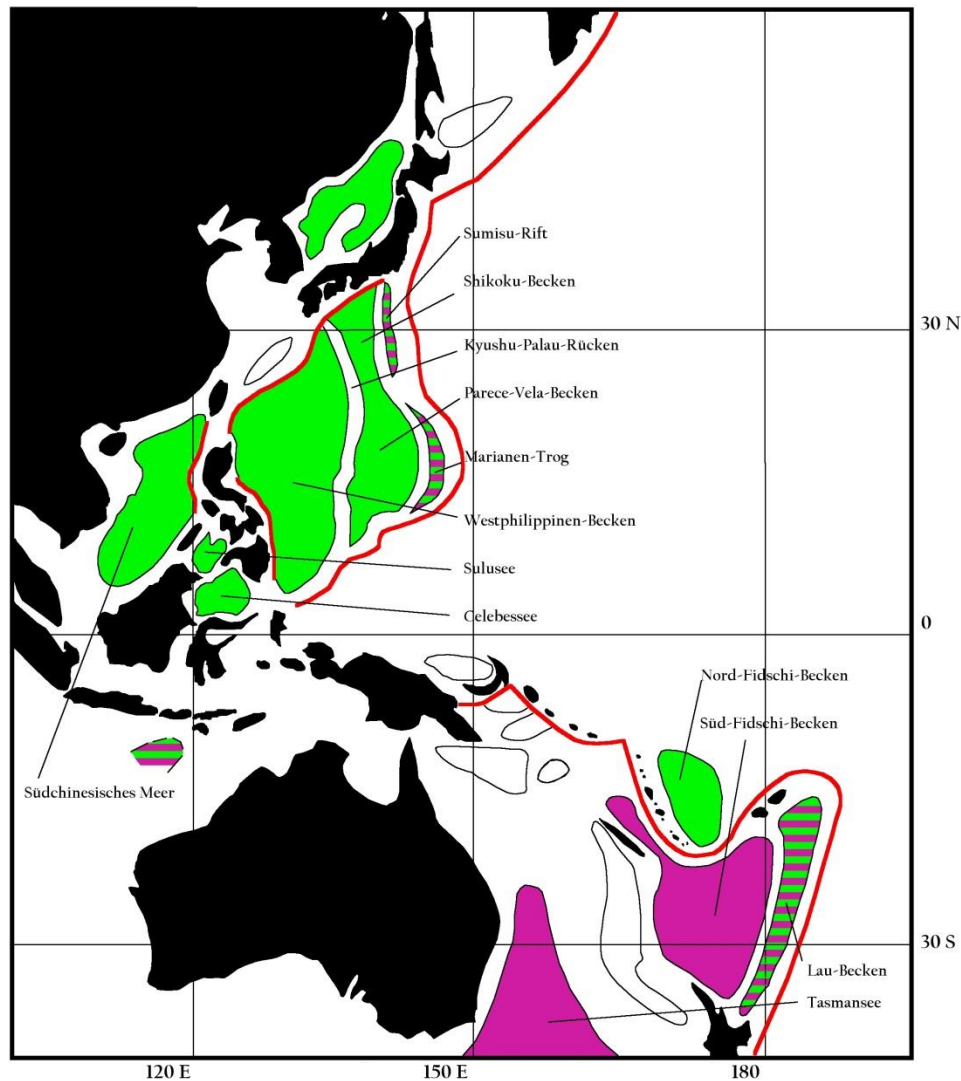


Abb. 21. Verbreitung der Basalte des Indik-Typs (Grün), des Pazifik-Typs (Magenta) und derjenigen mit hybridem Charakter (Streifenmuster) in den Randbecken des zentralen Westpazifiks und im Nordwesten Australiens. Die roten Linien stellen die Tiefseerinnen dar. Für die Schwarz umrandeten nicht eingefärbten Becken lagen keine Daten vor. Einzelheiten siehe Text.

Fig. 21. Distribution of Indian type (green), Pacific type (magenta) and hybrid basalts (striped pattern) in the marginal basins of the central Pacific and in northwestern Australia. Red lines represent deep sea trenches. Colorless spaces delimited by black outlines represent basins for which no data were available. See text for details.

⁴² Hergt & Hawkesworth, 1993; Briquieu et al., 1994; Nohara et al., 1994; Pyle et al., 1995

Ma durch eine „Lücke“ zwischen den Lithosphären Australiens und Eurasiens durchgezwängt und sich dann nach Norden und nach Süden ausgebreitet. Crawford et al. (1995) glauben Gründe zu haben, diese Hypothese abzulehnen, und schlagen dagegen vor, der „indische Asthenosphärenstrom“ hätte sich um Australien und Tasmanien herum nach Norden gewendet und sei dann möglicherweise bis nach Japan vorgedrungen. Die Existenz der „pazifischen“ Krusten westlich des Nord-Fidschi- und des Lau-Beckens wäre damit aber keinesfalls geklärt, es sei denn man nimmt an, der „Asthenosphärenstrom“ hätte sich unter dem „pazifischen“ Lithosphärenmantel des Tasman- und des Süd-Fidschi-Beckens hindurchgewunden, eine absolut unglaubliche Vorstellung. Als Alternative zu „Asthenosphärenströmen“ wird noch die autochthone Bildung der Magmen des Indik-Typs in Erwägung gezogen, wobei man annimmt, solche Magmen könnten vor Ort aus Magmen des Pazifik-Typs durch Assimilation⁴³ kontinentaler Lithosphäre oder „subduzierter“ ozeanischer Kruste entstehen (Crawford et al., 1995; Hickey-Vargas, 1998).

Die Plattentektoniker tun sich schwer mit „Asthenosphärenströmen“, sie müssen für ihr Strömen „Lücken“ erfinden (Hickey-Vargas et al., 1995) oder sie einfach unter Lithosphärenblöcken hindurchzwängen, beides indes unglaubliche Annahmen. Wobei sie dann auch noch von „*convecting asthenosphere*“ sprechen (Crawford et al., 1995), ohne darauf einzugehen, wie sich Konvektion innerhalb eines „Asthenosphärenstroms“ abspielen könnte. Ganz offensichtlich ist jedoch, dass sie die „Asthenosphärenströme“ von der darüber liegenden Lithosphäre abkoppeln, was auf ihr Platten-Dogma zurückzuführen ist.

Ich habe meine Gründe für die Ablehnung des Begriffs „Asthenosphäre“ weiter oben angeführt (Seite 33ff). Deshalb spreche ich bloß von Astheno-Strömen (*asthenocurrents*) oder einfach Mantelströmen, wobei ich letzteren Begriff immer nur auf den obersten Mantel beschränke. Weiterhin sind diese Mantelströme in meiner Hypothese nicht „unsichtbar“. Indem sie nämlich die Lithosphäre mittragen, verrät uns diese ihre Bewegungsrichtung mit großer Genauigkeit. Und da ich vom Wachstum des Erdkörpers ausgehe, haben die Mantelströme einen größeren Bewegungsspielraum, das heißt, ihr Strömen ist nicht auf „Lücken“ angewiesen noch gezwungen, Lithosphären zu unterwandern. Ich möchte ein völlig neues Herangehen an die Problematik anregen, wobei ich gestehe, dass mir selbst noch vieles unklar ist, wie beispielsweise der Indik-Typ der Basalte im Shikoku- und im Parece-Vela-Becken. Mit einer ersten Annahme, im Kyūshū-Palau-Rücken, der das WPB von den beiden oben genannten Becken trennt, die Grenze zwischen Pazifik- und Indik-Basalttypen und den ihnen in der Tiefe entsprechenden Manteltypen zu sehen, lag ich offenbar falsch. Diese ist allem Anschein nach im Izu-Bonin-Marianen-Bogen zu sehen⁴⁴. Andererseits bestärkt mich der Indik-Typ der Basalte der Celebes-See in der Annahme, das Celebes-Becken sei ein vom WPB losgelöstes Teilstück des Indischen Ozeans, das vom Sundaland-Mantelstrom erfasst und weiter nach Süden verfrachtet wurde. Hall (1996) und Nichols & Hall (1999) hatten schon vor 20 Jahren den Standpunkt vertreten, die beiden Becken seien ursprünglich vereint gewesen. Diese Sicht wurde später auch von Sdrolias et al. (2004) in ihren Paläorekonstruktionen übernommen (siehe Abb. 6 in Sdrolias et al., 2004).

⁴³ Assimilation: Aufnahme von Fremdgestein und dessen Aufschmelzung in einer Magmenkammer

⁴⁴ In einem neueren Aufsatz (Miyazaki et al., 2015) wird diese Grenze unbegründet weiter nach Osten unter den Pazifik verlegt, nur um plattentektonischen Überlegungen gerecht zu werden.

4.2.2. Der Sundaland-Mantelstrom und seine südwestliche Begrenzung. Den Sundaland-Mantelstrom (SMS) in all seinen Auswirkungen auf die sichtbare Kruste bis ins Detail zu beschreiben, würde mich überfordern, schon deshalb weil ich über keine direkte Erfahrung in diesem großen Gebiete verfüge. Ich werde stattdessen ein paar Denkansätze in Frageform folgen lassen und entsprechend dazu Hypothesen äußern, die von Forschern vor Ort überprüft und vertieft werden sollten.

(a) Scheint es angebracht, Sundaland kraft seiner großen Breite als megatektonische Mélange⁴⁵ aufzufassen, in welcher ursprüngliche Zusammenhänge oft durch Dehnung, Zerstückelung und Drehung von Krustenabschnitten verloren gegangen sind?

(b) Wenn das zutreffen sollte, wurden Teile des Indiks mit in die Mélange einbezogen? In diesem Fall wäre es sinnvoll, zumindest das Celebes-Becken, wenn nicht auch das Sulu-Becken, als Bruchstücke des tertiären Anteils des Indiks zu betrachten. Mesozoische Bruchstücke könnten aber gleichfalls in die Mélange eingearbeitet worden sein. So besteht nach Bowin et al. (1980), Pigram & Panggabean (1983), Lapouille et al. (1985) und McCabe et al. (1993) große Wahrscheinlichkeit, dass die Bandasee ganz oder zum Teil ein vom mesozoischen Abschnitt des Indiks herrührendes Segment darstellt, wenngleich neuere Autoren dieser Hypothese widersprechen (Hinschberger et al., 2001; Heine et al., 2012). Doch fußen ihre Argumente bloß auf einer Umdeutung magnetischer Lineationen; denn es gibt keine Tiefseebohrungen, die diese Auslegung bestätigen könnten. Die Versuche von Hinschberger et al. (2001), die ungewöhnliche Tiefe der Bandasee (> 5000 m) – meist ein Merkmal alter ozeanischer Becken – mit dem angeblich obermiozänen Alter ihrer Kruste in Einklang zu bringen, sind alles andere als überzeugend.

(c) Kann man von aufeinander folgenden Schüben des SMS sprechen, die von Phasen der relativen Ruhe unterbrochen wurden? Die äußerst verwirrende Vielzahl der Versuche, die Struktur Sundalands zu entziffern und die in einzelnen isolierten Teilen desselben festgestellten faziellen und tektonischen Zonen von Abschnitt zu Abschnitt zu vergleichen, um verloren gegangene Zugehörigkeiten wieder herzustellen, macht es einem Außenstehenden fast unmöglich, sich ein annähernd einheitliches Bild zu verschaffen. Es besteht zwar überwiegend Einigkeit darüber, dass Burma, Thailand und Malaysia eine rechtssinnige Drehung erfahren haben (siehe die zusammenfassende Darstellung in Morley und Searle, 2017), doch bleibt man weiterhin der vorgefassten Idee verpflichtet, diese zusammenhängende Landmasse habe schon immer die Form einer breiten Halbinsel gehabt⁴⁶ – der Indischen nicht unähnlich –, die weit in den vermeintlichen Tethys-Ozean hineinreichte. Hingegen vertrete ich den Standpunkt – und der wird durch die rechtssinnige Drehung bestätigt – dieses ganze Gebiet sei vor dem Indien-Schub als natürliche Fortsetzung der Himalaya-Tibet-Region in West-Ost- oder Westnordwest-Ostsüdost-Richtung verlaufen. Erst durch den Schub erfolgten die Drehung um das Namche-Barwa-Knie und der Transport nach Süden und Südosten bei gleichzeitiger Ausdünnung der Kruste, ihrer Längung bis zum

⁴⁵ Die Tektonische Mélange ist eine geologische Großeinheit bestehend aus einem Gemenge verschieden großer und verschieden alter Gesteinsformationen, die zum Teil auch verschiedenen, manchmal weit voneinander entfernten Ursprungsgebieten entstammen und meist durch tektonische Zerstückelung und weite Verfrachtung charakterisiert werden, während welcher die innige Vermengung stattfindet. Das Bindemittel der tektonischen Mélange besteht aus dem fein zerriebenen Material der mitgeführten Blöcke.

⁴⁶ Zusammen mit Laos, Kambodscha und Vietnam, die aber vermutlich eine linkssinnige Drehung erfahren haben

Durchriss und stellenweise auch ihrer Überschiebung. Somit müsste man beispielsweise, jenseits der schon erfolgten Korrelation von Quiangtang-Block (im Tibet) und Sibumasu-Block (**Siam-Burma-Malay-Sumatra**), die (jetzt) südliche Fortsetzung der drei Himalaya-Einheiten (Vorderer Himalaya, Hochhimalaya und Tethys-Himalaya) und des anschließenden Lhasa-Blocks nach Sundaland hinein verfolgen können, was vor allem in letzter Zeit nur zögerlich, wenn überhaupt, geschehen ist (z.B. Sengupta et al., 1990; Ridd, 2016). Das hat wohl hauptsächlich damit zu tun, dass der Himalaya den Nordrand des Indischen Subkontinents darstellt, der ja, der Plattenlogik zufolge, als einsames Eiland den „Tethys-Ozean“ durchpflügt hat und somit keine „Nachbarn“ hatte. Man geht völlig unberechtigt von einem sich nach Osten stark verbreiternden „Tethys-Ozean“ aus⁴⁷ und vergisst willentlich, dass Gemeinsamkeiten zwischen dem von Nordwest nach Südost verlaufenden Himalaya-Orogen und den angrenzenden vorwiegend Nord-Süd ausgerichteten Orogenen Pakistans (W) und Sundalands (O) bestehen. Mehr als hundert Jahre alte Erkenntnisse über einen entlang des Paläoäquators verlaufenden zwar differenzierten aber dennoch gut unterscheidbaren mesozoischen Sedimentationsraum (Suess, 1901) wurden einer dogmatischen Idee geopfert. Tollmann (1984) weist auf die ursprüngliche auf Suess zurückgehende Bedeutung des Begriffs „Tethys“ hin, indem er feststellt:

„Im **Antlitz der Erde** geht ... E. Suess näher auf diesen Begriff Tethys ein, führt 1901, S. 25, zunächst summarisch aus, dass damit die <<Meeres-Bildung der mesozoischen Epoche>> zwischen Gondwana-Land im Süden und Angara-Land im Norden gemeint ist, und zwar in einer <<breiten Zone, die sich von Sumatra und Timor über Tonking, Yunnan zum Himalaya und Pamir, Hindukusch und nach Kleinasien>> und weiter gegen Westen hin (Mediterran-Gebiet) erstreckt.“

Nicht nur das Rückgrat des Himalaya, die Yarlung-Zangbo-Sutur (auch Indus-Tsangpo-Sutur genannt) mit ihren Gabelungen, lässt sich west- wie ostwärts weiterverfolgen (Gansser, 1980)⁴⁸, sondern auch Faziesbereiche und Faunen, frühestens beginnend mit dem obersten Karbon und über das Perm ins Mesozoikum überwechselnd (Kristan-Tollmann & Tollmann, 1982; Tollmann, 1984). Wegen der derzeitigen plattentektonischen Auffassung des Begriffs „Tethys“ ist die ehemalige Erkenntnis Suess' verlorengegangen, man könne innerhalb des aus der Tethys emporgehobenen Alpen-Himalaya-Orogens einen „Nordstamm“ und einen „Südstamm“ unterscheiden, beide getrennt durch ein „Zwischengebirge“. Diese Erkenntnis beruht auf Fakten, die man heute einfach nicht mehr wahrhaben will. Ich habe meine Auffassung hierzu schon vorweggenommen (Seite 10), als ich davon sprach, der Korridor entlang dessen sich das Alpen-Himalaya-Orogen herausgebildet hat, sei im Norden wie im Süden von je einem Seitenverschiebungssystem begrenzt. Es liegt in der Natur solcher Systeme, dass ihnen entlang die Kruste, ja die ganze Lithosphäre, aufreißt, einsinkt und sich Sedimentationsbecken bilden, in die Mantelmaterial in Form von Ophiolithen aufdringt. Doch sind diese Becken meist auf 100-300 Kilometer Breite beschränkt und können unter keinen Umständen als (werdende)Ozeane eingestuft werden. Heutige Beispiele liefern der Golf von

⁴⁷ Die Auffassung der sich nach Osten erweiternden Tethys, kulminierend in der Idee von der „multiplen Tethys“, hat nach meinem Empfinden die Erforschung des Alpen-Himalaya-Orogens um Jahrzehnte zurückgeworfen.

⁴⁸ Die Yarlung-Zangbo-Sutur wird plattentektonisch als Narbe der weiten Neotethys (Tethys III) aufgefasst, wohingegen Gansser meint, die Sutur und ihre Gabelungen stünden für sehr steil (*very steep*) angelegte und schmale (*narrow*) ozeanische Becken, was der Realität eher zu entsprechen scheint.

Kalifornien und – innerhalb des hier besprochenen Gebietes - die Andamanensee. Auch in der Länge sind solche Pull-apart-Becken beschränkt oder reihen sich in gestaffelter Form aneinander, wobei es durchaus möglich ist, dass zwischen den einzelnen Becken Landbrücken bestehen bleiben, so dass keine eigentlichen Hürden im Sinne einer Isolation von Tier- und Pflanzenwelt entstehen, was den festgestellten Fakten betreffs der biotischen Beziehungen zwischen Indien und Eurasien gerecht wird (Ahmad, 1983). Ich habe bisher nur die Yarlung-Zangbo-Sutur erwähnt, welche die südliche Grenze des Himalaya-Tibet-Korridors bildet. Die entsprechende nördliche Grenze wird allem Anschein nach durch die Bangong-Nujiang-Sutur vertreten. Die Plattentektoniker glauben in ihr die Sutur der älteren Mesotethys (Tethys II) zu erkennen, doch unterscheiden sich die Alter der Ophiolithe der beiden Suturen kaum. Jedenfalls scheinen sie sich im selben zeitlichen Rahmen zu bewegen (Mitte-Oberjura bis Unterkreide) wie die Ophiolithe der beiden als Ozeane „aufgewerteten“ Tröge der Alpen (Piemont-Ligurischer und Walliser „Ozean“), deren Gegenstücke sie wahrscheinlich darstellen. Und während sich in den Alpen zwischen den beiden Trögen die kontinentale Hochzone des Briançonnais erstreckt, haben wir es im Himalaya-Tibet-Orogen mit dem Lhasa-Block zu tun. Das sind zwar langgezogene Schwellen, doch keine querfeldein wandernden „Band-Kontinente“. Sie wurden von Suess schon früh erkannt und als „Zwischengebirge“ bezeichnet. Salomon-Calvi (1940) hat sie allerdings *Zwischenländer* genannt, da sie nur in Ausnahmefällen ein gebirgiges Relief aufweisen (z.B. das Briançonnais in den Alpen) und geomorphologisch meistens (Hoch-) Ebenen darstellen wie der eben erwähnte Lhasa-Block. Die begrenzenden „Suturen“ wurden gleichermaßen von Salomon-Calvi (1940) als Schweißfugen betrachtet, für welche er den Begriff *Synaphien* prägte. Nun sind diese Fugen in meiner Auffassung weder dem aneinander Schweißen zweier sich fremd gegenüberstehender Kontinentalblöcke, wie es noch Salomon-Calvi vorschwebte, noch der Subduktion eines Ozeans zu verdanken, welches die übliche plattentektonische Auslegung ist. Innerhalb der Lithosphäre stellen sie die Ränder des Korridors dar, in dessen Tiefe der Mantelstrom „kriecht“, der die Zwischenländer entsprechend dem Gleitbrett- oder Kartenstoßmuster mitträgt (siehe Abb. 2). Somit sind diese Zwischenländer tatsächlich mobil im Vergleich zu den „starren“ Blöcken, die sich jenseits der „Fugen“ befinden, wobei ihnen aber auch – im Vergleich zu den „Fugen“ oder „Suturen“- eine gewisse Starrheit innewohnt. Nur dass sie nicht, wie im Plattenmodell, vom Mantel abgeschert quer zu ihrer Ausrichtung durch den Ozean „driften“, sondern in Richtung ihrer Längsachse dem Mantel aufsitzend von diesem fortgetragen werden. Die Randzonen, die eigentlich Seitenverschiebungssysteme darstellen, sollte man weder Suturen noch Fugen oder Synaphien nennen und, weil sie immer gepaart auftreten, würde ich sie *Duplex-Systeme (DS)* nennen, mit je einem rechtssinnigen und einem linkssinnigen Arm (*RDS* bzw. *LDS*). Es hat sich tatsächlich erwiesen, dass die Zwischenländer eine gewisse Starrheit beibehalten, wenn wir sie mit den bewegten Duplex-Systemen vergleichen (siehe z.B. Salomon-Calvi, 1940 bezüglich des Hochlandes von Anatolien und Kapp et al., 2005; 2007 bezüglich des Lhasa-Zwischenlandes). Letztere sind es, die infolge von Bewegung und Deformation, also dank ihrer internen Dynamik, aus sich heraus orogene Strukturen erzeugen, die dann als Überschiebungen die „starren“ Bereiche teilweise überfahren, während in den tektonisch weniger beanspruchten Zwischenländern meistens „nur“ magmatische Prozesse stattfinden.

Der langen Rede kurzer Sinn: innerhalb des Alpen-Himalaya-Orogens kann man dessen dreigeteilte Längsstruktur (von Nord nach Süd: *LDS-Zwischenland-RDS*) gut von Westen (Alpen) nach Osten (Himalaya-Tibet) verfolgen. Also müsste diese Dreiteilung trotz des

komplizierenden Indien-Schubs auch weiter nach Sundaland zu verfolgen sein. Tatsächlich will es mir scheinen, dass beispielsweise in der *Insel Borneo* und womöglich ihren östlichen Fortsätzen das LDS unter den neueren Sedimenten der Kuching-Zone entlang der Lupar-Linie zutage tritt und sich dann nordöstlich Richtung Palawan hinzieht, das Zwischenland durch das Schwaner-Gebirge mit seinen Kreideintrusionen vertreten wird, indes das RDS im Südosten Borneos im Meratus-Gebirge erschlossen ist und mit Unterbrechungen bis in den

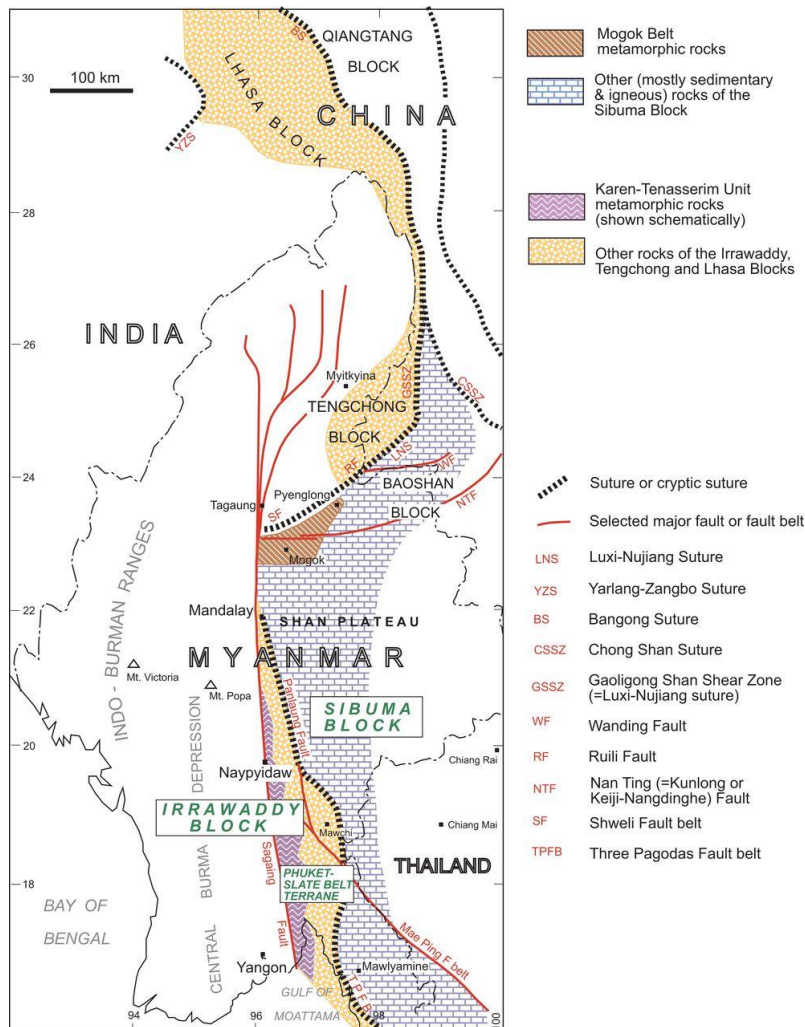


Abb. 22. Die Gleichsetzung des Lhasa-Blocks mit dem Irrawaddy-Block (Ridd, 2016), neben der schon früher festgestellten Kongruenz von Qiangtang-und Sibumasu-Blocks (Metcalf 1984; 1986, 1988 und die vom Autor zitierte Literatur), erlaubt es erstmals paläogeographische Einheiten des Himalaya-Tibet-Orogens nach Südostasien zu verfolgen. (übernommen von Ridd, 2016).

Fig. 22. The correlation of the Lhasa Block with the Irrawaddy Block (Ridd, 2016) in concurrence with the former stated congruence between the Qiangtang and Sibumasu Blocks (Metcalf, 1984; 1986; 1988 and literature cited by this author) permits for the first time the tracking of paleogeographic units of the Himalaya-Tibet Orogen into Southeast Asia (from Ridd, 2016).

REGIONAL GEOLOGY OF INDONESIA

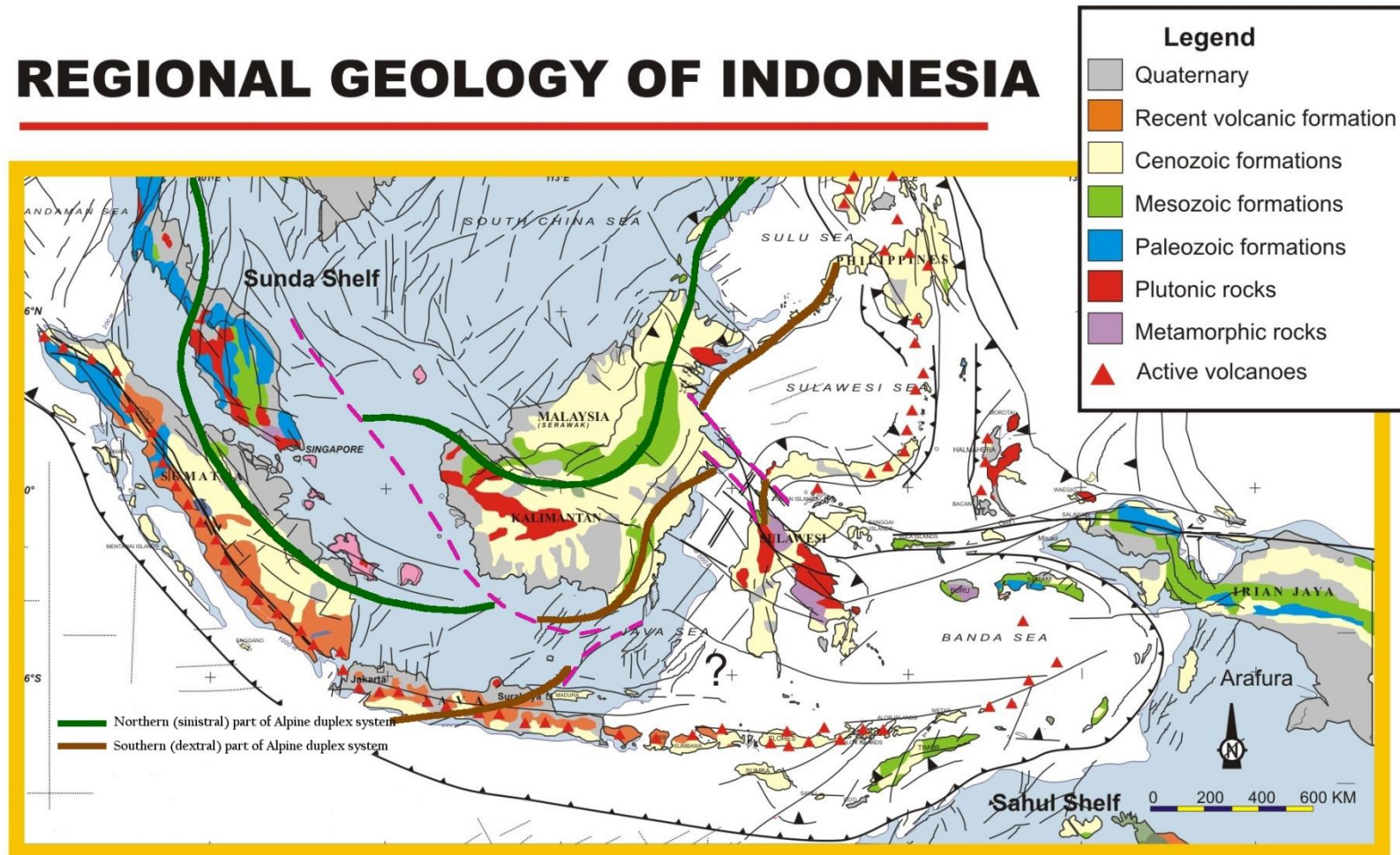


Abb. 23. Auslegung der geologischen Daten auf Sumatra, Java und Borneo im Sinne der Kontinuität des Duplex-Systems des Alpen-Himalaya-Orogens (Hintergrund: Karte der regionalen Geologie Indonesiens, © Herman Darman, 2015).

Fig. 23. Interpretation of the geology of Sumatra, Java and Borneo in the sense of continuity of the duplex system of the Alpine-Himalayan Orogen (Background: Chart of the regional geology of Indonesia, © Herman Darman, 2015).

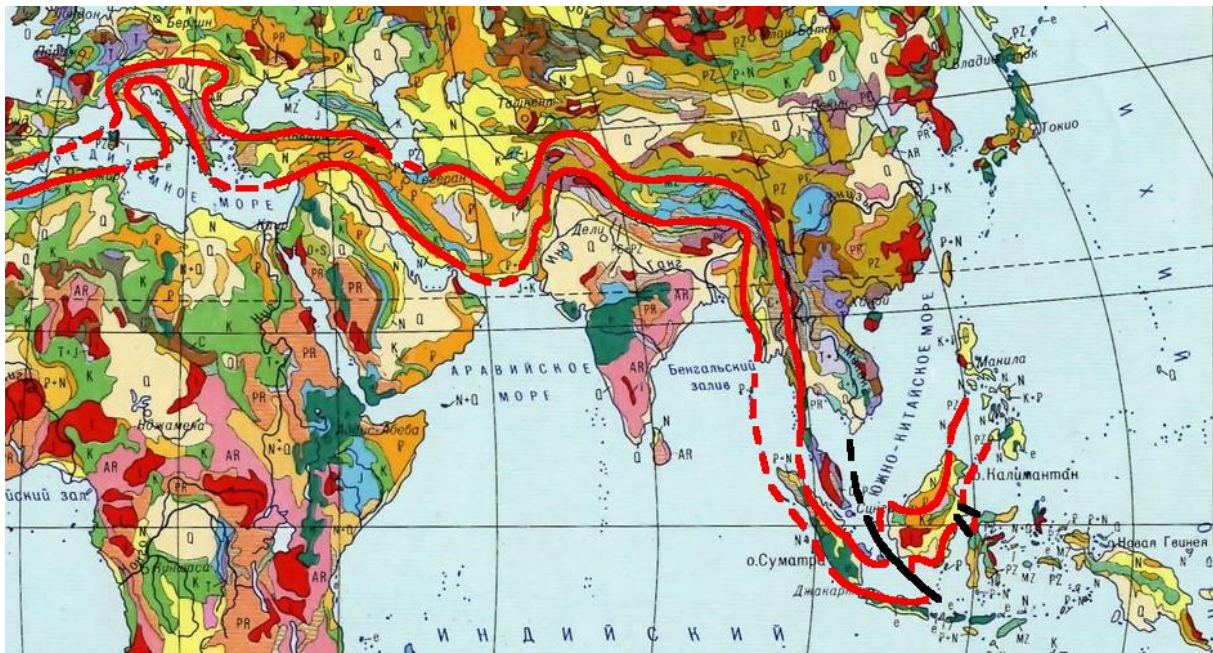


Abb. 24. Die beiden Arme des alpinen Duplex-Systems verfolgt vom Atlantik (Sierra Nevada – Atlas) über Eurasien bis zum Pazifik (Borneo - Philippinen). (Hintergrund: Ausschnitt aus Geological Map of the World, Maßstab 1:100.000.000, http://www.200stran.ru/maps_group5_item303.html) (Aufgerufen: 21.07.2018)

Fig. 24. The two branches of the Alpine duplex system followed from the Atlantic (Sierra Nevada – Atlas) across Eurasia to the Pacific (Borneo – Philippines) (Background: Section from the Geological Map of the World, scale 1:100.000.000, http://www.200stran.ru/maps_group5_item303.html) (Retrieved: 21.07.2018)

westlichen Zipfel (Zamboanga-Halbinsel) der südphilippinischen Insel Mindanao verfolgt werden kann. Strukturgeologische, stratigraphische und paläontologische Daten (Kapp et al., 2005; 2007; Valdiya, 2016; Hutchison, 2005; Wang et al., 2016; Kiessling & Flügel, 2000; Yumul et al., 2009; Santos, 1974; Yumul et al., 2004) lassen eine derartige Auslegung durchaus zu, ja erfordern sie regelrecht, wenn man nicht in plattentektonischen Denkmustern gefangen ist und ständig nur nach „subduzierten Ozeanen“ Ausschau hält. Eine neuere Interpretation der Daten des Sibumasu-Gebietes (Ridd, 2016; Abb. 22) gibt jetzt auch Anlass dazu, erstmals das Zwischenland im Norden des Himalaya-Gebirges (Lhasa-Block) über den vom Sibumasu-Gebiet abgetrennten „Irrawaddy-Block“ mit dem Zwischenland in Borneo (Schwaner-Gebirge) zu verbinden (Abb 23). Gelegentlich auch kommt die spezielle von MORBs verschiedene „*supra-subduction zone chemical signature*“ der Ophiolithe entlang der beiden Arme des Duplex-Systems zur Sprache (Bédard et al., 2009; Yumul et al., 2009), was schon einmal die anfangs allgemein angenommene Gleichwertigkeit der Ophiolithe mit MORBs in Frage stellt. Dadurch erleidet die plattentektonische Annahme, jede „Sutur“ stehe für einen subduzierten Ozean⁴⁹, einen Rückschlag. Was die Plattentektoniker unter *Supra-subduction zone* verstehen, sind genau die hier besprochenen Arme von Duplex-Systemen.

⁴⁹ Im gegenwärtigen Falle geht es um die „Ozeane“ Tethys II und Tethys III

Die Idee der Kontinuität des alpinen Duplex-Systems von West nach Ost quer durch Eurasien wird in Abbildung 24 veranschaulicht.

Liege ich mit meiner Hypothese richtig, ergibt sich daraus der Schluss, die Insel Borneo könnte analog einer Gletscherfront die kontinental-krustale Stirn des unter ihr kriechenden SMS darstellen. Dazu passt, dass, spiegelbildlich zu den rechtssinnigen Drehungen im nördlichen Abschnitt Sundalands (Burma, Thailand, Malaysia), Sumatra und Borneo eine linkssinnige Drehung erfahren haben. Im Falle Borneos beträgt der Drehungswinkel sogar 90^0 (Fuller et al., 1999). Wenn wir die beiden Arme des Duplex-Systems von den Sunda-Inseln Sumatra und Java direkt nach Borneo führen würden, entstünde eine orokline Schleife, die aber wahrscheinlich durch eine Seitenverschiebung „ausgebügelt“ worden ist (siehe Abb. 23 und 24). Die Schleife lässt sich erklären, indem man annimmt, der breite Mantelstrom habe ab einem gewissen Zeitpunkt (oberes Oligozän oder tieferes Miozän?) seine „Kriechfähigkeit“ eingebüßt und den Sunda-Block nahezu zum Stillstand gebracht, nicht jedoch den westlichen „Rand“ desselben, unter dem er als Rest-Mantelstrom weiterhin bis in die Gegenwart aktiv blieb. Seinem „Kriechen“ ist wohl auch die weiter unten beschriebene Sumba-Schleife (siehe S. 58ff. und Abb. 25) zu verdanken. So haben wir es grundsätzlich mit einer Einschnürung des erst breit angelegten das ganze Sundaland südostwärts verfrachtenden Mantelstroms zu einem Teilstrom zu tun. Die Situation mag derjenigen vergleichbar sein, die wir an der großen Biegung eines Flusses feststellen, wo oft die konkave Seite des Flussbetts (Gleithang) nur noch bei Anstieg des Wasserspiegels Wasser führt, das hier vornehmlich mitgeführtes Material ablagert, während an der konvexen Seite (Prallhang) der Fluss mit erhöhter Geschwindigkeit strömt, wobei die Aushöhlung des Steilufers erfolgt. Tatsächlich ist in Draufsicht unter den großen Inselbögen der Erde der Sunda-Bogen der am stärksten gewölbte und mit einer Strombiegung durchaus vergleichbar.

Eine weitere Frage, die sich im Zusammenhang mit meiner Hypothese stellt, kann man wie folgt formulieren:

(d) Wie reiht sich die äußerst komplex aufgebaute krakenartige Insel Sulawesi in das Bild Südostasiens ein, das ich zu entwerfen versuche? Der Westteil der Insel stellt allem Anschein nach den südöstlichen Rand Sundalands dar (Hamilton, 1979; Wilson & Ascaria, 2003), der infolge der Öffnung der Makassar-Straße von Borneo abgetrennt wurde. Argumente für die ehemalige Zusammengehörigkeit von Ost-Kalimantan und West-Sulawesi lassen sich, jenseits der Passung der Umrisse, in den Ähnlichkeiten vortertiärer Entwicklung finden. So führt Hamilton (1979) als Untergrund West-Sulawesis eine Mélange-Formation mittleren Kreidealters an, die mit jener im Meratus-Gebirge Südostborneos große Ähnlichkeit hat. Damit würde die Wallace-Linie, als ursprüngliche Grenzlinie zwischen australischem und asiatischem Faunenbereich gedacht, zu weit westlich verlaufen, und Careys (1976) Variante der Linie, die er quer durch Sulawesi führt, der Wirklichkeit viel näher kommen. Die Besonderheit der endemischen Fauna des südlichen Teils West-Sulawesis, die vorwiegend asiatische Wurzeln hat (Michaux, 2010), stützt diese Sicht zusätzlich.

(e) Besteht eine Beziehung zwischen den vulkanischen Produkten der Insel Sumba und dem „West-Sulawesi Magmatischen Bogen“ (WSMB, Simandjuntak, 1993)? Sumba nimmt eine gesonderte Stellung innerhalb des Sunda-Inselbogens ein. Die Insel befindet sich im

Vorseitenbereich (= arc-trench gap), also zwischen vulkanischem Inselbogen und Tiefseerinne. Doch sind untermiozäne Vulkanite und Tuffe auf ihr verbreitet (Wensink & van Bergen, 1995). Der Vorseitenbereich befindet sich aber laut Plattentektonik außerhalb der Zone, in der Vulkanismus zu erwarten wäre. Im Gegenteil sollten sich hier Mélange-Formationen entwickeln, die durch die starke tektonische Beanspruchung der Gesteine und ihre tiefgreifende Durchmischung gekennzeichnet sind, so wie das auf der benachbarten Timor-Insel der Fall ist, die auf den ersten Blick als Fortsetzung Sumbas innerhalb des Vorseitenbereichs gelten könnte. Doch auf Sumba sind die Gesteinsformationen nur schwach tektonisch beansprucht. Die Plattentektonik hat dafür keine glaubhafte Erklärung gefunden, weshalb Milsom et al. (1983) die Insel als ein geologisch-geophysikalisches Paradoxon betrachten. Auch für Audley-Charles (1985) stellt Sumba ein „Enigma“ dar. Aus plattentektonischer Sicht könnte Sumba nur Sinn machen, wenn sich die Insel während des unteren Miozäns entweder weiter nördlich innerhalb des vulkanischen Bogens befand – ungefähr zwischen den Inseln Sumbawa und Flores –, oder aber wenn sich zur in Frage kommenden Zeit eine zweite „Subduktionszone“ südlich der angeblich heute aktiven befunden hätte (Wensink & van Bergen, 1995).

Ich biete hier nun wieder eine Sichtweise an, die sich wenig an plattentektonische Denkmuster anlehnt. Im Südarms von Sulawesi wie auch weiter nördlich sind untermiozäne Vulkanite genau wie auf Sumba vertreten, weshalb es nahe liegt, die beiden Bereiche in Verbindung zu setzen. Würden wir somit den gleichaltrigen Bogen auf Java über Sumba mit dem Südarms Sulawesi verbinden, erhielten wir einen vulkanischen (Insel-) Bogen, der sich allem Anschein nach bis zum Philippinen-Bogen erstrecken würde. Mit ähnlichen Gedanken hatten schon Katili (1974, siehe Abb. 25), Audley-Charles (1974) und Hamilton (1979) gespielt, allerdings ohne die Insel Sumba einzubeziehen. Interessanterweise stellt auch van Gorsel (2016) aufgrund der Literatur einerseits fest, dass die Insel Sumba in ihrem geologischen Aufbau große Ähnlichkeiten mit dem südlichen West-Sulawesi hat, andererseits, dass im Süden der Inseln Bali-Lombok-Sumbawa-Flores der Untergrund aus älteren Andesiten besteht, die einem Bogen anzugehören scheinen, der sich vom Süden Javas herleitet und weiter „Richtung West-Sulawesi statt Banda-Bogen streicht“. Er oder auch Hall & Smyth (2008), die ähnliche Erwägungen anstellen, kommen aber trotzdem nicht darauf, den von ihnen vermuteten „alten“ Sunda-Bogen über die Insel Sumba mit jenem in Süd-Sulawesi zu verbinden (Sumba-Schleife). Da nach meiner Auffassung die vulkanischen Inselbögen an Seitenverschiebungs- oder Duplex-Systeme und nicht an „Subduktionen“ gekoppelt sind, müssen auch diese Systeme, die in etwa den „Akkretionskeilen“ oder den Mélange-Formationen der Plattentektonik entsprechen, auffindbar sein. Und tatsächlich gibt es diese Mélange-Formationen in Zentral-Sulawesi und im westlichen Teil Ost-Sulawesis (ältere Metamorphite wie auch mehr oder weniger metamorph überprägte mesozoische Gesteine sowie Metabasite und Serpentine – siehe Hamilton, 1979). Obgleich nicht ausgeschlossen werden kann, dass ein Teil der Gesteine mesozoischen Alters schon während der Kreide metamorphosiert wurde (Watkinson, 2011), spricht vieles dafür, dass die letzte metamorphe Überprägung neueren Datums ist und sich zeitgleich mit der Bildung des vulkanischen Bogens ereignete⁵⁰. Hamilton (1979), der sowohl die Mélange-Formation auf

⁵⁰ Obgleich Watkinson (2011) die Metamorphose als kretazisch betrachtet, erwähnt der Autor an anderer Stelle, dass selbst die bedeckenden Oberkreide- und paläogenen Schichten gefaltet und in Grünschieferfazies metamorphosiert wurden, was auf eine Metamorphose tertiären Alters hindeutet.

Sulawesi als auch jene auf Timor ziemlich ausführlich beschreibt, hat keinen Versuch unternommen, die beiden als Teilstücke desselben Systems zu betrachten, was aber nach meinen Vorstellungen durchaus sinnvoll gewesen wäre. Besonders der Umstand, dass sowohl auf Timor als auch auf Sulawesi die Mélange-Formationen Triasgesteine führen, die aufgrund ihrer Fossilien (Sashida et al., 1999; Cornée et al., 1994) nur der Suessschen Tethys entstammen können, deutet auf einen sich über hunderte bis tausende Kilometer ereigneten tektonischen Transport entlang eines bedeutenden Seitenverschiebungssystems hin.

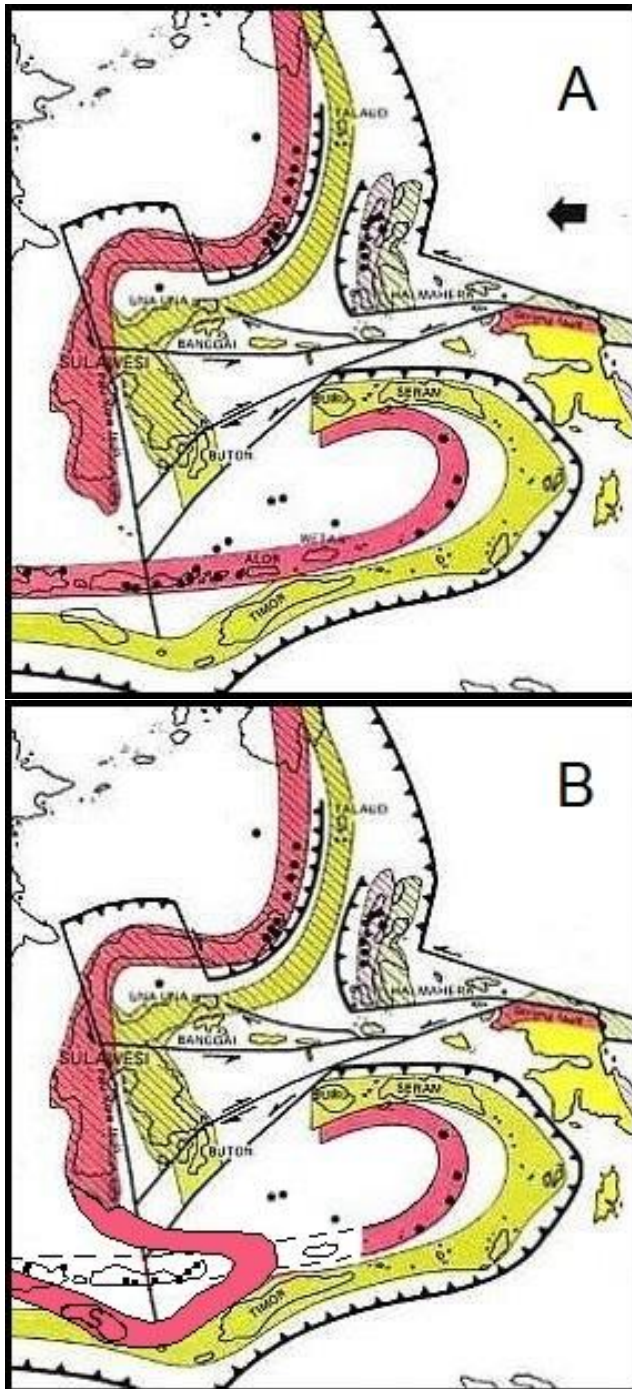


Abb. 25. Zwei gegensätzliche Auffassungen zum Verlauf der vulkanischen Bögen in Ost-Indonesien. **A.** Katili (1974) unterscheidet einen Sunda-Banda-Bogen und einen West-Sulawesi-Nord-Sulawesi-Sangihe-Bogen. **B.** Ich habe Katilis Interpretation dahingehend korrigiert, dass ich den älteren vulkanischen Bogen der Großen Sundainseln (Sumatra, Java) über die Sumba (S)-Schleife mit dem Sulawesi-Bogen zu einer Einheit verbunden habe. (aus Katili, 1974, mit Änderungen)

Fig. 25. Two opposed views on the course of the volcanic arcs in eastern Indonesia. **A.** Katili (1974) discerns between a Sunda-Banda arc and a West Sulawesi-North Sulawesi-Sangihe arc. **B.** I have modified his interpretation by linking the older arc of the Greater Sunda Islands over the Sumba (S) loop with the Sulawesi arc to form a single unit (from Katili, 1974, with modifications).

Meiner Hypothese entsprechend hat es bis ins ältere Miozän im Raume der Großen Sundainseln (Sumatra, Java, Borneo, Sulawesi) nur einen vulkanischen Inselbogen und ein damit gekoppeltes Seitenverschiebungssystem gegeben⁵¹, und beide lassen sich ab Java über die Kleinen Sundainseln Sumba, Timor, Atauro, Wetar und im Untergrund der Salajar-Inseln und der Bone-Bay zum Südarms West-Sulawesis und weiter nach Norden verfolgen. Der Vulkanbogenabschnitt, der in West- und Nord-Sulawesi zutage tritt, wurde als „West-Sulawesi Magmatischer Bogen“ (WSMB) beschrieben (Simandjuntak, 1993). Im Sinne meiner Hypothese kann er über den bis vor 0,8 Ma tätigen Vulkan Lompobatang auf Süd-Sulawesi in

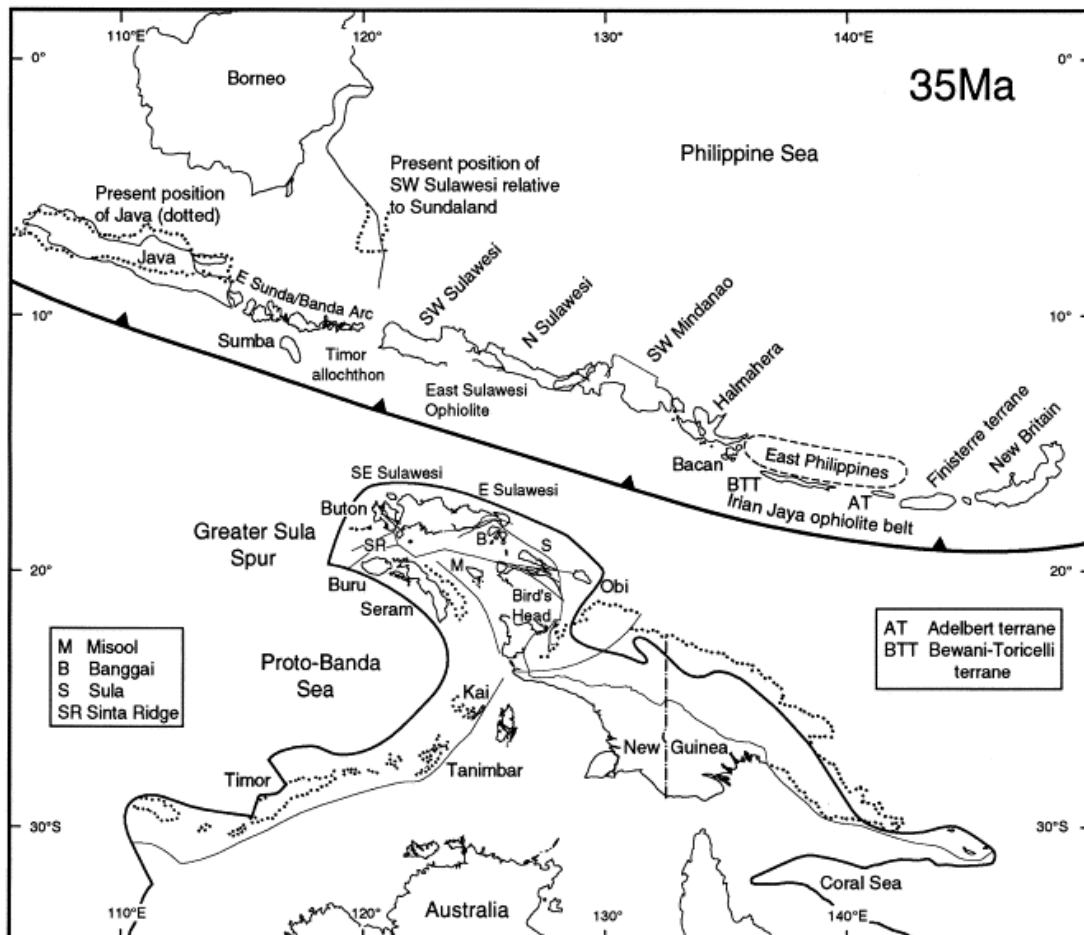


Abb. 26. Die Idee eines einheitlichen vulkanischen Bogens paläogenen bis frühneogenen Alters, der sich von den Sundainseln Sumatra und Java über West- und Nord-Sulawesi bis nach Papua-Neuguinea und Neu-Britannien erstreckt, wurde erstmals von Charlton zur Sprache gebracht (Aus Charlton, 2000).

Fig. 26. The idea of an integrative volcanic arc of Paleogene-Lower Neogene age that stretches from the Sunda Islands Sumatra and Java across Western and Northern Sulawesi as far as Papua-New Guinea and New Britain was articulated for the first time by Charlton (From Charlton, 2000).

⁵¹ Hamilton (1979) hatte ein ähnliches Szenario, allerdings in plattentektonischem Rahmen, entwickelt, wobei er von der westwärts erfolgten Subduktion eines nicht näher benannten Ozeans unter Zentral- und West-Sulawesi ausging (siehe auch Fußnote⁵⁵).

südöstlicher Richtung bis zur kleinen Insel Komba verlängert werden, die vom auch heute noch aktiven Vulkan Batu Tara aufgebaut wurde. Dieser Vulkan fügt sich schon rein geometrisch nicht ins Lineament des „neueren“ Sunda-Banda-Bogens (siehe weiter unten) und unterscheidet sich von diesem auch dank seines strombolianischen Charakters und der kaliumreichen Magmen, die er auswirft. Wenngleich ich meinte, viele der im indonesischen Raume tätigen Geologen (u. a. Katili, Audley-Charles, Hamilton, van Gorsel, Hall) hätten nicht erkannt, dass der vulkanische Bogen, dessen Dasein sich zeitlich bis ins ältere Miozän verfolgen lässt, von der Insel Java über *Sumba* nach West-Sulawesi hinüberwechselt, gibt es dennoch einige Autoren (Charlton, 2000; Villeneuve et al. 2013), die meiner Sichtweise zumindest sehr nahe kommen, wenn auch aus plattentektonischer Perspektive. Charlton (2000) gliedert, zum Unterschied von Villeneuve et al. (2013), die Insel Sumba nicht eigentlich in den vulkanischen Bogen ein, sondern lässt sie ein wenig abseits davon stehen (Abb. 26). Jedoch erkennt er zum einen die Anwesenheit untermiozäner Vulkanite auf Sumba, zum anderen stellt er fest, die Insel gehöre zu Sundaland und nicht zum australischen Kontinent. Desgleichen hebt er die ähnliche geologische Entwicklung während des Paläogens hervor, die der Raum nordöstlich von Java erfahren hat und der Südostborneo, die Java- und Bali-See und den Süden West-Sulawesis umfasst. Er stellt auch fest, dass die Strukturen in der Java-See in West-Ost-Richtung, jene in West-Sulawesi jedoch in Nord-Süd-Richtung verlaufen, was auf eine orokline Verbiegung hinweist, die auch der vulkanische Bogen erfahren haben muss⁵². Am interessantesten ist jedoch, dass er diesem, zum Zeitpunkt 35 Ma⁵³ von Westnordwest nach Ost-südost verlaufenden Bogen, folgende Inseln beziehungsweise Inselteile eingliedert (Abb. 26): Java – Bali – Lombok – Sumbawa – Flores – Süd-Sulawesi – Nord-Sulawesi – Halmahera - Papua-Neuguinea und Neu-Britannien⁵⁴. Wie wir des Weiteren sehen werden, hat er damit meine eigene Ansicht zum Teil vorweggenommen.

Dass es den „neueren“ Bogen der Kleinen Sunda- (Bali, Lombok, Sumbawa, Flores, Lembata, Alor) und Banda-Inseln um die Wende Oligozän-Miozän noch nicht gab, bezeugt das Alter der Vulkangesteine dieser Inseln, welches nicht tiefer hinunter als bis ins Obermiozän reicht (Hall & Smyth, 2008; van Gorsel, 2016). Es handelt sich hier um einen vulkanischen Inselbogen, bei dem sich die Plattentektoniker darüber einig sind, er fuße auf ozeanischer Kruste. Nichtsdestotrotz lässt er sich nicht nur ostwärts, sondern auch in die entgegengesetzte Richtung nach Java verfolgen. Denn wie Hall und Smyth (2008) bemerken, ist auf Java sowohl die „alte“ als auch die „neue“ Vulkanreihe angetroffen worden. Die „alte“ läuft entsprechend den obigen Ausführungen über Sumba zum WSMB, während sich die „neue“ in den Kleinen Sunda-Inseln fortsetzt. Dabei ist die „neue“ aus „nicht ersichtlichem Grund“ 50 km weiter nördlich angesiedelt als die „alte“. Der Grund für die Abweichung könnte darin liegen, dass der „alte“ Bogen durch die schon erwähnte orokline Verformung aus seiner ursprünglichen Lage verdrängt wurde. Dadurch ist sein einstiger Verlauf nur noch schwer nachvollziehbar, weshalb bis jetzt die Insel Sumba beispielsweise nicht als Bindeglied zwischen „altem“ Sunda-Bogen und WSMB in Betracht gezogen wurde.

⁵² In diesem Zusammenhang sollte festgehalten werden, dass die Biegung in Charltons Graphik 90° beträgt (vergleiche hierzu die Positionen Südwest-Sulawesis vor und nach dem Biegungsprozess) und damit genau der linkssinnigen Drehung entspricht, die für Borneo festgestellt wurde (Fuller et al., 1999, siehe Seite 57).

⁵³ Also offensichtlich vor der oroklinen Verbiegung

⁵⁴ Ohne näher darauf einzugehen, glaubt Charlton (2000), auch Teile der Philippinen („SW Mindanao“) gehörten diesem Bogen an, was ich allerdings bezweifle.

(f) Die nächsten Fragen, die sich stellen, sind: Was befand sich außerhalb (also südöstlich) des WSMBs zur Zeit seiner Tätigkeit, und bis wohin lässt er sich verfolgen? Die Antwort auf die erste dieser Fragen fällt nicht allzu schwer. Wie der „alte“ Sunda-Bogen auf Java, grenzte der WSMB an den Indischen Ozean, allerdings nicht unmittelbar, sondern getrennt durch die infolge der Scherbewegung entstandene Mélange-Formation, die wir in Zentral-Sulawesi und ganz im Süden auf Timor antreffen. Es entspricht deshalb meiner Sicht, die von ozeanischer Kruste bedeckten Gebiete in der heutigen Bandasee als übrig gebliebene Teile des Indischen Ozeans zu betrachten, so wie das auch von einigen anderen Autoren vertreten wird (Bowin et al., 1980; Pigram & Panggabean, 1983; Lapouille et al., 1985 und McCabe et al., 1993). Äußerst kompliziert stellen sich dagegen Charlton (2000, 2012) und Villeneuve et al. (2013) die Entwicklung dieses Bereiches vor. Wie in seiner Abbildung 10 zu erkennen ist, leugnet Charlton (2012) zwar nicht die Existenz des Indischen Ozeans im Raume der heutigen Bandasee, rechnet aber die Insel Timor nicht dem Sunda-Block sondern dem australischen Block zu. Dagegen erkennen Villeneuve et al. (2013) zwar die Kontinuität zwischen West-Sulawesi und Timor an, doch betrachten sie die Bandasee als ein Randbecken jungmiozänen Alters. Beide plattentektonischen Auslegungen können nicht akzeptiert werden.

Es gibt Ähnlichkeiten aber auch Unterschiede zwischen dem Vorstoß Australiens auf den Sunda-Block und dem Vorstoß Indiens auf Eurasien. Dem Schub Australiens stellte sich keine annähernd ähnlich starre Masse entgegen wie dem Indiens. Mantelstrom und „alter“ vulkanischer Sunda-Bogen antworteten anfangs mit kontinuierlichem Zurückweichen und erfuhren dabei die oroklinale Einbuchtung, die durch den Verlauf West- und Nord-Sulawesis nachgezeichnet ist. Ostwärts davon kam es schließlich in einer zweiten Phase dazu, dass Teile der ozeanischen Kruste des Indiks von Osten oder Südosten her auf die Mélange-Formation aufgeschoben wurden⁵⁵. Anhand von Fossilien, welche in den über Basalten abgelagerten Hornsteinen und Kalzilititen, die in Ost-Sulawesi erschlossen sind, bestimmt wurden, schätzt Simandjuntak (1986) die ozeanische Kruste auf ein Alter von mindestens 140 Ma. Wenn wir mit Simandjuntak die These vertreten, die Ophiolithformation Ost-Sulawesis stamme aus der Bandasee, so ergibt sich entsprechend der Sicht, die Bandasee stelle ein Stück des Indiks dar, dass die Kruste des letzteren an dem WSMB mindestens Unterkreidealter hatte. Es wäre also nicht ausgeschlossen, in den Tiefen der Bandasee auch noch ältere – oberjurassische – Kruste vorzufinden, so wie sie im Indik am Sundagraben südlich von Sumba ansteht.

(g) Die zweite unter Punkt (f) aufgeworfene Frage lässt sich etwas schwieriger beantworten. Wir wollen es trotzdem versuchen und wiederum eine gewagte Hypothese aufstellen. Nach Simandjuntak (1986) ereignete sich die „Kollision“ der Ophiolithformation Ost-Sulawesis mit dem kontinentalen Banggai-Sula-Sporn, der als Vorposten der australischen Masse fungierte, im mittleren Miozän. Das mittlere Miozän umfasst nach neuester Zeitskala (Gradstein et al., 2012) den Zeitraum 16-11,6 Ma. Wir wissen, dass die ältesten Vulkanite innerhalb des „neueren“ Sunda-Banda-Bogens aber auch des Halmahera-Bogens ungefähr an der Grenze mittleres/jüngeres Miozän erscheinen, also um etwa 11-10 Ma. Der Zeitpunkt scheint nicht unwichtig zu sein, denn er entspricht in etwa der Zeit, in der

⁵⁵ Hamilton setzt die Bildung des WSMBs mit einer westwärts gerichteten Subduktion (und Obduktion) seines namenlosen Ozeans in Verbindung, wundert sich allerdings, dass der Bogen in die falsche Richtung gewölbt ist. Das Modell der Plattentektonik sieht nämlich vor, die konvexe Seite müsse immer ozeanwärts weisen.

auch der Sangihe-Bogen seine Tätigkeit aufnahm (Polvé et al., 1997; Elburg & Foden, 1998). Nun ist aber dieser Bogen flüchtig betrachtet die Fortsetzung des WSMBs, weshalb ich auch einige Absätze vorher sagte, es habe den *Anschein*, der WSMB verbinde den „alten“ Sunda- mit dem Philippinen-Bogen (siehe dazu Abb. 25). Inwiefern stimmt das? Ich vertrete den Standpunkt, dass sich der WSMB bis vor ungefähr 11 Ma quer zur heutigen Molukkensee nach Osten fortsetzte, wo Effusionen von paläogenem bis einschließlich untermiozänem Alter im Norden West-Halmaheras und in Ost-Halmahera angetroffen wurden (Hall et al., 1991). Anhand dieser Tatsachen hat wohl auch Charlton (2000) die Insel Halmahera als Bestandteil seines vulkanischen Bogens integriert (Abb. 26). Die Biegung des Nordarms Sulawesis um mindestens 60 Grad, von einer West-Ost- zu einer Südwest-Nordost-Richtung erfolgte meiner Meinung nach infolge des wachsenden Druckes, den der australische Block, von Südosten kommend, auf das mobile Gebiet der Molukkensee und Nord-Sulawesis ausgeübt hat. Dadurch entstand im Untergrund ein gewaltiger nordwärts gerichteter Ausweichstrom, der die Durchbrechung des SMSs und des WSMBs hervorrief beziehungsweise letzteren nach Norden umbog und seine Fortsetzung nach Osten unterbrach. Den Ausdruck an der Oberfläche dieses neu entstandenen Molukken-Mantelstromes, der sich auch gegenwärtig Richtung Philippinen bewegt, bilden die beiden vulkanischen Bögen (Sangihe im Westen und Halmahera im Osten), die erst seit dem oberen Miozän aktiv sind. Folglich würde der Untergrund der Molukkensee nicht den Rest eines „Ozeans“ darstellen, der sowohl nach West als auch nach Ost „subduziert“ wird, dabei eine weltweit einzigartige „Bogen-Bogen-Kollision“ (engl., *arc-arc-collision*) veranlassend, wie das die Plattentektonik vermittelt, sondern entspräche einer Scholle, die durch einen unter ihr kriechenden Mantelstrom nach Norden transportiert wird, rechts wie links begrenzt von je einer Seitenverschiebung mit dazu gehörigem vulkanischem Bogen. Wir hätten es also mit einem neu gebildeten Duplex-System zu tun, das eine ältere Struktur kreuzt und deren Zusammenhang unterbricht (Abb. 27). Die Spur des „alten“ vulkanischen Bogens lässt sich aber, genau wie das schon Charlton (2000) vermutete, ostwärts im Norden und Osten der Halmahera-Inseln, im Norden des Vogelkops, im Torricelli- und weiter südöstlich im Adelbert- und Finisterre-Gebirge von Papua-Neuguinea verfolgen und setzt dann über auf die Neu-Britannien- und Neu-Irland-Inseln im Süden der Bismarcksee. In all diesen Gebieten, die höchstwahrscheinlich demselben Lineament angehörten, sind Vulkanite bekannt, die dem Zeitintervall mittleres-oberes Eozän-tieferes Miozän entsprechen (Hall et al., 1991; Davies, 2012). Wenn wir den sichelförmigen Verlauf des Bismarck-Archipels gedanklich in seine ursprünglich gerade Form zurückbiegen würden, so dass Neu-Irland, Neu-Hannover und die Admiralty-Inseln nicht mehr nach Westnordwest, sondern nach Osten weisen, könnten wir feststellen, dass ihre östlichen Nachbarn die Insel Bougainville und die nördlichen Salomonen sind, deren Untergrund gleichfalls aus vulkanischen Gesteinen besteht, die demselben Zeitintervall angehören (Blake & Mieztis, 1967; Schuth et al., 2009). Weiter südöstlich lässt sich dieses Lineament nicht mehr als „inaktiver“ vulkanischer Bogen, wohl aber als Tiefseerinne verfolgen. Es ist die, vom Standpunkt der Plattentektonik betrachtet, gleichfalls „inaktive“ Witjas-Tiefseerinne, die bis ins Nord-Fidschi-Becken hineinreicht, dessen Untergrund, wie erwähnt (Abb. 21), aus Basalten des Indik-Typs besteht.

REGIONAL GEOLOGY OF INDONESIA

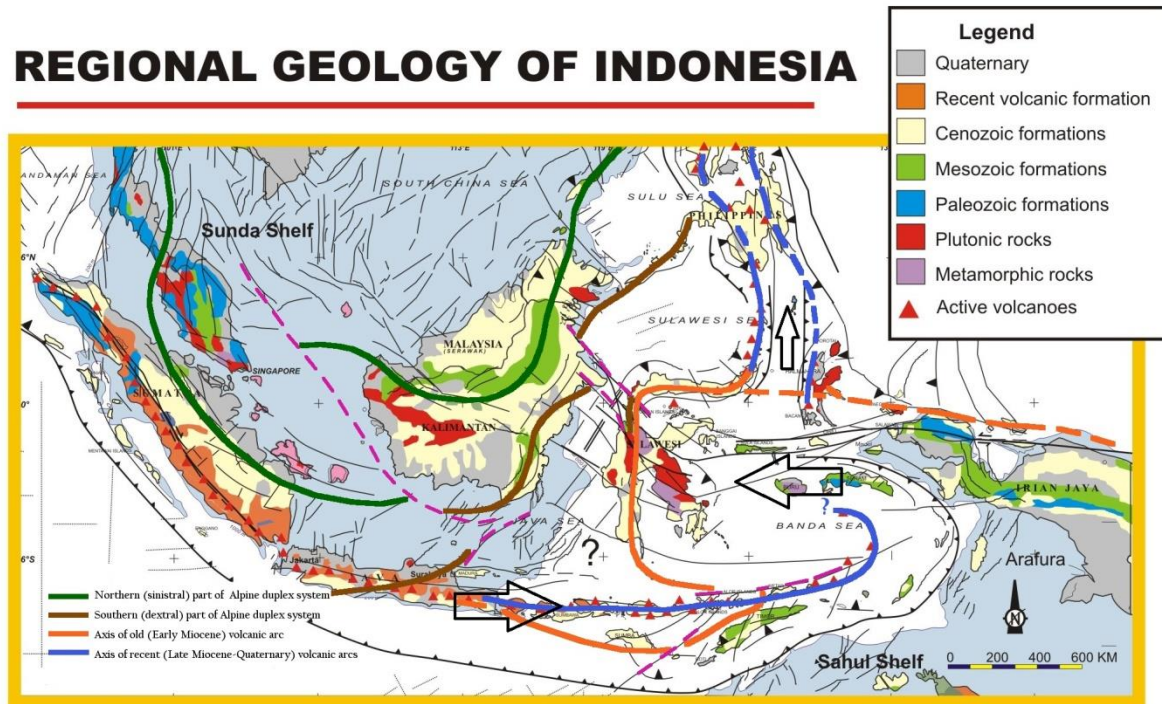


Abb. 27. Der „alte“ Sunda-West-Sulawesi-Nord-Sulawesi-Bogen (orange) mitsamt dem ihn begleitenden Seitenverschiebungssystem als Oberflächen Ausdruck des SMS wurde durch den Schub Australiens westwärts gedrängt und U-förmig verformt. In einer zweiten Phase entstand im Raume der Molukkensee ein Ausweichstrom, der den SMS durchbrach. Es entstand ein nordwärts gerichtetes Duplex-System, von den vulkanischen Bögen Sangihe (W) und Halmahera (O) gesäumt. Zu gleicher Zeit bildete sich der „neue“ Sunda-Banda-Bogen heraus. Diese drei Bögen (blau) haben alle ein obermiozän-rezentes Alter. Der Verlauf der vulkanischen Bögen ist nur ab dem östlichen Teil Javas dargestellt. Die Pfeile geben Hauptbewegungsrichtungen an (Hintergrund: Karte der regionalen Geologie Indonesiens, © Herman Darman, 2015).

Fig. 27. The „old“ Sunda-West-Sulawesi-North Sulawesi arc (orange) and its attendant transcurrent system - surface expressions of the Sundaland mantle current (SMS) - were forced by the Australian push to withdraw westwards suffering U-shaped deformation. In a second phase in the area of the Molucca Sea an escape current initiated, piercing the SMS. A new northward directed duplex system occurred, bordered by the Sangihe (W) and Halmahera (E) volcanic arcs. At the same time the „new“ Sunda-Banda arc formed. These three features (blue) are all of Late Miocene-Recent age. The trace of the volcanic arcs is outlined only to the east of Java. Arrows indicate principal movement directions (Background: Chart of the regional geology of Indonesia, © Herman Darman, 2015).

In obigen Ausführungen hinsichtlich des Verlaufs der südwestlichen „Fuge“, die im Sinne meiner Hypothese Indien, den Indischen Ozean und Australien von Sundaland, großen Teilen des indonesischen Archipels und der Karolinensee trennt, habe ich vornehmlich Daten verwertet, die sich auf die Verbreitung von Ophiolith- und Mélange-Formationen sowie auf vulkanische Lineamente

beziehen. In diesem Sinne bin ich nicht viel anders vorgegangen als Plattentektoniker, die in ihrem Bestreben, „aktive Plattenränder“ auszukundschaften, auch auf Ophiolithformationen, als Spuren subduzierter ozeanischer oder pseudo-ozeanischer Kruste, und Bogenvulkanismus angewiesen sind. Statt aber ein Modell zu bedienen, das entschieden auf die Starrheit der Lithosphäre setzt und auf Zerstückelung hinausläuft, werbe ich für ein Modell, das die Strukturbilder der Lithosphäre als Durchpausungen der Kriechvorgänge im obersten Mantel betrachtet. Die Bewegungen, die ich annehme, finden meist nach Richtungen statt, die orthogonal zu denjenigen liegen, die die Plattentektonik in Betracht zieht. Ich benötige für mein Modell weder unzählige Subduktionszonen, entlang denen wahlweise bloß vermutete Ozeane oder Teile des Indiks, des Pazifiks oder der Banda-, Celebes-, Molukken-, Karolinen- und Salomonensee „verschluckt“ worden sein sollen, noch kurzlebige Riftzonen, die Kontinentspäne vom Mutterland abspalten, nur damit diese hinterher wieder angedockt werden oder mit letzterem „kollidieren“. Für solche imaginären Fälle bemühen die Plattentektoniker den Begriff Bogen-Festland-Kollision (engl., *arc-continent collision*). Von Kollision zu reden, würde höchstens im Falle der besprochenen Schübe (Indien- und Australien-Schub) angebracht sein. Da aber in beiden Fällen relativ starre Blöcke (sogenannte Kratone) auf mobile und deshalb mehr oder weniger verformbare Gebiete stießen, kann auch hier nicht eigentlich von „Kollision“ gesprochen werden. Es würde sich stattdessen empfehlen, seitliche Verlagerung und Verformung der Mantelströme in Betracht zu ziehen, die sich naturgemäß auch nach oben auf die von diesen verfrachtete Lithosphäre ausgewirkt haben. In meiner Hypothese stellt der Indien-Schub ab ungefähr 45 Ma die Hauptursache für die Aufnahme der Tätigkeit des Sundaland-Mantelstromes (SMS) dar, während der Australien-Schub vor ungefähr 11 Ma für die teilweise Stilllegung dieser Tätigkeit sorgte. Im Zeitintervall 45-11 Ma war dank des SMS ein Vulkanbogen aktiv, der von der Indochina-Halbinsel über die Großen Sundainseln, West-Sulawesi, Halmahera, das nördliche Neuguinea, Neu-Britannien und Neu-Irland und schließlich die nördlichen Salomonen über eine Gesamtlänge von rund 14000 Kilometern verfolgbar ist. Doch dieser Vulkanbogen, den wir allgemein als Ostindik- Randbogen (ORB) bezeichnen könnten⁵⁶, war nur ein Ausdruck der Seitenverschiebung, entlang derer Sundaland, Indonesien und Teile des Indiks südostwärts gewandert sind. Mit der westwärts erfolgten Obduktion ozeanischer Kruste und dem Aufprall des australischen Vorpostens Banggai-Sula auf den Bogenabschnitt West-Sulawesi wurde der Existenz des ORB ein Ende gesetzt. Der ausgeübte Druck veranlasste die Entstehung eines Ausweichstromes, der unter der Molukkensee nordwärts strebte und einen wohl schwächeren Sundaland-Mantelstrom durchbrach beziehungsweise nach Norden mitriss. Mehr oder weniger zeitgleich entstanden damit in Verbindung der Sangihe- und der Halmahera-Bogen, während im Süden der (Rest-)Sundaland-Mantelstrom sich eine neue Bahn schuf und höchstwahrscheinlich die Bandsee als ehemaligen Bestandteil des Indiks von diesem abtrennte und die Bildung des „neuen“ Sunda-Banda-Bogens einleitete. Gleichfalls kehrte sich die ostwärts gerichtete Gleitbewegung um, die der SMS nördlich von Neuguinea verursacht hatte, und das gesamte Gebiet begann nach Westen zu wandern, wobei Teile des ORB (Bismarck-Abschnitt) umgebogen wurden und nun nach Westen weisen (Neu-Irland, Neu-Hannover und die kleineren Inseln westlich davon).

Im Unterschied zum Bogenvulkanismus, dessen Alter man anhand der entstandenen Gesteine relativ leicht datieren kann, lassen sich Ophiolithe weniger gut zeitlich einreihen, da sie meist über zu geringe Gehalte an Elementen verfügen, die für eine radiometrische Altersdatierung in Frage kommen (Kalium, Uran u.a.). In seltenen Fällen gelang es zwar, Datierungen durchzuführen, die aber alles andere als aufschlussreich sind. Innerhalb des Alpen-Himalaya-Systems ergaben radiometrische

⁵⁶ Weil er den Ostindik begrenzt

Datierungen der Ophiolithe ein Höchstalter um die 170 Ma (Liati et al., 2004), das dem mittleren Jura entspricht. Dieses Alter lässt sich lokal mit biostratigraphischen Daten gut in Einklang bringen (Bill et al., 2001). Doch gibt es andere Untersuchungen, die entweder Kreidealter oder aber Alter des tieferen Tertiärs für diverse Ophiolithformationen innerhalb des hier besprochenen Raumes ermittelt haben. Hinweise auf ein neueres Entstehungsalter gibt es jedoch keine. Somit ist festzustellen, dass die Genese derjenigen Ophiolithe, welche in den sogenannten Akkretionskeilen oder Mélange-Formationen parallel zum ORB laufen, nicht unmittelbar mit der Tätigkeit des SMS in Verbindung gebracht werden können. Es geht um diejenigen Ophiolithe, die wir in der Indo-Burmesischen Gebirgskette (Nordost-Indien und Myanmar) sowie den Andamanen und Nikobaren (Acharyya et al., 1989; Sengupta et al., 1990), in den großen Sundainseln, auf Timor und in West-Sulawesi (Hamilton, 1979) vorfinden. Diese wurden zwar alle in die Seitenverschiebungen einbezogen, die der SMS ausgelöst hat, doch entstanden sie vermutlich schon im Zusammenhang mit dem alpinen Duplex-System, das der Heraushebung des Alpen-Himalaya-Orogens vorausging. Das heißt, zum Zeitpunkt des Indien-Schubs (vor ca. 45 Ma) gab es sie schon. Da sie ohnehin zu den mobilsten Zonen innerhalb des äquatorialen Alpen-Himalaya-Systems gehörten, was zu gutem Teil der Gleitfähigkeit der Serpentine zu verdanken war, kamen sie bevorzugt auch am südlichen Rande des SMS zum Einsatz. Deshalb kann es nicht verwundern, wenn Gesteine, die schon im frühen Mesozoikum gebildet worden waren, aber dann in diese Zone erhöhter Mobilität, in die sogenannte Mélange, gerieten, sehr weit verfrachtet werden konnten. Wenngleich Abschnitte dieser „Förderbänder“ in der als Scheitelzone Sundalands aufgefassten Insel Borneo teilweise inaktiviert beziehungsweise auf ein „Abstellgleis“ gestellt wurden, sind ursprünglich weiter rückwärts beheimatete Segmente kontinuierlich südostwärts verfrachtet worden, und so finden wir sie jetzt zerstückelt auf der Insel Timor und in West- und Zentral-Sulawesi wie auch auf Inseln des Äußeren Banda-Bogens wieder. Schwerer ist es, zu entscheiden, auf welchem Wege die Mélange-Formationen und Ophiolithe auf den Talud-Inseln der Molukkensee, auf Ost-Halmahera und in der nördlichen Hälfte Neuguineas (Hamilton, 1979; Hall et al., 1988, 1991; Davies & Jaques, 1984; Davies, 2012) in ihre derzeitige Lage gelangten. Die Hypothese, sie hätten ursprünglich einem südwärts gerichteten Teilstrom angehört, der sich analog zum NPRS (siehe Seite 39) aus dem alpinen Duplex-System entwickelte und sich als Südpazifisches Randsystem (SPRS) südwärts gerichtet hat, bleibt als Möglichkeit bestehen. Die tethyschen Faunen in Gesteinsformationen Neuguineas, Neukaledoniens und Neuseelands, die für einen über tausende Kilometer erfolgten südwärts gerichteten tektonischen Transport plädieren, könnten für dieses System sprechen und wurden bereits kurz erwähnt. Die großangelegte Umstrukturierung ab dem höheren Miozän (≈ 11 Ma), die mit der Unterbrechung und „Stilllegung“ des östlichen Teils des SMS und dem Ende der Tätigkeit des ORB einsetzte, hat allem Anschein nach einen westlich und dann nördlich gerichteten Rückstrom ins Leben gerufen, dem die linkssinnigen Seitenverschiebungen im Norden Neuguineas (Sorong- und Ramu-Markham-System) und im Osten der Philippinen (Philippinen-Bruch) ihre Existenz verdanken. Dazu würde passen, dass Ophiolithe im Osten der Philippinen, die jenen in Neuguinea und Ost-Halmahera sehr ähnlich sind (Hall et al., 1988, 1991), ihre derzeitige Lage infolge eines nordwärts gerichteten Transports eingenommen haben. Diese Auslegung würde der Annahme, die Ophiolithe Ost-Halmaheras und Neuguineas wären ursprünglich durch das vermutete SPRS aus ihrer äquatorialen Lage südwärts transportiert worden, nicht widersprechen. Es erscheint mir wichtig hervorzuheben, dass die durch Anwesenheit von Ophiolithen und Mélange-Formationen kennzeichneten Zonen gemäß meiner Auffassung *mobile Bänder* darstellen, die in zeitlicher Abfolge immer neuen Konstellationen von Mantelströmen angehören können, so dass die neuesten in die Mélange-Formationen einbezogenen Gesteine (meistens handelt es sich um Meeresablagerungen) immer nur die Existenz und den Verlauf des

letzten Mantelstroms angeben können⁵⁷. Beispielhaft ist die Lage auf Timor, Tanimbar und den Kai-Inseln, die zum Äußeren Banda-Bogen gehören. Im Norden von Timor liegen Sedimente, die im Zeitintervall oberes Mittelmiozän - tieferes Pleistozän (entsprechend ungefähr 12-2 Ma) abgelagert wurden, flach über der Mélange-Formation, bedecken sie also diskordant, während sie südwärts immer stärker gefaltet erscheinen, so dass Hamilton (1979) davon ausgeht, dass sie hier in die Mélange-Formation mit einbezogen wurden. Ähnliches gilt nach demselben Autor für die Inselgruppen Tanimbar und Kai. Dementsprechend schreibt er: *„Die jüngste Mélange-Formation, die innerhalb der Schwelle des äußeren Bogens zutage tritt, ist wahrscheinlich jene auf den Tanimbar- und Kai-Inseln, am äußersten Rande der Schwelle gegen deren östliches Ende gelegen...“*.

In meiner Sichtweise kann diese Sachlage wie folgt erklärt werden: Das ältere mobile Band, in das höchstens Sedimente oligozänen bis tiefer miozänen Alters eingeschweißt wurden, verdankt seine Existenz dem „Kriechen“ des SMS, welcher an der Oberfläche große Teile Timors mitgeschleppt und Richtung Sulawesi transportiert hat, während das neuere mobile Band – im Süden Timors und auf den beiden erwähnten Inselgruppen anstehend und noch pleistozäne Ablagerungen einbeziehend – seine Existenz dem Reststrom verdankt, welcher nach dem Erliegen des SMS ostwärts weiterströmt und die Entstehung des Banda-Bogens veranlasst hat.

Nicht unwichtig erscheint im Sinne meiner Hypothese der mobilen Bänder, auch die Karte der Freiluft- Schwereanomalien heranzuziehen, welche langgezogene Streifen von kontrastierenden negativen und positiven Anomalien aufzeigt, die die mobilen Zonen der Erde begleiten. So finden wir ausgeprägte negative Anomalien nicht nur entlang der Tiefseerinnen, sondern auch noch in weiten Teilen der Ränder des Alpen-Himalaya-Orogens (Abb. 28). Wie sich im Sunda-Bogen gezeigt hat, liegt die stärkste negative Schwereanomalie gar nicht über der Tiefseerinne, sondern im sogenannten Vorseitenbereich, also dort, wo sich die Mélange-Formationen befinden. Ähnliches kann man auch in der Molukkensee feststellen, wo es überhaupt keine Tiefseerinnen gibt. Offensichtlich werden die negativen Schwereanomalien nicht oder nicht ausschließlich durch Massedefizite hervorgerufen, die aufgrund der hohen Wassersäulen und der wenig dichten Sedimente der Tiefseerinnen resultieren, wie das bis heute behauptet wird (Lowrie, 2007). Es ist anzunehmen, dass die negativen Schwereanomalien wenigstens zum Teil durch die Tätigkeit der Mantelströme verursacht werden, wobei – wegen der inneren Reibung – entlang der „Fugen“ Wärme entsteht, die die Dichte herabsetzt. Noch wichtiger scheinen die bis tief in die Lithosphäre hinabreichenden Zerrungen zu sein, die ständig neue Klüfte aller Dimensionen hervorrufen und dadurch einen aufwärts gerichteten Strom flüchtiger Entgasungsprodukte (H₂O, CO₂, CH₄, H₂S u.a.) entlang der „Fugen“ auslösen. Dieser Prozess ist mit großer Wahrscheinlichkeit für die Aktivitäten verantwortlich, die an der Oberfläche den Schlammvulkanismus verursachen (siehe auch die Ausführungen von Gold, 2001, zu diesem Thema). Typischerweise stellen Schlammvulkane ein Phänomen dar, das sehr oft in Gebieten erscheint, die von Seitenverschiebungen durchzogen werden. Die Problematik ist alles andere als erforscht, aber es ist zum mindesten vorstellbar, dass Begleiterscheinungen im Gefolge von Seitenverschiebungen die Dichte der Lithosphäre negativ beeinflussen, die sich dann in den negativen Schwereanomalien kundtut. Auf diese Weise ließe sich erklären, weshalb negative Schwereanomalien über Seitenverschiebungssystemen registriert werden, wie sie der Golf von Kalifornien und seine nordwestliche Verlängerung sowie die Andamanensee darstellen. Diese Strukturen, denen ich die Molukkensee beifügen möchte, werden keineswegs durch extrem hohe Wassersäulen überlagert, wie das etwa bei den Tiefseerinnen der Fall ist. Trotzdem sind sie durch vergleichbare negative Schwereanomalien markiert. Und das im Unterschied zu typischen

⁵⁷ Vorausgesetzt wird, dass sich diese Gesteine auch erhalten haben und nicht durch Erosion beseitigt wurden.

Grabenstrukturen mit ähnlich hohen Wassersäulen, wie beispielsweise dem Graben des Roten Meeres und seiner Verlängerung, des Golfes von Aden, die gravimetrisch kompensiert sind.

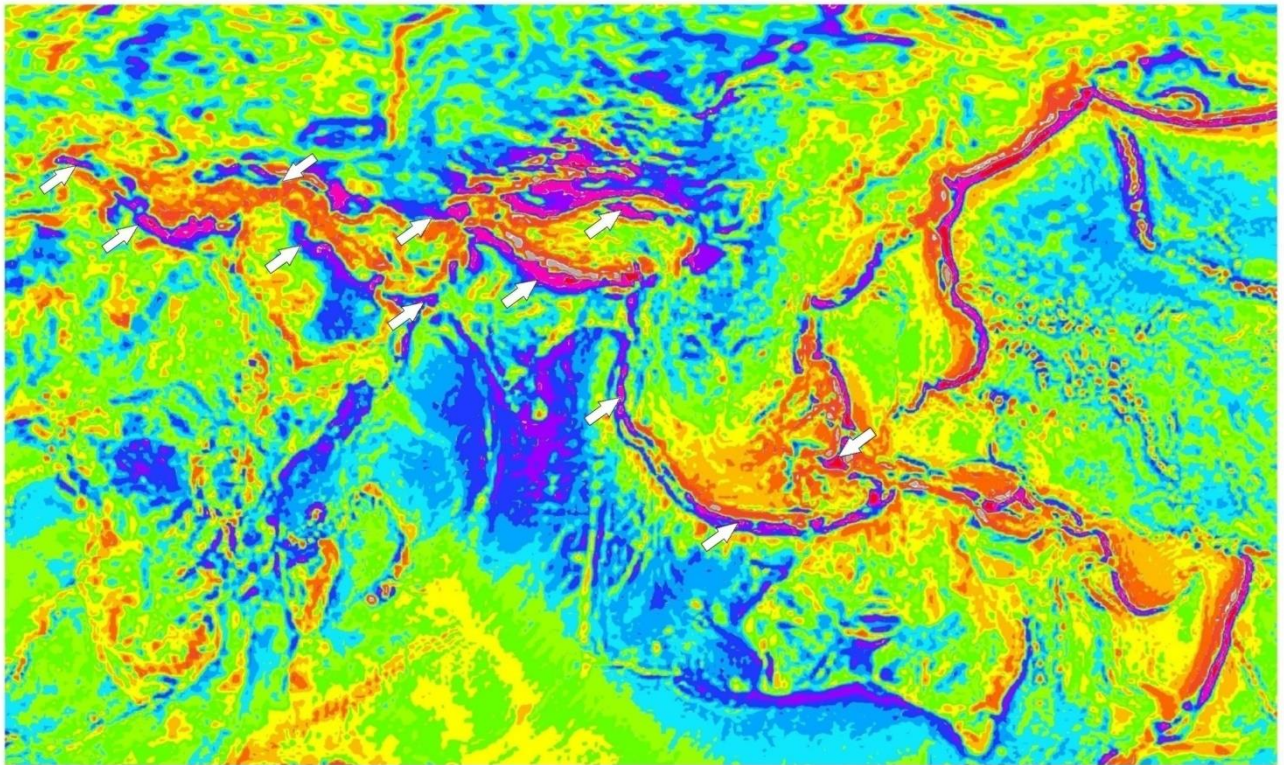


Abb. 28. Der Ausschnitt aus der Weltkarte der Freiluft-Schwereanomalien (übernommen aus dem GRACE-Projekt der NASA und des DLR, 2004-2017) zeigt langgezogene negative Anomalien (dunkelblau bis violett) parallel zu den Tiefseerinnen aber vielfach auch noch zu den Rändern des Alpen-Himalaya-Orogens , d.h. zu den beiden Armen des Duplex-Systems (siehe Pfeile).

Fig. 28. *The section from the free air gravity anomaly map of the world (from the GRACE-project of the NASA and DLR, 2004-2017) shows elongated negative anomalies (dark blue to purple) parallel to the deep sea trenches but frequently also to the borders of the Alpine-Himalayan orogen, i.e. the duplex system (see arrows).*

Die Komplexität des Geschehens ab dem Oligozän macht es zur Zeit fast unmöglich, die nordöstliche „Fuge“, die Sundaland von Ostasien trennt, auch nur annähernd so zu verfolgen, wie ich das für die südwestliche „Fuge“ versucht habe nachzuvollziehen. Östlich und südlich des Red-River-Systems haben die bedeutende rechtssinnige Drehung der Philippinensee und die Öffnung einer Reihe von Meeresbecken (Südchinesisches Meer, ?Sulusee, Ayu-Trog, Karolinensee), wie auch die Tätigkeit der Philippinen-Seitenverschiebung und das Vorpreschen Australiens so große Veränderungen hervorgerufen, dass alle Auslegungen im Sinne meiner Hypothese zu diesem Zeitpunkt als höchst spekulativ erscheinen würden. Trotzdem möchte ich beiläufig darauf hinweisen, dass die

geologischen Gegebenheiten innerhalb der Yap-Inseln⁵⁸ und des Karolinen-Rückens⁵⁹, die so gar nicht ins Bild der Plattentektonik hineinpassen, unter Umständen als „Spuren“ der Nordost-Fuge in Frage kommen könnten. Wenngleich noch Vieles bezüglich der Verfolgbarkeit beider „Fugen“ und der nordöstlichen im Besonderen offensteht, ändert diese Tatsache nichts an der Idee, dass nicht nur Sundaland und Indonesien südostwärts verfrachtet wurden, sondern auch Teilstücke des Indiks, zu denen allen voran das Ontong-Java-Plateau gehört.

5. Die außergewöhnliche Stellung des Ontong-Java-Basaltplateaus

Das Ontong-Java-Plateau (OJP) stellt eine der ausgedehntesten Basaltprovinzen innerhalb des Weltozeans dar. Es bedeckt eine Fläche von nahezu 2×10^6 km², die derjenigen Westeuropas gleichkommt und diejenige Alaskas übertrifft (Fitton & Godard, 2004). Es befindet sich am Rande des zentralen Westpazifiks und grenzt im Südwesten an die Salomonen. Das ermittelte radiometrische Alter der beprobten Basalte, die aus mehreren Tiefseebohrungen sowie von der Salomon-Insel Malaita stammen, schwankt innerhalb des Zeitintervalls 125-119 Ma, entspricht also dem tieferen Apt (Tejada et al., 2013).

5.1. Unstimmigkeiten des plattentektonischen Modells von geophysikalischem Standpunkt. Schon lange ist bekannt, dass das OJP eine für ozeanische Kruste ungewöhnlich große Mächtigkeit aufweist, die nach Nur & Ben-Avraham (1978) zwischen 36 und 43 km schwankt. Neuere seismische Daten korrigieren diese Werte zwar etwas nach unten (mittlere und maximale Mächtigkeit – 33 bzw. 38 km, Richardson et al., 2000), ändern aber nichts an der Tatsache, dass die Mächtigkeit viel zu groß ist, während die seismischen Geschwindigkeiten bis in 20 km Tiefe 6,3 km/s nicht überschreiten, was nach Nur und Ben-Avraham auf einen „granitischen Untergrund“ ähnlich demjenigen in den Seychellen-Inseln hindeutet, in denen ja bekanntlich Granite an der Oberfläche erscheinen. Diesen Tatsachen Rechnung tragend, mutmaßen letztere Autoren, das OJP sei ein versunkenes und von einer gewaltigen Basaltplatte bedecktes Fragment eines ehemaligen Kontinents, der angeblich im Raume des heutigen Pazifiks existiert haben soll und den sie *Pacifica* nennen. Es sei nicht glaubhaft, schreiben sie weiter, dass Basalt-Plateaus in Tiefen von 15-20 km so geringe seismische Geschwindigkeiten aufweisen. Seit dem Jahr 2000 wissen wir auch von der Existenz einer „Wurzel“, die durch niedrigere Werte der seismischen Geschwindigkeiten gekennzeichnet ist und die unter dem OJP bis in Tiefen von 300 km hinabreicht (Richardson et al., 2000). Da die ozeanische Lithosphäre üblicherweise nicht mehr als 100-125 km tief ist, stellt die ganze Struktur ein Problem für die Plattentektonik dar, besonders mit Bezug auf die Annahme, das OJP sei inmitten des Pazifiks entstanden und könne also nicht kontinentalen Ursprungs sein. Nach Richardson et al. (2000) und Klosko et al. (2001) lassen sich die niedrigeren seismischen Geschwindigkeiten innerhalb der

⁵⁸ Die Yap-Inseln sind die einzigen innerhalb des Izu-Bonin-Marianen-Palau-Bogens, auf denen metamorphe Gesteine anstehen (vorwiegend Grünschiefer und Amphibolite neben Metagabbros, Silikatmarmoren und metamorph überprägten sauren bis intermediären Tiefengesteinen, siehe Hawkins & Batiza, 1977; Fujioka et al., 1998). Nach Fujioka et al. werden diese meist steilstehenden Metamorphite von Nannofossilien führenden Sedimenten bedeckt, deren Alter dem Zeitintervall oberstes Untermiozän-tiefstes Mittelmiozän entspricht (18,2-13,6 Ma).

⁵⁹ Der Karolinen-Rücken besteht aus einer Reihe breiter (Schild-)Vulkankegel, deren Entstehung von vielen Autoren einem Hotspot zugeschrieben wird. Doch weisen Ur et al. (2017) darauf hin, dass entscheidende Merkmale dieses Rückens dem Hotspot-Modell widersprechen und die Bildung des Rückens stattdessen auf Zerrungen innerhalb der ozeanischen Kruste zurückgeführt werden kann.

„Wurzel“ nicht thermisch im Sinne erhöhter Temperaturen erklären, sondern müssen mit einem speziellen Chemismus in Verbindung gebracht werden, der dieser Wurzel eine Starrheit verleiht, die es ihr erlaubt, sich gegen die sie umgebende dichtere Asthenosphäre klar abzugrenzen. Wenngleich Klosko et al. (2001) feststellen müssen: „In vielen Hinsichten ähnelt das OJP einem tief wurzelnden kontinentalen Kraton“⁶⁰, ist die plattentektonische Deutung für die bis in 300 Kilometer hinabreichende Struktur die, es handle sich wahrscheinlich um einen basal abgescherten „Diapirkopf“ (englisch *plume head*), also den oberen Teil des Manteldiapirs, der für die Entstehung des OJP verantwortlich war (Richardson et al., 2000; Klosko et al., 2001). Weshalb abgeschert? Weil davon ausgegangen wurde, das ganze Plateau mitsamt dem „Diapirkopf“ hätte passiv die Drift der „Pazifischen Platte“ mitgemacht und sich somit von der im tieferen Mantel verankerten Rest-„Plume“ entfernt. Es wird also argumentiert, die „Wurzel“ des OJP reiche tief in die westnordwestwärts „kriechende“ Asthenosphäre der „Pazifischen Platte“ hinab und würde von letzterer mitgeschleppt. Dazu würden zwar die Richtungen der „schnellen“ Scherwellen passen, welche im Nordosten des OJP ermittelt wurden (Messstationen PNI, KOS und NAU), nicht aber diejenigen im Nordwesten (Messstation TKK). Diese stehen entweder orthogonal (nach Osten hin)

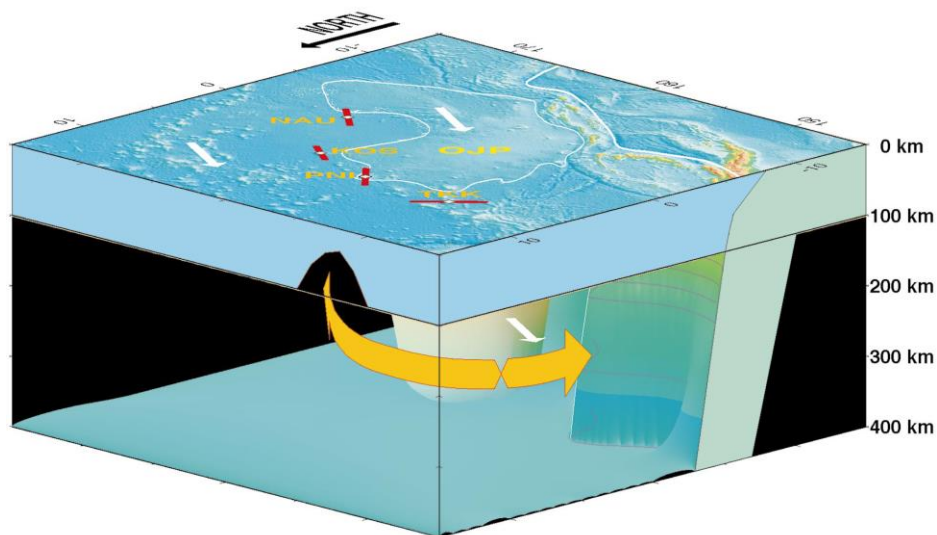


Abb. 29. Nach Klosko et al. (2001) wird die „Wurzel“ (hell) unter den Oberflächenkonturen des OJP von der westnordwestwärts (weiße Pfeile) strömenden Asthenosphäre des Pazifiks „umspült“ (großer orange Pfeil). Die Interpretation basiert auf Daten des Scherwellensplittings (rote Leisten), die an vier Messpunkten von obigen Autoren ermittelt wurden (übernommen aus Klosko et al., 2001).

Fig. 29. While moving WNW with the Pacific “plate” (white arrows), the root of the OJP (pale yellow) visible under the surface outline of the plateau is supposed to be flown around by the Pacific asthenosphere (orange arrow). This is the interpretation of Klosko and collab. based on shear wave splitting data obtained from four seismic stations (from Klosko et al., 2001).

⁶⁰ Ein neueres Autorenteam, das die Tiefenstruktur des OJP erforscht und zwei seismische Diskontinuitäten in 80 und 282 km Tiefe ermittelt hat, gibt auch zu bedenken: „Wenn eine zähflüssige Wurzel das OJP bis in große Tiefen unterlagert, dann erinnert die 80-Kilometer-Diskontinuität an Diskontinuitäten der mittleren Lithosphäre, wie sie im Inneren von Kontinenten bemerkt wurden...“ (Tharimena et al., 2016)

oder schräg (im Westen) zu ersteren und sind zum Teil auch schärfer ausgeprägt. In der plattentektonischen Auslegung von Klosko et al. (2001) entsprechen die Daten des Scherwellensplittings einer „Umspülung“ des OJP-Kiels an seiner frontalen (nordwestlichen) Seite durch die westnordwestwärts strömende Pazifik-Asthenosphäre (Abb. 29). Dabei wird auf die „schräge“, ungefähr Nord-Süd-verlaufende Komponente gar nicht eingegangen. Die Daten des Scherwellensplittings können aber genauso gut oder besser im Sinne meiner Hypothese ausgelegt werden. Statt einen Diapirkopf unter dem OJP anzunehmen, gehe ich davon aus, es handle sich hier tatsächlich um normale *kontinentale Lithosphäre*, die ohnehin eine kleinere Dichte aufweisen sollte

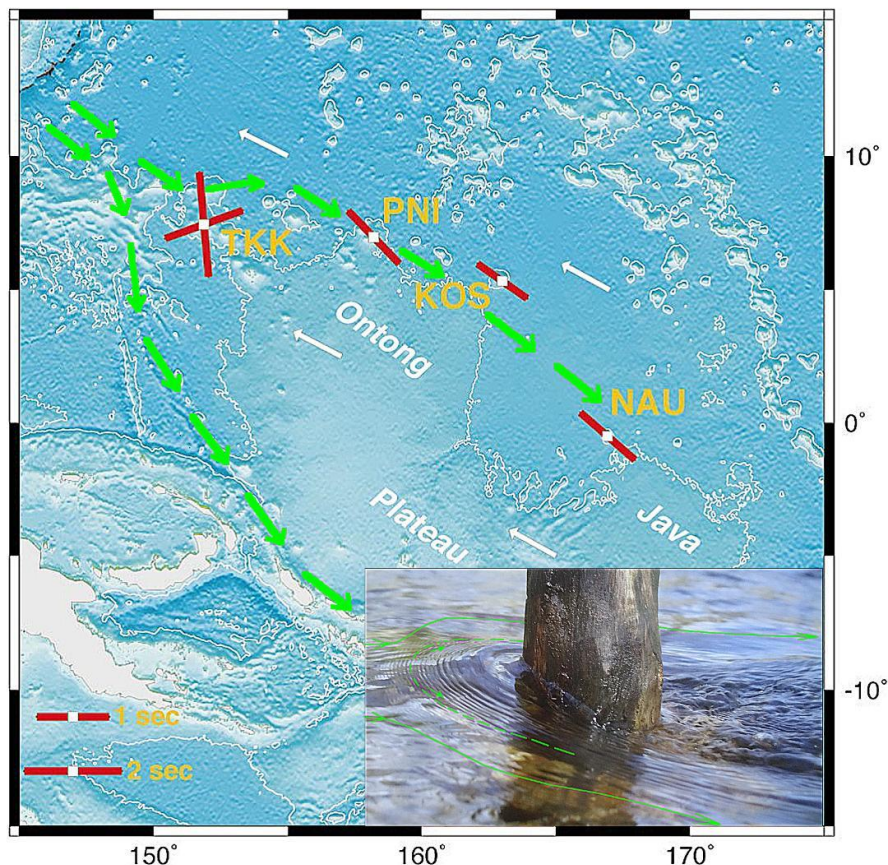


Abb. 30. Zwei entgegengestellte Auslegungen der Daten des Scherwellensplittings am Rande des OJP. Während Klosko und Mitarbeiter davon ausgehen, die „schnelle“ Richtung der Scherwellen zeige das Strömen der Pazifik-Asthenosphäre in westnordwestlicher Richtung an (weiße Pfeile), nehme ich an, dass wir es mit einem Strömen in entgegengesetzter Richtung zu tun haben (grüne Pfeile), so wie es die Annahme eines Sundaland-Mantelstromes voraussetzt. Die Analogie mit dem umströmten Pfahl in einem Bach (rechte Ecke unten) ist in diesem Fall nicht zu übersehen (verändert nach Klosko et al., 2001; Bild unten rechts aus Wilkens et al., 2009).

Fig. 30. Two opposed interpretations of shear wave splitting data at the margin of the OJP. While Klosko et al. (2001) consider that the fast shear wave direction discloses the WNW-creeping of the Pacific asthenosphere (white arrows), I contend that we are in fact dealing with a contrary oriented flow (green arrows), in accordance with the assumption of a Sundaland asthenocurrent. The analogy with flow in a creek around a stake (inset) is obvious (modified after Klosko et al., 2001; inset from Wilkens et al., 2009).

als der „eingefrorenen“ Kopf eines Manteldiapirs. So können die niedrigen seismischen Geschwindigkeiten, die ermittelt wurden (Richardson et al., 2000), besser erklärt werden. Darüber hinaus passen die Ermittlungen des Scherwellensplittings gut zu der Existenz eines südostwärts strömenden oder „kriechenden“ Mediums, wie ich es für den SMS angenommen habe. Diese Sicht habe ich versucht, in Abbildung 30 derjenigen von Klosko et al. (2001) entgegenzustellen. Dementsprechend belegt das OJP seine derzeitige Lage nicht, weil es von Südosten her von der „Pazifischen Platte“ mitgeschleppt wurde, wie es die Plattentektonik vorsieht, sondern ist vom Sundaland-Mantelstrom erst aus dem Gefüge des Ostindischen Ozeans herausgebrochen und dann von Nordwest nach Südost verfrachtet worden. Der einzige gemeinsame Punkt der beiden entgegengesetzten Sichtweisen ist bloß die relative Passivität des OJP während des Driftens.

Die Annahme, gemäß derer das OJP Teil der „Pazifischen Platte“ ist und mit ihr nach Westnordwest driftet, wird auch von paläomagnetischen Daten nicht unterstützt. Man rätselt zwar, welches genau die Beziehungen zwischen OJP und „Pazifischer Platte“ sind, da es keine klare Trennlinie zwischen ihnen zu geben scheint⁶¹, aber man ist sich sicher, dass es irgendwann – möglicherweise schon früh nach der Entstehung des OJP – eine „Entkupplung“ zwischen beiden gegeben haben muss (Sager, 2007; Chandler et al., 2013). Denn die paläomagnetischen Daten lassen zum einen auf bedeutende Drehungen schließen, die das OJP im Gegensatz zur „Pazifik-Platte“ erfahren hat (Chandler et al., 2013), zum anderen weisen sie auf eine ursprüngliche Lage hin, die schlecht zu derjenigen des Louisville-Rückens passt, der heute von vielen Plattentektonikern als möglicher „Schweif“ der Ontong-Java-LIP erachtet wird (Chandler et al., 2012). Tatsächlich konnten Antretter et al. (2004) eine Verbindung zwischen OJP und dem Louisville Hotspot nur unter der Voraussetzung einer Migration des letzteren in Betracht ziehen.

5.2. Weitere Anregungen zum Umdenken in der OJP-Problematik. Es ist nicht nur die Geophysik, welche die Annahme, das OJP sei eine innerozeanische, speziell innerpazifische LIP, nicht unterstützt. Auch geochemische und diverse andere Befunde werfen Fragen auf, die die Plattentektonik in Erklärungsnot bringt. Innerhalb des OJP konnten nach eingehenden geochemischen Studien (Shipboard Scientific Party, LEG 192, 2001; Tejada et al., 2002; Fitton & Godard, 2004; Tejada et al., 2013) zwei verschiedene Basalttypen ermittelt werden. Der vorherrschende Typus wird aus einem primitiven Mantel abgeleitet, wobei man zwei Untertypen unterscheiden kann, die *Kwaimbaita*- und *Kroenke*-Basalte. Isotopisch unterscheiden sie sich kaum voneinander. Die Kroenke-Basalte sind aber magnesiumreicher; es wird vermutet, dass sie von der Zusammensetzung her dem Ursprungsmagma (engl. *parental magma*) am nächsten standen. Der zweite Typus wird nur lokal angetroffen. Es handelt sich um die *Singgalu*-Basalte, die mit inkompatiblen Elementen leicht angereichert sind. Den Magmentyp dieser Basalte beziehungsweise ihren isotopischen „Fingerabdruck“ deuten Tejada et al. (2013) als Nachweis für ein innerhalb der Asthenosphäre stattgefundenes Recycling von tiefer *kontinentaler* Kruste oder lithosphärischem Mantel. Vom Standpunkt der Plattentektonik bieten sich dafür zwar Subduktions- und/oder Delaminationsprozesse⁶² an, doch in Anbetracht der voreingenommenen Meinung, das OJP hätte sich in den Weiten des Ozeans gebildet, kann man derartige Prozesse auch als Plattentektoniker schwer akzeptieren. Gemäß meiner Hypothese sollte der Befund von Tejada et al. (2013) die Annahme einer tiefen kontinentalen Wurzel unter dem OJP nur noch mehr festigen. In ähnlicher Weise lassen sich auch die Daten auslegen, welche Nixon (1980)

⁶¹ Die zur Zeit einzige in Frage kommende Trennlinie ist der in Fußnote 59 erwähnte Karolinen-Rücken.

⁶² Delamination ist laut Theorie der Plattentektonik das Ab- oder Auflösen zumindestens eines Teils des lithosphärischen Mantels (Frisch & Meschede, 2005).

und Simonetti & Neal (2010) bezüglich der auf der Insel Malaita gefundenen Alnöite vorweisen. Wie die Autoren schreiben, bilden sich Alnöite unter ähnlichen Voraussetzungen wie Kimberlite⁶³, bloß in etwas geringeren Tiefen. Simonetti und Neal schließen ihren Aufsatz mit den Worten: „Die langanhaltende magmatische Tätigkeit alkalischen Charakters ...“, der die Alnöit-Schlote auf Malaita ihre Existenz verdanken, „...legt die Idee nahe, das OJP stelle ein Analogon zu *kratonischen* Mantelverhältnissen dar“. Dieselben Autoren hatten desgleichen feststellen müssen, dass der hoch alkalische Charakter der Schmelzen wie auch der lange über ≈ 17 Ma währende Magmatismus Merkmale darstellten, welche im Rahmen des ozeanischen Vulkanismus einzigartig sind. Diese „Einzigartigkeit“ hat aber nur Bestand, solange dem OJP ein innerozeanischer Ursprung unterstellt wird, eine Annahme, die ich jedoch in Frage stelle. Und übrigens: Das Alter der Alnöite, wie auch sonstiger alkalischer Basalte, die auf Malaita anstehen, lässt sich – von Ausnahmen abgesehen – ins Zeitintervall 44-34 Ma einreihen (Simonetti & Neal, 2010). Es erübrigt sich zu sagen, dass dieses Alter mit den ersten Phasen des „Kriechens“ des durch den Indien-Schub ausgelösten SMS in bester Übereinstimmung steht und dass die Gesteine nur dort angetroffen wurden, wo das OJP sich mit dem Rand des SMS deckt (Insel Malaita). Diese Tatsachen legen die Überlegung nahe, die generierenden Schmelzen seien erst durch die von mir vorausgesetzten Scherbewegungen am Rande des SMS hervorgerufen worden.

Die Annahme, im 2800 km entfernten Louisville-Rücken⁶⁴ den „Schweif“ des OJP wiederzufinden, konnte nicht bestätigt werden; denn nicht nur paläomagnetische sondern auch isotopengeochemische Befunde unterstützen diese These nicht. Indem sie auf Daten von Cheng et al. (1987) verweisen, heben Mahoney et al. (1993) hervor, dass die Basalte des Louisville-Rückens durch ein wesentlich höheres $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis gekennzeichnet sind als diejenigen des OJP⁶⁵, weshalb es ohne die Zuhilfenahme von Zusatzhypothesen nicht möglich ist, im Louisville-Rücken den „Schweif“ des OJP zu erkennen. Indem ich die Behauptung aufstelle, das OJP sei nicht im Pazifik entstanden, sondern im Raume, den heute der Golf von Bengalen einnimmt (Strutinski, 2017), lege ich nahe, es habe mit den Rajmahal- und Sylhet-Basalten Ostindiens eine einzige Basaltprovinz gebildet, von denen es sich durch Ozeanbodenspreizung entlang des Wharton-Rückens entfernt hat, bis es vor ungefähr 45 Ma in den Strom geriet, der es gegen Südosten in den pazifischen Raum beförderte. Zu einer ersten Annahme im Sinne einer ehemaligen strukturellen Einheit des OJP und der ostindischen Basaltprovinzen rechtfertigen die ermittelten radiometrischen und paläontologischen Alter dieser geologischen Strukturen, die vorzüglich übereinstimmen (119-117 Ma für die Rajmahal- und Sylhet-Basalte, Kent et al., 2002; Coffin et al., 2002; Ghatak & Basu, 2011; 123-117 Ma für die Basalte des OJP, Kroenke et al., 1993; Chambers et al., 2002; Chambers et al., 2004). Allerdings werden die ostindischen Basalte nicht mit dem OJP in kausalen Zusammenhang gebracht, sondern meist der Kerguelen-Plume zugeschrieben (Kent et al., 2002; Coffin et al., 2002; Ghatak & Basu, 2011), wobei dem 90-Ost-Rücken die Rolle des verbindenden „Schweifes“ zufällt⁶⁶. Die heute meist akzeptierte plattentektonische Sicht ist nämlich folgende: Die Kerguelen-Plume hat sich vor ungefähr 120 Ma nahe dem nordöstlichen Rand der Indischen Halbinsel befunden und dort die Basaltergüsse

⁶³ Zur Gruppe der Peridotite gehörendes Mantelgestein, das vorwiegend aus Olivin, chromhaltigem Granat und Pyroxen, Ilmenit und magnesiumreichem Glimmer (Phlogopit) besteht. Es wird geschätzt, dass sich Kimberlite in 150-450 km Tiefe bilden. Sie stellen das wichtigste Wirtgestein für Diamanten dar.

⁶⁴ Der sich seinerseits über ungefähr 4000 km südostwärts in den südlichen Pazifik verfolgen lässt

⁶⁵ Das Verhältnis schwankt zwischen 19,1 und 19,5 bei Basalten des Louisville-Rückens und zwischen 18,25 und 18,5 bei Basalten des OJP.

⁶⁶ Es gab aber auch abweichende Meinungen, denen zufolge der „Schweif“ der ostindischen Basaltprovinzen der 85-Ost-Rücken wäre (Curry & Munasinghe, 1991; Müller et al., 1993).

der Provinzen Rajmahal und Sylhet verursacht. Dann ist Indien samt seinen Basaltprovinzen nach Norden gewandert, während die Kerguelen-Plume ortsfest blieb und sich als Hotspot durch die darüber gleitende ozeanische Kruste des Indiks „fraß“. Dadurch entstand der basaltische 90-Ost-Rücken. Heute befindet sich der Hotspot gemäß dieser Sicht im Raume der Heard- und McDonald-Inseln innerhalb des Zentralen Kerguelen-Plateaus. Nun kann man drei Fälle unterscheiden, wie ein ortsfester Hotspot in einem expandierenden Ozean zu seinem „Schweif“ gelangt:

1. Der Hotspot befindet sich auf oder nahe der Spreizungsachse: Es bilden sich zwei mehr oder weniger symmetrisch angeordnete „Schweife“ diesseits und jenseits der Spreizungsachse. Sie bestehen aus Vulkankörpern vorwiegend basaltischer Zusammensetzung, die umso älter sind, je weiter weg sie sich vom Hotspot befinden. Beispiele: Grönland-Island- und Island-Faeröer-Rücken im Nordpazifik und Rio-Grande- und Walvis-Rücken im Südpazifik. Die ursprüngliche LIP kann entweder nur an einem „Schweif“ „hängen“, oder sie wurde zweigeteilt, wobei die resultierenden Teil-LIPs an den Enden der beiden Rücken erhalten sind (Abb. 31A).

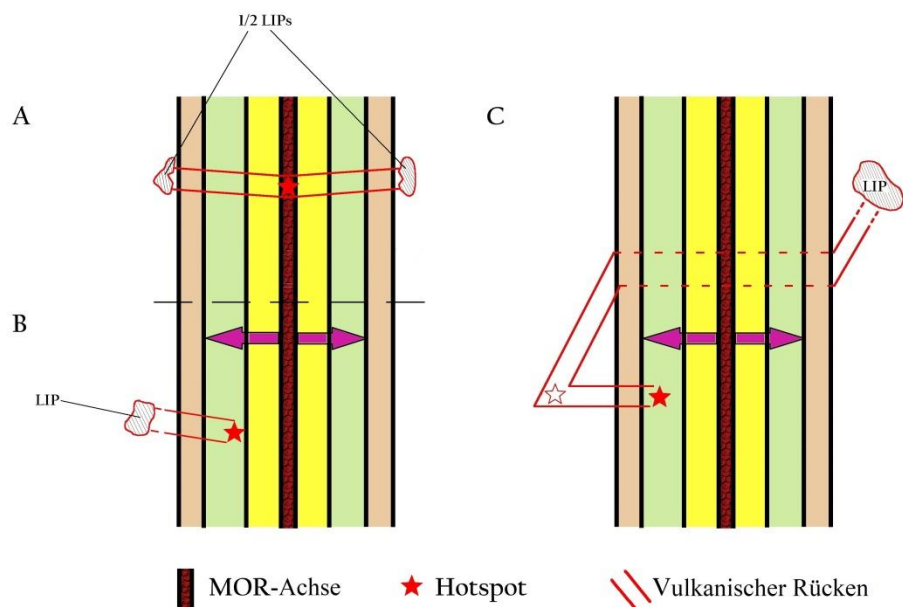


Abb. 31. Drei verschiedene Möglichkeiten, wie ortsfeste Hotspots zu ihren „Schweif“ kommen: **A.** Der Hotspot befindet sich auf oder nahe der Spreizungsachse – es entstehen zwei mehr oder weniger symmetrische „Schweife“; **B.** Der Hotspot befindet sich weiter entfernt von der Spreizungsachse. Nur ein „Schweif“ entsteht; **C.** Der Hotspot ist von der Spreizungsachse weit entfernt, hat aber schon einen „Schweif“, der von dieser durchbrochen wird. Ein neuer „Schweif“ mit veränderter Richtung entsteht (weitere Einzelheiten im Text).

Fig. 31. Three modes how fixed hotspots are getting their tails. **A.** The hotspot is placed on or near the new spreading axis – two more or less symmetrical tails develop; **B.** The hotspot is rooted farther away from the spreading axis - only one tail forms; **C.** The hotspot is far away from the spreading axis but has already a tail, which is pierced by the axis. A new tail with a different orientation develops (see text for more details).

2. Der Hotspot wurzelt weitab der Spreizungsachse: Da er ortsfest ist, wandert die Kruste quer zur Spreizungsachse über ihn hinweg; es entsteht nur ein einziger „Schweif“, an dessen Ende sich die ursprüngliche LIP wiederfinden müsste (Abb. 31B).
3. Der Hotspot wurzelt weitab der Spreizungsachse, hat aber zur Zeit des Beginns der Tätigkeit dieser Achse bereits einen „Schweif“ (von einer älteren Spreizungsachse verursacht), der von ersterer gequert wird. Falls der Hotspot noch aktiv ist, bildet sich ein neuer „Schweif“ in abweichender Richtung zum alten aus, während dieser von der Spreizungsachse durchbrochen wird und sich die resultierenden Teile immer weiter voneinander entfernen (Abb. 31C). Falls der Hotspot inaktiv ist, bildet sich kein neuer „Schweif“ mehr aus, und der erloschene Hotspot wandert, von seinem Untergrund abgeschert, zusammen mit einem der Teil-„Schweife“ weiter weg vom anderen.

In allen drei angeführten Fällen bleibt die ursprüngliche LIP nicht beim Hotspot, sondern entfernt sich von demselben. Das Problem, das die Plattentektonik mit ihrer Auslegung der Situation im östlichen Indik hat, ist das Anhaften des größten Teils der Kerguelen-LIP⁶⁷ am Kerguelen-Hotspot. Im südlichen Kerguelen-Plateau wurde zwar ein einzelnes Alter von 119 Ma ermittelt, das den Anschein erweckt, wir hätten es hier mit dem Teil zu tun, der zusammen mit den ostindischen Provinzen die ursprüngliche Kerguelen-LIP zusammensetzte, die dann durch Ozeanbodenspreizung gesprengt wurde. Zu dieser Annahme passt jedoch nicht, dass das Plateau nordwärts nicht symmetrisch zum 90-Ost-Rücken in einen „Schweif“ ausläuft, sondern sich weiter als breites Plateau darstellt, inmitten dessen sich der Kerguelen-Hotspot befindet. Dieser Sachverhalt konnte nur erklärt werden, indem man annahm, der Hotspot müsse sich praktisch die ganze Zeit in der Nähe einer Spreizungsachse (z.B. eines Indisch-Australischen Rückens) befunden haben. Diese Bedingung setzt allerdings voraus, dass der Rücken selbst auch ortsfest blieb und sich asymmetrisch spreizte, oder aber dass er sich zwar vom Hotspot fortbewegen konnte, in kurzen Zeitabständen jedoch Sprünge entlang einer Transformstörung erfolgten, die das Spreizungszentrum wieder in die Nähe des Hotspots verlegten (Shipboard Scientific Party, LEG 121, 1989; Royer et al., 1991; Krishna et al., 2012). Derartige Spezialfälle erscheinen aber mit Bezug auf das Kerguelen-Plateau wenig glaubhaft, und das aus folgendem Grunde: Das Plateau wurde um 45 Ma vom Südostindischen Rücken (englisch: Southeast Indian Ridge, *SEIR*) durchbrochen, wobei sich der nördliche Broken Ridge (= Gebrochener Rücken) vom ursprünglichen Plateau trennte. Doch ein neuer vom Hotspot südwestwärts streichender „Schweif“⁶⁸ mit einem Höchstalter von ca. 45 Ma ist nicht entstanden. Somit entspricht das plattentektonische Muster keinem der drei oben geschilderten Fälle. Unter rein geometrischem und geomorphologischem Aspekt ergibt sich somit: Ostindische Basaltprovinzen und Kerguelen-Plateau haben wohl wenig gemeinsam⁶⁹. Daraus resultiert auch, dass der 90-Ost-Rücken nicht der „Schweif“ des Kerguelen-Hotspots sein kann. Gibt es einen anderen Hotspot, der für sich in Anspruch nehmen könnte, die Entstehung dieses Rückens veranlasst zu haben? In meiner Suche danach wurde ich – zunächst großtektonisch – fündig. Es handelt sich um den Amsterdam-St. Paul-Hotspot. Dieser

⁶⁷ In der plattentektonischen Auffassung umfasste die Kerguelen-LIP während der Kreide den zentralen und südlichen Teil des Kerguelen-Plateaus, den Broken Ridge – heute südwestlich von Australien gelegen – und die Rajmahal- und Sylhet-Provinzen Ostindiens.

⁶⁸ Also mehr oder weniger senkrecht zum Verlauf des SEIR

⁶⁹ Sowohl Müller et al. (1993) als auch Kent et al. (1997) hatten anfangs Bedenken, die Rajmahal-Basalte geochemisch von der Kerguelen-Plume herzuleiten, trotzdem gab man hinterher diese Bedenken aus rein plattentektonischen Überlegungen auf (siehe Kent et al., 2002 und Coffin et al., 2002).

befindet sich auf dem Südostindischen Rücken, und es hat den Anschein, er habe den Verlauf dieses Rückens entscheidend beeinflusst⁷⁰. Mit anderen Worten, wir haben es mit einem aktiven Hotspot nahe einer Spreizungsachse zu tun, von dem man erwarten könnte, beidseitig „Schweife“ auszubilden (Fall 1, Abb. 31A). Einen in nordöstlicher Richtung verlaufenden „Schweif“ hat man im *Chain of Dead Poets* (= Rücken der Toten Dichter) bereits erkannt (Janin et al., 2012). Nach Südwesten hin zeigt die Karte des Meeresgrundes einige Erhebungen an, die durchaus zu einem „Zwillingschweif“ gehören könnten. Und möglicherweise gehören die Basalte, die man in den Bohrungen 254 (Broken Ridge) und 1140 (Nördliches Kerguelen-Plateau) erbohrt hat, auch den beiden „Schweif“ des Amsterdam-St. Paul-Hotspots an; denn die ermittelten Alter (37 bzw. ?40-34-?24 Ma, siehe Coffin et al., 2002) fügen sich solch einem Szenario besser ein, als wenn man – wie jetzt üblich – annimmt, die Basalte hätten den Kerguelen-Hotspot als Ursprung gehabt. Wenn meine Hypothese zutreffen sollte, stünde zur Debatte, ob die aktuell unter dem Kerguelen-Hotspot (Heard und McDonald -Inseln) befindliche Plume tatsächlich für den Aufbau des immensen Kerguelen-Plateaus verantwortlich war. Doch ist das nicht unser derzeitiges Thema. Denn der 90-Ost-„Schweif“ gibt selbst schon viele Rätsel auf. Ins plattentektonische Schema passt er nicht recht, weil er einfach mit seinen ungefähr 5000 Kilometern viel zu lang ist - zu lang im Vergleich zu der Breite des Krustenabschnitts, der sich entlang des Wharton-Rückens innerhalb desselben Zeitintervalls gebildet haben soll und der den Untergrund des „Schweifes“ bildet (siehe z.B. Shipboard Scientific Party, Leg 121, 1989; Royer et al., 1991; Ramana et al., 2001). Deshalb müssen die Plattentektoniker auf wiederholte südwärts gerichtete „Sprünge“ des Spreizungssystems zurückgreifen, um einerseits die Spreizungsachse nahe bei der Plume zu halten und andererseits die auf der Indien-„Platte“ angeblich „fehlende Kruste“ von der Antarktis-„Platte“ hinüberziehen zu können⁷¹. Die Hypothese der Erdexpansion hat dieses Problem nicht. Die schon erwähnte (siehe S. 24-25) stärkere Bildung von Lithosphäre auf der Südhalbkugel während des Mesozoikums und Alttertiärs muss zwangsläufig dazu geführt haben, dass ortsfeste Hotspots, sofern sie sich nicht in Polnähe befanden, scheinbar südwärts verlagert wurden beziehungsweise ihre „Schweife“ nordwärts ein immer größeres Alter aufweisen. Die extreme Längung des 90-Ost-Rückens mag zum einen auf dem Umstand beruhen, dass sich der Hotspot während seiner Entstehung vor 120 Ma in einer relativ nördlichen Lage auf der Südhalbkugel befand, zum anderen an der Tätigkeit einer Nord-Süd-Seitenverschiebung, auf deren Existenz am östlichen Rande des 90-Ost-Rückens zumindest die Topographie hindeutet (Sclater & Fisher, 1974). Bezüglich des 90-Ost-Rückens muss noch erwähnt werden, dass seine Existenz erst ab 82 (vgl. Coffin et al., 2002) beziehungsweise 77 Ma (Pringle et al., 2008) dokumentiert ist. Das ist nämlich das Höchstalter, das für Basalte der nördlichsten Bohrung (ODP Site 758) innerhalb des 90-Ost-Rückens ermittelt wurde. Wo aber befindet sich der Teil des Rückens, der im Zeitintervall 120-80 Ma entstanden sein muss? Die Vermutung, der Rücken würde sich unter den Sedimenten des Bengalenfächers Richtung Rajmahal-Provinz nach Westen hin erstrecken, ist nach Curray et al. (1982) und Curray & Munasinghe (1991) nicht haltbar. Jenseits 5° nördlicher Breite scheint sich der Rücken eher ostwärts zu ziehen und verschwindet am Sundagraben vollends (Curray et al., 1982). Das mag ein möglicher Anhaltspunkt sein, welcher zumindest die Vermutung zulässt, der Rücken habe eine Richtung zum OJP verfolgt und sein nördlicher Ausläufer sei mit dem OJP zusammen entlang des SMS südwärts verfrachtet und dabei zerstückelt und deformiert worden.

⁷⁰ Die starke südwestwärts erfolgte Verlagerung des Rückens im Raume dieses Hotspots ist wohl auf letzteren zurückzuführen.

⁷¹ Da Spreizungszonen im Sinne der Plattentektonik gleichfalls auch „Plattengrenzen“ sind, kommt immer durch eine Verlagerung der Spreizungszone ein Teil des Meeresbodens, der bislang einer „Platte“ angehörte, zu jener auf der entgegengesetzten Seite der „stillgelegten“ Spreizungszone.

5.3. Zur Geochemie und Isotopengeochemie der Basalte. Ich habe weiter oben Fakten angeführt, die es als fraglich erscheinen lassen, die ostindischen Basaltprovinzen (Rajmahal und Sylhet) der Kerguelen-Plume zuzuordnen⁷². Eine alternative Sicht zu der herkömmlichen (plattentektonischen) ist die, nach welcher der 90-Ost-Rücken zwar tatsächlich den „Schweif“ der ostindischen Basaltprovinzen darstellt, er aber keineswegs auf den Kerguelen-Hotspot, sondern auf den Amsterdam-St. Paul-Hotspot zuläuft und folglich mit letzterem entwicklungsgeschichtlich verbunden ist. Ich werde nun zu ergründen versuchen, inwiefern geochemische und isotopengeochemische Daten die Hypothese stützen, *das Ontong-Java-Plateau (OJP) habe sich ursprünglich im Raume befunden, den heute der Golf von Bengalen einnimmt, und sei zusammen mit den ostindischen Basalten als Auftakt zur Tätigkeit einer Plume (vor ca. 120 Ma) entstanden, die allem Anschein nach gegenwärtig durch den Amsterdam-St. Paul-Hotspot vertreten wird.* Zu diesem Zweck werde ich mich einer Reihe von Datenanalysen bedienen, die im Laufe der vergangenen 30 Jahre publiziert wurden. Es ist mir selbstverständlich bewusst, dass die Verwertung von Daten, die sowohl zeitlich (Datum der Ausführung) und örtlich (verschiedene Labors) als auch vom Standpunkt der verwendeten analytischen Techniken manchmal stark differieren, nicht unbedenklich ist, da sie Tatsachen vortäuschen oder im Gegenteil verbergen können, die dann zu falschen Schlüssen führen. Doch wie sollte man sonst – ohne über die Möglichkeit zu verfügen, Proben selbst zu entnehmen und zu analysieren - direkte Vergleiche der Geochemie von Gesteinen machen, von denen man annimmt, sie seien zumindest in geologischer Vergangenheit sehr eng beieinander gewesen, räumlich wie genetisch, wenngleich sie heute durch tausende von Kilometern getrennt sind? So gilt es, alle gewonnenen Einsichten mit kritischem Blick zu betrachten und stellenweise zu hinterfragen, was zukünftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben muss.

Das Augenmerk wird vor allem darauf gerichtet sein, verschiedene geochemische und isotopengeochemische Charakteristika der ostindischen Basalte und derjenigen des 90-Ost-Rückens mit den Basalten des OJP einerseits und jenen des Kerguelen-Plateaus andererseits zu vergleichen, um daraus Rückschlüsse zu ziehen. Am besten lässt sich das anhand von Diagrammen veranschaulichen, die unter Verwendung der oben erwähnten Datenanalysen erstellt wurden.

5.3.1 Haupt- und Spurenelemente. Der Analyse der Vulkangesteine, welche die Rajmahal-Provinz (RAJ)⁷³ aufbauen, wäre vorzuschicken, dass es sich zu über 95% um Basalte handelt, die anhand ihrer chemischen Zusammensetzung in zwei Gruppen (I und II) eingeteilt wurden. Gruppe-I-Basalte stehen den normalen MORBs nahe, während die Gruppe-II-Basalte unterschiedlich durch kontinentales Krustenmaterial kontaminiert wurden (Storey et al., 1992; Kent et al., 1997). In den meisten Diagrammen lassen sich die beiden Gruppen, sofern ich sie nicht als einheitliche RAJ-Provinz behandelt habe, relativ gut unterscheiden, wenngleich es manchmal Überschneidungen gibt. Neben den Basalten wurden untergeordnet noch Andesite, Rhyolithe und die ihnen entsprechenden Tuffe⁷⁴ angetroffen. Gelegentlich finden sich in den tholeiitischen Basalten ein bis zwei metergroße Gabbro-

⁷² Das hatten schon Mahoney et al. (1983) aufgrund geochemischer Kriterien vor 35 Jahren festgestellt.

⁷³ Gesteinsanalysen von Vulkaniten der Sylhet-Provinz wurden in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt.

⁷⁴ Tuffe sind Gesteine vulkanischen Ursprungs, die aus dem durch Explosionen in die Atmosphäre emporgeschleuderten und dann großflächig abgelagerten und verfestigten Material bestehen.

Knäuel, die aufgrund ihres Gefüges als *Kumulate*⁷⁵ erkannt wurden (Sarkar et al., 1989). Sowohl für OJP- als auch für RAJ-Basalte gilt, dass sie chemisch betrachtet den MORBs, zumindest den an inkompatiblen Elementen „angereicherten“ MORBs (E-MORBs), relativ nahe stehen (Mahoney et al., 1993; Kent et al., 1997) und eine bemerkenswert eng begrenzte Variationsbreite ihrer chemischen Zusammensetzung aufweisen, was von den Basalten des Kerguelen-Plateaus aber auch des 90-Ost-Rückens nicht behauptet werden kann (Coffin et al., 2002; Frey et al., 1991; Nobre Silva et al., 2013).

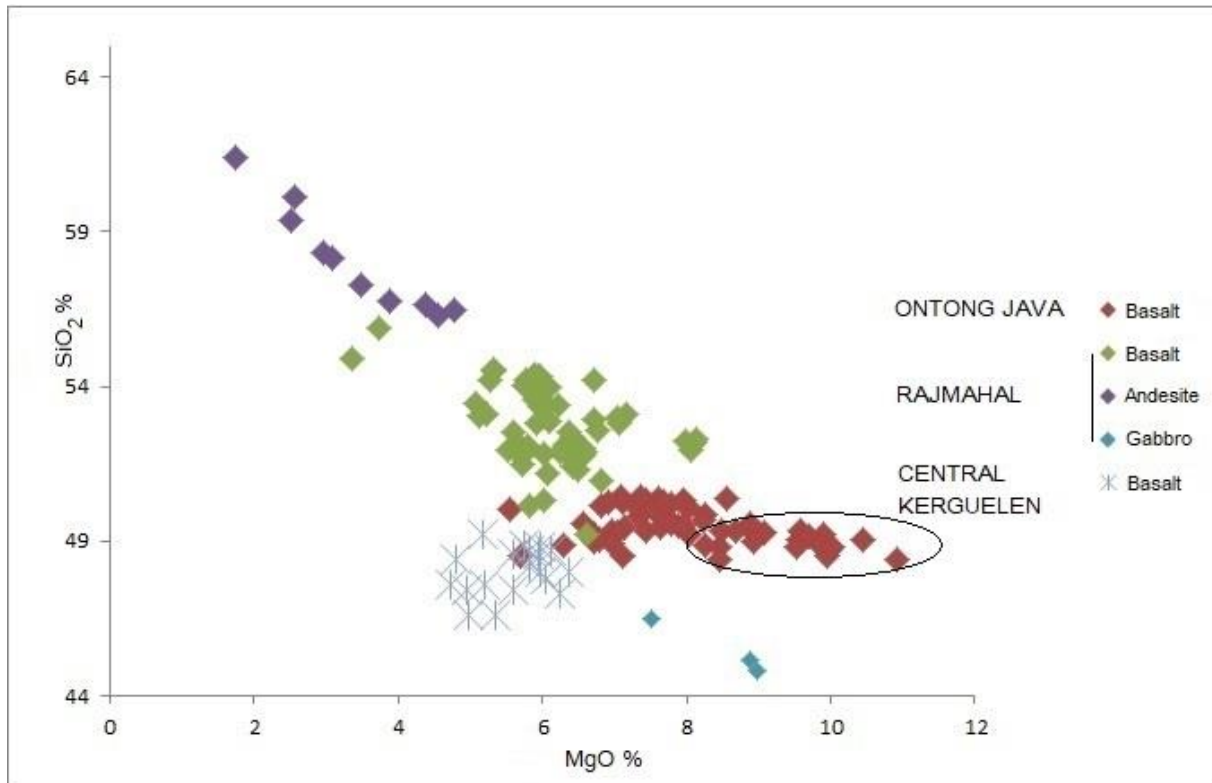


Abb. 32. MgO:SiO₂-Verteilungsdiagramm der Basalte und einiger sie untergeordnet begleitender intermediärer und basischer Gesteine innerhalb des Ontong-Java (OJP)- und des zentralen Kerguelen-Plateaus (CKP) sowie der Rajmahal-Provinz (RAJ). Eingekreist ist das Feld der Basalte vom Kroenke-Typ. Einzelheiten siehe Text.

Quellennachweise/Untersuchungsmethoden (fortan Q/U) der für das Diagramm verwendeten analytischen Daten (Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34): **OJP** - (a)/XRF; **CKP** - (b)/XRF; **RAJ** - (c)/XRF; (d)/?

Fig. 32. MgO v. SiO₂ plot of basalts and some associated intermediate and basic rocks within the Ontong-Java (OJP) and Central Kerguelen (CKP) Plateaus and in the Rajmahal Province (RAJ). The field of the Kroenke-type basalts is encircled. See text for details. References/Methods (henceforth R/M) for the analyses used in the diagram (find symbols and abbreviations under Fig. 34): **OJP** - (a)/XRF; **CKP** - (b)/XRF; **RAJ** - (c)/XRF; (d)/?

⁷⁵ Kumulate (s.v. Anhäufungen) entstehen aus erstgebildeten (schwereren) Mineralen eines Basaltmagmas, die gravitativ bedingt in der Schmelze absinken, sich am Grunde der Magmenkammer schichtförmig ablagern und meist orientierte Gefüge aufweisen.

Was die Basalte des Kerguelen-Plateaus betrifft, habe ich für eine Gegenüberstellung mit OJP- und RAJ-Basalten nur diejenigen in Betracht gezogen, die ein Kreidealter aufweisen und den zentralen (CKP) und südlichen Teil (SKP) des Plateaus aufbauen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass das höchste Alter (119 Ma), welches zeitlich den OJP- und RAJ-Basalten entspricht, bisher nur in den Basalten des SKP (Bohrung 1136) nachgewiesen werden konnte. Doch nicht in ihnen sondern in den rund 20 Ma jüngeren Basalten des CKP (Bohrung 1138) glaubt man, das Ursprungsmagma der Kerguelen-Plume wiederzuerkennen (Neal et al., 2002).

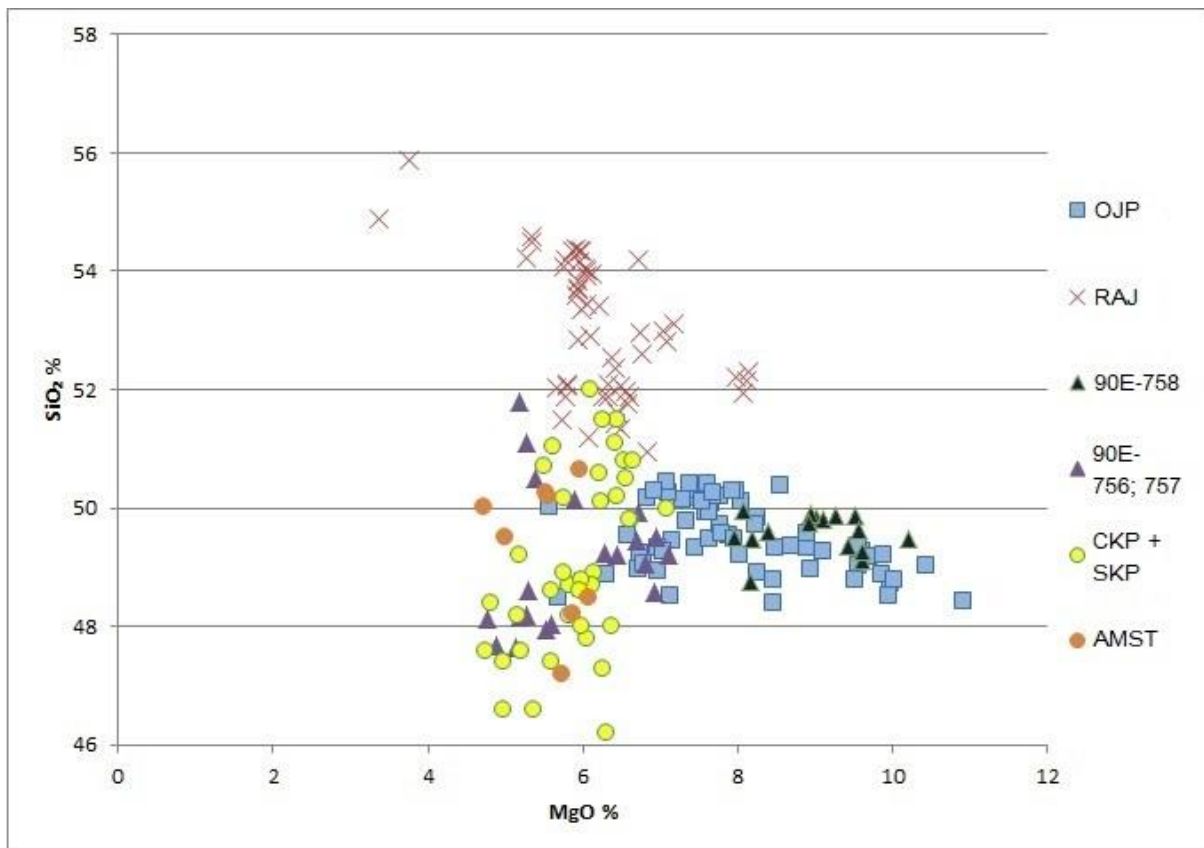


Abb. 33. MgO:SiO₂-Verteilungsdiagramm der Basalte des OJP, des zentralen und südlichen Kerguelen-Plateaus (CKP+SKP), der RAJ-Provinz, des 90E-Rückens (90E) und des Amsterdam-St. Paul-Hotspots (AMST). Besprechung im Text. Q/U: **OJP** – (a)/XRF; **CKP** – (b)/XRF; **SKP** – (e)/AAS, Kolorimetrie, Flammenspektrometrie; (f)/XRF; (b)/XRF; **RAJ** – (c)/XRF; **90E** – (g)/XRF; **AMST** – (h)/ICP-AES. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 33. MgO v. SiO₂ plot of basalts from the OJP, Central and South Kerguelen Plateau (CKP+SKP), RAJ, 90E-Ridge (90E) and the Amsterdam-St. Paul Hotspot (AMST). See text for discussion. R/M: **OJP** – (a)/XRF; **CKP** – (b)/XRF; **SKP** – (e)/AAS, colorimetry, flame spectroscopy; (f) XRF; (b)/XRF; **RAJ** – (c)/XRF; **90E** – (g)/XRF; **AMST** – (h)/ICP-AES. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

In einem ersten Diagramm-Paar (Abb. 32 und 33) ist das Verhältnis MgO:SiO₂ wiedergegeben. Es stellt in meinen Augen eines der wichtigsten Argumente im Sinne der Verwandtschaft zwischen OJP-

und RAJ-Magmatiten und der möglichen räumlichen Nachbarschaft zwischen dem OJP und der Rajmahal-Provinz während ihrer Entstehung dar. In den Diagrammen wurden die Basalttypen der Bereiche OJP und RAJ jeweils gemeinsam erfasst. In Abbildung 32 sind auch die Andesite und Gabbros der RAJ-Provinz berücksichtigt. Die lineare Anordnung, die sich hier ergeben hat, plädiert für die fraktionierte Kristallisation eines einzigen Ursprungsmagmas, dessen nächsten Vertreter die Kroenke-Basalte darstellen (im Diagramm das rechts abgegrenzte Feld). Völlig abseits sehen wir die Basalte des CKP aus der Bohrung 1138, die nach Neal et al. (2002) dem Ursprungsmagma des Kerguelen-Plateaus am nächsten stehen. Es ist ein erster ernst zu nehmender Hinweis darauf, dass sich die beiden Ursprungsmagmen stark voneinander unterscheiden. Die Abgrenzung verschwimmt allerdings im Diagramm der Abbildung 33, das die Basalte des CKP und des SKP gemeinsam erfasst und in dem auch die Basalte des 90-Ost-Rückens (90E) und jene des Amsterdam-St. Paul-Hotspots (AMST) wiedergegeben sind. So nehmen in diesem Diagramm die CKP-Basalte weiterhin dank ihres extrem niedrigen SiO_2 -Gehalts eine abseitige Position ein, nicht jedoch diejenigen des SKP, die – auch wegen der relativ deutlichen Lücke zum Feld der CKP-Basalte – eher dem OJP-RAJ-Trend folgen. Von den Basalten des 90-Ost-Rückens überlagern diejenigen in der nördlichsten Bohrung 758 (82 Ma, siehe Coffin et al., 2002 bzw. 77 Ma, lt. Pringle et al., 2007), die sich sowohl zeitlich als auch räumlich am nächsten zum vermuteten Standort des OJP während der Oberkreide gebildet haben müssten, das Feld der OJP-Basalte. Diese Tatsache spricht deutlich für meine hier vertretene Hypothese, der 90-Ost-Rücken stelle den „Schweif“ des OJP dar. Die Einheitlichkeit verliert sich allerdings zu gutem Teil, wenn wir das erweiterte Feld der Basalte der südlicheren Abschnitte des 90-Ost-Rückens betrachten (Bohrungen 757, 57 Ma, und 756, 43 Ma, lt. Coffin et al., 2002). Hier könnten diverse Prozesse der teilweisen Assimilation eine Rolle gespielt haben, die sich während der „Wanderung“ der ozeanischen Lithosphäre über die generierende Plume ereigneten. Diese Sichtweise lässt sich zum Teil auch auf die breite Streuung der Basalte des aktuellen Hotspots (Amsterdam-St. Paul) übertragen, ungeachtet des relativ engen Zeitrahmens, in dem sie entstanden sind. Nach Janin et al. (2012) sorgte hier die Durchmischung unterschiedlicher Anteile von Plume, Indischem MORB-Mantel und alter kontinentaler Kruste für die Variabilität der basaltischen Endprodukte.

Im Diagramm $\text{MgO}:\text{K}_2\text{O}$ (Abb. 34) tritt der Unterschied zwischen OJP- und RAJ-Magmen einerseits und CKP-Magmen andererseits weniger hervor, nichtsdestotrotz kann man eine „Bluts“-Verwandtschaft zwischen CKP- und RAJ-Basalten schwerlich ableiten. Dafür befindet sich das Feld der CKP-Basalte schwerpunktmäßig zu stark nach links verlagert (geringe MgO - und K_2O -Gehalte). Für die Verteilung der 90-Ost- und AMST-Basalte gilt dieselbe Feststellung wie für das $\text{MgO}:\text{SiO}_2$ -Diagramm, wobei nochmals auf die Deckung der Felder der Basalte des Ontong-Java-Plateaus und der Bohrung 758 verwiesen werden soll.

In der Petrologie ist es zur allgemeinen Praxis geworden, die Basalte herkunftsmäßig aufgrund ihrer Gehalte an inkompatiblen und immobilis Spurenelementen (Zr, Nb, Y, Ta, Ti und seltene Erden) und deren Verhältnissen zueinander zu unterscheiden. Die Methode beruht auf der Annahme, dass Verwitterung oder sonstige Änderungen im Mineralbestand der Basalte nach ihrer Bildung auf die genannten Spurenelemente keine Auswirkung haben und diese somit ein „Markenzeichen“ des Ursprungsmagmas darstellen. Beispielsweise unterscheidet man gemäß dem Verhältnis $\text{Zr}:\text{Nb}$ ⁷⁶ normale MOR- (N-MORB, Verhältnis $V=20\text{--}30$), „Übergangs“-MOR- (T-MORB, $V=15\text{--}20$),

⁷⁶ Zirkonium gilt als relativ immobiles Element, während Niobium ein ausgesprochen immobiles Element ist. Die nachfolgenden Zahlen für die entsprechenden Basalttypen beruhen auf Daten von Sun & McDonough, 1989, Mehl et al., 1991 und Arevalo Jr & McDonough, 2010.

„angereicherte“ MOR- (E-MORB, V=7-12), Ozeanische-Insel- (OIB, V=<5-7) und kontinentale Flut-Basalte (CFB, V=13-30).

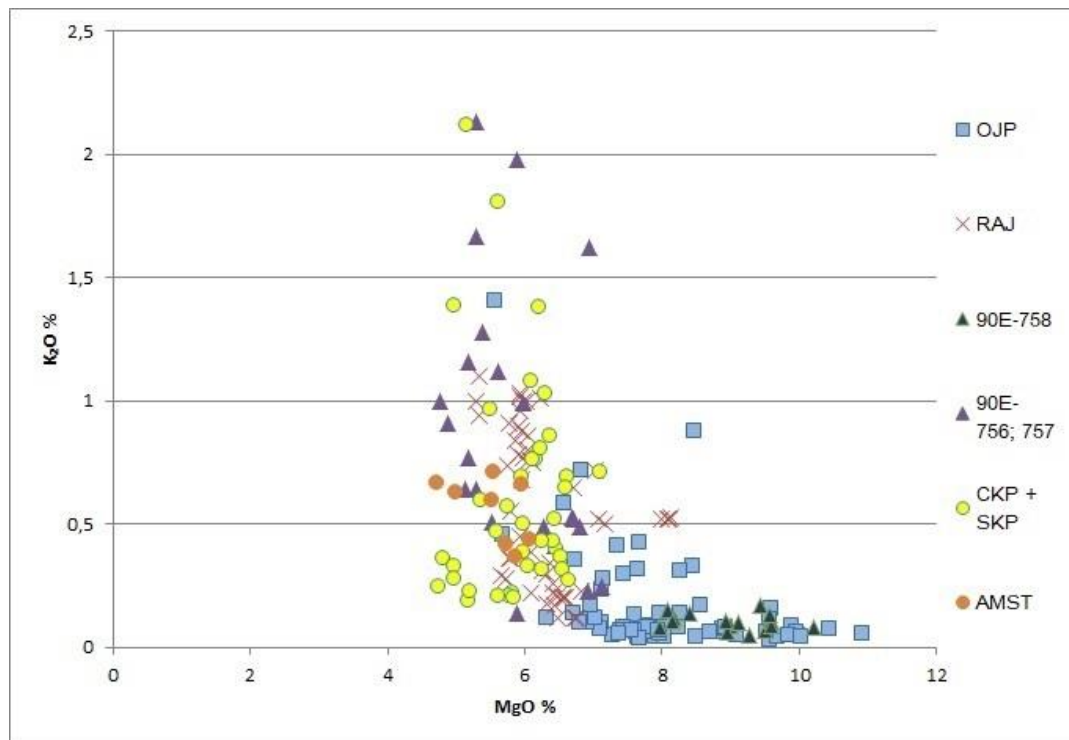


Abb. 34. MgO:K₂O-Verteilungsdiagramm der in Abbildung 33 angeführten und dargestellten Basalte. Besprechung im Text. Q/U: wie in Abbildung 33.

Quellenangaben/References (Q/R): (a) Fitton & Godard, 2004; (b) Neal et al., 2002; (c) Kent et al., 1997; (d) Sarkar et al., 1989; (e) Alibert, 1991; (f) Mehl et al., 1991; (g) Frey et al., 1991; (h) Janin et al., 2012; (j) Tejada et al., 2004; (k) Nobre Silva et al., 2013; (l) Michard et al., 1990; (m) Mahoney et al., 2002; (n) Regelous et al., 1999; (o) Salters et al., 1992; (p) Doucet et al., 2005; (q) Heydolph et al., 2014.

Untersuchungsmethoden/Methods (U/M): AAS (Atomabsorptionsspektrometrie/Atomic absorption spectrometry); ICP-AES (Atomemissionsspektrometrie mit Plasmaanregung/Inductively-coupled plasma atomic emission spectrometry); ICP-MS (Massenspektrometrie mit Plasmaanregung/Inductively-coupled plasma mass spectrometry); IDMS (Isotopenverdünnungsanalyse/Isotope dilution mass spectrometry); INAA (Neutronenaktivierungsanalyse/Instrumental neutron activation analysis); MC-ICP-MS (Multikollektor Massenspektrometrie mit Plasmaanregung/Multicollector inductively-coupled plasma mass spectrometry); TIMS (Thermionen Massenspektrometrie/Thermal ionization mass spectrometry); XRF (Röntgenfluoreszenz/X-ray fluorescence).

i = alterskorrigiert/age-corrected

Fig. 34. MgO v. K₂O distribution diagram of basalts listed and displayed in Figure 33. See text for discussion. R/M: same as in Figure 33.

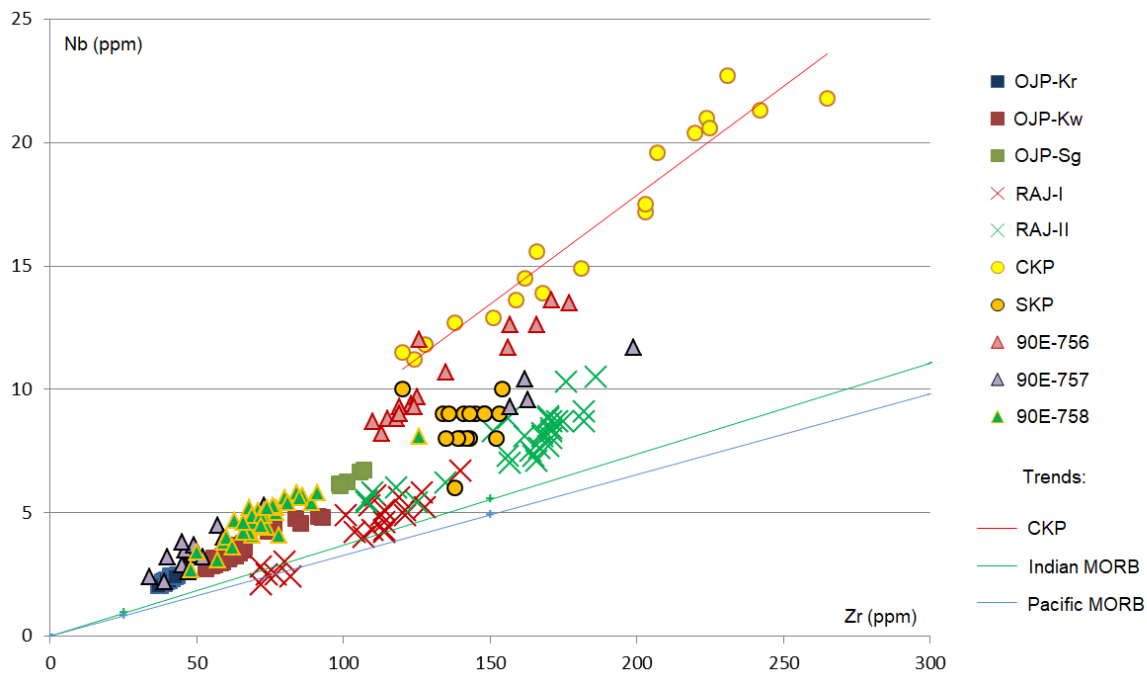


Abb. 35. Zr/Nb-Diagramm der Basalte des OJP und der RAJ-Provinz (jeweils untergliedert nach Basalt-Typen), des CKPs, SKPs und des 90E-Rückens (hier getrennt nach Bohrungen). Trends der Basalte des CKPs und – zu Vergleichszwecken – der MORBs des Indischen und Pazifischen Ozeans sind gleichfalls wiedergegeben. Besprechung im Text. Q/U: **OJP** – (a)/ICP-MS; **RAJ** – (c)/XRF; **CKP** – (b)/ICP-MS; **SKP** – (e)/XRF; (f)/INAA; (b)/ICP-MS; **90E** – (g)/XRF. Trends der MORBs des Indischen und Pazifischen Ozeans ermittelt nach Daten von Arevalo Jr. & McDonough, 2010. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 35. Zr/Nb plot of basalts from the OJP, RAJ (each subdivided due to basalt types), CKP, SKP and 90E Ridge (itemised by boreholes). Trends of CKP basalts and – for comparison – of MORBs from the Indian and Pacific Ocean are also plotted. See text for discussion. R/M: **OJP** – (a)/ICP-MS; **RAJ** – (c)/XRF; **CKP** – (b)/ICP-MS; **SKP** – (e)/XRF; (f)/INAA; (b)/ICP-MS; **90E** – (g)/XRF. Trends of Indian and Pacific MORBs were determined according to data presented by Arevalo Jr. & McDonough, 2010. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

Das Zr/Nb-Diagramm in Abbildung 35 zeigt deutlich den Unterschied zwischen den Basalten des CKP und jenen der Provinz Rajmahal. Erstere, die im Mittel ein Zr:Nb-Verhältnis von 11,20 aufweisen, könnten als OIBs mit einer starken MORB-Komponente aufgefasst werden. Bei Basalten der Gruppe RAJ II ist das Verhältnis fast doppelt so hoch ($V=20,4$), bei jenen der Gruppe RAJ I noch höher ($V=25,21$). Dadurch projizieren sich die RAJ-Basalte als typische kontinentale Flutbasalte noch unterhalb der Serie der OJP-Basalte (hier getrennt nach Kroenke-, Kwaimbaita- und Singgalo-Typ), bei denen das Verhältnis ungeachtet des Typs bemerkenswert konstant ist: 17,65 (Kr) – 18,54 (Kw) – 16,02 (Sg). Das kann nur bedeuten, dass das Ursprungsmagma der OJP-Basalte relativ einheitlich war (Fitton & Godard, 2004). Aber auch die Basalte der Bohrungen 758 ($V=15,44$) und 757 ($V=14,92$) des 90-Ost-Rückens finden sich innerhalb des OJP-Trends wieder, ein neuer Hinweis auf eine mögliche

gemeinsame Herkunft. Die Basalte der Bohrung 756 (V=12,87) nehmen hingegen eine Stellung ein, die mittig zwischen den OJP- und 758-757-Basalten einerseits und denjenigen des CKPs andererseits liegt. Hier ist also eine Annäherung an den Chemismus der Kerguelen-Plume zu verzeichnen. Innerhalb des SKP-Feldes ist die Streuung ziemlich groß. Wie weiter unten gezeigt werden wird, deutet das auf eine stärkere Assimilation von Krustenmaterial. Eine etwas aufgelockertere und deshalb weniger überschaubare Situation gibt das Y/Nb-Diagramm (Abb. 36) wieder, wobei aber klare Analogien zur Zr/Nb-Verteilung bestehen.

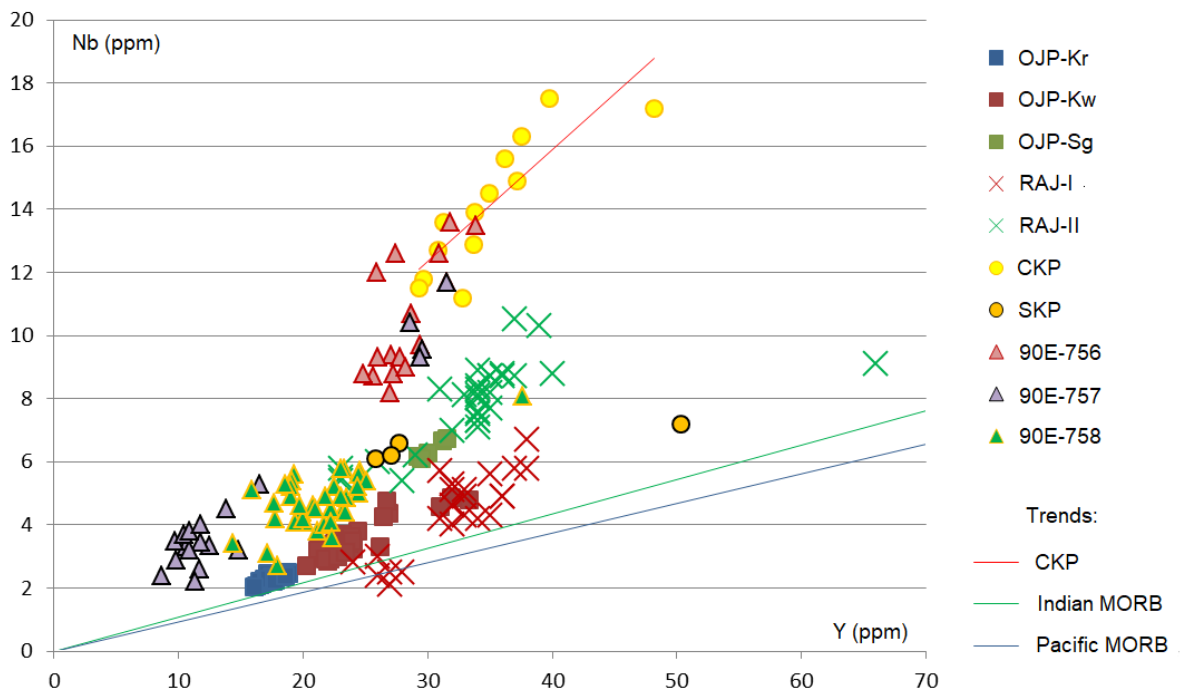


Abb. 36. Y/Nb-Zwillings-Diagramm des in Abbildung 35 vorgestellten Zr/Nb-Diagramms für die recherchierten Basalte. Die Ähnlichkeit der beiden Diagramme kann nicht übersehen werden. Q/U: wie in Abbildung 34.

Fig. 36. Y/Nb twin diagram of the Zr/Nb plot (Fig. 35) for the discussed basalts. The similarity of the two diagrams is obvious. R/M: same as Figure 34.

Die marginale Stellung der CKP-Basalte im Vergleich zu den Basalten des OJP oder der RAJ-Basalte geht auch aus den Diagrammen MgO:Zr/Nb und MgO:Y/Nb (Abbildung 37 A,B) hervor. Schwerer lässt sich hier die große Variationsbreite der auf den MgO-Gehalt bezogenen Zr/Nb- und Y/Nb-Verhältnisse der RAJ-Basalte, vor allem des RAJ-I-Typus, erklären. Denn eigentlich sollten verschiedene Produkte der fraktionierten Kristallisation *eines* Magmas (die sich durch unterschiedliche MgO-Werte auszeichnen) ähnliche Zr/Nb bzw. Y/Nb-Verhältnisse aufweisen. Betrachten wir jedoch das nächste Diagramm (Abb. 38), könnten wir den wahren Grund – zumindest den wichtigsten – für die Streuung innerhalb der Verteilungsfelder der RAJ-, aber auch der SKP-Basalte ausfindig machen. Nach Thompson et al. (1984), die eine große Anzahl von Basalten

verschiedener Bereiche statistisch unter dem Kriterium des La^{77}/Nb -Verhältnisses erfasst und die Resultate zu erklären versucht haben, hätten OIBs typischerweise La/Nb -Verhältnisse von $V \leq 1$, während das Verbreitungsgebiet der meisten kontinentalen Flutbasalte im La/Nb -Diagramm zwischen 1 und 2 liegt. Im Verteilungsdiagramm (Abb. 38) entspricht die schräge Linie dem Verhältnis $V = 1$. Eine gewisse Variationsbreite vorausgesetzt, können wir sehen, dass mit Ausnahme der RAJ-

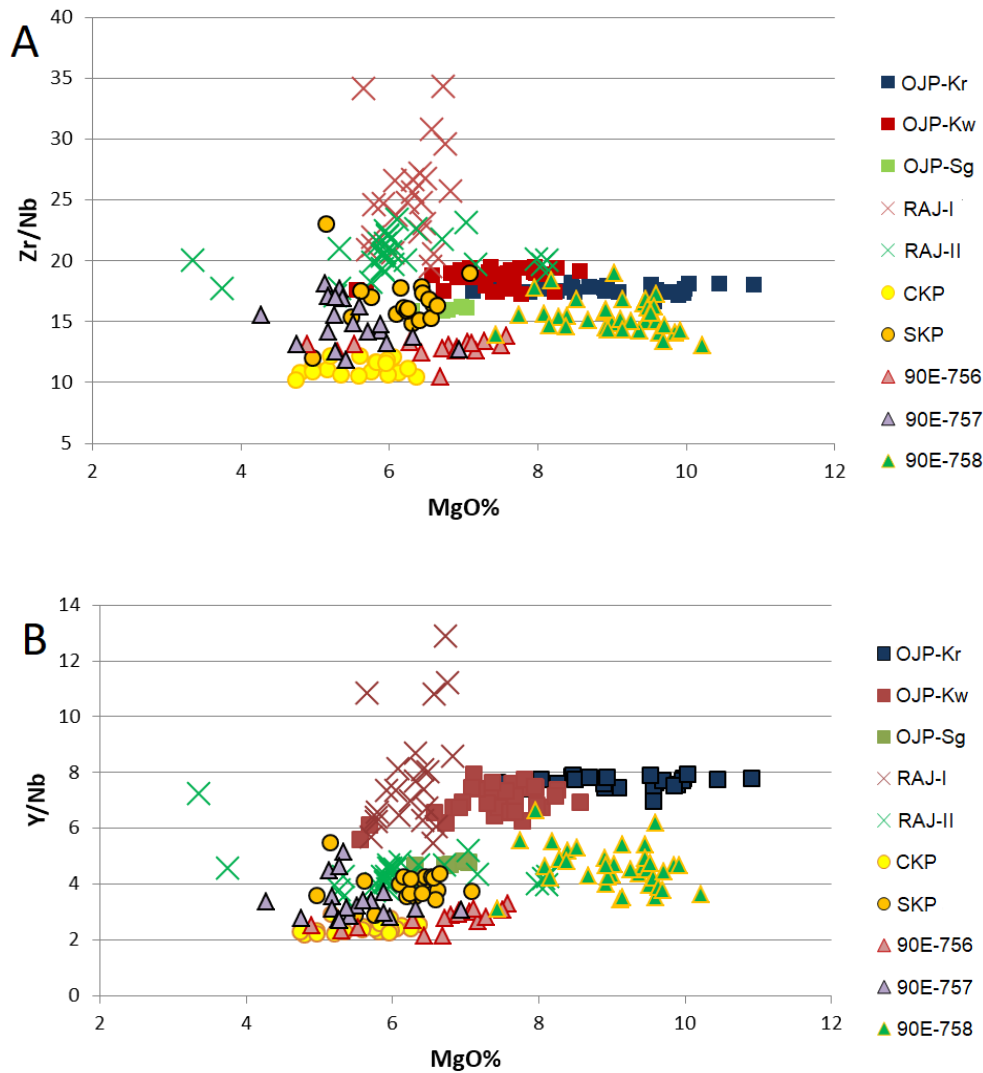


Abb. 37. $\text{MgO}:\text{Zr}/\text{Nb}$ - (A) und $\text{MgO}:\text{Y}/\text{Nb}$ - (B) Diagramme der recherchierten Basalte. Besprechung im Text. Q/U: **OJP** – (a)/XRF/ICP-MS; **RAJ** – (c)/XRF; **CKP** – (b)/XRF/ICP-MS; **SKP** – (e)/AAS, Kolorimetrie, Flammenspektroskopie/XRF; (f)/XRF/INAA; (b)/XRF/ICP-MS; **90E** – (g)/XRF. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 37. $\text{MgO}:\text{Zr}/\text{Nb}$ (A) and $\text{MgO}:\text{Y}/\text{Nb}$ (B) plots of discussed basalts. See text for discussion. R/M: **OJP** – (a)/XRF/ICP-MS; **RAJ** – (c)/XRF; **CKP** – (b)/XRF/ICP-MS; **SKP** – (e)/AAS, colorimetry, flame spectroscopy/XRF; (f)/XRF/INAA; (b)/XRF/ICP-MS; **90E** – (g)/XRF. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

⁷⁷ La= Lanthan, Metall aus der Gruppe der Seltenen Erden

und SKP-Basalte (jetzt unterteilt in die Basalte der Bohrungen 738 und 1136) alle anderen Basalte (OJP, CKP, 90E) sich entlang dieser Linie aufreihen. Das heißt, auch wenn Assimilation in kleinerem Maße nicht ausgeschlossen werden kann, wird das Verhältnis La/Nb nur dann wesentlich gestört, wenn Assimilation massiv stattgefunden hat. Laut Yurtmen et al. (2000) findet Assimilation kontinentalen Krustenmaterials viel leichter statt als Assimilation ozeanischer Kruste, weil kontinentale Kruste wegen ihrer Mächtigkeit über eine viel längere Strecke von einer Plume durchdrungen werden muss als ozeanische und sie zudem einen viel tieferen Schmelzpunkt aufweist. Es fällt auf, dass im La/Nb-Diagramm die Basalte des CKP eigentlich relativ „rein“ von Krustenmaterial sind, was verständlich macht, weshalb sie dem Chemismus der Kerguelen-Plume wohl am nächsten stehen. Doch gerade weil sie so eigenständig und gleichzeitig so verschieden im Vergleich zu den RAJ-

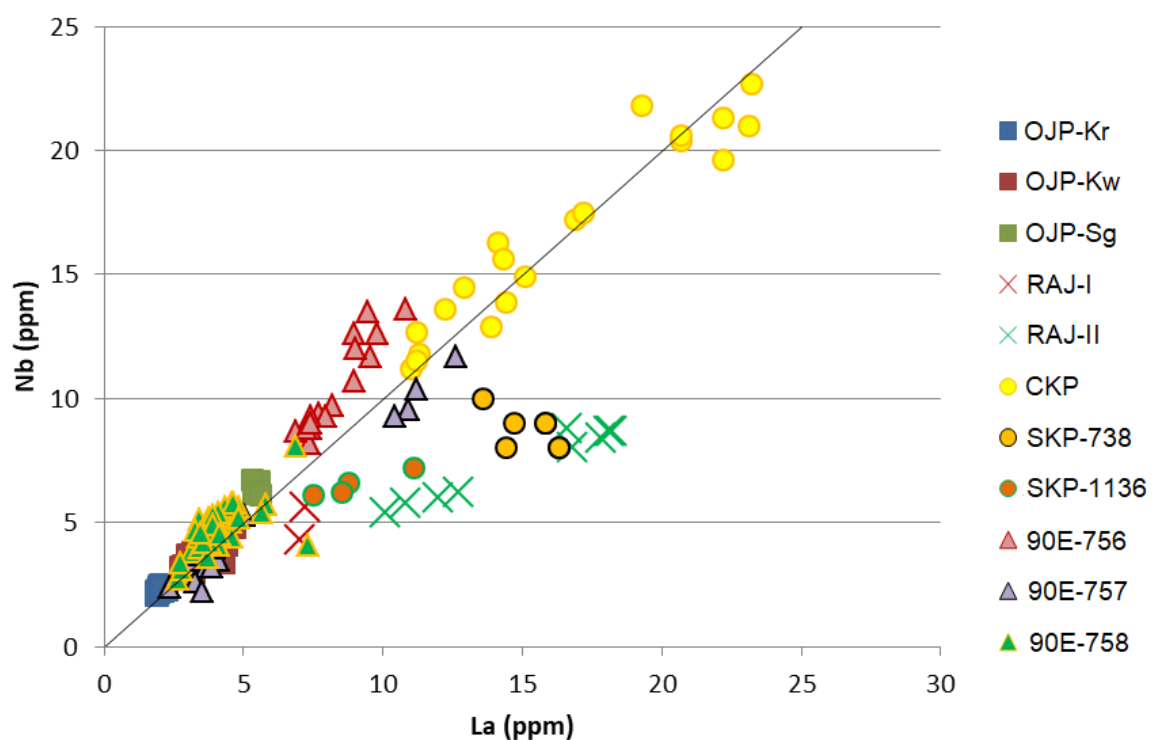


Abb. 38. La/Nb-Diagramm der recherchierten Basalte. Die Gerade (Nb:La =1) stellt die ungefähre Trennlinie zwischen OIBs und kontinentalen Flutbasalten dar (nach Daten von Thompson et al., 1984). Besprechung im Text. Q/U: **OJP** – (a)/ICP-MS; **RAJ** – (c)/INAA/XRF; **CKP** –(b)/ICP-MS; **SKP-738** – (e)/IDMS/XRF; (f)/INAA/XRF; **SKP-1136** –(b)/ICP-MS; **90E** – (g)/INAA/XRF. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 38. La/Nb plot of discussed basalts. The line (Nb:La = 1) represents the divide between OIBs and continental flood basalts (according to data reported by Thompson et al., 1984). See text for discussion. R/M: **OJP** – (a)/ICP-MS; **RAJ** – (c)/INAA/XRF; **CKP** – (b)/ICP-MS; **SKP-738** – (e)/IDMS/XRF; (f)/INAA/XRF; **SKP-1136** –(b)/ICP-MS; **90E** – (g)/INAA/XRF. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

Basalten sind, können sie nicht mit diesen „bluts“-verwandt sein. Es drängt sich aber die Frage auf, wieso die OJP-Basalte so gut wie kein assimiliertes Material der unter ihnen vermuteten kontinentalen Kruste enthalten, im Gegensatz zu den Basalten der Rajmahal-Provinz. Dieses Problem, das meine Hypothese zugegebenermaßen auf eine Bewährungsprobe stellt, muss vorerst offen bleiben. Erklärungsversuche könnten ansatzweise von der Überlegung ausgehen, die ersten Phasen in dem Aufbau einer LIP spielten sich zeitlich derart schnell ab, dass für eine weiträumige Assimilation von Krustenmaterial nicht genügend Zeit vorhanden ist. Auch weiß man viel zu wenig über die Struktur des OJP und kann zu diesem Zeitpunkt nicht sagen, wo genau die Ontong-Java-Plume die Erdkruste durchbrochen hat, um die Flutbasalte auszuwerfen. Was die RAJ-Basalte betrifft, so haben sie anscheinend nicht nur ein etwas geringeres Alter gegenüber den OJP-Basalten, sondern befinden sich auch in einem Randbereich, in welchen die Laven entlang von sekundären Zufuhrkanälen aufgestiegen sein könnten, die es ihnen ermöglichten einen engeren Kontakt zum umgebenden Krustenmaterial zu haben und somit leichter durch den Chemismus des letzteren beeinflusst zu werden. Das umso mehr, als durch Assimilation aufgenommenes Material sich auf relativ kleine Lavamengen nachhaltiger auswirkt als auf weiträumige Magmenherde. In diesem Sinne sei noch erwähnt, dass die Flutbasalte des ostindischen Raumes (Rajmahal und Sylhet) kaum ein paar hundert Meter mächtig sind, was, von Abtragung, die die Mächtigkeit reduzieren konnte, mal abgesehen, auch eher auf eine Randposition des Gebietes schließen lässt und die hohen Assimilationsraten erklären könnte.

5.3.2 Isotopengeochemie. Um basaltische Gesteine besser nach ihrer Herkunft charakterisieren zu können, wird auch auf die Isotopengeochemie zurückgegriffen, wobei die „Mutterisotope“ und deren Zerfallsprodukte („Tochterisotope“) beziehungsweise $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$, $^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{176}\text{Hf}$, $^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$, $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$, $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$, $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ und $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ Verwendung finden (Hofmann, 1997). Man macht sich dabei die Erkenntnis zunutze, der Erdmantel habe im Laufe der geologischen Zeit immer mehr inkompatible Elemente an die Kruste verloren. Besonders in seinem oberen Teil, der die MORB-Schmelzen produziert, ist der Mantel deshalb an diesen Elementen „verarmt“, was sich dann in den Unterschieden zwischen MORBs einerseits und OIBs andererseits, die sich aus tieferen Mantelregionen speisen, niederschlägt. Wenn es aber zu einer Vermischung der betreffenden Magmentypen kommt und womöglich auch noch Krustenmaterial assimiliert wird, entstehen zusätzlich Basalttypen, von denen ich die wichtigsten weiter oben erwähnt habe. Die vorab aufgezählten Isotope können nun helfen, ein wenig Licht in die Ursprünge der Magmen zu bringen, aus denen die Basalte hervorgegangen sind, die wir in den verschiedenen Regionen der Erde vorfinden.

Die Isotopengeochemie des Bleis ist im Allgemeinen von höherer Komplexität als diejenige anderer Isotope. Deshalb lassen sich die Verteilungsbilder schwerer interpretieren. Im Diagramm $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Abb. 39) habe ich zusätzlich zu den Daten der schon behandelten Basalte zu Vergleichszwecken auch einige Daten von MORBs herangezogen, die entlang der Rücken des Pazifischen (EPR= *East Pacific Rise*) und Indischen Ozeans (RTJ= Basalte aus der Umgebung des *Rodriguez Tripelpunktes* und vom SEIR= *Southeast Indian Ridge*) entstanden sind. Wie ersichtlich, nehmen diese den unteren Teil des Diagramms ein, da sie im Vergleich zu den bisher besprochenen Basalten niedrigere $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werte aufweisen⁷⁸. Auch unter den MORBs gibt es aber, wie man sieht, Unterschiede. Ich erwähnte bereits (S.45), dass sich die „indischen“ MORBs,

⁷⁸ Diese Werte entsprechen den niedrigen Gehalten an inkompatiblen Elementen, welche die MORBs gegenüber den OIBs auszeichnen.

bezogen auf das jeweilige $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis, durch höhere $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werte als die „pazifischen“ und „atlantischen“ auszeichnen (DUPAL-Anomalie). Desgleichen haben sie auch höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte, wie nachfolgend gezeigt wird. Im Diagramm habe ich das Feld der „indischen“ MORBs umrissen, um es optisch hervorzuheben. Ein Teil der Basalte des CKP, der RAJ-

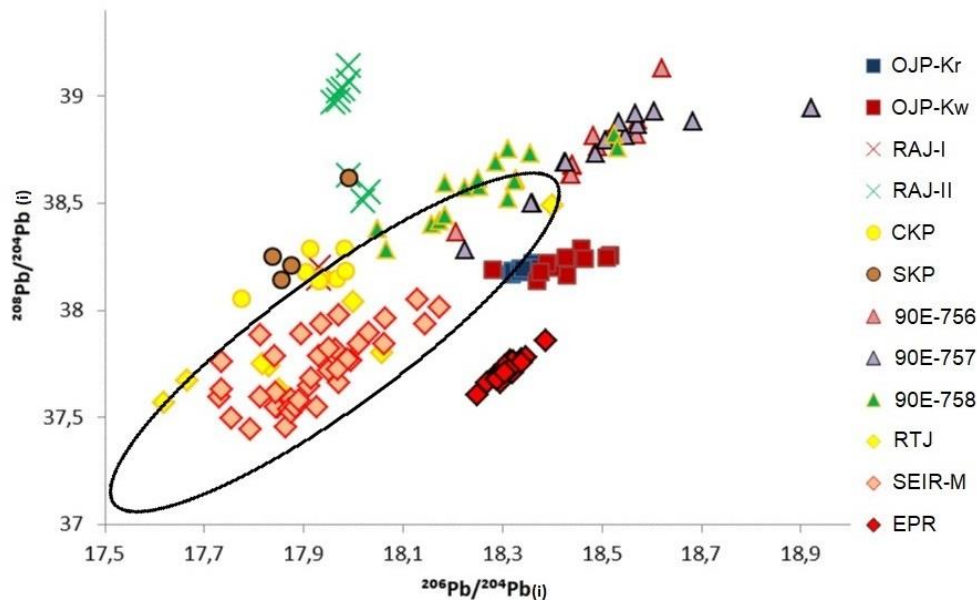


Abb. 39. Bleiisotopenverhältnisse der recherchierten Basalte und einiger MORBs des Indiks und Pazifiks. Das Verteilungsfeld der indischen MORBs (beprobte in der Umgebung des Rodriguez-Tripelpunktes – RTJ und am Südostindischen Rücken – SEIR-M) ist eingekreist. Die OJP-Basalte belegen eine Mittelstellung zwischen den MORBs des Indiks und des Pazifiks. Die Streuung der RAJ- und der 90E-Basalte ist relativ groß, weshalb es gewagt erscheint, sie ohne Bedenken den Gruppen der OJP-beziehungsweise CKP-Basalte zuzuordnen. Weitere Einzelheiten siehe Text. Q/U: **OJP** (für $i = 120\text{Ma}$) – (j)/ICP-MS, TIMS; **RAJ** (für $i = 116\text{Ma}$) – (c)/MC-ICP-MS; **CKP** (für $i = 102\text{Ma}$) – (b)/ICP-MS; **SKP** (für $i = 120\text{Ma}$) – (b)/ICP-MS; **90E** (für $i = 43\text{Ma}/756$; $i = 58\text{Ma}/757$; $i = 82\text{Ma}/758$) – (k)/MC-ICP-MS; **RTJ** – (l)/IDMS; **SEIR-M** – (m)/ICP-MS, IDMS; **EPR** – (n)/ICP-MS. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 39. Lead isotope data of discussed basalts and some MORBs from the Indian and Pacific Oceans. Encircled: the field of the Indian-type MORBs, sampled from around the Rodriguez Triple Junction – RTJ, and from the Southeast Indian Ridge-SEIR-M. OJP basalts plot between Indian- and Pacific-type MORBs. The scattering of RAJ and 90E basalts does not permit accurate attribution to OJP- or CKP-type basalts. See text for further details. R/M: **OJP** (corrected for 120Ma) – (j)/ICP-MS, TIMS; **RAJ** (corr. 116Ma) – (c)/MC-ICP-MS; **CKP** (corr. 102Ma) – (b)/ICP-MS; **SKP** (corr. 120Ma) – (b)/ICP-MS; **90E** (corr. $43\text{Ma}/756$; $58\text{Ma}/757$; $82\text{Ma}/758$) – (k)/MC-ICP-MS; **RTJ** – (l)/IDMS; **SEIR-M** – (m)/ICP-MS, IDMS; **EPR** – (n)/ICP-MS. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

Provinz und des 90-Ost-Rückens befindet sich innerhalb des umrissenen Bereiches, der größte Teil jedoch- wegen des vorwiegenden OIB-Magmentypus - außerhalb. Die OJP-Basalte nehmen hingegen eine Zwischenposition zwischen den Bereichen der „indischen“ und „pazifischen“ Basalte ein. Das wäre nicht weiter verwunderlich, denn zum Zeitpunkt seiner Entstehung könnte das Plateau, wie auch das Argo-Becken (vergleiche S. 48), mit dem Ur-Pazifik benachbart gewesen sein. Es bleibt aber auch hier ein DUPAL-Charakter erhalten, der auf einen „indischen“ Einfluss hinweist (Mahoney et al., 1993). Ausgesprochen abweichend ist die Position der RAJ-II-Basalte. Diese ist hauptsächlich der Assimilation von kontinentalem Krustenmaterial zu verdanken. Das geht auch aus den hohen Sr-Gehalten (und entsprechend hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten) hervor, wie dem Diagramm in Abbildung 40

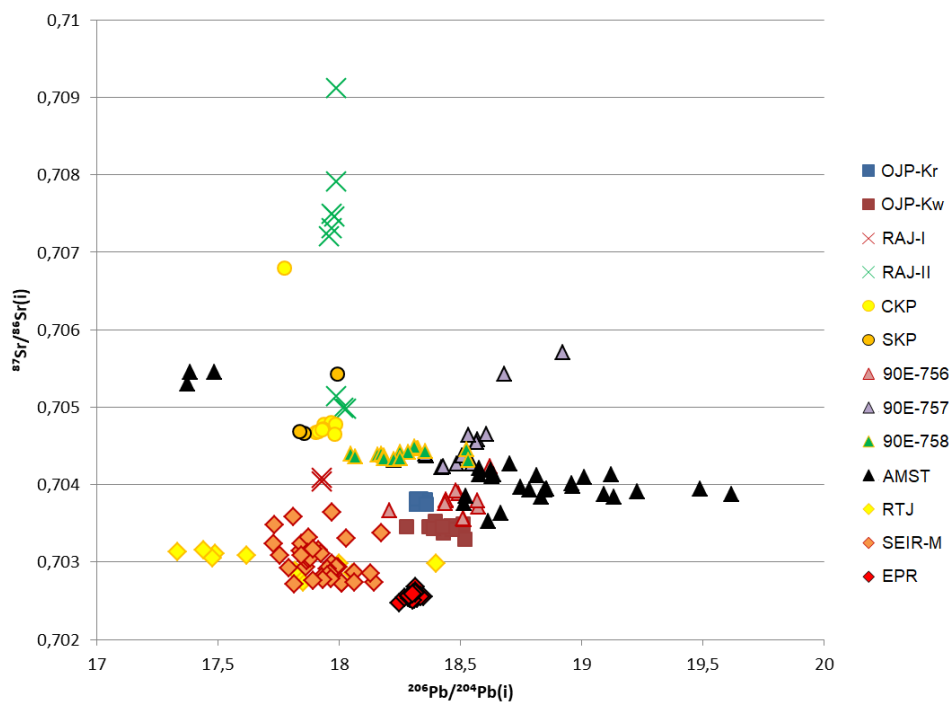


Abb. 40. Das $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis in Bezug auf das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der recherchierten Basalte sowie einiger MORBs des Indiks und Pazifiks. Die Felder der OJP- und CKP-Basalte sind klar abgegrenzt. Die Streuung der AMST-Basalte ist bemerkenswert und schwer zu erklären. Einzelheiten siehe Text. Q/U: **OJP** (für $i=120\text{Ma}$) - (j)/ICP-MS, TIMS; **RAJ** (für $i=116\text{Ma}$) - (c)/MC-ICP-MS; **CKP** (für $i=102\text{Ma}$) - (b)/ICP-MS; **SKP** (für $i=120\text{Ma}$) - (b)/ICP-MS; **90E** (für $i=43\text{Ma}/756$; $i=58\text{Ma}/757$; $i=82\text{Ma}/758$) - (k)/MC-ICP-MS/TIMS; **AMST** - (h)/MC-ICP-MS/TIMS; **RTJ** - (l)/IDMS; **SEIR-M** - (m)/ICP-MS, IDMS; **EPR** - (n)/ICP-MS. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 40. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ v. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plot of discussed basalts and some MORBs from the Indian and Pacific Oceans. The fields of OJP and CKP basalts are clearly delimited. The scattering of AMST basalts is striking and hard to explain. See text for further details. R/M: **OJP** (corrected for 120Ma) - (j)/ICP-MS, TIMS; **RAJ** (corr. 116Ma) - (c)/MC-ICP-MS; **CKP** (corr. 102Ma) - (b)/ICP-MS; **SKP** (corr. 120 Ma) - (b)/ICP-MS; **90E** (corr. 43Ma/756; 58Ma/757; 82Ma/758) - (k)/MC-ICP-MS/TIMS; **AMST** - (h)/MC-ICP-MS/TIMS; **RTJ** - (l)/IDMS; **SEIR-M** - (m)/ICP-MS, IDMS; **EPR** - (n)/ICP-MS. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

entnommen werden kann. Auch zeigt dieses Diagramm die niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der MORBs im Vergleich zu den OIBs und, bezogen auf die $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werte, die große Streuung der Basalte des Hotspots Amsterdam-St. Paul (AMST), die durch bloße Durchmischung von OIB- und MORB-Schmelzen nicht zu erklären ist. Sowohl im Diagramm $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ als auch im darauf folgenden (Abb. 39 und 40) ist die Eigenständigkeit der Basalte vom Typus OJP und vom Typus CKP

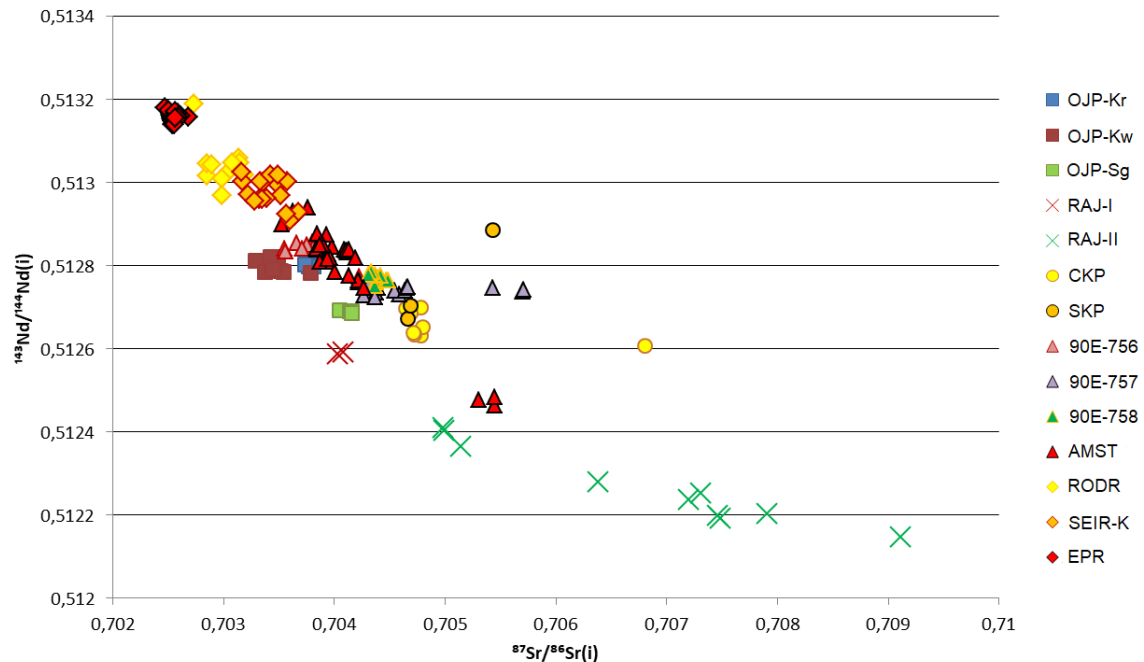


Abb. 41. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in Bezug auf das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis der recherchierten Basalte sowie einiger MORBs des Indiks und Pazifiks. Ähnlich wie in Abbildungen 39 und 40 ist eine klare Abgrenzung der Felder der OJP- und beziehungsweise der CKP-Basalte erkennbar. Sowohl Basalte vom Typus OJP-Sg als auch vom Typus RAJ-I lassen sich aus OJP-Magmen ableiten, nicht aber aus CKP-Magmen, die durch höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte bei ähnlichen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen gekennzeichnet sind. RAJ-II-Basalte lassen durch ihre hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte auf hochgradige Assimilation schließen. Q/U: **OJP** (für $i=120\text{Ma}$) – (j)/ICP-MS, TIMS; **RAJ** (für $i=116\text{Ma}$) – (c)/MC-ICP-MS; **CKP** (für $i=102\text{Ma}$) – (b)/ICP-MS; **SKP** (für $i=120\text{Ma}$) – (b)/ICP-MS; **90E** (für $i=43\text{Ma}/756$; $i=58\text{Ma}/757$; $i=82\text{Ma}/758$) – (k)/TIMS; **AMST** – (h)/TIMS; **RTJ** – (l)/IDMS; **SEIR-M** – (m)/ICP-MS, IDMS; **EPR** – (n)/ICP-MS. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 41. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plot of discussed basalts and some MORBs from the Indian and Pacific Oceans. As in Figures 39 and 40, the fields of OJP and CKP basalts are clearly defined. Basalts of OJP-Sg as well as of RAJ-I-type can be derived from OJP magmas rather than CKP magmas because at similar $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios CKP basalts show higher initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than OJP-Sg- or RAJ-I-type basalts. By their high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, RAJ-II magmas reflect high degrees of assimilation. R/M: **OJP** (corrected for 120Ma) - (j)/ICP-MS, TIMS; **RAJ** (corr. 116Ma) - (c)MC-ICP-MS; **CKP** (corr. 102Ma) - (b)/ICP-MS; **SKP** (corr. 120 Ma) - (b)/ICP-MS; **90E** (corr. 43Ma/756; 58Ma/757; 82Ma/758) – (k)/TIMS; **AMST** – (h)/TIMS; **RTJ** – (l)/IDMS; **SEIR-M** – (m)/ICP-MS, IDMS; **EPR** – (n)/ICP-MS. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

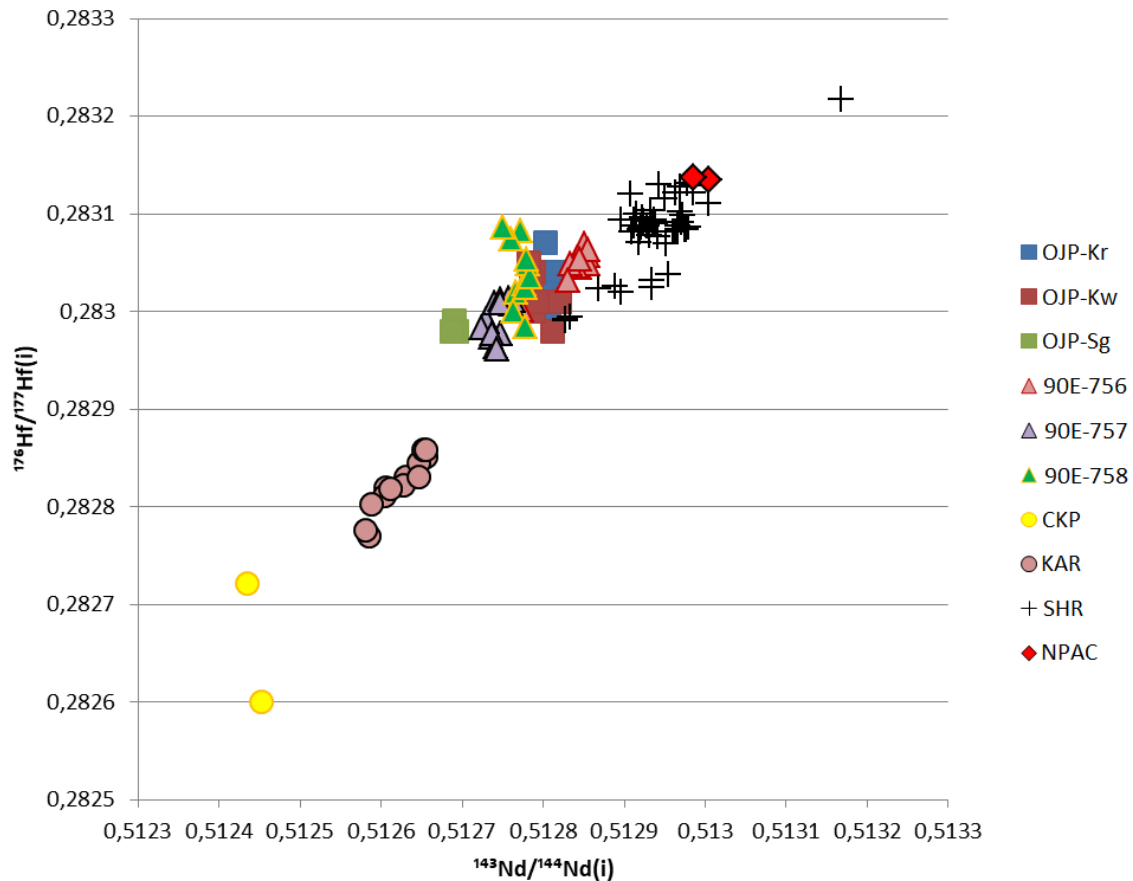


Abb. 42. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Diagramm für OIBs (Ontong-Java-, Kerguelen- und Shatsky-Plateau), sowie für Basalte des 90E-Rückens und MORBs des Nordpazifiks. Die Verteilungsfelder der drei OIB-Plateaus sind deutlich unterscheidbar. Bemerkenswert ist die Deckung der Felder der OJP- und der 90E-Basalte, die eine „Bluts“-Verwandschaft nahelegt und gleichzeitig eine solche mit Magmen der Kerguelen-Plume ausschließt. Q/U: **OJP** (für $i=120\text{Ma}$) – (j)/ ICP-MS, TIMS/MC-ICP-MS; **90E** (für $i = 43\text{Ma}/756$; $i = 58\text{Ma}/757$; $i = 82\text{Ma}/758$) – (k)/TIMS/MC-ICP-MS; **CKP** (nicht alterskorrigiert) – (o)/INAA; **KAR** (nicht alterskorrigiert) – (p)/TIMS/MC-IPC-MS; **SHR** (für $i=140\text{Ma}$) – (q)/TIMS/MC-ICP-MS; **NPAC** (für $i=140\text{Ma}$) – (q)/TIMS/MC-ICP-MS. Symbole und Abkürzungen siehe unter Abb. 34.

Fig. 42. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ v. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ plot of OIBs from the Ontong Java, Kerguelen and Shatsky Plateaus, as well as of basalts from the 90E Ridge and North Pacific MORB. Each field of the three OIB Plateaus plots distinctly. The good coverage of plots of OJP and 90E fields is to be remarked, suggesting consanguinity of generating magmas, thereby excluding any relationship to Kerguelen-type magmas. R/M: **OJP** (corrected for 120Ma) - (j)/ ICP-MS, TIMS/MC-ICP-MS; **90E** (corr. 43Ma/756; 58Ma/757; 82Ma/758) – (k)/ TIMS/MC-ICP-MS; **CKP** (not age-corrected) - (o)/INAA; **KAR** (not age-corrected) - (p)/TIMS/MC-IPC-MS; **SHR** (corr. 140Ma) - (q)/TIMS/MC-ICP-MS; **NPAC** (corr. 140Ma) - (q)/TIMS/MC-ICP-MS. See Fig. 34 for symbols and abbreviations.

nicht zu übersehen und auch, dass schwerpunktmäßig die Basalte des 90E-Rückens denjenigen des OJP-Typus näher stehen. Die Rajmahal-Basalte überlagern zwar zum Teil das Feld der CKP-Basalte, doch kann man diese Tatsache aufgrund der vermutlich beträchtlichen Assimilation von

Krustenmaterial in den ersteren nicht im Sinne ihrer Speisung aus der Quelle des Kerguelen-Hotspots ableiten. Diese hohe Assimilations-Rate besonders innerhalb der RAJ-II-Basalte geht deutlich aus dem Diagramm in Abbildung 41 hervor, das die Beziehung zwischen dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und dem $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis wiedergibt. Zum Vergleich sind auch in diesem Diagramm Daten der MOR-Basalte des Ostpazifischen und des Südostindischen Rückens wiedergegeben. Niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte bei hohen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Werten kennzeichnen MORBs, umgekehrte Verhältnisse dagegen die durch Krustenmaterial stark „verunreinigten“ RAJ-II-Schmelzen. Auch in diesem Diagramm ist der Abstand der Felder der OJP- und der CKP-Basalte nicht zu übersehen, während die Basalte vom Typ OJP-Sg und diejenigen des 90E-Rückens, mäßige Assimilationsprozesse vorausgesetzt, aus einem Stamm-Magma des OJP-Typus eher als des CKP-Typus abgeleitet werden können. Aber auch für RAJ-I-Basalte ist es nicht nachvollziehbar, dass sie – aufgrund ihrer im Vergleich zu den CKP-Basalten niedrigeren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte, bezogen auf den $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Wert – vom Kerguelen-Stamm-Magma (durch den CKP-Typ dargestellt) abstammen könnten.

Schließlich möchte ich noch das Diagramm $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Abb. 42) vorstellen, das für uns insoweit von Wichtigkeit ist, als es die Eigenständigkeit des OJP gegenüber dem rund 4500 km nördlich gelegenen Shatsky-Plateau (SHR=*Shatsky Rise*) wie auch gegenüber dem Kerguelen-Plateau unter Beweis stellt⁷⁹. Da ich wenig Hf-Daten zum CKP gefunden habe, bediente ich mich stellvertretend der Daten jüngerer Basalte des Kerguelen-Archipels (KAR). Leider ist es mir nicht gelungen, Hf-Daten zu den Basalten der Rajmahal-Provinz aufzufinden. Doch, wie man sieht, fallen die Projektionen aller OJP- und 90E-Basalte in ein eng begrenztes Feld, ein Umstand, der schwer erklärbar wäre, wenn es keinen gemeinsamen Nenner, nämlich denselben Ursprung, gäbe.⁸⁰ Von diesem Feld befinden sich die Produkte der Kerguelen-Plume beträchtlich weit entfernt, was auch in diesem Fall wieder eine „Bluts“-Verwandtschaft zwischen den Basalten des 90-Ost-Rückens und denjenigen des Kerguelen-Plateaus ausschließt, somit die Hypothese, der 90-Ost-Rücken stelle den „Schweif“ der Kerguelen-Plume dar, widerlegt.

5.4. Ontong-Java – Teil des Indik? Das OJP vereinigt eine Reihe struktureller Merkmale, die sich – wie in den vorhergehenden Unterkapiteln 5.1., 5.2. und 5.3. aufgezeigt – schwer bis gar nicht mit der Lage vertragen, welche das Plateau heute am Rande des Pazifiks einnimmt. Noch viel weniger vertragen sie sich mit seinem Entstehen inmitten des Pazifischen Ozeans, wie generell angenommen wird. Unter der Einschränkung, die ich zu Anfang des Unterkapitels 5.3. machte, als ich auf die verschiedenen Quellen der verwendeten Daten hinwies, kann man feststellen, dass es vor allem chemische Gemeinsamkeiten zwischen den Basalten des OJP und jenen der ostindischen Basaltprovinzen und des 90-Ost-Rückens gibt. Besonders auffällig ist die große oft bis zur Übereinstimmung gehende Ähnlichkeit (siehe Deckung der Verteilungsfelder in Abb. 34, 35, 37A, 38, 42) zwischen den OJP-Basalten und jenen des nördlichsten Beprobungspunktes innerhalb des 90-Ost-Rückens (Bohrung ODP 758). Im Sinne der gemeinsamen Abstammung der Basalte der Rajmahal-Provinz und der OJP-Basalte können auch die chemischen Verteilungsmuster, die in den Diagrammen 32, 34, 35 und 36 wiedergegeben werden, ausgelegt werden. All diese Affinitäten sprechen für eine Verwandtschaft, die so mit den CKP-Basalten, die der Kerguelen-Plume zugeschrieben werden, nicht

⁷⁹ Überdies ist bekannt, dass das Shatsky-Plateau aus Basalten besteht, die von „pazifischem“ Typus sind (Heydolph et al., 2014; Miyazaki et al., 2015) und keine Komponente „indischen“ Typs enthalten, wie das bei den OJP-Basalten der Fall ist.

⁸⁰ Selbst der Großteil der AMST-Basalte (nicht in Abbildung 42 dargestellt) findet sich im Felde der OJP- und 90E-Basalte wieder.

besteht. Kerguelen-Plume-Basalte haben durchschnittlich niedrigere SiO_2 - und K_2O -Gehalte bezogen auf den MgO -Gehalt und nehmen in den Diagrammen Zr/Nb , Y/Nb und La/Nb deutlich verschiedene Felder ein im Vergleich zu denjenigen der OJP-Basalte und des Großteils der RAJ- und 90E-Basalte. Isotopengeochemisch ist der Unterschied zwischen den Basalten des Kerguelen-Typs einerseits und denjenigen der Rajmahal-Provinz und des 90-Ost-Rückens andererseits nicht so stark ausgeprägt. Es hat sogar manchmal den Anschein, als ob letztere den ersteren näher stünden als den OJP-Basalten (siehe Abb. 39 und 40). Das gilt in besonderem Maße für die RAJ-Basalte. Doch gibt es klare Anzeichen dafür, dass in diesen die Isotopenverhältnisse durch Assimilationsprozesse stark modifiziert wurden. Die 90-Ost-Rücken-Basalte weisen in den Diagrammen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Abb. 39-41) ziemlich breite Variationsfelder auf, die meist eine Stellung zwischen CKP- und OJP-Basalten einnehmen. Doch auch in diesen Fällen ist es eher unwahrscheinlich, dass sie genetisch den CKP-Basalten näher stehen. Diesen Eindruck vermittelt zumindest das Diagramm in Abbildung 40, das ziemlich klar das niedrigere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der 90-Ost-Rücken-Basalte im Vergleich zu den CKP-Basalten aufzeigt. Wenngleich die Basalte des Amsterdam-St. Paul-Hotspots im Allgemeinen schwer einzuordnen sind und große Variationsbreiten der diversen Komponenten aufweisen (siehe z. B. das $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm in Abb. 40), ist es bemerkenswert, wie nahe die Verteilungsfelder der OJP- und des Gros' der AMST-Basalte im Diagramm $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Abb. 41) beieinander liegen. Das kann auf eine evolutionär bedingte Verbundenheit hindeuten, wie ich sie hypothetisch angenommen habe, als ich die OJP- und RAJ-Basalte - als Bestandteile *einer* LIP - dem OJP-Plume-„Kopf“ und die AMST-Basalte dem Hotspot des OJP-„Schweifes“ zuschrieb.

Meine hier unterbreitete Hypothese, derzufolge das OJP tatsächlich einen kontinentalen Untergrund hat und ursprünglich als Zwischenstück oder Brücke zwischen Westaustralien und Ostindien den Platz des heutigen Golfes von Bengalen einnahm, sollte anhand der erbrachten Argumente ernst genommen und die Möglichkeit in Zukunft weiter ausgelotet werden, in ihm das vermisste „Argoland“ einiger Forscher (Hall, 2011, 2012; Metcalfe, 2011) wiederzufinden.

6. Zusammenfassende Darstellung des tektonischen Werdegangs des indopazifischen Raumes ab dem mittleren Jura

Südostasien hat sich besonders im Laufe der letzten Jahrzehnte als ein Stolperstein der Plattentektonik erwiesen; denn eine der Grundfesten dieser Theorie – die Interaktion starrer Platten auf einer Erde gleichbleibenden Durchmessers unter der Voraussetzung der Rotation der Platten um Euler-Pole (McKenzie und Parker, 1967) – wird hier offenbar nicht erfüllt. Es scheint, als ob der Hauptgrund der Fehleinschätzung in der Überbewertung der tektonisch hervorgebrachten Strukturbilder der Kruste liegt, des Teiles des Erdkörpers also, der bloß 0,5 % der Erdmasse (Enghag, 2004) nach anderen Autoren sogar weniger als 0,4% (Schmidt, 1972; Rauchfuß, 2005) ausmacht und somit nicht viel mehr als bloß die „Haut“ der Erde darstellt. Die wichtigsten unbefriedigend gelösten Probleme der Plattentektonik innerhalb Südasiens, die ich in vorliegender Arbeit aufgegriffen habe, betreffen:

- das Himalaya-Tibet-Orogen, das nicht bloß als Resultat der Indien-Asien-„Kollision“ aufgefasst werden kann;

- die Entstehung der ozeanischen Kruste des Ur-Pazifiks;
- das ungewöhnliche Erscheinen von Gesteinsformationen und Faunen des Tethys-Typs, die den tropisch-äquatorialen Sedimentationsraum im späten Paläozoikum und frühen Mesozoikum kennzeichnen, bis in hohe Breiten hinauf (Ferner Osten Russlands);
- die Entstehung des Westphilippinischen Beckens;
- die Entstehung des Sunda-Banda-Bogens und seiner vulkanischen Gürtel;
- die Herkunft des Ontong-Java-Plateaus.

Das Grundprinzip meiner gesamten Herangehensweise an die Thematik ist hierbei die Auffassung, gemäß welcher die regionalmetamorphen Gesteine keineswegs Produkte von „Kollisionen“ sind, sondern Zeugen von Horizontalbewegungen innerhalb des obersten Mantels, der zwar nicht als Asthenosphäre („weiche Kugel“ bzw. „weiche Kugelschale“) aufgefasst werden kann, innerhalb dessen aber gar wohl „weiche Ströme“ in Bewegung sind, die ich *Asthenocurrents* oder *Mantelströme in engerem Sinne* nenne (siehe Strutinski & Puste, 2001⁸¹). Die Lineationen der Metamorphite, die wir an der Oberfläche sehen, geben dabei die Richtung der Mantelströme in der Tiefe an. Gleichfalls von Bedeutung ist die Feststellung, dass die Ophiolithgesteine innerhalb der „Suturen“ keine Relikte „subduzierter Ozeane oder Randbecken“ darstellen und dass Fachbegriffe wie „*supra-subduction-zone ophiolites*“, welche die Theorie der Plattentektonik immer häufiger handhabt, eigentlich irreführend sind und nur dem Zweck dienen, Subduktion zu rechtfertigen.

Die Ausdrucksformen an der Erdoberfläche, die wir in den Orogenen oder Inselbögen feststellen, könnte man in Anlehnung an Murawski (1959) als „Durchpausungen“ der Mantelströme betrachten, wobei die gewundenen Bahnen der letzteren uns in den Oroklinen und Schlingen offenbar werden. Ebenfalls zum Bilde gehören die oft bis 1000 Kilometer langen Seitenverschiebungen, die parallel zur „Kriecheichtung“ der Mantelströme laufen und allein oder zu mehreren zum Teil als Duplex-Systeme in Erscheinung treten. Entlang solcher Brüche oder Bruchsysteme, auch Lineamente genannt, die über Jahrtausende aktiv sind, werden die Gesteinsformationen extrem gedehnt, ausgewalzt und gebrochen. Dadurch wird die Lithosphäre ausgedünnt und erleidet in einer ersten Phase Absenkung, was in der Folge zur Bildung von maximal wohl nicht breiter als 2-300 km weiten „ozeanischen Becken“ führt. Ich nehme an, aus einer Aneinanderreihung solcher mehr oder weniger voneinander entfernter Becken („*pull-apart basins*“) mit oder ohne Ergüsse basischer Gesteine hat der mythische Tethys-Ozean bestanden. Deutliche negative Freiluft-Schwereanomalien kennzeichnen diese ausgedünnten Lithosphärentrakte, was sie grundlegend von den geomorphologisch ähnlichen Grabenstrukturen (Rotes Meer, Golf von Aden) unterscheidet, die isostatisch kompensiert sind (siehe dazu Abb. 28).

Auf obigen Grundvoraussetzungen und den in den vorangegangenen Kapiteln ausführlich besprochenen Erkenntnissen fußend, werde ich versuchen, den Werdegang des indopazifischen Raumes ab dem mittleren Jura kurz zu umreißen. Das Alpen-Himalaya-Orogen hat sich aus dem ehemaligen Tethys-Raum herausgebildet. Entscheidend war der ostwärts gerichtete äquatoriale Mantelstrom, der auch für die vorhergehenden Orogenesen (kimmerische, variszische, kaledonische und wohl auch ältere Orogenesen – siehe z.B. Carey, 1983) verantwortlich war. Grundsätzlich ist das

⁸¹ Meinen Erkenntnissen liegen jenseits Careyschen Gedankenguts Forschungen zugrunde, die in den Jahren der Untermauerung der Theorie der Plattentektonik (1968-1970) von Forschern wie *John S. Tchalenko* und *Paul H. Reitan* und danach von *Paul G. Silver* u.a. veröffentlicht wurden, und die nach meinem Empfinden von dieser Theorie kaum beachtet oder falsch interpretiert worden sind.

so aufzufassen, dass im äquatorialen Raum ständig Orogenese stattfand. Wegen der Polmigration haben sich die orogenen Bereiche jedoch nacheinander abgelöst, wobei die jeweils älteren aus der äquatorialen Position verdrängt und inaktiv beziehungsweise „starr“ wurden. Diese Entwicklung wurde beginnend mit dem mittleren Jura irreversibel gestört. Grund war, gemäß der hier vertretenen Auffassung, die Beschleunigung des Erdwachstums. Eine der ersten – wenn nicht gar die allererste – Manifestation dieses Prozesses war die Emporhebung eines Mantelwulstes im Raume des heutigen Westpazifiks, die zur Genese des Ur-Pazifiks führte und das ozeanische Zeitalter der Erdentwicklung einleitete. Parallel dazu wurden innerhalb der Kontinente Bewegungen initiiert, welche die Bildung von Basin-und-Range-Strukturen zur Folge hatten, die man am besten als Anpassungen an eine durch das Erdwachstum verursachte Abflachung der Erdoberfläche betrachten könnte. Es ist hier das erste Mal, dass solche Strukturen ursächlich mit dem Erdwachstum in Verbindung gebracht werden. Der Mantelwulst indes hat an der Oberfläche die Bildung des Darwin-Rückens verursacht, der erstmals die heutigen Kontinente Asien und Australien von den beiden Amerikas trennte. Nach meinem Dafürhalten ist die „Geburt“ der „pazifischen Platte“ in einem Tripelpunkt, so wie sie die Plattentektonik vorgibt, physikalisch nicht haltbar.

Durch die Emporhebung des Mantelwulstes wurde der äquatoriale Mantelstrom unter Ostasien gezwungen, entlang des entstandenen Ur-Pazifikrandes auszuweichen. Es ist anzunehmen, er habe sich in einen nordwärts strebenden Ast, das Nordpazifische Randsystem (NPRS), und in einen südlichen Ast (SPRS) zweigeteilt. Argumente für die Existenz des NPRS sind die gegenüber dem asiatischen Block linkssinnigen Seitenverschiebungen sowie das Anstehen entlang dieser Lineamente von typischen Tethys-Gesteinen mit ihren entsprechenden Faunen. Von Taiwan und Ost-Japan können diese über Sichote Alin und die Insel Sachalin bis ins Korjakengebirge im Norden Kamtschatkas verfolgt werden. Die plattentektonische Erklärung für die bis in hohe Breiten aufgefundenen, jedoch aus dem tropischen Tethysbereich stammenden Gesteinsformationen, und zwar die gegen Nordwesten unter den asiatischen Kontinent erfolgte Subduktion eines bloß vermuteten Panthalassa-Ozeans samt seiner im tropischen Raume gebildeten Tafelberge (Guyots), ist ein weiterer Schwachpunkt der Theorie. Ein SPRS wird von mir zwar anhand der tethysaffinen Gesteine und Faunen in Neuguinea, Neukaledonien und Neuseeland vermutet, bleibt aber wegen der späteren intensiven tektonischen Beanspruchung des Gebietes vorerst problematisch.

Die ab dem Alttertiär erfolgte starke Ausweitung der ozeanischen Bereiche auf der Südhalbkugel hat auf einer wachsenden Erde eine scheinbare Norddrift der Kontinente veranlasst, darüber hinaus aber auch ein kolbenhaftes Vordringen Indiens in den mobilen „weichen“ Tethysraum verursacht. Dadurch wurde der äquatoriale Mantelstrom unter letzterem ein zweites Mal in seinem Lauf beeinträchtigt und genötigt, um das Namche-Barwa-Knie nach Südost auszuweichen. So entstand der Sundaland-Mantelstrom (SMS), der nicht nur den kontinentalen Bereich Südostasiens südostwärts transportierte, sondern auch Bruchstücke des einst vorgelagerten Indiks vor sich her schob, nachdem er – womöglich Transformstörungen benutzend – den nordöstlichen Teil desselben völlig losgetrennt und links liegen gelassen hatte. Die rechtssinnigen Seitenverschiebungen in Burma, Thailand und Indonesien und das linkssinnige Red-River-System in Südchina und Vietnam kennzeichnen in meiner Hypothese die Ränder des in der Tiefe agierenden SMS, während das Westphilippinische Becken den vom Indik abgetrennten Teil darstellt. Den überzeugendsten Beweis hierfür liefern die Basalte, die den Untergrund des Beckens bilden und welche die chemischen und isotopischen Merkmale aufweisen, die für die MOR-Basalte des Indiks charakteristisch sind. Wie im Text ausführlicher dargestellt, gibt es aber auch andere Indizien, die in dieselbe Richtung weisen. Die Tätigkeit des SMS

wird an der Oberfläche nicht nur durch die Seitenverschiebungen, sondern auch durch orogene Prozesse und einen vulkanischen Bogen markiert, der zwischen dem mittleren Eozän und dem mittleren Miozän (45 – 11 Ma) aktiv war und über eine Gesamtlänge von rund 14000 Kilometer von Burma bis zu den Salomon-Inseln verfolgt werden kann. Er wird gegen die südwestlich und südlich angrenzenden Gebiete (Indischer Ozean, Australien) von Mélange-Formationen begleitet, welche die Bewegungsbahnen der Seitenverschiebungen markieren. Wegen des südostwärts strömenden SMS und der durch die Expansion der Südozeane ausgelösten Norddrift Australiens kam es im Miozän zu einer Verkeilung Sundalands und Australiens, wobei auch ein Teil des vortertiären Indiks in den Prozess mit einbezogen wurde. Infolge des Vorpreschens des alten und starren australischen Schildes⁸² wurden Randbereiche des Indiks auf Sundaland - im Besonderen auf Sulawesi – aufgeschoben. Parallel dazu wurde der SMS gezwungen, nach Norden auszuweichen. Die krakenartige Form Sulawesi lässt sich auf diese Art und Weise am besten erklären. Mit steigendem Druck kam es letztendlich dazu, dass sich unter der Molukkensee ein Ausweichstrom bildete, der sich gegen Norden Raum verschaffte und dabei den SMS durchtrennte beziehungsweise ihn nach Norden mitschleppte. Dadurch wurde um die Mitte des Miozäns die Kontinuität des SMS unterbrochen, und es entstanden an den Rändern des nordwärts strebenden Molukkenstroms die Sangihe- und Halmahera-Vulkanbögen, die seit ca. 11 Ma bis in die Gegenwart aktiv sind. Südlich von Sulawesi bahnte sich der Rest-SMS um dieselbe Zeit einen neuen Weg, indem er einen Teil des Indiks von diesem abschnitt (Bandasee) und den Bandabogen ins Leben rief. Schließlich muss im Norden Neuguineas eine Umkehr der Stromrichtung innerhalb des früheren SMS eingesetzt haben, was sich innerhalb der Kruste durch die Aufnahme der Tätigkeit des linkssinnigen Sorong - Ramu-Markham-Systems (Pigott et al., 1984) und die damit verbundene bogenartige Verformung Neu-Britanniens (Lindley, 2006) belegen lässt.

Meinen Lesern wird aufgefallen sein, dass ich bis jetzt überhaupt nicht über Erdbeben gesprochen habe, obgleich sie eines der bezeichnendsten Merkmale des südostasiatischen Raumes darstellen, der ja Teil des Feuerrings des Pazifiks ist. Ich halte die Zeit nun für gekommen, sie kurz zu erwähnen, um meine Stellung dazu darzulegen. Die Plattentektonik deutet vornehmlich Erdbeben, neben vulkanischer Tätigkeit und der Bildung von Mélange-Formationen, als Zeugen von Subduktion. Wie Gold (1988; 2000) hervorhebt, beruht die plattentektonische Sicht in Bezug auf diese Erdbeben auf der Theorie der *elastischen Rückfederung* (Reid, 1910), wonach Erdbeben dann ausgelöst werden, wenn die gestauten Spannungen innerhalb der als starr aufgefassten Kruste die Festigkeit des Gesteins überschreiten, das dann durch Bruch reagiert. Die Stelle, an welcher der Bruch erfolgte, der das Erdbeben auslöste, ist das *Hypozentrum*. Sie kann mit Hilfe der Seismographen genauestens ermittelt werden. Nun meint aber Gold, dass die Erfindung des Seismographen Anfang des 20. Jahrhunderts die Erforschung der Erdbeben „in eine falsche Richtung“ geleitet hat, weil man sich seitdem vorrangig auf die objektiv ermittelten Hypozentren beschränkt und die subjektiven Augenzeugenberichte kaum noch in Betracht zieht. Dadurch wird wichtigen Erscheinungen, die ein Erdbeben begleiten und ihm zum Teil schon vorausseilen, keine Aufmerksamkeit mehr geschenkt, oder aber sie werden bloß als Nebeneffekte abgetan. Dazu gehören Gasemanationen (häufig wird

⁸² Ich ließ schon an anderer Stelle durchblicken, dass die Norddrift Australiens durch das Erdwachstum bedingt wird und also hauptsächlich eine *passive* und *relative* ist. Somit käme dem SMS die Rolle des *aktiven* „Motors“ zu, welcher Sundaland *absolut* südostwärts Richtung Australien befördert. Statt also von einem „Vorpreschen Australiens“ wäre es treffender gewesen, von einem durch die südöstliche Bewegung selbstverschuldeten „Eingedelltwerden Sundalands“ zu sprechen. Da das Resultat aber das gleiche ist, habe ich im Text die weniger verschwurbelte Ausdrucksform bevorzugt.

„Schwefelgeruch“ wahrgenommen), Schlammvulkane, Lichteffekte (Blitze, farbig leuchtende Wolken, den Polarlichtern nicht unähnlich), Anomalien des Wärmeflusses und des elektrischen Feldes an der Erdoberfläche, Verfärbungen des Wassers in Quellen oder Flüssen, „stagnierende Wolken“ (Guo & Jie, 2013), akustische Phänomene usw. Der Theorie der elastischen Rückfederung setzt Gold deshalb die Theorie der *aufquellenden Gase* entgegen, wonach Erdbeben entstehen, wenn die Kruste dem *Druck von unten*, der durch die Entgasung des Mantels hervorgerufen wird, nicht mehr standhalten kann. All die oben genannten Erscheinungen, die ein Erdbeben begleiten, lassen sich einwandfrei mit dieser Theorie, nicht aber mit jener der elastischen Rückfederung in Einklang bringen. Dennoch meint Gold, die beiden Theorien müssten sich nicht ausschließen, sondern könnten gemeinsam zu einem besseren Verständnis der Erdbebenentstehung beitragen. Auf Golds Argumente kann hier nicht näher eingegangen werden, es ist aber beabsichtigt, die Problematik anderweitig eingehend zu untersuchen. Von Bedeutung ist hier nur der Umstand, dass Subduktion, also das Eintauchen einer „Platte“ unter eine andere (was einem *Druck von oben* entspräche), zum Teil auf einer in vielen Hinsichten unausgereiften Hypothese beruht, die nicht alle Erscheinungen eines Erdbebens zufriedenstellend erklärt. Dagegen kann man zur Unterstützung der Theorie Golds die alte Hypothese von Kraus (1933) ins Feld führen, die vom *polyzentralen* Ursprung der Erdbeben ausgeht. Der Unterschied zur plattentektonischen Auslegung besteht darin, dass das ermittelte Hypozentrum eines Erdbebens nur einer – zugegebenermaßen der energiereichste - von unzähligen Herden ist, nicht aber derjenige, der die anderen sozusagen als Folgeerscheinungen auslöst. Aufgrund der von Gold und Kraus vertretenen Standpunkte könnten sogenannte Vor- und Nachbeben überzeugend erklärt werden, wenn diese zusammen mit dem „Hauptbeben“ als explosive Entladungen verschiedener in einem bestimmten Bereiche befindlicher Gasakkumulationen aufgefasst würden. Aber nicht nur die explosive Entladung von Spannungen, sondern auch nachfolgendes Absacken des Gesteins durch den Abzug der freigewordenen Gase könnten Erdbeben auslösen. Damit ergibt sich ein völlig neues Bild bezüglich der Gründe, die die Erdbeben in den sogenannten Subduktionszonen verursachen. Eine untertauchende Platte ist nur einer dieser möglichen Gründe und nach meinem Dafürhalten der am wenigsten glaubhafte; denn die Idee, es handle sich bei „Subduktionszonen“ um konvergierende Plattenränder, die kollidieren, weil die betreffenden „Platten“ durch „Konvektionswalzen“ im Untergrund gegeneinander getrieben werden, lässt sich durch die gravimetrischen Freiluftanomalien nicht belegen. Es gibt gleichfalls bis heute auch keine konkreten Beweise für die Existenz von Konvektionsströmen (Herndon, 2009), ganz abgesehen davon, dass das Nichtvorhandensein einer erdumspannenden Asthenosphäre, die als „Förderband“ zur Verfügung stehen müsste, die ganze Hypothese ad absurdum führt. Nicht nur die von der Plattentektonik anerkannten Seitenverschiebungssysteme, sondern auch alle von ihr fälschlicherweise als „Subduktionszonen“ aufgefassten „Ränder“ stellen in meiner Interpretation, neben mittelozeanischen Rücken und Manteldiapiren, Zufuhrkanäle aus dem Mantel dar, entlang deren die Ausgasung des Letzteren vonstattengeht. Wenn im Falle der MOR hauptsächlich Zugspannung für die Öffnung der Zufuhrwege verantwortlich ist, so sind es im Falle der Seitenverschiebungssysteme, wozu ich auch die „Subduktionszonen“ rechne, die Scherkräfte. Weil man im Rahmen der Plattentektonik meist in der vorgefassten Meinung gefangen bleibt, es mit „starren“ Platten zu tun zu haben, wird für gewöhnlich erwartet, dass Seitenverschiebungssysteme einen geradlinigen Verlauf haben müssen, um wirksam sein zu können. Wenngleich das für *eine einzelne* Seitenverschiebung meist zutrifft, ist es doch so, dass das ganze System als Durchpausung eines Mantelstromes betrachtet werden muss, von dem nicht erwartet werden kann, er würde geradlinig verlaufen. Es ist also nicht zu verwundern, wenn Bögen und Schleifen in der Kruste entstehen, die im eng gesetzten Rahmen der Plattentektonik fälschlich als präexistent oder als durch „Kollision“ entstanden

angenommen werden. Die Tatsache, dass Erdbeben bevorzugt entlang der Seitenverschiebungssysteme stattfinden, hat damit zu tun, dass Letztere als Schwachstellen 2. Ordnung⁸³ zwar im Vergleich zu Schilden „undicht“ sind, aber der Entgasung trotzdem größeren Widerstand entgegensetzen als mittelozeanische Rücken. Damit kann man dann beispielsweise erklären, weshalb Beben entlang dieser Systeme viel stärker sind und tiefer hinabreichen als jene entlang der MOR. Es geht hier auch offensichtlich um Ansammlungen größerer Gasmengen, weil diese bevorzugt in Richtung der Schwächezonen „kanalisiert“ werden. Es kann kein Zufall sein, dass Schlammvulkane sich gerade entlang dieser Schwachstellen bilden, die, wie schon dargelegt (Seite 67) durch Bänder negativer Freiluft-Schwereanomalien gekennzeichnet werden (Abb. 28). Bevorzugt treten Schlammvulkane in den Scheitelzonen orokliner Schleifen auf, in denen Zugspannung herrscht, welche das Empordringen der Gase um ein Weiteres begünstigt. Es seien hier nur einige dieser von Schlammvulkanen gekennzeichneten Scheitelzonen genannt: Vrancea-Zone in den Ostkarpaten (Baciu et al., 2007), Makran-Zone in Pakistan (Kassi et al., 2013), Banda-Bogen in Indonesien (Hamilton, 1979; Charlton et al., 1991; Mukti et al., 2018), das Wrangell-Gebirge in Alaska (Sorey et al., 2000) und die Inseln Trinidad und Barbados im Antillenbogen (Dewille et al., 2003). Die weit verbreitete Ansicht, Gasansammlungen biogenen Ursprungs wären am Entstehen von Schlammvulkanen maßgeblich beteiligt, greift zu kurz. In Anlehnung an Gold vertrete ich den Standpunkt, dass es sich größtenteils um Gase aus dem Erdmantel handelt, welche die Entstehung der Erdbeben bedingen, die wiederum Aufstiegswege für die Gase schaffen, damit diese schließlich mittels Schlammvulkanen oder als Emanationen in die Atmosphäre entweichen können.

Die wichtigste Hypothese, die ich im Rahmen dieser Abhandlung unterbreite, bleibt jedoch die Annahme von Mantelströmen, so wie ich sie schon in früheren Aufsätzen thematisierte (Strutinski, 1994; Strutinski & Puste, 2001; Strutinski et al., 2003; Strutinski, 2017). Die Mantelströme stellen für mich den eigentlichen „Motor“ dar, der die darüberliegende Lithosphäre umformt und all die Prozesse verursacht, die wir gemeinhin mit dem Begriff Orogenese umschreiben. Sobald ein „orogener Krustenabschnitt“ aus der Bahn eines Mantelstromes geraten ist, kühlt er kontinuierlich ab, verfestigt sich und wird zum „Schild“. Teile von Krustenabschnitten können aber über einem Mantelstrom auch mitgeschleppt werden, ohne nennenswerte Verformungen zu erfahren. Das sind dann die „Zwischengebirge“ Süess' oder die „Zwischenländer“ Salomon-Calvis. Erstmals habe ich 2017 angenommen, dass solcherart auch ein vermeintlich ozeanischer Bereich huckepack über tausende Kilometer transportiert worden sei. Ich beziehe mich hierbei auf das Ontong-Java-Plateau (OJP). Seine Umrisse sowie geophysikalische und geochemische Merkmale ergeben zusammen das Bild eines kontinentalen Bruchstücks oder eines Mikrokontinents, der sich vor dem Zerfall Gondwanas zwischen Nordwest-Australien und Südost-Indien ausbreitete und den Raum einnahm, der dem heutigen Golf von Bengalen entspricht (Abb. 43). Die Plattentektoniker gehen zwar auch davon aus, dass es diesen Mikrokontinent, den sie Argoland nennen (Hall, 2011, 2012; Metcalfe, 2011), gegeben haben muss, sind sich aber völlig uneinig bezüglich des Raumes, in dem sich dieses Stück Land heute wiederfindet. Das „schwer zu lokalisierende Krustenfragment“ (Zahirovic et al., 2014) wurde verschiedentlich im Tibet, in Westburma oder Borneo angesiedelt (Hall & Sevastjanova, 2012), neuerdings auch in Ostjava-West-Sulawesi (Zahirovic et al., 2014) oder *unter* dem westlichen Javabogen (Abdurrahman et al., 2016). Das OJP hingegen, das um 120 Ma durch die intensive Tätigkeit eines Manteldiapirs in ein Basaltplateau umgewandelt wurde, soll nach der herkömmlichen

⁸³ Schwachstellen 1. Ordnung wären die mittelozeanischen Rücken, an denen Gase „leichteres Spiel“ haben, um zu entweichen.

plattentektonischen Interpretation inmitten der Pazifik-„Platte“ entstanden sein. Nach dieser Auslegung sollte der Louisville-Rücken im Südwestpazifik den „Schweif“ des OJPs darstellen. Doch sowohl paläomagnetische (Antretter et al., 2004; Chandler et al., 2013) als auch isotopengeochemische Daten (Cheng et al., 1987; Vanderkluyzen et al., 2014) sprechen dagegen.

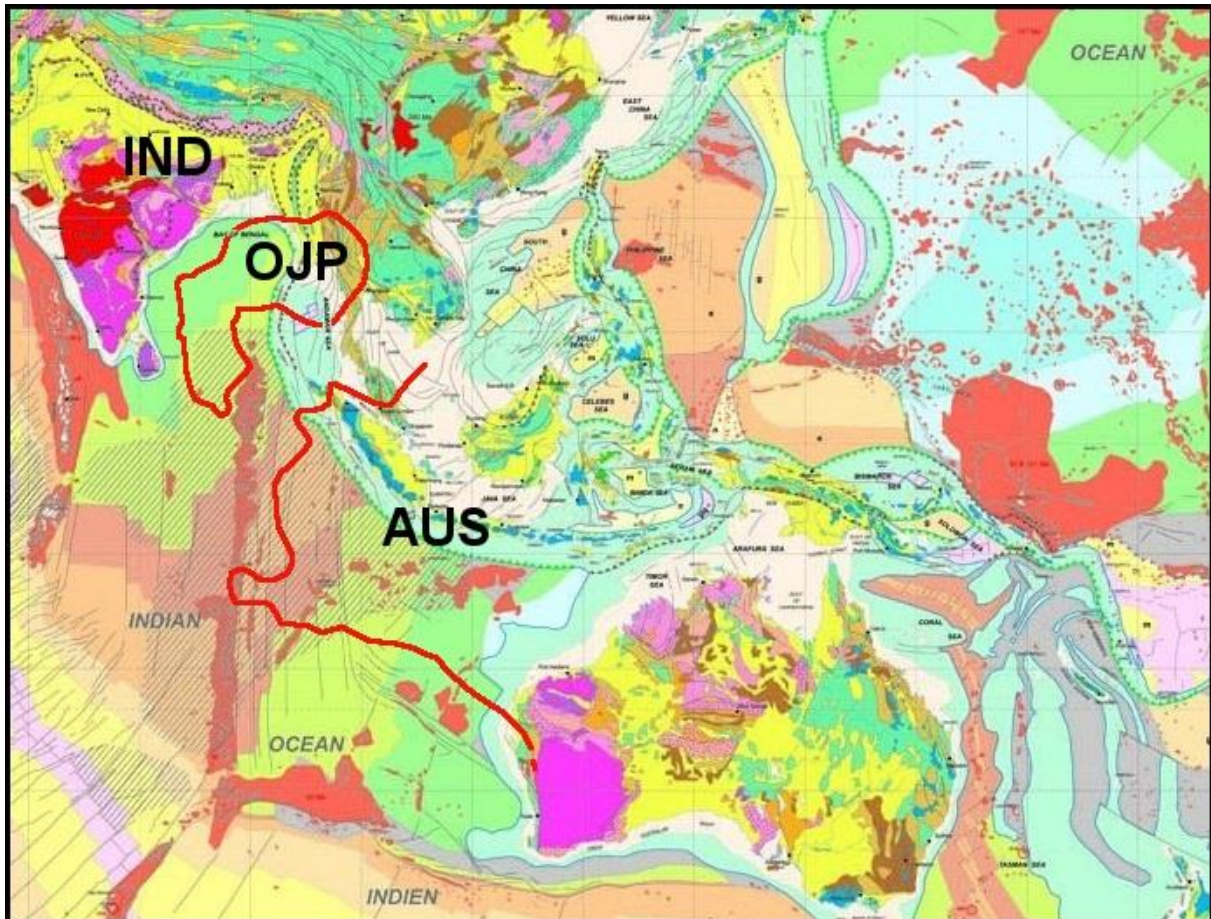


Abb. 43. Die Lage des OJP (roter Umriss) – als Brücke zwischen Indien (in aktueller Position) und Australien (in migrierter Position, roter Umriss)–um die Zeit des Flutbasalt-Ereignisses (vor ca. 120 Ma). Ausschnitt aus der Geologischen Karte der Welt (nach Bouysse et al., 2009).

Fig. 43. The location of the OJP (red outline) –seen as a bridge between India (in current position) and Australia (in migrated position, red outline) - at about the time of the LIP formation (approx. 120 Ma ago). Section of the Geological Map of the World (Bouysse et al., 2009).

Unter diesen Umständen verwundert es nicht, wenn Chandler et al. (2013) bekennen müssen: „Ontong Java remains an enigmatic piece of Pacific crust with paleolatitudes that are not conform to the conventional Pacific APWP“⁸⁴. Es ist meines Erachtens bis heute niemandem in den Sinn gekommen, dem OJP einen völlig anderen Ursprung, nämlich im Indischen Ozean, zuzuweisen, in welchem Falle sein „Schweif“ nicht der Louisville-Rücken im Pazifik, sondern der 90-Ost-Rücken im

⁸⁴ „Ontong Java bleibt weiterhin ein rätselhaftes Stück pazifischer Kruste mit Paläobreiten, die mit dem konventionellen Modell der scheinbaren pazifischen Polwanderungskurve nicht übereinstimmen“.

Indik wäre. Dass diese Möglichkeit durchaus besteht, habe ich anhand der geochemischen und isotopischen Daten zu beweisen versucht. Vielleicht ließen sich unter dieser Voraussetzung auch seine „abweichenden“ paläomagnetischen Messdaten erklären. In anderer Hinsicht konnte ich aufzeigen, dass die ostindischen Basaltprovinzen geochemisch eher eine Verwandtschaft mit dem OJP als mit der Kerguelen-Plume vermuten lassen, weshalb die Idee einer LIP, die sowohl das OJP als auch diese Provinzen vereinigt, nicht abwegig ist. Einer Super-LIP innerhalb des Pazifiks aber, wie sie etwa Chandler et al. (2012) vorschwebt, indem sie mit Taylor (2006) annehmen, die Basalt-Plateaus Ontong Java, Manihiki und Hikurangi hätten ursprünglich zusammengehört („Ontong-Java-Nui“), stehen nicht nur die schon erwähnten paläomagnetischen Messungen, sondern auch neueste isotopengeochemische und geochemische Daten des Manihiki-Plateaus entgegen (Golowin et al., 2017; 2018). Die Schlussfolgerung von Golowin et al., welche die Ontong-Java-Nui-Super-LIP doch nicht gern abschreiben möchten, lässt aber keinen Zweifel, dass Ontong Java und Manihiki eigentlich recht wenig verbindet:

„The presently available data suggest that the sources of Ontong Java and Manihiki Plateaus were compositionally different and could represent two large domains of a single plume or two contemporary but separate plumes.“ (Golowin et al., 2018).

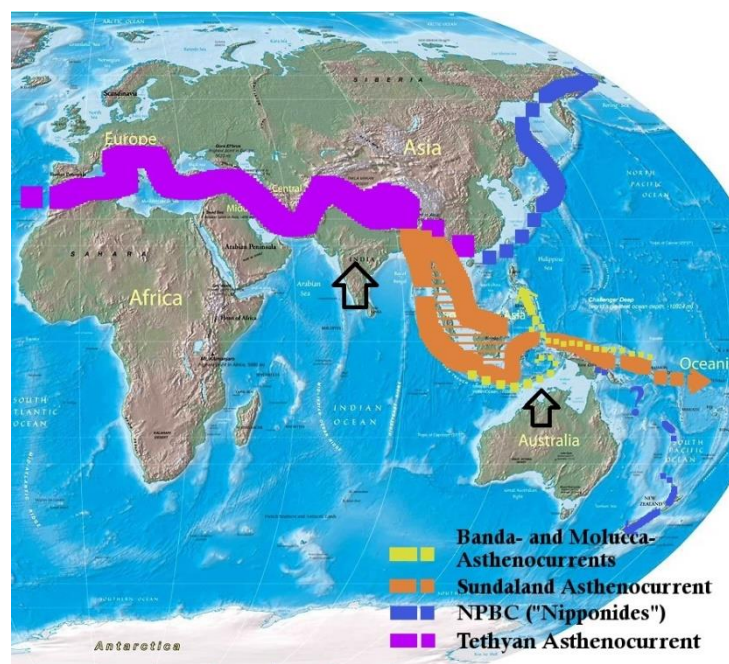


Abb. 44. Ausgehend vom ursprünglichen äquatorialen (=Tethys-) Mantelstrom und der ab dem mittleren Jura erfolgten hohen Wachstumsrate der Erde, haben sich nacheinander das Nord- (± Süd-)Pazifische Randsystem, der Sundaland-, Molukken- und Banda-Mantelstrom gebildet und die Tektonik Südostasiens geprägt. Hintergrund: Physical Map of the World, ©Nations Online Project

Fig. 44. Beginning with the equatorial (=Tethys) asthenocurrent and the high growth rate since the Middle Jurassic, the North (± South) Pacific Border System(s) and the Sundaland, Molucca and Banda asthenocurrents were formed, defining the tectonics of Southeast Asia. Background: Physical Map of the World, ©Nations Online Project

Aus der Vogelperspektive betrachtet fügen sich die einzelnen Bilder, die ich für die verschiedenen Provinzen Südasiens und die sie begrenzenden ozeanischen Bereiche entworfen habe, wie die Teile eines Puzzlespieles zusammen und ergeben für die letzten 150 Ma eine geologische Entwicklungsgeschichte, die ganz ohne „Platten“, „Kollisionen“, „Subduktionen“ usw. auskommt, dagegen aber Mantelströme voraussetzt (Abb. 44). Diese Voraussetzung gilt nur unter der Bedingung einer wachsenden Erde. Von dieser axiomatischen Annahme ausgehend, die nicht falsifiziert wurde, wie Plattentektoniker gern behaupten, konnte ich ein Bild des indopazifischen Raumes entwerfen, für das eine ganze Reihe empirischer Befunde spricht, die ansonsten im Rahmen der Plattentektonik, mit ihrem Axiom der Wechselwirkung starrer Platten, nicht erklärt werden können. Darüber hinaus setzt meine Hypothese eine mobile Lithosphäre voraus, die sich dem Flächenzuwachs auf einer wachsenden Erde nicht bloß durch Neubildung entlang der MOR anpasst, wie das meist von den Verfechtern der Erdexpansion angenommen wird („statische Expansion“), sondern in nicht unbedeutendem Maße auch durch Dehnung und Ausdünnung, welche u.a. mittels Mantelströmen und Basin-und-Range-Prozessen verwirklicht werden. Das entworfene Bild hat unzweifelhaft noch viele Grauzonen, die es aufzuhellen gilt. Es betrachtet sich als eine Alternative zu den sich immer stärker in Ungereimtheiten verstrickenden Auslegungen der Plattentektonik, und als solches erhebt es den Anspruch, zumindest Denkansätze für bessere Lösungen zu liefern.

Schrifttum

- Abdurrahman, M., Handley, H.K., Basuki, N.I., Yamamoto, M. (2016): Across arc variation of Sr isotope ratio and K₂O content in the Quaternary volcanic rocks, West Java, Indonesia: Tracing Argoland beneath West Java Arc. *Goldschmidt Conference Abstracts*, 3
- Acharyya, S.K., Ray, K.K., Roy, D.K. (1989): Tectono-stratigraphy and emplacement history of the ophiolite assemblage from the Naga Hills and Andaman island-arc, India. *J. Geol. Soc. India*, 33/1, 4-18
- Ahmad, F. (1983): Late Palaeozoic to Early Mesozoic Palaeogeography of the Tethys region. In: *Expanding Earth Symposium*, Sydney, 1981 (Ed.: S.W. Carey), University of Tasmania, 131-145
- Aitchison, J.C., Ali, J.R., Davis, A.M. (2007): When and where did India and Asia collide? *J. Geophys. Res.*, 112, B05423. Doi: 10.1029/2006JB004706
- Alibert, C. (1991): 15. Mineralogy and geochemistry of a basalt from Site 738: Implications for the tectonic history of the southernmost part of the Kerguelen Plateau. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, Vol. 119 (Eds.: J. Barron, B. Larsen et al.), 293-298
- Anderson, E.M. (1942): The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Oliver & Boyd, White Plains, 191 S.
- Antretter, M., Riisager, P., Hall S., Zhao, X., Steinberger, B. (2004): Modelled palaeolatitudes for the Louisville hotspot and the Ontong Java Plateau. In: *Origin and Evolution of the Ontong Java*

- Plateau (Eds.: J.G. Fitton, J.J. Mahoney, P.J. Wallace, A.D. Saunders), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 229, 21-30
- Arevalo Jr., R., McDonough, W.F. (2010): Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chem. Geol.*, 271, 70-85. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.12.013
- Audley-Charles, M.G. (1974): Sulawesi. In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies* (Ed. A.M. Spencer), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 4, 365-378
- Audley-Charles, M.G. (1985): The Sumba enigma: Is Sumba a diapiric fore-arc nappe in process of formation? *Tectonophys.*, 119, 435-449
- Audley-Charles, M.G. (2011): Tectonic post-collision processes in Timor. In: *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision* (Eds.: R. Hall, M.A. Cottam, M.E.J. Wilson), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 355, 241-266. Doi: 10.1144/SP355.12
- Baciu, C., Caracausi, A., Etiope, G., Italiano, F. (2007): Mud volcanoes and methane seeps in Romania: Main features and gas flux. *Annals of Geophysics*, 50/4, 501-511
- Batiza, R. (1991): Pacific Ocean crust. In: *Oceanic Basalts* (Ed.: P.A. Floyd), Blackie, Glasgow, 264-288
- Bédard, É., Hébert, R., Guilmette, C., Lesage, G., Wang, C.S., Dostal, J. (2009): Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: Evidence for an arc-back-arc origin. *Lithos*, 113, 48-67
- Bertrand, G., Rangin, C., Maury, R.C., Htun, H.M., Bellon, H., Guillaud, J.P. (1998): Les basalts de Singu (Myanmar): nouvelles contraintes sur le taux de décrochement récent de la faille de Sagaing. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sc. de la terre et des planètes*, 327, 479-484
- Bill, M., O'Dogherty, L., Guex, J., Baumgartner, P.O., Masson, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. *GSA Bull.*, 113/1, 129-143
- Blake, D.H., Mieozitis, Y. (1967): Geology of Bougainville and Buka Islands, New Guinea. *Bureau of Mineral Resources, Australia, Bull.* 93, 56 S.
- Bogolepow, M. (1930): Die Dehnung der Lithosphäre. *Z.dt.Geol. Ges.*, 82, 206-228
- Boschman, L.M., van Hinsbergen, D.J.J. (2016): On the enigmatic birth of the Pacific Plate within the Panthalassa Ocean. <http://advances.sciencemag.org/> (Abgerufen: 17.12.2017)
- Bostrom, R. C. (1971): Westward displacement of the lithosphere. *Nature* (5331), 234, 536-538
- Bouysse, P. et al. (2009): Geological Map of the World at 1:50 M (3rd edition), CGMW/CCGM, Paris
- Bowin, C., Purdy, G.M., Johnston, C., Lawver, L., Hartono, H.M.S., Jezek, P. (1980): Arc-continent collision in the Banda Sea Region. *AAPG Bull.*, 64/6, 868-915
- Bradley, K.E., Feng, L., Hill, E.M., Natawidjaja, D.H., Sieh, K. (2017): Implications of the diffuse deformation of the Indian Ocean lithosphere for slip partitioning of oblique plate convergence in Sumatra. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 572-591. Doi: 10.1002/2016JB013549

- Briqueu, L., Laporte, C., Crawford, A.J., Hasenaka, T., Baker, P.E., Coltorti, M. (1994): 20. Temporal magmatic evolution of the Aobe Basin, Central New Hebrides island arc: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for the coexistence of two mantle components beneath the arc. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 134 (Eds.: H.G. Greene, J.Y. Collot, L.B. Stokking et al.), 393-401
- Brown, R.M., Diesmos, A.C. (2009): Philippines, Biology. In: *Encyclopedia of Islands* (Eds.: R.G. Gillespie, D.A. Clague), University of California Press, 723-731
- Byerlee, J. (1978): Friction of Rocks. *J.PAGeoph.*, 116, 4/5, 615-626
- Carey, S.W. (1958): A tectonic approach to continental drift. In: *Continental Drift* (Ed.: S.W. Carey), University of Tasmania, 177-355
- Carey, S.W. (1976): The Expanding Earth. *Developments in Geotectonics*, Vol. 10, Elsevier, 488 S.
- Carey, S.W. (1983): Tethys and her forebears. In: *The Expanding Earth. A Symposium* (Ed.: S.W. Carey), University of Tasmania, 169-187
- Carey, S.W. (1988): Theories of the Earth and Universe. A History of Dogma in the Earth Sciences. Stanford University Press, 413 S.
- Carton, H., Singh, S.C., Hananto, N.D., Martin, J., Djajadihardja, Y.S., Udrek, Franke, D., Gaedicke, C. (2014): Deep seismic reflection images of the Wharton Basin oceanic crust and uppermost mantle offshore Northern Sumatra: Relation with active and past deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 32-51. Doi: 10.1002/2013JB010291
- Chablais, J., Martini, R., Kobayashi, F., Stampfli, G.M., Onoue, T. (2011): Upper Triassic foraminifers from Panthalassan carbonate buildups of Southwestern Japan and their paleobiogeographic implications. *Micropaleontology*, 57/2, 93-124
- Chambers, L.M., Pringle, M.S., Fitton, J.G. (2002): Age and duration of magmatism on the Ontong Java Plateau: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results from ODP Leg 192. *AGU, Fall Meeting 2002 (Abstract) #V71B-1271*
- Chambers, L.M., Pringle, M.S., Fitton, J.G. (2004): Phreatomagmatic eruptions on the Ontong Java Plateau: An Aptian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for volcanoclastic rocks at ODP Site 1184. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 229, 325-331. Doi: 10.1144/GSL.SP.2004.229.01.18
- Chandler, M.T., Wessel, P., Taylor, B., Seton, M., Kim, S.S., Hyeong, K. (2012): Reconstructing Ontong Java Nui: Implications for Pacific absolute plate motion, hotspot drift and true polar wander. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 331-332, 140-151. Doi: 10.1016/j.epsl.2012.03.017
- Chandler, M.T., Wessel, P., Sager, W.W. (2013): Analysis of Ontong Java Plateau palaeolatitudes: evidence for large-scale rotation since 123 Ma? *Geophys. J. Int.*, 194, 18-29. Doi: 10.1093/gji/ggt075
- Chang, E.Z., Ying, X., Zhou, D., Wang, L. (1994): Geodynamic evolution of continental margins in Eastern Asia and tectonic setting of East China. In: *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean* (Ed.: R.G. Coleman), Utrecht, The Netherlands, 133-167

- Charlton, T.R., Kaye, S.J., Samodra, H., Sardjono (1991): Geology of the Kai Islands: Implications for the evolution of the Aru Trough and Weber Basin, Banda Arc, Indonesia. *Marine and Petroleum Geol.*, 8/2, 62-69
- Charlton, T.R. (2000): Tertiary evolution of the Eastern Indonesia collision complex. *J.Asian Earth Sci.*, 18/5, 603-631
- Charlton, T. (2012): Permian-Jurassic palaeogeography of the southeast Banda Arc region. *Berita Sedimentologi*, 24, 5-17
- Chen, M., Niu, F., Tromp, J., Lenardic, A., Lee, C.T.A., Cao, W., Ribeiro, J. (2017): Lithospheric foundering and underthrusting imaged beneath Tibet. *Nature Communications*, 8:15659. Doi: 10.1038/ncomms15659
- Cheng, Q., Park, K.H., Macdougall, J.D., Zindler, A., Lugmair, G.W., Staudigel, H., Hawkins, J., Lonsdale, P., (1987): Isotopic evidence for a hotspot origin of the Louisville seamount chain. In: *Seamounts, Islands, and Atolls* (Eds.: B. Keating, P. Fryer, R. Batiza, G. Boehler), *AGU, Geophys. Monogr.* 43, 283-296. Doi: 10.1029/GM043p0283
- Ching, K.E., Rau, R.J., Lee, J.C., Hu, J.C. (2008): Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995-2005. [*Earth Planet. Sci. Lett.*, 262, 601-619]. <http://proj.ncku.edu.tw/research/articles/e/20081031/2.html> (Abgerufen: 16.02.2018)
- Choi, D.S., Showman, A.P., Brown, R.H. (2009): Cloud features and zonal wind measurements of Saturn's atmosphere as observed by Cassini/VIMS. *J. Geophys. Res.*, 114, E04007. Doi: 10.1029/2008JE003254
- Coffin, M.F., Pringle, M.S., Duncan, R.A., Gladchenko, T.P., Storey, M., Müller, R.D., Gahagan, L.A. (2002): Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *J. Petrol.*, 43/7, 1121-1139
- Cornée, J.J., Villeneuve, M., Martini, R., Zaninetti, L., Vachard, D., Vrielynck, B., Gunawan, W., Samodra, H., Sarmili, L. (1994): Une plate-forme carbonate d'âge rhétien au centre-est de Sulawesi (region de Kolonodale, Célèbes, Indonésie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, Sér. II, 809-814
- Crawford, A.J., Briquieu, L., Laporte, C., Hasenaka, T. (1995): Coexistence of Indian and Pacific oceanic upper mantle reservoirs beneath the Central New Hebrides island arc. In: *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific* (Eds.: B. Taylor, J. Natland), *AGU, Geophys. Monogr.* 88, 199-218
- Curry, J.R., Munasinghe, T. (1991): Origin of the Rajmahal Traps and the 850E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot. *Geology*, 19/12, 1237-1240. Doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., Raitt, R.W. (1982): Structure, tectonics, and geological history of the northeastern Indian Ocean. In: *The Ocean Basins and Margins*, vol. 6 The Indian Ocean (Eds.: H.E. Nairn, F.G. Stehli), Plenum Press, New York, 399-450
- Davies, H.L. (2012): The geology of New Guinea – the cordilleran margin of the Australian continent. *Episodes*, 35/1, 87-102

- Davies, H.L., Jaques, A.L. (1984): Emplacement of ophiolite in Papua New Guinea. In: *Ophiolites and Oceanic Lithosphere* (Eds.: I.G. Gass, S.J. Lippard, A.W. Shelton), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 13, 341-349. Doi: 10.1144/GSL.SP.1984.013.01.27
- De Jong, K.A., Scholten, R. (Editors) (1973): *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York, 502 S.
- DeLury, J.S. (1941): Correlation of schistosity and tectonic theory. *Am. J. Sci.*, 239, 57-73
- Deplus, C., Diamant, M., Hébert, H., Bertrand, G., Dominguez, S., Dubois, J., Malod, J., Patriat, P., Pontoise, B., Sibilla, J.J. (1998): Direct evidence of active deformation in the eastern Indian oceanic plate. *Geology*, 26/2, 131-134.
- Deschamps, A. E., Lallemand, S.E., Collot, J.Y. (1998): A detailed study of the Gagua Ridge: A fracture zone uplifted during a plate reorganization in the Mid-Eocene. *Marine Geophys. Res.*, 20, 403-423.
- Deschamps, A., Monié, P., Lallemand, S., Hsu, S.K., Yeh, K.Y. (2000): Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179, 503-516
- Deville, E., Battani, A., Griboulard, R., Guerlais, S., Lallemand, S., Mascle, A., Prinzhofer, A., Schmitz, J. (2003): Processes of mud volcanism in the Barbados-Trinidad compressional system: New structural, thermal and geochemical data. Adapted from "Extended abstract" for presentation at the AAPG Annual Meeting, Salt Lake City, Utah, May 11-14, 2003.
<http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2003/deville/images/deville.pdf.html>
(Abgerufen: 22.10.2018)
- Dèzes, P. (1999): Tectonic and metamorphic evolution of the Central Himalayan Domain in southeast Zaskar (Kashmir, India). *Mém. de Géologie* (Lausanne), 32, 149 S.
- Doglioni, C., Carminati, E., Crespi, M., Cuffaro, M., Penati, M., Riguzzi, F. (2015): Tectonically asymmetric Earth: From net rotation to polarized westward drift of the lithosphere. *Geoscience Frontiers*, 6/3, 401-418
- Doucet, S., Scoates, J.S., Weis, D., Giret, A. (2005): Constraining the components of the Kerguelen mantle plume: A Hf-Pb-Sr-Nd isotopic study of picrites and high-MgO basalts from the Kerguelen Archipelago. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6/4. Doi:10.1029/2004GC000806
- Eaton, G.P. (1982): The Basin and Range Province: Origin and tectonic significance. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 409-440
- Elburg, M., Foden, J. (1998): Temporal changes in arc magma geochemistry, northern Sulawesi, Indonesia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 381-398
- Enghag, P. (2004): *Encyclopedia of the Elements. Technical Data·History·Processing·Applications*. Wiley & Sons, 1309 S.
- Faure, M. (1985): The pre-Cretaceous structure of the outer belt of south-west Japan. *Tectonophys.*, 113/1-2, 139-162
- Fitch, T.J. (1972): Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, 4432-4460

- Fitton, J.G., Godard, M. (2004): Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. In: *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau* (Eds.: J.G. Fitton, J.J. Mahoney, P.J. Wallace; A.D. Saunders), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 229, 151-178
- Floyd, P.A., Castillo, P.R. (1992): 19. Geochemistry and petrogenesis of Jurassic ocean crust basalts, Site 801. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 129 (Eds.: R.L. Larson, Y. Lancelot et al.). College Station TX (Ocean Drilling Program), 361-388. Doi: 10.2973/odp.proc.sr.129.129.1992
- Frankel, H.R. (2012): *The Continental Drift Controversy. Evolution into Plate Tectonics*. Cambridge University Press, 675 S.
- Freund, R. (1974): Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophys.*, 21, 93-134
- Frey, F.A., Jones, W.B., Davies, H., Weis, D. (1991): 32. Geochemical and petrologic data for basalts from Sites 756, 757, and 758: Implications for the origin and evolution of Ninetyeast Ridge. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 121 (Eds.: J. Weissel, J. Peirce, E. Taylor, J. Alt et al.), 611-659
- Frisch, W., Meschede, M. (2005): *Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 196 S.
- Fujioka, K., Matsuoka, H., Kimura, G., Takeuchi, A., Matsugi, H., Okada, H. (1998): Age constraint on the obduction of ophiolitic rocks in the Yap Island, Philippine Sea, using nanofossils. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 104/6, 415-418
- Fuller, M., Haston, R., Schmidtke, E. (1989): Paleomagnetism in SE Asia: sinistral shear between Philippine Sea Plate and Asia. In: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (Eds.: C. Kissel, C. Laj) NATO ASI Ser., Ser. C: Mathem. and Physical Sci., vol. 254, Kluwer Academic Publ., 411-430
- Fuller, M., Ali, J.R., Moss, S.J., Frost, G.M., Richter, B., Mahfi, A. (1999): Paleomagnetism of Borneo. *J. Asian Earth Sci.*, 17, 3-24
- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., Zhou, D., Cheng, J. (2007): Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 112, B8416, Doi: 10.1029/2005JB004120
- Gansser, A. (1980): The Peri-Indian Suture Zone. In: *Géologie des Chaînes Alpines Issues de la Téthys. Geology of the Alpine Chains Born of the Tethys* (Eds.: J. Aubouin, J. Debeltas, M. Latreille), *Mém. BRGM*, 115, 140-148
- Ghatak, A., Basu, A.R. (2011): Vestiges of the Kerguelen Plume in the Sylhet Traps, northeastern India. *Earth Planet. Sci. Lett.* Doi: 10.1016/j.epsl.2011.05.023
- Gilliland, W.N. (1964): Extension of the theory of zonal rotation to explain global fracturing. *Nature*, 202, 1276-1278
- Gilliland, W.N. (1973): Zonal rotation and global tectonics. *AAPG Bull.*, 57, 210-214
- Gold, T. (1988): *Das Jahrtausend des Methans. Die Energie der Zukunft – unerschöpflich, umweltfreundlich*. Econ Verlag, Düsseldorf, Wien, 256 S.

- Gold, T. (2001): Biosphäre der heißen Tiefe. 2. Auflage, Steinherz, Wiesbaden, 256 S.
- Golowin, R., Portnyagin, M., Hoernle, K., Hauff, F., Gurenko, A., Garbe-Schönberg, D., Werner, R., Turner, S. (2017): Boninite-like intraplate magmas from Manihiki Plateau require ultra-depleted and enriched source components. *Nature Communications*. Doi: 10.1038/ncomms14322
- Golowin, R., Portnyagin, M., Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., Garbe-Schönberg, D. (2018): Geochemistry of deep Manihiki Plateau crust: Implications for compositional diversity of large igneous provinces in the Western Pacific and their genetic link. *Chem. Geol.*, 493, 553-566
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., et al. (2012): The Geologic Time Scale 2012, Elsevier, Boston, US. Doi: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4
- Grand, S.P. (1987): Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American Plate. *J. Geophys. Res.*, 92, B13, 14065-14090
- Griggs, J.C. (2003): The biogeographic and tectonic history of India. *J. Biogeography*, 30, 381-388
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Mahéo, G., de Sigoyer, J. (2003): Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4/7. Doi: 10.1029/2002GC000484
- Guo, G., Jie, Y. (2013): Three attempts of earthquake prediction with satellite cloud images. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 91-95
- Gurnis, M., Yang, T., Cannon, J., Turner, M., Williams, S., Flament, N., Müller, R.D. (2018): Global tectonic reconstructions with continuously deforming and evolving rigid plates. *Computers & Geosciences*, 116, 32-41. Doi: 10.1016/j.cageo.2018.04.007
- Hall, R. (1996): Reconstructing Cenozoic SE Asia. In: Tectonic Evolution of SE Asia (Eds.: R. Hall, D.J. Blundell), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 106, 153-184
- Hall, R. (2002): Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.*, 20, 353-431
- Hall, R. (2011): Australia-SE Asia collision: plate tectonics and crustal flow. In: *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision* (Eds.: R. Hall, M.A. Cottam, M.E.J. Wilson), Geol. Soc. London Spec. Publ. 355, 75-109. Doi: 10.1144/SP355.5
- Hall, R. (2012): Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 570-571, 1-41. Doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.021
- Hall, R., Smyth, H.R. (2008): Cenozoic arc processes in Indonesia: Identification of the key influences on the stratigraphic record in active volcanic arcs. In: *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones* (Eds.: A.E. Draut, P.D. Clift, W. Scholl), *GSA. Spec. Paper* 436, 27-54
- Hall, R., Sevastjanova, I. (2012): Australian crust in Indonesia. *Austral. J. Earth Sci.*, 59, 827-844

- Hall, R., Audley-Charles, M.G., Banner, F.T., Hidayat, S., Tobing, S.L. (1988): Basement rocks of the Halmahera region, eastern Indonesia: A Late Cretaceous-Early Tertiary arc and fore-arc. *J. Geol. Soc. London*, 145, 65-84
- Hall, R., Nichols, G., Ballantyne, P., Charlton, T., Ali, J. (1991): The character and significance of basement rocks of the southern Molucca Sea region. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 6/3-4, 249-258
- Hall, R., Fuller, M., Ali, J.R., Anderson, C.D. (1995a): The Philippine Sea Plate: Magnetism and reconstructions. In: *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific* (Eds.: B. Taylor, J. Natland), *AGU, Geophys. Monogr.* 88, 371-404
- Hall, R., Ali, J.R., Anderson, C.D., Baker S.J. (1995b): Origin and motion history of the Philippine Sea Plate. *Tectonophysics*, 251/1-4, 229-250. Doi: 10.1016/0040-1951(95)00038-0
- Hamilton, W. (1979): Tectonics of the Indonesian Region. *US Geol. Survey, Prof. Paper* 1078, US Government Printing Office, Washington, 345 S.
- Hart, S.R. (1984): The DUPAL-Anomaly: a large-scale isotopic anomaly in the southern hemisphere. *Nature*, 309, 753-756
- Hawkins, J., Batiza, R. (1977): Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37/2, 216-229. Doi: 10.1016/0012-821x(77)90166-2
- Heads, M. (1989): Integrating earth and life sciences in New Zealand natural history: The parallel arcs model. *New Zealand J. of Zoology*, 16, 549-585
- Heezen, B.C., Matthews, J.L., Catalano, R., Natland, J., Coogan, A., Tharp, M., Rawson, M. (1973): 32. Western Pacific guyots. In: *DSDP*, vol. XX, 653-702. Doi: 10.2973/dsdp.proc.20.1973
- Heine, C., Quevedo, L., McCay, H., Müller, R.D. (2012): Plate tectonic consequences of competing models for the origin and history of the Banda Sea subducted oceanic lithosphere. <https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1210/1210.4958.pdf> (Abgerufen: 21.07.2018)
- Henry, M., Karig, D.E., Shor Jr., G.G. (1975): 28. Two seismic refraction profiles in the West Philippine Sea. *DSDP*, vol. XXXI, 611-614. Doi: 10.2973/dsdp.proc.31.128.1975
- Hergt, J.M., Hawkesworth, C.J. (1994): 28. Pb-, Sr-, and Nd-isotopic evolution of the Lau Basin: Implications for mantle dynamics during backarc opening. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 135 (Eds.: L.M. Parson, J.W. Hawkins, J. Allen et al.), 505-517
- Herndon, J.M. (2009): Uniqueness of Herndon's georeactor: Energy source and production mechanism for Earth's magnetic field. <https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/0901/0901.4509.pdf> (Abgerufen: 20.10.2018)
- Hess, H.H. (1962): History of ocean basins. In: *Petrologic Studies: A volume to honor A.F. Buddington* (Eds.: A.E.J. Engel, H.L. James, B.F. Leonard), GSA, 599-620
- Heydolph, K., Murphy, D.T., Geldmacher, J., Romanova, I.V., Greene, A., Hoernle, K., Weis, D., Mahoney, J. (2014): Plume versus plate origin for the Shatsky Rise oceanic plateau (NW Pacific): Insights from Nd, Pb and Hf isotopes. *Lithos*, 200-201, 49-63

- Hickey-Vargas, R., Hergt, J.M., Spadea, P. (1995): The Indian Ocean-type isotopic signature in western Pacific marginal basins: Origin and significance. In: *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific* (Eds.: B. Taylor, J. Natland), *AGU, Geophys. Monogr.* 88, 175-197
- Hickey-Vargas, R. (1998): Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: An assessment of local versus large-scale processes. *J. Geophys. Res.*, 103, B9, 20963-20979
- Hickey-Vargas, R. (2005): Basalt and tonalite from the Amami Plateau, northern West Philippine Basin: New early Cretaceous ages and geochemical results, and their petrologic and tectonic implications. *Island Arc*, 14/4, 653-665. Doi: 10.1111/j.1440-1738.2005.00474.x
- Hickey-Vargas, E., Bizimis, M., Deschamps, A. (2008): Onset of the Indian Ocean isotopic signature in the Philippine Sea plate: Hf and Pb isotope evidence from Early Cretaceous terranes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 268, 255-267
- Hinschberger, F., Malod, J.A., Dymant, J., Honthaus, C., Réhault, J.P., Burhanuddin, S. (2001): Magnetic lineations constraints for the back-arc opening of the Late Neogene South Banda Basin (Eastern Indonesia). *Tectonophysics*, 333, 47-59
- Hofmann, A.W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229
- Hosford, A., Tivey, M., Matsumoto, T., Dick, H., Schouten, H., Kinoshita, H. (2003): Crustal magnetization and accretion at the Southwest Indian Ridge near the Atlantis II fracture zone, 0-25 Ma. *J. Geophys. Res.*, 108, B3, 2169. Doi: 10.1029/2001JB000604
- Hsu, S.K., Yeh, Y.C., Doo, W.B., Tsai, C.H. (2004): New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications. *Marine Geophys. Res.*, 25, 29-44. Doi: 10.1007/s11001-005-0731-7
- Hsu, S.K., Yeh, Y.C., Sibuet, J.C., Doo, W.B., Tsai, C.H. (2013): A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryūkyū subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 362, 99-107
- Huang, W., Ni, J.F., Tilmann, F., Nelson, D., Guo, J., Zhao, W., Mechie, J., Kind, R., Saul, J., Rapine, R., Hearn, T.M. (2000): Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 105, B12, 27979-27989
- Hutchison, C.S. (1989): Geological Evolution of South-East Asia. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 13, Clarendon Press, Oxford, 368 S.
- Hutchison, C.S. (2005): Geology of North-West Borneo, Sarawak, Brunei and Sabah. Elsevier, 421 S.
- Hutchison, C.S. (2014): Tectonic evolution of Southeast Asia. *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 60, 1-18
- Iba, Y., Sano, S. (2007): Mid-Cretaceous step-wise demise of the carbonate platform biota in the Northwest Pacific and establishment of the North Pacific biotic province. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 245, 462-482

- Ichikawa, K. (1980): Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, 187-212
- Isozaki, Y. (1997): Jurassic accretion tectonics of Japan. *Island Arc*, 6, 25-51
- Janin, M., Hémond, C., Maia, M., Nonnotte, P., Ponzevera, E., Johnson, K.T.M. (2012): The Amsterdam-St. Paul Plateau: A complex hotspot/DUPAL-flavored MORB interaction. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13/9. Doi: 10.1029/2012GC004165
- Janney, P.E., Castillo, P.R. (1999): Isotope geochemistry of the Darwin Rise seamounts and the nature of long-term mantle dynamics beneath the south central Pacific. *J. Geophys. Res.*, 104, B5, 10571-10589
- Jardetzky, W.S. (1929): La rotation zonale de la planète et les dérives continentales. *Acad. Roy. Serbe, Glas. Belgrade*, 134, 150-157
- Jardetzky, W. (1948): Bewegungsmechanismus der Erdkruste. *Denkschr. Öst. Akad. Wiss.*, 108, 1-38. Neu aufgelegt bei Springer Verlag (2013). Doi: 10.1007/978-3-0791-5508-0
- Jarrard, R.D. (1986): Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14, 780-783
- Jordan, T.H. (1975): The continental tectosphere. *Rev. Geophys.*, 13/3, 1-12
- Kaneko, S. (1966): Transcurrent displacement along the median line, south-western Japan. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 9/1-2, 45-59
- Kapp, P., Yin, A., Harrison, T.M., Ding, L. (2005): Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in Central Tibet. *GSA. Bull.*, 117/7-8, 865-878. Doi: 10.1130/B25595.1
- Kapp, P., DeCelles, P.G., Gehrels, G. E., Heizler, M., Ding, L. (2007): Geological records of the Lhasa-Quiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *GSA Bull.*, 119/7-8, 917-932. Doi: 10.1130/B26033.1
- Karig, D.E. (1975): 42. Basin genesis in the Philippine Sea. *DSDP*, vol. XXXI, 857-879. Doi: 10.2973/dsdp.proc.31.142.1975
- Karig, D.E., Wageman, J.M. (1975): 29. Structure and sediment distribution in the northwest corner of the West Philippine Basin. *DSDP*, vol. XXXI, 615-620. Doi: 10.2973/dsdp.proc.31.129.1975
- Kassi, A.M., Khan, S.D., Bayraktar, H., Kasi, A.K. (2013): Newly discovered mud volcanoes in the coastal belt of Makran, Pakistan – tectonic implications. *Arab. J. Geosci.* Doi: 10.1007/s12517-013-1135-7
- Katili, J.A. (1974): Geological environment of the Indonesian mineral deposits; a plate tectonic approach. *Geol. Surv. Indonesia*, Publ. Teknik, ser. Geol. Ekonomi, 7, 225-236
- Kent, R. W., Saunders, A. D., Kempton, P. D. & Ghose, N. C. (1997): Rajmahal basalts, Eastern India: Mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. In: *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (Eds. J.J. Mahoney and M.F. Coffin). *AGU, Geophys. Monogr.* 100, 145-182, Doi: 10.1029/GM100p0145

- Kent, R.W., Pringle, M.S., Müller, R.D., Saunders, A.D., Ghose, N.C. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Rajmahal basalts, India, and their relationship to the Kerguelen Plateau. *J. Petrol.*, 43/7, 1141-1153
- Kerr, R.A. (1986): The continental plates are getting thicker. *Science*, 232 (4753), 933-934
- Khanchuk, A.I., Nikitina, A.P., Panchenko, I.V., Buriy, G.I., Kemkin, I.V. (1989): Paleozoic and Mesozoic guyots of the Sikhote Alin and Sakhalin. *Dokl. Acad. Sci. USSR*, 307/1, 186-190 (in Russian)
- Khanchuk, A.I., Kemkin, I.V., Kruk, N.N. (2016): The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data. *J. Asian Earth Sci.*, 120, 117-138
- Kiessling, W., Flügel, E. (2000): Paleozoic and Late Triassic limestones from North Palawan Block (Philippines): Microfacies and paleogeographical implications. *Facies*, 43, 39-78
- Klosko, E.R., Russo, R.M., Okal, E.A., Richardson, W.P. (2001): Evidence for a rheologically strong chemical mantle root beneath the Ontong-Java Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 347-361
- Kojima, S., Hayasaka, Y., Hiroi, Y., Matsuoka, A., Sano, H., Sugamori, Y., Suzuki, N., Takemura, S., Tsujimori, T., Uchino, T. (2016): 2b. Pre-Cretaceous accretionary complexes. In: *The Geology of Japan* (Eds.: T. Moreno, S.R. Wallis, T. Kojima, W. Gibbons), *Geol. Soc. London, 'Geology of'*, 61-100
- Koppers, A.A.P., Staudigel, H., Pringle, M.S., Wijbrans, J.R. (2003a): Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4/10. Doi: 10.1029/2003GC000533
- Koppers, A.A.P., Staudigel, H., Duncan, R.A. (2003b): High-resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the oldest oceanic basement basalts in the western Pacific basin. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4/11. Doi: 10.1029/2003GC000574
- Kraus, E. (1933): Die Bewegung des Erdbebens am 8. Oktober 1930 im süddeutschen Bau. *Berichte des Naturwissensch. Vereins für Schwaben in Augsburg*, 50, 1-93
- Krishna, K.S., Abraham, H., Sager, W.W., Pringle, M.S., Frey, F., Gopala Rao, D., Levchenko, O.V. (2012): Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117, B04101, 19 S.. Doi: 10.1029/2011JB008805
- Kristan-Tollmann, E. (1988): A comparison of Late Triassic agglutinated foraminifera of western and eastern Tethys. *Abh. Geol. B.-A.*, 41, 245-253
- Kristan-Tollmann, E. (1990): Rhät-Foraminiferen aus dem Kuta-Kalk des Gurumugl-Riffes in Zentral-Papua/Neuguinea. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 82, 211-289
- Kristan-Tollmann, E. (1991): Triassic Tethyan microfauna in Dachstein limestone blocks in Japan. In: *Shallow Tethys 3* (Eds.: T. Kotaka, J.M. Dickins, K.G. McKenzie, K. Mori, K. Ogasawara, G.D. Stanley Jr.), Internat. Symp. on Shallow Tethys, Sendai 1990, 35-49

- Kristan-Tollmann, E., Tollmann, A. (1982): Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna. The development of the Triassic within the Tethys realm and the origin of its fauna. *Geol. Rundschau*, 71/3, 987-1019
- Kroenke, L.W., Resig, J.M., Leckie, R.M. (1993): 25. Hiatus and tephrochronology of the Ontong Java Plateau: Correlation with regional tectono-volcanic events. In: *Proc. ODP*, Sci. Results, vol. 130 (Eds.: W.H. Berger, L.W. Kroenke, L.A. Mayer et al.), 423-444
- Lallemant, S. (2016): Philippine Sea Plate inception, evolution, and consumption with special emphasis on the early stages of Izu-Bonin-Mariana subduction. *Progress in Earth and Planetary Sci.*, 3:15. Doi: 10.1186/s40645-016-0085-6
- Lapouille, A., Haryono, H., Larue, M., Pramumijoyo, S., Lardy, M. (1985): Age and origin of the seafloor of the Banda Sea (Eastern Indonesia). *Oceanol. Acta*, 8/4, 379-389
- Larson, R.L. (1991): Latest pulse on Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19/6, 547-550
- Lay, T., Ye, L., Ammon, C.J., Dunham, A., Koper, K.D. (2016): The 2 March 2016 Wharton Basin MW 7.8 earthquake: High stress drop north-south strike-slip rupture in the diffuse oceanic deformation zone between the Indian and Australian Plates. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 7937-7945. Doi: 10.1002/2016GL069931
- Lee, T.Y., Lawver, L.A. (1995): Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophys.*, 251/1-4, 85-138. Doi: 10.1016/0040-1951(95)00023-2
- Lewis, J.C., Byrne, T.B., Tang, X. (2002): A geologic test of the Kula-Pacific Ridge capture mechanism for the formation of the West Philippine Basin. *GSA Bull.*, 114/6, 656-664. Doi: 10.1130/0016-7606(2002)114<0656:AGTOK>2.0.CO;2
- Liati, A., Gebauer, D., Mark Fanning, C. (2004): The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. *Chem. Geol.*, 207/3-4, 171-188
- Lin, J.Y., Hsu, S.K., Sibuet, J.C., Lee, C.S., Liang, C.W. (2013): Plate tearing in the northwestern corner of the subducting Philippine Sea Plate. *J. Asian Earth Sci.*, 70-71, 1-7. Doi: 10.1016/j.jseaes.2013.02.019
- Lindley, I.D. (2006): New Britain Trench, Papua New Guinea: An extensional element in a regional sinistral strike-slip system. *NCGT Newsletter*, 41, 15-27
- Liu, C.S., Curray, J.R., McDonald, J.M. (1983): New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65/2, 331-342. Doi: 10.1016/0012-821X(83)90171-1
- Long, M.D., Silver, P.G. (2008a): The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view. *Science*, 319, 315-318
- Long, M.D., Silver, P.G. (2008b): Supporting online material to: "The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view", *Science*, 319. Doi: 10.1126/science.1150809

- Louden, K.E. (1976): The Origin and Tectonic History of the Southwest Philippine Sea. Ph.D. Thesis, MIT+WHOI, 192 S.
- Lowrie, W. (2007): Fundamentals of Geophysics. Second Edition. Cambridge Univ. Press, 390 S.
- Mahoney, J.J., MacDougall, J.D., Lugmair, G.W., Gopalan, K. (1983): Kerguelen hotspot source for Rajmahal Traps and Ninetyeast Ridge? *Nature*, 303, 385-389
- Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M. (1993): Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In: *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism* (Eds.: M.S. Pringle, W.W. Sager, W.V. Sliter, S. Stein), *AGU, Geophys. Monogr.* 77, 233-261. Doi: 10.1029/GM077p0233
- Mahoney, J.J., Graham, D.W., Christie, D.M., Johnson, K.T.M., Hall, L.S., Vonderhaar, D.L. (2002): Between a hotspot and a cold spot: Isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86°E-118°E. *J. Petrol.*, 43/7, 1155-1176
- Maxlow, J. (2017): Global Tectonic Data Modelling. Terella Press (Eigenverlag), 228 S.
- McCabe, R., Harder, S., Cole, J.T., Lumadyo, E. (1993): The use of paleomagnetic studies in understanding the complex Tertiary tectonic history of East and Southeast Asia. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 8/1-4, 257-268
- McCarthy, D. (2007): Geophysical explanation for the disparity in spreading rates between the Northern and Southern hemispheres. *J. Geophys. Res.*, 112, B03410. Doi: 10.1029/2006JB004535
- McKenzie, D.P., Parker, R.L. (1967): The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, 1276-1280
- McNutt, M.K., Fischer, K.M. (1987): The South Pacific superswell. In: *Seamounts, Islands, and Atolls* (Eds.: B.H. Keating et al.), *AGU, Geophys. Monogr.*, 43, 25-34
- McNutt, M.K., Winterer, E.L., Sager, W.W., Natland, J.H., Ito, G. (1990): The Darwin Rise: A Cretaceous superswell? *Geophys. Res. Lett.*, 17/8, 1101-1104
- Mehl, K.W., Bitschene, P.R., Schmincke, H.U., Hertogen, J. (1991): 16. Composition, alteration, and origin of the basement lavas and volcanoclastic rocks at Site 738, Southern Kerguelen Plateau. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 119 (Eds.: J. Barron, B. Larsen et al.), 299-322
- Menard, H.W. (1964): Marine Geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York, 271 S.
- Menard, H.W. (1984): Darwin reprise. *J. Geophys. Res.*, 89, 9960-9968
- Metcalfe, I. (1984): Stratigraphy, palaeontology and palaeogeography of the Carboniferous of Southeast Asia. *Mém. Soc. Géol. France*, N.S., 147, 107-118
- Metcalfe, I. (1986): Late Palaeozoic palaeogeography of Southeast Asia: some stratigraphical, palaeontological and palaeomagnetic constraints. GEOSEA V Proceedings Vol. I, *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 19, 153-164

- Metcalfe, I. (1988): Origin and assembly of south-east Asian continental terranes. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 37, 101-118. Doi: 10.1144/GSL.SP.1988.037.01.08
- Metcalfe, I. (1993): Southeast Asian terranes: Gondwanaland origins and evolution. In: *Gondwana Eight* (Eds.: R.H. Findlay, R. Unrug, M.R. Banks, J.J. Veevers), Balkema, Rotterdam, 181-200
- Metcalfe, I. (2011): Palaeozoic – Mesozoic history of SE Asia. In: *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision* (Eds.: R. Hall, M.A. Cottam, M.E.J. Wilson), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 355, 7-35. Doi: 10.1144/SP355.2
- Michard, A., Montigny, R., Schlich, R. (1990): Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez Triple Junction and the South-East Indian Ridge. *Oceanol. Acta*, Vol. Special 10, 143-152
- Michaux, B. (2010): Biogeology of Wallacea: Geotectonic models, areas of endemism, and natural biogeographic units. *Biol. J. Linn. Soc.*, 101, 193-212
- Miles, P., Pubellier, M., Collot, J.: (2016): Structural Map of the Western Pacific Ocean at 1:20000000 scale. CCGM-CGMW. Doi: 10.14682/2016STRWPAC
- Milsom, J., Audley-Charles, M.G., Barber, A.J., Carter, D.J. (1983): Geological-geophysical paradoxes of the eastern Indonesian collision zone. In: *Geodynamics of the Western Pacific–Indonesian Region* (Eds.: T.W.C. Hilde, S. Uyeda), *AGU, Geodynamics* 11, 401-412
- Miyazaki, T., Kimura, J.I., Senda, R., Vaglarov, B.S., Chang, Q., Takahashi, T., Hirahara, Y., Hauff, F., Hayasaka, Y., Sano, S., Shimoda, G., Ishizuka, O., Kawabata, H., Hirano, N., Machida, S., Ishii, T., Tani, K., Yoshida, T. (2015): Missing western half of the Pacific Plate: Geochemical nature of the Izanagi-Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 3309-3332. Doi: 10.1002/2015GC005911
- Molnar, P., Tapponnier, P. (1975): Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189 (4201), 419-426
- Morley, C.K., Searle, M. (2017): Regional tectonics, structure and evolution of the Andaman-Nicobar Islands from ophiolite formation and obduction to collision and back-arc spreading. In: *The Andaman- Nicobar Accretionary Ridge: Geology, Tectonics and Hazards*. (Eds.: P.C. Bandopadhyay, A. Carter), *Geol. Soc. London Memoirs* 47, 51-74. Doi: 10.1144/M47.5
- Mukti, M.M., Aribowo, S., Nurhidayati, A. (2018): Origin of mélangé complexes in the Sunda and Banda arcs: Tectonic, sedimentary or diapiric mélangé. *Global Colloquium on Geosciences and Engineering 2017*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 118. Doi: 10.1088/1755-1315/118/1/012003
- Müller, R.D., Royer, J.Y., Lawver, L.A. (1993): Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21, 275-278
- Murawski, H. (1959): Zur Frage durchgepauster Tektonik. *Geol. Rundsch.*, 48/1, 260-271
- Naumann, E. (1885): Über den Bau und die Entstehung der Japanischen Inseln. R. Fiedländer u. Sohn, Berlin, 91 S.

- Neal, C.R., Mahoney, J.J., Chazey III, W.J. (2002): Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183. *J. Petrol.*, 43/7, 1177-1205
- Nelson, S.A. (2015): Continental Drift, Sea Floor Spreading and Plate Tectonics. <https://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/pltect.htm> (Abgerufen: 04.02.2018)
- Nelson, T.H., Temple, P.G. (1972): Mainstream mantle convection: A geologic analysis of plate motion. *AAPG Bull.*, 56/2, 226-246
- Nichols, G., Hall, R. (1999): History of the Celebes Sea Basin based on its stratigraphic and sedimentological record. *J. Asian Earth Sci.*, 17, 47-59
- Nixon, P.H. (1980): Kimberlies in the southwest Pacific. *Nature*, 287, 718-720
- Nobre Silva, I.G., Weis, D., Scoates, J.S., Barling, J. (2013): The Ninetyeast Ridge and its relation to the Kerguelen, Amsterdam and St. Paul hotspots in the Indian Ocean. *J. Petrol.*, 54/6, 1177-1210. Doi: 10.1093/petrology/egt009
- Noda, A. (2013): Chapter 2. Strike-slip basin – its configuration and sedimentary facies. In: *Mechanism of Sedimentary Basin Formation. Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins* (Ed.: Y. Itoh), InTechOpen, 27-57
- Nohara, M., Hirose, K., Eissen, J.P., Urabe, T., Joshima, M. (1994): North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part II, Sr-Nd isotopic and trace element constraints. *Marine Geol.*, 116/1-2, 179-195. Doi: 10.1016/0025-3227(94)90175-9
- Nur, A., Ben-Avraham, Z. (1978): Speculations on mountain building and the lost Pacifica continent. *J. Phys. Earth*, 26, Suppl., S21-S37
- Onoue, T., Chablais, J., Martini, R. (2009): Upper Triassic reefal limestone from the Sambosan accretionary complex in Japan and its geological implication. *J. Geol. Soc. Japan*, 115/6, 292-295
- Onoue, T., Sano, H. (2007): Triassic mid-oceanic sedimentation in Panthalassa Ocean: Sambosan accretionary complex, Japan. *Island Arc*, 16/1, 173-190. Doi: 10.1111/j.1440-1738.2007.00565.x
- Onoue, T., Stanley, Jr., G.D. (2008): Sedimentary facies from Upper Triassic reefal limestone of the Sambosan accretionary complex in Japan: mid-ocean patch reef development in the Panthalassa Ocean. *Facies*, 54/4, 529-547. Doi: 10.1007/s10347-008-0148-2
- Otoh, S., Yamakita, S., Yanai, S. (1990): Origin of the Chichibu Sea, Japan: Middle Paleozoic to Early Mesozoic plate construction in the northern Margin of the Gondwana continent. *Tectonics*, 9/3, 423-440. Doi: 10.1029/TC009i003p00423
- Pigott, J.D., Trumbly, N.I., O'Neal, M.V. (1984): Northern New Guinea wrench fault system: A manifestation of Late Cenozoic interactions between Australian and Pacific Plates. In: *Transactions of the Third Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference* (Ed.: S.T. Watson), 613-620

- Pigram, C.J., Panggabean, H. (1983): Age of the Banda Sea, eastern Indonesia. *Nature*, 301, 231-234.
Doi: 10.1038/301231a0
- Polvé, M., Maury, R.C., Bellon, H., Rangin, C., Priadi, B., Yuwono, S., Joron, J.L., Soeria Atmadja R. (1997): Magmatic evolution of Sulawesi (Indonesia): constraints on the Cenozoic geodynamic history of the Sundaland active margin. *Tectonophys.*, 272/1, 69-92. Doi: 10.1016/s0040-1951(96)00276-4
- Pringle, M.S., Frey, F.A., Mervine, E.M., Sager, W.W. (2007): New Ar/Ar ages from the Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: Beginning of a robust Indo-Atlantic hotspot reference frame. *AGU, Fall Meeting 2007*, (Abstract) #U13A-0871
- Pringle, M.S., Frey, F.A., Mervine, E.E. (2008): A simple linear age progression for the Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: New constraints on Indian plate tectonics and hotspot dynamics. *AGU, Fall Meeting 2008* (Abstract) #T54B-03
- Pyle, D.G., Christie, D.M., Mahoney, J.J., Duncan, R.A. (1995): Geochemistry and geochronology of ancient southeast Indian and southwest Pacific seafloor. *J. Geophys. Res.*, 100, B11, 22261-22282
- Ramana, M.V., Krishna, K.S., Ramprasad, T., Desa, M., Subrahmanyam, V., Sarma, K.V.L.N.S. (2001): Structure and tectonic evolution of the Northeastern Indian Ocean. In: *The Indian Ocean. A Perspective*. Vol. 2 (Eds.: R.S. Gupta, E. Desa), Balkema Publ., 731-816
- Rauchfuß, H. (2005): Chemische Evolution und der Ursprung des Lebens. Springer Verlag, 401 S.
- Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J.I., Batiza, R., Greig, A., Collerson, K.D. (1999): Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10030'N since 800 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168, 45-63
- Reid, H.F. (1910): The California Earthquake of April 18, 1906. Vol.2. The mechanics of the earthquake *Report of the State Earthquake Investigation Commission*, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C., 192 S.
- Ricard, Y., Doglioni, C., Sabadini, R. (1991): Differential rotation between lithosphere and mantle: A consequence of lateral mantle viscosity. *J. Geophys. Res.*, 96, B5, 8407-8415
- Richardson, W.P., Okal, E.A., Van der Lee, S. (2000): Rayleigh-wave tomography of the Ontong-Java Plateau. *Phys. Earth Planet. Int.*, 118, 29-51
- Ridd, M.F. (2016): Should Sibumasu be renamed Sibuma? The case for a discrete Gondwana-derived block embracing western Myanmar, upper Peninsular Thailand and NE Sumatra. *J. Geol. Soc. London*, 173/2, 249-264. Doi: 10.1144/jgs2015-065
- Roques, M. (1941): Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central Français. *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 512 S.
- Royer, J. Y., Peirce, J.W., Weiss, J.K. (1991): 38. Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol.121 (Eds.: J. Weissel, J. Peirce, E. Taylor, J. Alt et al.), 763-776

- Sager, W.W. (2007): Divergence between paleomagnetic and hotspot-model-predicted polar wander for the Pacific Plate with implications for hotspot fixity. In: *Plates, Plumes and Planetary Processes* (Eds.: G.R. Foulger, D.M. Jurdy,), *GSA Spec. Paper 430*, 335-357. Doi: 10.1130/2007.2430(17)
- Salomon-Calvi, W. (1940): Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. *MTA, Mecm.*, 5/1, 35-74
- Salters, V.J.M., Storey, M., Sevigny, J.H., Whitechurch, H. (1992): 3. Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen-Heard plateau basalts. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 120 (Eds.: S.W. Wise, R. Schlich). College Station, TX: Ocean Drilling Program, 55-62
- Santos, G. (1974): Mineral distribution and geological features of the Philippines. In: *Metallogenetische und Geochemische Provinzen/Metallogenetic and Geochemical Provinces* (Ed.: W.E. Petrascheck), Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, 1, 89-105. Doi: 10.1007/978-3-7091-4065-9_8
- Sarkar, S.S., Nag, S.K., Basu Mallik, S. (1989): The origin of andesite from Rajmahal traps, eastern India: a quantitative evaluation of a fractional crystallization model. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 37, 365-378
- Sarti, P. (2012): The consistency between local and space geodetic observations. Accuracy of the Global Terrestrial Reference Frame. In: *The Earth Expansion Evidence – A Challenge for Geology, Geophysics and Astronomy* (Eds.: G. Scalera, E. Boschi, S. Cwojdzinski). Selected contributions to the Interdisciplinary Workshop of the 37th International School of Geophysics EMFCSC, Erice (4-9 October 2011), 377-388
- Sasaki, T., Yamazaki, T., Ishizuka, O. (2014): A revised spreading model of the West Philippine Basin. *Earth, Planets and Space*, 66:83. Doi: 10.1186/1880-5981-66-83
- Sashida, K., Kamata, Y., Adachi, S., Munasri (1999): Middle Triassic radiolarians from West Timor, Indonesia. *J. Paleont.*, T3(5), 765-786
- Schaeffer, A.J., Lebedev, S. (2013): Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophys. J. Int.*, 194, 417-449. Doi: 10.1093/gji/ggt095
- Schmidt, H. (1918): Geschichte der Entwicklungslehre. Alfred Kröner Verlag, Leipzig, 549 S.
- Schmidt, K. (1972): Erdgeschichte. Walter de Gruyter, Berlin, 246 S.
- Schuth, S., Münker, C., König, S., Qopoto, C., Basi, S., Garbe-Schönberg, D., Ballhaus, C. (2009): Petrogenesis of lavas along the Solomon island arc, SW Pacific: Coupling of compositional variations and subduction zone geometry. *J. Petrol.*, 50/5, 781-811. Doi: 10.1093/petrology/egp019
- Scalera, G. (2012): Geodetic problems of an expanding globe. Simple critical arguments. In: *The Earth Expansion Evidence – A Challenge for Geology, Geophysics and Astronomy* (Eds.: G. Scalera, E. Boschi, S. Cwojdzinski). Selected contributions to the Interdisciplinary Workshop of the 37th International School of Geophysics EMFCSC, Erice (4-9 October 2011), 389-394

- Sclater, J.G., Fisher, R.L. (1974): Evolution of the East Central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. *GSA Bull.*, 85, 683-702
- Scotese, C.R. (2001): Atlas of Earth History. PALEOMAP Project, University of Texas, Arlington, 52 S.
- Sdrolias, M., Roest, W.R., Müller, R.D. (2004): An expression of Philippine Sea plate rotation: The Parece Vela and Shikoku Basins. *Tectonophys.*, 394, 69-86
- Searle, R.C., Bralee, A.V. (2007): Asymmetric generation of oceanic crust at the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge, 640E. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8/5. Doi: 10.1029/2006GC001529
- Sengupta, S., Ray, K.K., Acharyya, S.K., de Smeth, J.B. (1990): Nature of ophiolite occurrences along the eastern margin of the Indian plate and their tectonic significance. *Geology*, 18, 439-442
- Şengör, A.M.C. (1979): Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593
- Şengör, A.M.C. (1984): The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *GSA Spec. Paper* 195, 1-82
- Şengör, A.M.C., Natal'in, B.A. (1996): Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: *The Tectonic Evolution of Asia, Rubey Colloquium* (Eds.: A. Yin, M. Harrison), World and Regional Geology 8, Cambridge University Press, 486-640
- Seno, T., Maruyama, S. (1984): Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. In: *Geodynamics of Back-arc Regions* (Eds.: R.L. Carlson, K. Kobayashi), *Tectonophys.*, 102, 53-84
- Shipboard Scientific Party (1989): 15. Ninetyeast Ridge Summary. In: *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. 121 (Eds.: J. Peirce, J. Weissel et al.), College Station, TX (Ocean Drilling Program), 517-537
- Shipboard Scientific Party (1990): 4. Site 802. In: *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. 129 (Eds.: Y. Lancelot, R.L. Larson et al.), College Station, TX (Ocean Drilling Program), 171-243. Doi: 10.2973/odp.proc.ir.129.104.1990
- Shipboard Scientific Party (2001): 1. LEG 192 Summary. In: *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol.192 (Eds.: J.J. Mahoney, J.G. Fitton, P.J. Wallace et al.), 75 S.
- Sibson, R.H. (1985): A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 7, 751-754
- Sieh, K., Natawidjaja, D. (2000): Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *J. Geophys. Res.*, 105, B12, 28295-28326
- Simandjuntak, T.O. (1986): Sedimentology and tectonics of the collision complex in the east arm of Sulawesi, Indonesia. (Ph.D. Thesis) University of London, UK, 373 S.
- Simandjuntak, T.O. (1993): Neogene tectonics and orogenesis of Indonesia. *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 33, 43-64
- Simonetti, A., Neal, C.R. (2010): In-situ chemical, U-Pb dating, and Hf isotope investigation of megacrystic zircons, Malaita (Solomon Islands): Evidence for multi-stage alkaline magmatic

- activity beneath the Ontong Java Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295, 251-261. Doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.004
- Singh, S.C., Carton, H., Chanhana, A.S., Androvandi, S., Davaille, A., Dymment, J., Cannat, M., Hananto, N.D., (2011): Extremely thin crust in the Indian Ocean possibly resulting from plume-ridge interaction. *Geophys. J. Int.*, 184/1, 29-42. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04823.x
- Skelton, P.W., Spicer, R.A., Kelley, S.P., Gilmour, I. (2003): *The Cretaceous World* (Ed.: P.W. Skelton), Cambridge University Press, 361 S.
- Skwarko, S.K., Nicoll, R.S., Campbell, K.S.W. (1976): The Late Triassic molluscs, conodonts, and brachiopods of the Kuta Formation, Papua New Guinea. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.*, 1, 219-230
- Sleep, N.H. (1992): Archean plate tectonics: what can be learned from continental geology? *Can. J. Earth Sci.*, 29, 2066-2071
- Smith, A.D. (2007): A plate model for Jurassic to Recent intraplate volcanism in the Pacific Ocean Basin. *GSA. Spec. Paper* 430, 471-495. Doi: 10.1130/2007.2430(23)
- Sorey, M.L., Werner, C., McGimsey, R.G., Evans, W.C. (2000): Hydrothermal activity and carbon-dioxide discharge at Shrub and Upper Klawasi mud volcanoes, Wrangell Mountains, Alaska. *US Geol. Survey, Water-Resources Investigation Report* 00-4207, Menlo Park, California,
- Spörli, K.B., Aita, Y., Gibson, G.W. (1989): Juxtaposition of Tethyan and non-Tethyan Mesozoic radiolarian faunas in mélanges, Waipapa terrane, North Island, New Zealand. *Geology*, 17, 753-756. Doi: 10.1130/0091-763(1989)017<0753:JOTANT>2.3.CO;2
- Stadler, T.J., Tominaga, M. (2015): Intraplate volcanism of the western Pacific: New insights from geological and geophysical observations in the Pigafetta Basin. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 3015-3033. Doi: 10.1002/2015GC005873
- Stanley Jr., G.D., Onoue, T. (2015): Upper Triassic reef corals from the Sambosan accretionary complex, Kyushu, Japan. *Facies*, 61:1. Doi: 10.1007/S10347-014-0425-1
- Stepashko, A.A. (2006): Origin of West Pacific seamounts and features of the Cretaceous dynamics of the Pacific Plate. *Oceanology*, 46/3, 411-417
- Stevens, G.R. (1997): The Late Jurassic ammonite fauna of New Zealand. *Inst. of Geol. and Nuclear Sci., Monograph* 18 (New Zealand Geol. Surv. Paleont. Bull., 74), 216 S.
- Storetvedt, K.M. (1997): *Our Evolving Planet. Earth History in New Perspective*. Alma Mater Forlag, Bergen, 456 S.
- Storey, M., Kent, R. W., Saunders, A. D., Hergt, J., Salters, V. J. M., Whitechurch, H., Sevigny, J. H., Thirlwall, M. F., Leat, P., Ghose, N. C. & Gifford, M. (1992): Lower Cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau. In: *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 120 (Eds.: S.W. Wise, R. Schlich). College Station, TX: Ocean Drilling Program, 33-53

- Strutinski, C. (1990): The importance of transcurrent phenomena in mountain building. In: *Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory* (Eds.: V. Belousov et al.), Theophrastus Publ. S.A., Athens, 141-166
- Strutinski, C. (1994): An orogenic model consistent with Earth expansion. In: *Frontiers of Fundamental Physics* (Eds.: M. Barone, F. Selleri), Plenum Press, N.Y., 287-294
- Strutinski, C. (1997): Causal relations between crustal transcurrent systems and regional metamorphism, with reference to the Upper Proterozoic - Cambrian formations of Central Dobrogea (Ph.D. Thesis, in Romanian), University of Bucharest, 288 S.
- Strutinski, C. (2015a): A super-mobilistic Earth expansion hypothesis: Australia's voyage to the East (Case Study Nr. 2). <http://www.dinox.org/publications/Strutinski2015-Case%20study%20Nr.2a.pdf> (Abgerufen: 21.07.2018)
- Strutinski, C. (2015b): Some reflections on the charts of the ocean floor: Do they hide more than they reveal? <http://www.dinox.org/publications/Strutinski2015.pdf> (Abgerufen: 21.07.2018)
- Strutinski, C. (2015c): The transform fault – a golden calf of Plate Tectonics. Critique of the concept and alternative view on 'ridge transforms' (Case study Nr. 3). http://www.dinox.org/publications/Stutinski2015-Case_Study_Nr_3.pdf (Abgerufen: 21.07.2018)
- Strutinski, C. (2017): An alternative view on subduction zones. PowerPoint-Präsentation bei der 2. Internationalen Physik-Konferenz, Brüssel, 28.-30. August 2017. *Phys. Chem. Biophys.*, 7:3 (Abstract). Doi: 10.4172/2161-0398-C1-023
- Strutinski, C., Puste, A. (2001): Along-strike shearing instead of orthogonal compression: A different viewpoint on orogeny and regional metamorphism. *Himalayan Geology*, 22/1, 191-198
- Strutinski, C., Stan, R., Puste, R. (2003): Geotectonic hypotheses at the beginning of the 21st century. In: *Why Expanding Earth? A book in honour of Ott Christoph Hilgenberg* (Eds.: G. Scalera, Jacob, K.H.), INGV, Rome, 259-273
- Suess, E. (1901): Das Antlitz der Erde. 3. Band, 1. Hälfte. Tempsky & Freytag, Wien, Leipzig, 508 S.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds.: A.D. Saunders, M.J. Norry), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, 313-345. Doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Sylvester, A.G. (1988): Strike-slip faults. *GSA Bull.*, 100, 1666-1703
- Taira, A., Saito, Y., Hashimoto, M. (1983): The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. In: *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region* (Eds.: T.W.C. Hilde, S. Uyeda), *AGU, Geodynamics Series* 11, 303-316
- Talwani, M., Desa, M.A., Ismaiel, M., Krishna, K.S. (2016): The tectonic origin of the Bay of Bengal and Bangladesh. *J. Geophys. Res.*, 121/7, 4836-4851. Doi: 10.1002/2015JB012734

- Tanner, W.F. (1963): Pacific off-center rotation and equatorial fault systems (Abstract): *GSA , Spec. Paper 73*, 253
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R. (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616
- Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P.H., Schärer, U., Dalai, Z., Haiwei, W., Xiaohan, L., Shaocheng, J., Lianshang, Z., Jiayou, Z. (1990): The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343, 431-437
- Tauxe, L., Gee, J.S., Steiner, M.B., Staudigel, H. (2013): Paleointensity results from the Jurassic: New constraints from submarine basaltic glasses. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14/10, 4718-4733. Doi: 10.1002/ggge.20282
- Taylor, B., Goodliffe, A.M. (2004): The West Philippine Basin and the initiation of subduction, revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12602. Doi: 10.1029/2004GL020136
- Taylor, B. (2006): The single largest oceanic plateau: Ontong Java–Manihiki–Hikurangi. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 372-380
- Tazawa, J. (2001): Middle Permian brachiopod faunas of Japan and South Primorye, Far East Russia: their palaeogeographic and tectonic implications. *Geosci. J.*, 5:19. Doi: 10.1007/BF02910170
- Tejada, M.L.G., Mahoney, J.J., Neal, C.R., Duncan, R.A., Petterson, M.G. (2002): Basement geochemistry and geochronology of Central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau. *J. Petrol.*, 43, 449-484
- Tejada, M.L.G., Mahoney, J.J., Castillo, P.R., Ingle, S.P., Sheth, H.C., Weis, D. (2004): Pin-pricking the elephant: evidence on the origin of the Ontong Java Plateau from Pb-Sr-Hf-Nd isotopic characteristics of ODP Leg 192 basalts. In: *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau* (Eds.: J.G. Fitton, J.J. Mahoney, P.J. Wallace; A.D. Saunders), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 229, 133-150
- Tejada, M.L.G., Suzuki, K., Hanyu, T., Mahoney, J.J., Ishikawa, A., Tatsumi, Y., Chang, Q., Nakai, S. (2013): Cryptic lower crustal signature in the source of the Ontong Java Plateau revealed by Os and Hf isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 377-378, 84-96
- Tharimena, S., Rychert, C.A., Harmon, N. (2016): Seismic imaging of a mid-lithospheric discontinuity beneath Ontong Java Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 450, 62-70. Doi: 10.1016/j.epsl.2016.06.026
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philos. Trans. of the Royal Soc.*, London. Ser. A., 549-590
- Tollmann, A. (1984): Entstehung und früher Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 77, 93-113
- Tuttle, R.J. (2012): *The Fourth Source: Effects of Natural Nuclear Reactors*. Universal Publishers, 580 S.

- Ujjié, H. (1975): 35. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Western Philippine Sea, LEG 31 of DSDP. *DSDP*, vol. XXXI, 677-691. Doi: 10.2973/dsdp.proc.31.134.1975
- Ur, R.H., Hideo, N., Kei, K. (2013): Geological origin of the volcanic islands of the Caroline Group in the Federated States of Micronesia, Western Pacific. *South Pacific Studies*, 33/2, 101-118
- Uyeda, S., Ben Avraham, Z. (1972): Origin and development of the Philippine Sea. *Nature*, 240, 176-178
- Valdiya, K.S. (2016): The Making of India. Geodynamic Evolution. 2nd Edition. Springer Verlag, 924 S.
- Van Bemmelen, R.W. (1949): The Geology of Indonesia. Three volumes (IA, IB and II). Government Printing Office, The Hague
- Vanderkluysen, L., Mahoney, J.J., Koppers, A.A.P., Beier, C., Regelous, M., Gee, J.S., Lonsdale, P.F. (2014): Louisville Seamount Chain: Petrogenetic processes and geochemical evolution of the mantle source. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 2380-2400. Doi: 10.1002/2014GC005288
- van Gorsel, J.T. (2016): Bibliography of the Geology of Indonesian and surrounding areas. Ed. 6.0, 2201 S. www.vangorselslist.com (Abgerufen: 21.07.2018)
- Villeneuve, M., Bellon, H., Martini, R., Harsolumakso, A., Cornée, J.J. (2013): West Timor: a key for the eastern Indonesian geodynamic evolution. *Bull. Soc. Géol. France*, 184/6, 569-582
- Wang, C., Svarichevsky, S., Huang, C.F., Wang, S.L. (1996): A strike-slip fault system trending NE in and around the northwestern corner of the West Philippine Basin. *Terrestr. Atmospheric and Oceanic Sci. J.* Doi: 10.3319/TAO.1996.7.4.489(ACCT)
- Wang, D., Shu, L. (2011): Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China. *Geoscience Frontiers*, 3/2, 109-124
- Wang, E.C. (2017): Timing of the initial collision between the Indian and Asian continents. *Science China Earth Sci.*, 60, 626-634. Doi: 10.1007/s11430-016-5136-3
- Wang, P.C., Li, S.Z., Guo, L.L., Jiang, S.H., Somerville, I.D., Zhao, S.J., Zhu, B.D., Chen, J., Dai, L.M., Suo, Y.H., Han, B. (2016): Mesozoic and Cenozoic accretionary orogenic processes in Borneo and their mechanisms. *Geol. J.*, 51 (S1), 464-489. Doi: 10.1002/gj.2835
- Watkinson, I. M. (2011): Ductile flow in the metamorphic rocks of central Sulawesi. In: *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision* (Eds.: R. Hall, M.A. Cottam, M.E.J. Wilson), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 355, 157-176. Doi: 10.1144/SP355.8
- Wells, R.E. (1989): Origin of the oceanic basalt basement of the Solomon Island arc and its relationship to the Ontong Java Plateau – insights from Cenozoic plate motion. *Tectonophys.*, 165, 219-235
- Wensink, H., van Bergen, M.J. (1995): The tectonic emplacement of Sumba in the Sunda-Banda Arc: paleomagnetic and geochemical evidence from the early Miocene Jawila volcanics. *Tectonophys.*, 250, 15-30

- Wessel, P., Müller, R.D. (2009): Plate Tectonics. In: *Treatise on Geophysics*, vol. 6. Crust and Lithosphere Dynamics (Ed.: A.B. Watts), Elsevier, 49-98
- Wilkens, A., Dreiseitl, H., Greene, J., Jacobi, M., Liess, C., Schwenk, W. (2009): Wasser Bewegt. Phänomene und Experimente. Haupt Verlag, Bern-Stuttgart-Wien, 205 S.
- Wills, S., Buck, W.R. (1997): Stress-field rotation and rooted detachment faults: A Coulomb failure analysis. *J. Geophys. Res.*, 102, B9, 20503-20514
- Wilson, J.T. (1965): A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343-347
- Wilson, M., Ascaria, A. (2003): The Cenozoic carbonates and petroleum systems of South Sulawesi. *IPA Field Excursion*. University of London, Geology Department, UK, 26 S.
- Woodcock, N.H. (1986): The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philos. Trans. of the Royal Soc.*, London, ser. A, 317, 13-29
- Woodhouse, G.H., Dziewonski, A.M. (1984): Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 5953-5986
- Wright, L.A., Troxel, B.W. (1969): Chaos structure and Basin and Range normal faults: Evidence for a genetic relationship. *GSA, Abstracts with Programs*, 1/7, 242
- Wright, L.A., Troxel, B.W. (1973): Shallow fault interpretation of Basin and Range structure, southwestern Great Basin. In: *Gravity and Tectonics* (Eds.: K.A. de Jong, R. Scholten), Wiley, New York, 397-407
- Wu, J., Suppe, J., Lu, R., Kanda, R. (2016): Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 4670-4741. Doi: 10.1002/2016JB012923
- Yamazaki, T., Takahashi, M., Iryu, Y., Sato, T., Oda, M., Takayangi, H., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, T., Ooka, T. (2010): Philippine Sea Plate motion since the Eocene estimated from paleomagnetism of seafloor drill cores and gravity cores. *Earth Planets Space*, 62, 495-502. Doi: 10.5047/eps.2010.04.001
- Yin, A., Taylor, M.H. (2011): Mechanics of V-shaped conjugate strike-slip faults and the corresponding continuum mode of continental deformation. *GSA Bull.* Doi: 10.1130/B30159.1
- Yumul, G.P., Dimalanta, C.B., Tamayo, R.A., Maury, R.C., Bellon, H., Polvé, M., Maglambayan, V.B., Querubin, C.L., Cotton, J. (2004): Geology of the Zamboanga Peninsula, Mindanao, Philippines: an enigmatic South China continental fragment? *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 226, 289-312. Doi: 10.1144/GSL.SP.2004.226.01.16
- Yumul, G.P., Dimalanta, C.B., Marquez, E.J., Queaño, K.L. (2009): Onland signatures of the Palawan microcontinental block and Philippine mobile belt collision and crustal growth process: A review. *J. Asian Earth Sci.*, 34, 610-623. Doi: 10.1016/j.jseaes.2008.10.002
- Yurtmen, S., Rowbotham, G., Işler, F., Floyd, P.A. (2000): Petrogenesis of basalts from southern Turkey: the Plio-Quaternary volcanism to the north of Iskenderun Gulf. In: *Tectonics and*

Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (Eds.: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 173, 489-512

Zahirovic, S., Seton, M., Müller, R.D. (2014): The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia. *Solid Earth*, 5. Doi: 10.5194/se-5-227-2014

Zhang, P., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhaoy, Y. (2004): Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32/9, 809-812

Zhang, S.Q., Mahoney, J.J., Mo, X.X., Ghazi, A.M., Milani, L., Crawford, A.J., Guo, T.Y., Zhao, Z.D. (2005): Evidence for a widespread Tethyan upper mantle within Indian-Ocean-type isotopic characteristics. *J. Petrol.*, 46/4, 829-858. Doi: 10.1093/petrology/egi002

Zhao, J., Yuan, X., Liu, H., Kumar, P., Pei, S., Kind, R., Zhang, Z., Teng, J., Ding, L., Gao, X., Xu, Q., Wang, W. (2010): The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet. *PNAS*, 107/25, 11229-11233. Doi: 10.1073/pnas.1001921107

Zhu, M., Graham, S., McHargue, T. (2009): The Red River fault zone in the Yinggehai Basin, South China. *Tectonophys.*, 476/3-4, 397-417. Doi: 10.1016/j.tecto.2009.06.015

Stichwortverzeichnis

(Hinweis – gilt z.T. auch für das nachfolgende Namensverzeichnis: TEXT -23 – einfacher Seitenverweis; 43f - Seite und nachfolgende Seite; 73ff – Seite und zwei nachfolgende Seiten; 43-49 – Seiten 43 bis einschließlich 49; ABBILDUNGEN - 42– Seitenverweis in *Kursivschrift*;– HAUPTVERWEISE Text bzw. Abbildungen - **73-78, 88** – Seitenverweise in **Fettschrift**)

90-Ost-Rücken (90E-Rücken), 25, 36, 44, 46, **73-78, 79, 80, 81 82, 82, 83, 84, 85, 85, 87, 88, 88, 89, 90ff, 90, 98**

Abschiebung, 28f, 31

Aden (Golf von A.), 68, 93

Admiralty-Inseln (Papua-Neuguinea), 63

Afrika (Ostafrika, Nordostafrika), 8, 31

Akkretionskeil, **34ff**, 38, 58, 66

Alaska, 69, 97

Alnöite, 73

Alor (Indonesien), 61

Alpen-Himalaya-Orogen (System), 14, 18, 47, **52f, 55, 65ff, 68, 93**

Amami-Plateau (Westphilippinisches Becken), 44, 45

Amsterdam-St. Paul-Hotspot (+AMST), 75ff, 79, 80, **88, 89, 89, 92**

Anadyr (Golf), 37

Anatolien (Hochland von A.), 53

Andamanen (Indien), 40, 66

Andamanensee, 53, 67

Andesite, 58, 77, 78, 80

Angara-Land, 52

Anisotropie des oberen Mantels, 12

Antarktika (+ Antarktis-Platte), 36, 45, 76

Antillenbogen, 97

APWP (Scheinbare Pazifische Polwanderungskurve), 98

Äquator (+ Äquatorial-), **9-12**, 14, 18, 34, 38, 45, 52, 66, 93f

Äquatorialer Mantelstrom, **9, 11, 12**, 18, 93f, 99

Arc-trench gap (siehe Vorseitenbereich)

Argo-Becken, 88

Argoland, 36, 92, 97

Assimilation, 50, 80, 83, 85f, 88, 89, 90

Assimilations-Rate, 91

Assimilationsprozesse, 91f

Asthenocurrent (s. auch Mantelstrom), 30, **33f, 44, 50, 71, 93, 99**

Asthenosphäre, 13, **33**, 48, 50, 70ff, 70, 71, 93, 96

Asthenosphären-„Kanal“, 12

Asthenosphärenströme, 10, **49f**

Asymmetrische Expansion, 25

Atauro (Indonesien), 60

Atlantik (Atlantischer Ozean), 15, 18f, 47, 56

Atolle, 24

Auseinanderdriften, 18, 36

Ausgasung des Mantels, 96

Australien (Australia), 8f, 9, 36, 39f, 45, 47f, 49, 50, 60, 62, 64f, 64, 68, 75, 92, 94f, 97, 98

Australien-Schub, 65

Ausweichmöglichkeiten, 18

Ausweichstrom, 63, 64, 65, 95

Ausweichtendenzen, 32

Ausweichtektonik, 12

Ayu-Trog, 42, 68

Backarc-Becken (siehe Randbecken)

Bali (Indonesien), 39, 58, 61

Bali-See, 61

Band-Kontinente, 17, **34f, 35**, 40, 53

Banda-Bogen (Äußerer B.), 66f

Bandasee, 51, 62, 95

Banggai-Sula-(B.-S.-Sporn, Indonesien), 62, 65

Bangong-Nujiang-Sutur, 53

Barbados (Barbados), 97

Basalte (basaltisch), 18ff, **25ff**, 29, 34, 41, **47f, 48, 49, 50, 62f, 69, 72-92, 78, 79, 81, 82, 83, 84, 85, 87, 88, 89, 90, 94**

Alkalibasalte, 26f, 73

Flutbasalte (+ Plateaubasalte), 23, 27, 81f, 84, 86, 98

MOR-Basalte (+ tholeiitische Basalte, N-MORB, E-MORB, T-MORB), 20, 25ff, 30, 41, 45, **47f, 48**, 78, 80f, 91, 94

Ocean island Basalte (OIB), **47, 81**

Off-ridge Basalte, 26

“primitive” Basalte (aus “primitiver Schmelze” entstanden), 26

Basaltkruste, 26

Basaltplateau (Basaltplatte), 9, 29, 36, 69, 97, 99

Basaltprovinz, 69, 73ff, 77, 91, 99

Basin-und-Range (Basin and Range), 28, **30f, 30**, 94, 100

Batu Tara (Vulkan, Indonesien), 61

Bengalen (Golf von B.), 73, 77, 92, 97

Bismarck-Archipel, 63

Bismarcksee, 63

Bogen-Bogen-Kollision, 63

Bogen-Festland-Kollision, 65

Bohrungen

DSDP-Bohrungen:

254, 76

290; 293, 294, 45

462, 25

ODP-Bohrungen:

738, 85, 85
756, 79, 80, 81, 82, 83, 87, 88, 89, 90
757, 79, 80, 81, 82f, 82, 87, 88, 89, 90
758, 76, 79, 80, 81, 82f, 82, 87, 88, 89, 90, 91
800, 23, 25
801, 23, 25ff, 27
802, 23, 25f
1136, 79, 85, 85
1138, 79f
1140, 76
1149, 23, 25, 27
 Bone-Bay (Indonesien), 60
 Borneo, 40, 44, **54**, **55**, **56f**, **56**, 60f, 66, 97
 Bougainville (Papua-Neuguinea), 63
 Briançonnais, 53
 Broken Ridge, 75f
 Burma, 51f, 57, 94f, 97
Celebes-See (Celebes-Becken), 44, 48, 48, 49, 50f, 65
 Chain of Dead Poets, 76
 Chichibu-Zone (Japan), 36
Darwin-Rücken (Darwin Rise), **21-24**, **23**, 26, 27
 Darwin-Rücken-Ereignis, 29, 36
 Dehnung, **28-31**, 51, 100
 Delamination, 72
 Detachment faults, **28**, **31**
 Devon, 35
 Diapirkopf, 70f
 Dinariden, 12
 Dreispitz-Lineationen (siehe Lineationen)
 Drift (+ Driften, Norddrift, Westdrift), 11, 25, 30, 40f, 47, 70, 72, 94f
 DUPAL-Anomaile (DUPA-Charakter), 47, 87f
 Duplex-System, 37, **53**, **55**, **56ff**, **56**, 63, 64, 66, 68, 93
Emperor-Hawaii-Kette (Emperor-Hawaii-Rücken), 23, 25, 36, 40, 47
 Entgasungsprodukt, 67
 Eozän, 14, 36, 40f, 42, 44, 45f, 62f, 95
 EPR (East Pacific Rise), 86, 87, 88, 89
 Erdbeben, 15, **95ff**
 Erdwachstum, 24f, 27f, 31, 35, 94f
 Eurasien, 12, 14, 35, 40, 50, 53, 56, 57, 62
 Exmouth-Plateau, 8
 Expansion, 14, 25, 28, 95
 Erdexpansion, 8, 76, 100
 Expansionsrate, 14f, 24, 26, 29
Farallon (-Platte), 19
 Feuerring des Pazifiks, 16, 95
 Fidschi-Becken (Nord- und Süd-Fidschi-B.), 49f, 49, 63
 Fließstrukturen, 17
 Flores (Indonesien), 58, 61
 Foraminiferen, 45
 Fraktionierte Kristallisation, 80, 83
 Französisch Polynesien, 24, 28
 Freiluft-Schwereanomalien, **67**, **68**, 93, 96f
Gabbro, 20, 34, 45, 69, 77, 78, 80
 Gagua-Rücken (Westphilippinisches Becken), 45ff
 Gasemanationen, 95
 Geochemie (+ geochemisch), 26, 72, 75, 77, 97, 99
 Geosynklinale, 11
 Geozentrismus, 35
 „Gescheiterter“ Graben (G. Rift), 26
 Gleitbrett-Muster, 53
 Gondwana (Gondwanaland; G.-Superkontinent), 34f, 52, 97
 Grabenbildung, 29, 41
 Grabenbrüche, 26
 „passive“ Grabenbrüche, 28
 Granit (+ Granitkörper), 30, 31, 38, 69
 Grünschiefer (+ Grünschieferfazies), 58, 69
 Guyot (vulkanische Tafelberge, untermeerische Vulkanbauten), **21**, **23**, 38, 94
Halmahera (+ Halmahera-Bogen, Indonesien), 61ff, 64, 65f, 95
 Heard- und McDonald-Inseln, 74, 76
 Heißer Fleck (siehe Hotspot)
 Hikurangi-Plateau, 99
 Himalaya, **12**, **14**, 50, 52
 Himalaya-Tibet, 8, 12, 51ff, 54, 92
 Hindukusch, 52
 Horizontalbewegungen, 93
 Hornstein, 62
 Hotspot (Heißer Fleck), **24**, 28, 69, 74ff, 74
 Amsterdam-St.Paul-Hotspot, 76f, 79, 80, 89, 92
 Kerguelen-Hotspot, 75f, 91
 Louisville-Hotspot, 72
 Huatung-Becken (Westphilippinisches Becken), 44, 45
 Hypozentrum, 95f
Immobilie Spurenelemente, 80
 Indenter-Modell, 32f, 33, 41
 Indien-Schub-Ereignis, **39f**, 45, 51, 54, 65f, 73
 Indik (Indischer Ozean), 17f, 25, 39, 41, 43, 45-51, 61f, 64f, 69, 74f, 82, 86, 87, 88, 89, 91, 94f, 98f, 98
 Nordostindik, 41
 Ostindik, 8, 39, 47, 65, 72
 Indischer Subkontinent (Indien, Indische Platte, indischer Block, Indische Halbinsel, indischer „Kolben“), 12f, 33, 36, 44, 45, 50, 54, 62, 73, 98
 Indo-Burmesische Gebirgskette, 66
 Indochina (Indochina-Block, Indochina-Halbinsel), 40, 43, 44, 65
 Indonesien (+ indonesischer Archipel, indonesischer Raum), 17, 39, 40, 55, 59, 61, 64f, 64, 69, 94, 97
 Indopazifischer Raum, 35, 92f, 100
 Indus-Tsangpo-Sutur (siehe Yarlung-Zangpo-Sutur)
 Inkompatible Elemente, 26, 78, 80, 86
 Inselbogen, 15, 17, 30, 34, 43, 57f, 93
 Inselbogenmagmatismus, 45
 Intraplatten-Deformationen, 46
 Irrawaddi-Block (Myanmar), 54

Isotopengeochemie (+ isotopengeochemisch), 24, 73, 77, 86, 92, 98f
 Izanagi (-Platte; I.-Pazifik-Rücken), 19
 Izu-Bonin-Marianen- (Palau)-Bogen, 50, 69
Japan, 36, 37, 39, 50, 94
 Japanisches Meer, 39
 Java (Indonesien), 40, 47, 55, 57f, 59, 60f, 60, 62, 64, 97
 Java-See, 60
 Jura, 45
 Tieferer Jura, 38f
 Mittlerer Jura, 18, 19, 36, 51, 66, 92ff, 99
 Oberer Jura, 19, 21, 27, 39f, 51
 Jurassisch, 21, 25ff, 27, 31, 36, 39, 48, 62
Kai-Inseln (Indonesien), 67
 Kaledonische Orogenese, 93
 Kalifornien, 34
 Golf von Kalifornien, 53, 67
 Kalimantan (Ost-K., Borneo), 57
 Kalzilit, 62
 Kambodscha, 51
 Kamtschatka, 36, 37, 94
 Karbon (oberstes K.), 52
 Karolinen-Becken (Karolinensee), 42, 64f, 68
 Karolinen-Rücken, 69, 72
 Karpaten, 12, 97
 Kerguelen-Archipel, 91
 KAR-Basalte, 90, 91
 Kerguelen-(Plume)-Basalte, 92
 Kerguelen-Hotspot (siehe Hotspot)
 Kerguelen-LIP, 75
 Kerguelen-Plateau, 25, **74-81, 78, 79, 90**
 CKP (Zentrales Kerguelen-Plateau), **78, 79, 79, 80, 81, 82, 82, 83, 83, 84, 85, 85, 87, 87, 88, 89-92, 89, 90**
 SKP (Süd-Kerguelen-Plateau), **79, 79, 80, 81, 82, 83, 83, 84, 85, 85, 87, 88, 89**
 Kerguelen-Plume, 73ff, 77, 79, 83, 85, 91, 99
 Kerguelen- Stamm-Magma, 91
 Kimberlite, 73
 Kimmeria (vermuteter Band-Kontinent, Cimmeria), 34, 35
 Kimmerische Orogenese, 93
 Kleinasien, 52
 Klüfte, 28, 67
 Kollision, 40, 62f, 65, 92f, 96, 100
 Komba (Indonesien), 61
 Kontinentaldrifthythese, 11, 32
 Kontinentale Kruste, 11, 85
 Konturen; Konturlinie, 8, 44, 70
 Konvektionsströme, 96
 Korallensee, 42
 Kopplungsmechanismus, 10f, 10,
 Korjakengebirge, 36, 94
 Korridor, 10, 10, 34, 52f
 Kraton, kratonisch, 65, 70, 73
 Kreide (Kreidezeit, Ober-, Unterkreide), 8, 12, 17, 20f, 24-27, 27, 31, 36, 40, 42, 44, 45f, 53f, 57f, 62, 66, 75, 79f
 Kroenke-Basalte, 72, 78, 80, 82,
 Kruste, 10ff, 17, 19, 29, 33, 41, 45f, 50ff, 76, 86, 92, 95f, 98
 Kontinentale K., 11, 20, 24, 29, 34, 72, 80, 85f
 Ozeanische K., 12, 15f, 18, 21, 25, 27, 34, 41f, 46, 50, 61f, 65, 69, 74f, 85, 93
 Obere K., 34
 Untere K., 12, 20, 29
 Jurassische K., 25f, 62
 Kretazische K., 27
 Krustenabschnitt, 97
 Krustenbänder, 43
 Krustenfragment, 97
 Krustenmaterial, 77, 83, 86, 88, 891
 Kuching-Zone (Borneo), 54
 Kumulate, 78
 Kurosegawa-Zone, 36
 Kurosegawa-Kontinent, 38
 Kwaimbaita-Basalte, 72, 82
 Kyūshū (Japan), 36
 Kyūshū-Palau-Rücken, 49, 50
Lanyu-Insel (Taiwan), 45
 Laos, 51
 Lau-Becken, 48ff, 48, 49
 Lembata (Indonesien), 61
 Lhasa-Block, 40, 52f, 54, 56
 Lichteefekte, 96
 Lineationen (Magnetische Lineationen, Streifen-, Lineationsmuster), **18ff, 23, 25f, 30, 31, 46, 51**
 Dreispez-Lineationen, **19f, 25f**
 LIP (Large Igneous Province), 23f, 72, 74f, 86, 92, 99
 LIP-Ereignis, 36, 39
 Lithosphäre, 10-13, 15, 18, 20, 21, 24f, 28f, 30, 31-34, 40f, 50, 52f, 65, 67, 70, 76, 93, 97, 100
 Kontinentale Lithosphäre, 12f, 18, 20, 28-31, 30, 50, 71
 Ozeanische Lithosphäre, 21, 24, 28, 33, 50, 69, 80
 Lithosphären-Vernarbung, 28
 Lombok (Indonesien), 39, 58, 61
 Lompobatang (Vulkan, Indonesien), 60
 Louisville-Rücken (L.-Kette), 25, 72f, 98
 Louisville-Hotspot (siehe Hotspot)
 Lupar-Linie (Borneo), 54
 Luzon-Okinawa-Lineament, 46
Madagaskar, 8
 Magnetfeld der Erde, 18f
 Magnetostratigraphische Deutung, 25f
 Makassar-Straße, 57
 Makran-Zone, 97
 Malaita (Salomonen), 69, 73
 Malaysia, 51, 57
 Manihiki-Plateau, 99

Mantel (Erdmantel), 22, 23, 29, 32, 53, 72, 86, 96f
 Oberer Mantel, 10f, 14, 17f, 33f, 50, 65
 Tieferer Mantel, 70
 Primitiver Mantel, 72
 Manteldiapir, 23ff, 47, 70, 72, 96
 Mantel-Kern-Grenze, 23, 25
 Mantelstrom, **8f, 11f, 13, 14**, 18, 30, 31, **33f**, 36, 38-41, 43, 44, 50f, 53, 57, 62f, 65ff, 71, 72, 93f, 96f, 99, 100
 Mantelwulst, **20f**, 94
 Marianen-Trog, 48, 48, 49
 Mathematician-Rift, 26
 Median Tectonic Line (MTL), 36, 39
 Mediterran-Gebiet, 52
 Mélange (tektonische M. + Mélange-Formationen), 36, 38, **51**, 57ff, 62, 64, 66f, 95
 Mentawai-Störung (Mentawai-Bruch), 40, 47
 Meratus-Gebirge (Borneo), 54, 57
 Mesozoisches Dipol-Tief, 19
 Metabasit, 58
 Metamorphose, 58
 Hochdruckmetamorphose, 15, 36
 Metamorph, 58, 69
 Metamorphe Dome, **29**
 Metamorphe Gesteine (Metamorphite), 29, 34, 58, 69, 93
 (Metamorphe) Lineationen, 93
 Mindanao (Philippinen), 56, 61
 Mindanao-Bruch, 46
 Miozän, 39, 41, 51, 57f, 60-63, 64, 66f, 69, 95
 Mittelatlantischer Rücken, 29
 Mittelozeanische Rücken (MOR), 15-20, 17, 22, 24f, 27, 29, 31, 34, 43, 96f, 100
 Mobiles Band, 66f
 Molukken-Mantelstrom, 63
 Molukkensee, 63, 64, 65ff, 95
 MORB (siehe Basalte)
Namche-Barwa-Knie, 14, 40, 51, 94
 Nanga-Parbat-Knie, 14
 Neu-Britannien (Papua-Neuguinea), 60, 61, 63, 65, 95
 Neuguinea (Papua-Neuguinea), 39, 60, 61, 63, 65f, 94f
 Neuguinea-Becken, 45
 Neu-Hannover (Papua-Neuguinea), 63, 65
 Neu-Irland (Papua-Neuguinea), 63, 65
 Neukaledonien (Frankreich), 39, 66, 94
 Neuseeland, 39, 66, 94
 Nikobaren (Indien), 66
 Nipponiden, 38
 „Nordstamm“, 52
 NPRS (Nordpazifisches Randsystem), **36-39**, 37, 66, 94
Obduktion, 62, 65
 Oberflächenkrümmung, 28
 OCC (Oceanic core complexes), 19, 29, 31
 OJP (siehe Ontong-Java-Plateau)
 OJP-RAJ-Magmen, 80
 OJP-RAJ-Trend, 80

Oligozän, 37, 57, 61, 67f
 Ontong-Java LIP, 72
 Ontong-Java-Nui, 99
 Ontong-Java-Plateau (+ Ontong-Java-Basaltplateau, OJP), 8, 9, 23, 27, 29, 36, 39, **69-73, 70, 71, 76-80, 78, 79, 81, 82f, 82, 83, 84, 85f, 85, 87, 88-92, 88, 89, 90**, 93, 97ff, 98
 Ontong-Java Plume, 86,
 Ophiolithe (+ Ophiolithformtionen; Ophiolit), 34, 47, 52f, 56, 62, 64ff, 93
 Ori-Massiv (auf Shatsky-Rücken), 29
 Orogen (+ Orogenese), 9f, 12, 14, 33f, 40, 52f, 54, 92-95, 97
 Oroklin (orokline Strukturen: Bögen, Schleifen, Einbuchtungen, Verformungen), 14, 33, 57, 61f, 93, 97
 Ostindien, 9, 35f, 73, 75, 92
 Ostindik, 8, 41, 47, 65
 Ostindik-Randbogen (ORB), 65f
 Ostpazifischer Rücken (East Pacific Rise; EPR), 26, 31, 86, 87, 88, 89, 91
 Ozeanisches Zeitalter, 94
Pacifica (vermuteter Kontinent), 29, 69
 Paläogen, 36, 58, 60f, 63
 Paläogeographische (+ Paläotektonische) Rekonstruktionen, 9, 17, 35
 Paläogeographische Einheiten, 54
 Paläozän, 45
 Palau-Becken, 46
 Palawan (+ Nord-P., Philippinen), 37, 54
 Pamir, 52
 Panthalassa (Urozean), 31, 38, 94
 Papua-Neuguinea (siehe Neuguinea)
 Parece-Vela-Becken, 42, 48, 48, 49, 50
 Partisan-Bruch, 36
 Pazifik (Pazifischer Ozean), 17ff, 23, 25, 30, 31, 38, 41, 43, 46-50, 56, 65, 69, 70, 71, 71, 73, 82, 87, 88, 89, 91, 95, 98f
 Nordpazifik, 25, 74, 90
 Ostpazifischer Raum, 26
 Südpazifik, 24, 43, 74
 Südwestpazifik, 8, 23, 98
 Ur-Pazifik, **18, 20, 22, 31**, 40, 45, 48, 88, 93f
 Westpazifik, 14, 18-21, 22, 24f, 27, 38, 46, 48, 49, 69, 94
 Zentralpazifik, 23
 Pazifik-Kula-Rücken, 43
 Pazifische Platte (Pazifik-Platte), 18, 20, 24, 43, 72, 98
 Peridotit, 20, 34, 73
 Perm (Permian), 34, 35, 38, 52
 Philippinen, 37, 56, 61, 63, 66
 Philippinen-Bogen, 58, 63
 Philippinen-Bruch (Seitenverschiebung), 66, 68
 Philippinen-Graben, 42
 Philippinensee, 43, 48, 68
 Philippinische „Platte“, 42f, 45
 Phönix (-Platte), 19
 Piemont-Ligurischer „Ozean“, 53

Pigafetta-Becken, 25
 Platten (+ „Platten“), 9, 12ff, **15ff**, 18, 19, 25, 28, 33, 35, 42, 45, 76, 92, 96, 98, 100
 Plattentektonik, 9, 11f, 14-19, 19, 21, 25-35, 43, 47, 58, 62f, 65, 69, 72, 75f, 76, 92-96, 100
 Plattentektoniker, 11, 16, 18, 21, 27, 36, 38, 40, 43, 50, 53, 56, 61, 65, 72, 76, 97, 100
 Pleistozän, 67
 Polmigration, 94
 Pressung, 28, 41
 Pull-apart-Becken, 38, 53, 93
Quiangtang-Block, 52, 54
R’-Scherflächen, 17
 Radiolarien-Assoziationen, 45
 Rajmahal (+ RAJ)
 Rajmahal-Basalte (+ Rajmahal Trapps, RAJ-Basalte), 36, **73, 75, 78ff, 78, 79, 81, 82-86, 82, 83, 84, 85, 87, 88, 88, 89, 90ff**
 Rajmahal-Magmatite (RAJ-Magmatite), 80
 Rajmahal-Provinz (+ RAJ-Provinz), 74-77, 78, 80, 82, 86f, 91f
 Randbecken (Backarc basins), 15, 30, 41ff, 42, 45, 48, 49, 62, 93
 Ränder (Plattenränder, Kontinentalränder), **14ff, 15**, 29, 34, 53, 67, 68, 94ff
 Aktive Ränder, 15, 17, 65
 Passive Ränder, 14, 17, 34
 Red-River-Bruch(System), 37, 41, 43, 44, 47, 68, 94
 Rhyolite, 77
 Rift, 14, 26, 30, 48, 65
 Rodriguez Tripelpunkt, 86, 87
 Rotes Meer, 68, 93
 Rückenparallele Scher- und Verwitterungszonen, 19
 Rückseitenbereich, 30
 Ryūkyū-Graben, 43
 Ryūkyū-Inseln (Japan), 36
Sachalin (Russland), 37, 94
 Sagaing-Störung (Sagaing-Bruch, Myanmar), 40, 47
 Salajar-Inseln (Indonesien), 60
 Salomon-Inseln (Salomonen), 9, 63, 69, 94
 Salomonensee, 65
 San-Andreas-Bruch, 34
 Sangihe-Bogen (Indonesien), 63
 Scherbruch, 20
 Scherkomponente (+ Scherkräfte), 14f, 17, 96
 Scherung(en), 12, 17, 21, 47
 Scherwellen, 70
 Scherwellenanomalie, 22
 Scherwellengeschwindigkeiten, 20
 Scherwellensplitting, 12, 17, 70, 71f, 71
 (Schild-) Vulkankegel, 69
 Schlammvulkane, 67, 96f
 „Schweif“ (des Manteldiapirs oder der Plume), 72-77, 74, 80, 91, 98
 Schwaner-Gebirge (Kalimantan, Indonesien), 54, 56

SEIR (siehe Südostindischer Rücken)
 Seismisch-tomographische Ermittlungen, 20
 Seitenverschiebung; Seitenverschiebungs-System (+Lateralverschiebung), 10, 10, 15, 16f, 32, 34ff, 38, 40f, 45ff, 52f, 57-60, 63-68, 64, 76, 93-97
 Semangko-Störung (Sumatra, Indonesien), 34, 40, 47
 Serpentine, 34, 58, 66
 Seychellen-Inseln (Republik Sesel), 69
 Shatsky-Plateau, 90, 91
 Shatsky-Rücken, 29
 Shikoku-Becken, 48, 48, 49, 50
 Shimanto-Gürtel, 36
 Sibumasu-Block (S.-Gebiet), 40, 52, 54, 56
 Sichote-Alin (Russland), 37, 94
 Singgalo-Basalte, 72, 82, **82, 83, 84, 85**
 SOPITA (South Pacific Isotopic and Thermal Mantle Anomaly), 28
 Sorong-Ramu-Markham-Bruchsystem, 66, 95
 Spreizung (Ozeanbodenspreizung), 18, 26, 29, 30, 34, 43f, 73, 75
 Spreizungsachsen, 42, 43, 45, 74ff, 74
 Spreizungsrate, 18
 Spreizungssystem, 76
 Spreizungszentrum, 75
 Spreizungszonen, 18, 76
 SPRS (Südpazifisches Randsystem), 39, 66, 94
 Stagnierende Wolken, 96
 Stauch- oder Überschiebungscharakter, 17
 Stauchung, 14f, 31
 Streifenbildung, 18
 Streifenmuster (siehe Lineationen)
 Strombolianischer Charakter, 61
 Subduktion, 12f, 13, 15f, 34, 42f, 45, 47, 53, 58, 60, 62, 93-96, 100
 Bivergente Subduktion, 13
 Schräge Subduktion, 16, 34, 36, 38, 47
 Subduktionszonen, 15ff, 17, 34, 58, 65, 96
 Südchinesisches Meer, 37, 42, 43f, 49, 68
 „Proto-Südchinesische See“, 45
 Südostasien (südostasiatischer Raum), 8, 17, 31ff, 35f, 39, 54, 57, 92, 94f, 99, 100
 Südostchina, 30, 31
 Südostindischer Rücken (SEIR), 75f, 86, 87, 88, 89, 91
 „Südstamm“, 52
 Südwest-Indischer-Rücken, 29
 Südwestjapan, 35
 Sulawesi (Indonesien), 40, **57-63, 59, 60, 64**, 65ff, 95, 97
 Sulusee, 49, 68
 Sumatra (Indonesien), 34, 47, 52, 55, 57, 59, 60, 60
 Sumba (Indonesien), **57f, 60f**
 Sumba-Schleife, 57f, **59**
 Sumbawa (Indonesien), 58, 61
 Sumisu-Rift, 48, 48, 9
 Sunda-Block, 46f, 57, 62
 Sundagraben, 46f, 62, 76
 Sunda-Inselbogen (S.-Inseln, S.-Bogen), 57f, 60ff, 67

Sunda-Banda-Bogen, 59, 61f, 64, 65, 93
 Sundaland, 40f, 45, 47, 51f, 54, 57, 61, 64ff, 68f, 95
 Sundaland-Mantelstrom (SMS), **50f, 57, 63, 64, 65f, 71,**
 72f, 76, 94f, 99
 Superdiapir (Superplume), 23f, 27f
 Super-LIP, 99
 Superplume-Hypothese, 23f
 Supra-subduction zone, 56, 93
 Sutur (+ "Sutur"), 33ff, 52f, 56, 93
 Sylhet-Basalte, 73
 Sylhet-Provinz, 74f, 77, 86
 Sylhet-Trapps, 36
 Synaphien (Schweißfugen), 53
Taiwan, 36, 37, 94
 Talaud-Inseln (Indonesien), 66
 Tanimbar (Indonesien), 67
 Tasmanien (Australien), 50
 Tasmansee (+ Tasman-Becken), 15, 42, 49f, 49
 Tertiär, 12, 51, 58
 Vortertiär, 12, 57, 95
 Alttertiär (tieferes T.), 66, 76, 94
 Mittleres Tertiär, 12
 Jüngeres Tertiär, 40
 Tethys, 11f, **34-39, 35, 37, 40, 51ff,** 56, 59, 66, 93f, 99
 Tethyan torsion, 12
 Thailand, 51, 57, 94
 Theorie der aufquellenden Gase, 96
 Theorie der elastischen Rückfederung, 95f
 Tiefseebecken, 25
 Tiefseerinne, 49, 58, 63, 67, 68
 Tiefenseismik, 25
 Timor (Indonesien), 52, 58ff, 62, 66f
 Tonalite, 45
 Tonkin(g) (Golf von T.), 36, 37, 52
 Torricelli-, Adelbert- und Finisterre-Gebirge (Papua-
 Neuguinea), 63
 Transformstörung (transform fault), **14ff, 15, 16,** 18, 34,
 41, 43, 47, 75, 94
 Trias, 14, 35, **38ff,** 59
 Trinidad (Trinidad und Tobago), 97
 Tripelpunkt, 14, **18, 19, 20,** 86, 87, 94
 Troddeln (Plumelets), 24
Überschiebung, 28, 52f
 Umriss, **14f,** 17, 22, 41, 42, 43, 57, 97, 98
 Urkontinent, 11
 Ursprungsmagma (parental magma), 72, 79f, 82
Variszische Orogenese, 93
 Vietnam, 51, 94
 Vogelkop (Indonesien), 63
 Vorderindien, 8, 14
 Vorseitenbereich (*Arc-trench gap*), 58, 67
 Vrancea-Zone, 97
 Vulkanismus, 15, 24f, 27, 58, 65, 73
 Intraplattenvulkanismus, 22f, 25, 30, 38
 Vulkanisch (Ursprung, Tätigkeit), 21, 24, 95

Vulkanischer Inselbogen (+ vulk. Lineament,
 Gürtel), 45, 58, 59, 60f, 60, 63f, 64, 93, 95
 Vulkanit, 57f, 61ff, 77
 Vulkankette, 23, 25
Wallace-Linie, 39, 39, 57
 Walliser "Ozean", 53
 Wechselsprung, 14
 West-Andamanen-Störung, 40
 Westaustralien, 8f, 36, 92
 Westdrift der Lithosphäre, 11
 Westphilippinisches Becken (siehe WPB)
 West-Sulawesi Magmatischer Bogen; West-Sulawesi –
 Nord-Sulawesi – Sangihe-Bogen (siehe WSMB)
 Wetar (Indonesien), 60
 Wharton-Becken (WB), 41, 43, 44, 46
 Wharton-Rücken, 39, 44, 45, 47, 73, 76
 Witjas-Tiefseerinne, 63
 WPB (Westphilippinisches Becken), 8, **41-50, 42, 44, 48,**
 49, 93f
 WPSP (Westpazifische Seebergprovinz, West Pacific
 Seamount Province), 21, 43
 Wrangell-Gebirge (Alaska), 97
 WSMB (West-Sulawesi Magmatischer Bogen + West-
 Sulawesi – Nord – Sulawesi – Sangihe-Bogen), **57, 59, 60-**
63, 64
Yap-Inseln (Mikronesien), 69
 Yarlung-Zangbo-Sutur, 52f
 Yunnan (China), 52
Zamboanga-Halbinsel (Philippinen), 56
 Zentraler Sichote-Alin-Bruch, 36
 Zentraltibet, 12, 13
 Zerrbruch, 20, 21
 Zerr-Charakter, 17
 Zerrung, 16, 20, 24, 28, 38, 67, 69
 Zonale Bewegung (+Zonale Rotation), **10f, 11**
 Zugspannung, 21, 28, 96f
 „Zwischengebirge“, 52f, 97
 Zwischenland, 53f, 56, 97

Namensverzeichnis

- Abdurrachman**, M., 97, 100
Acharyya, S.K., 66, 100, 117
Ahmad, F., 53, 100
Aitchison, J.C., 17, 100
Alibert, C., 81, 100
Anderson, E.M., 29, 100
Antretter, M., 72, 98, 100
Arevalo Jr, R., 80, 82, 101
Aristoteles, 35
Ascaria, A., 57, 122
Audley-Charles, M.G., 32, 58, 61, 101, 107, 113
- Baciu**, C., 97, 101
Basu, A.R., 73, 105
Batiza, R., 26f, 69, 101, 103, 107, 115
Bédard, É., 56, 101
Bill, M., 66, 101
Ben Avraham, Z., 29, 43, 46f, 69, 114, 121
Blake, D.H., 63, 101
Bogolepow, M., 11, 101
Boschman, L.M., 18, 20, 101
Bostrom, R.C., 11, 101
Bouysse, P., 15, 27, 98, 101
Bowin, C., 51, 62, 101
Bradley, K.E., 40, 101
Bralee, A.V., 20, 117
Briqueu, L., 49, 102f
Brown, R.M., 39, 102
Buck, W.R., 29, 31, 122
Byerlee, J., 29, 102
- Carey**, S.W., 9, 11f, 14, 20, 21, 28, 33, 57, 93, 100, 102
Carton, H., 47, 102, 118
Castillo, P.R., 24, 26, 105, 109, 120
Chablais, J., 37, 38, 102, 114
Chambers, L.M., 73, 102
Chandler, M.T., 72, 98f, 102
Chang, E.Z., 36, 37, 102
Charlton, 60, 61ff, 97, 103, 107
Chen, M., 12, 14, 103
Cheng, Q., 73, 98, 103
Ching, K.E., 33, 103
Choi, D.S., 11, 103
Coffin, M.F., 73, 75f, 78, 80, 103, 110
Cornée, J.J., 59, 103
Crawford, A.J., 48, 50, 102f, 123
Curray, J.R., 73, 76, 103, 109, 111
- Darwin**, C.R., 39
Davies, H.L., 63, 66, 103ff
De Jong, K.A., 28, 104, 122
DeLury, J.S., 10, 104
Deplus, C., 46f, 104
Deschamps, A., 41, 45f, 104
Déville, E., 97, 104
Dèzes, 34, 104
Diesmos, A.C., 40, 102
Dogliani, C., 11, 104, 115
Doucet, S., 81, 104
Dziewonski, A.M., 33, 122
- Eaton**, G.P., 30, 104
Elburg, M., 63, 104
Enghag, P., 92, 104
Eudoxos von Knidos, 35
- Faure**, M., 38, 104
Fischer, K.M., 24, 112
Fisher, R.L., 76, 117
Fitch, T.J., 16, 34, 36, 104
Fitton, J.G., 69, 72, 81, 82, 101f, 105, 117, 120
Floyd, P.A., 26, 101, 105, 122
Flügel, E., 56, 110
Foden, J., 63, 104
Fracastoro, G., 35
Frankel, H.R., 22, 105
Freund, R., 34, 105
Frey, 78, 81, 105, 110, 115
Frisch, W., 28f, 72, 105
Fujioka, K., 69, 105
Fuller, M., 43, 57, 105, 107
- Gan**, W., 12, 105
Gansser, A., 52, 105
Ghatak, A., 73, 105
Gilliland, W.N., 11, 105
Godard, M., 69, 72, 81, 82, 105
Gold, T., 67, 95ff, 105f
Golowin, R., 99, 106
Goodliffe, A.M., 46, 120
Gradstein, F.M., 62, 106
Grand, S.P., 33, 106
Guillot, S., 45, 106
Guo, G., 96, 106
Gurnis, M., 9, 106
- Hall**, R., 14, 17, 31f, 40-43, 50, 58, 61, 63, 66, 92, 97, 101, 106f, 113f, 121
Hamilton, W., 32, 36, 57f, 60ff, 66f, 97, 107
Hart, S.R., 47, 107
Hawkesworth, C.J., 49, 107
Hawkins, J., 69, 103, 107
Heads, M., 39, 107
Heezen, B.C., 24, 107
Heine, C., 53, 107
Henry, M., 41, 46, 107
Hergt, J.M., 49, 107f, 118

- Herndon, J.M., 96, 107
Hess, H.H., 22, 107
Heydolph, K., 29, 81, 91, 107
Hickey-Vargas, R., 41, 45, 47-50, 48, 108
Hinschberger, F., 51, 108
Hofmann, A.W., 86, 108
Hosford, A., 20, 108
Hsu, S.K., 44, 47, 104, 108, 111
Huang, W., 12, 108
Hutchison, C.S., 32f, 56, 108
Huxley, T.H., 39
- I**
Iba, Y., 38, 108
Ichikawa, K., 36, 109
Isozaki, Y., 37f, 109
- J**
Janin, M., 76, 80, 81, 109
Janney, P.E., 24, 109
Jaques, A.L., 66, 104
Jardetzky, W.S., 10f, 109
Jarrard, R.D., 16, 109
Jie, Y., 96, 106
Jordan, T.H., 33, 109
- K**
Kallippos aus Kyzikos, 35
Kaneko, S., 36, 109
Kapp, P., 53, 56, 109
Karig, D.E., 45f, 107, 109
Kassi, A.M., 97, 109
Katili, J.A., 58, 59, 61, 109
Kent, R.W., 73, 75, 77f, 81, 109f
Kerr, R.A., 33, 110
Khanchuk, A.I., 37, 38, 110
Kiessling, W., 56, 110
Klosko, E.R., 69-72, 70, 71, 110
Kojima, S., 36, 110
Koppers, A.A.P., 23, 24-28, 110, 121
Kraus, E., 96, 110
Krishna, K.S., 75, 110, 115, 119
Kristan-Tollmann, E., 37, 38f, 52, 110f, 114, 118f
Kroenke, L.W., 73, 111
- L**
Lallemand, S., 43, 45f, 104
Lapouille, A., 51, 62, 111
Larson, R.L., 23f, 111
Lawver, L.A., 14, 111
Lay, T., 47, 111
Lebedev, S., 22, 116
Lee, T.Y., 14, 111
Lewis, J.C., 43, 111
Liati, A., 66, 111
Lin, J.Y., 47, 111
Lindley, I.D., 95, 111
Liu, C.S., 39, 111
Long, M.D., 17, 111
Louden, K.E., 41, 43, 45, 112
Lowrie, W., 67, 112
- M**
Mahoney, J.J., 73, 77f, 81, 88, 101, 105, 107, 110, 112, 114f, 117, 120, 123
Maruyama, S., 45, 117
Maxlow, J., 28, 112
McCabe, R., 51, 62, 112
McCarthy, D., 24, 112
McDonough, W.F., 80, 82, 101, 119
McKenzie, D.P., 92, 112
McNutt, 24, 112
Mehl, 80, 81, 112
Menard, H.W., 21f, 112
Meschede, 28f, 72, 105
Metcalf, I., 14, 17, 32, 34, 40, 54, 92, 97, 112f
Michard, A., 81, 113
Michaux, B., 57, 113
Miezitis, Y., 63, 101
Miles, P., 46, 113
Milsom, J., 58, 113
Miyazaki, T., 50, 91, 113
Molnar, P., 32, 41, 113, 123
Morley, C.K., 51, 113
Mukti, M.M., 97, 113
Müller, R.D., 34, 73, 75, 103, 106f, 110, 113, 117, 121f
Munasinghe, T., 73, 76, 103
Murawski, H., 93, 113
- N**
Natal'in, B.A., 34, 37, 38, 117
Naumann, E., 36, 113
Neal, C.R., 73, 79f, 81, 114, 118, 120
Nelson, S.A., 30, 114
Nelson, T.H., 11, 114
Nichols, 50, 107, 114
Nixon, P.H., 72, 114
Nobre Silva, I.G., 78, 81, 114
Nohara, M., 49, 114
Nur, A., 29, 69, 114
- O**
Onoue, T., 37, 38, 102, 114, 118
Otoh, S., 38, 114
- P**
Panggabean, H., 51, 62, 115
Parker, R.L., 92, 112
Pigott, J.D., 95, 114
Pigram, C.J., 51, 62, 115
Polvé, M., 63, 115, 122
Pringle, M.S., 76, 80, 102f, 110, 112, 115
Puste, A., 10, 10, 14, 33f, 93, 97, 119
Pyle, D.G., 49, 115
- R**
Ramana, M.V., 76, 115
Rauchfuß, H., 92, 115
Regelous, M., 81, 115
Reid, H.F., 95, 115
Reitan, P.H., 93
Ricard, Y., 11, 115
Richardson, W.P., 69f, 72, 110, 115
Ridd, M.F., 52, 54, 56, 115

- Roques, M., 10, 115
 Royer, J.Y., 75f, 113, 115
Sager, W.W., 72, 102, 110, 112, 116
 Salomon-Calvi, W., 53, 97, 116
 Salters, 81, 116, 118
 Sano, H., 38, 110, 114
 Sano, S., 38, 108, 113
 Sarkar, S.S., 78, 81, 116
 Sarti, P., 9, 116
 Sasaki, T., 43, 46, 116
 Sashida, K., 59, 116
 Scalera, 9, 116, 119
 Schaeffer, A.J., 22, 116
 Schmidt, H., 35, 116
 Schmidt, K., 92, 116
 Scholten, R., 28, 104, 122
 Schuth, S., 63, 116
 Sclater, J.G., 76, 117
 Scotese, C.R., 17, 117
 Sdrolas, M., 43, 50, 117
 Searle, M., 51, 113
 Searle, R.C., 20, 117
 Şengör, A.M.C., 34, 37, 38, 117
 Sengupta, S., 52, 66, 117
 Seno, T., 45, 117
 Sevastjanova, I., 17, 97, 106
 Shu, L., 31, 121
 Sibson, R.H., 29, 117
 Silver, P.G., 17, 93, 111
 Simandjuntak, T.O., 57, 60, 62, 117
 Simonetti, A., 73, 117
 Singh, S.C., 39, 41, 46, 102, 118
 Skelton, P.W., 27, 118
 Skwarko, S.K., 39, 118
 Sleep, N.H., 16, 118
 Smith, A.D., 19, 118
 Smyth, H.R., 58, 61, 106
 Sorey, M.L., 97, 118
 Spörli, K.B., 39, 118
 Stadler, T.J., 25, 118
 Stanley Jr., G.D., 37, 38, 111, 114, 118
 Stepashko, A.A., 21, 24, 118
 Stevens, G.R., 39, 118
 Storetvedt, K.M., 19, 118
 Storey, M., 77, 103, 112, 118
 Strutinski, C., 8ff, 9, 10, 12, 14, 16ff, 20, 33f, 73, 93, 97, 119
 Suess, E., 52f, 59, 119
 Sun, S.S., 80, 119
 Sylvester, A.G., 34, 119
Taira, A., 35f, 37, 38, 119
 Talwani, M., 36, 39, 119
 Tanner, W.F., 9, 11, 120
 Tapponnier, P., 32, 41, 113, 120
 Tauxe, L., 19, 120
 Taylor, B., 46, 99, 102f, 107f, 120
 Taylor, M.H., 12, 13, 122
 Tazawa, J., 36, 37, 38, 120
 Tchalenko, J.S., 93
 Tejada, M.L.G., 69, 72, 81, 120
 Temple, P.G., 11, 114
 Tharimena, S., 70, 120
 Thompson, R.N., 83, 85, 120
 Tollmann, A., 52, 111, 120
 Tominaga, M., 25, 118
 Troxel, B.W., 28, 122
 Tuttle, R.J., 25, 120
Ujjié, H., 41, 45, 121
 Uyeda, S., 43, 46f, 113, 119, 121
Valdiya, K.S., 56, 121
 Van Bemmelen, R.W., 32, 121
 Van Bergen, M.J., 58, 121
 Vanderkluysen, L., 98, 121
 Van Gorsel, 58, 61, 121
 Van Hinsbergen, D.J.J., 18, 20, 101
 Villeneuve, M., 61f, 103, 121
Wageman, J.M., 46, 109
 Wallace, A.R., 39
 Wang, C., 46, 121
 Wang, D., 31, 121
 Wang, E.C., 14, 40, 121
 Wang, P.C., 56, 121
 Watkinson, I.M., 58, 121
 Wegener, A., 11, 32
 Wells, R.E., 43, 121
 Wensink, H., 58, 121
 Wessel, P., 34, 102, 122
 Wilkens, A., 71, 122
 Wills, S., 29, 31, 122
 Wilson, J.T., 24, 34, 122
 Wilson, M., 57, 122
 Woodcock, N.H., 16, 34, 122
 Woodhouse, G.H., 33, 122
 Wright, L.A., 28, 122
 Wu, J., 43, 45, 122
Yamazaki, T., 41, 43, 45, 116, 122
 Yin, A., 12, 13, 122
 Yumul, G.P., 56, 122
 Yurtmen, S., 85, 122
Zahirovic, S., 97, 123
 Zhang, P., 12, 123
 Zhang, S.Q., 47f, 123
 Zhao, J., 14, 123
 Zhu, M., 41, 123



Carl Strutinski, Dr. Rer.nat., wurde 1946 in Bukarest, Rumänien, in einer deutschstämmigen Familie geboren. Er studierte Geologie an der Universität Bukarest (1964-1969), wo er auch promovierte. Er hat 15 Jahre in einer Schürffirma gearbeitet und anschließend 17 Jahre am Geologischen Institut Rumäniens, wobei er sich mit dem Studium der Metamorphite und der Tektonik der Karpaten und der Zentral- und Norddobrudscha befasste. Ab 1990 publizierte er grundlegende Arbeiten zur Bedeutung von Seitenverschiebungen bei der Entstehung der Gebirge (übrigens auch das Thema seiner Promotionsarbeit). Gleichzeitig arbeitete er daran, Belege aus den Bereichen Globaltektonik und Entwicklung des Lebens zu erbringen, welche die Hypothese einer wachsenden Erde unterstützen. Er ist seit 1973 mit Marina verheiratet und hat zwei Töchter und vier Enkelkinder. Seit 2002 lebt er in Saarbrücken, Deutschland.

Carl Strutinski, PhD in Earth Sciences, was born in Bucharest, Romania, in 1946 in a German minority community. He studied geology at the University of Bucharest (1964-1969), where he also took his PhD. He worked 15 years in a geological enterprise for prospection and exploration, and then for another 17 years at the Geological Institute of Romania, being involved in the study of metamorphism and tectonics of the Carpathians and Central and Northern Dobruja. Beginning with 1990 he published seminal papers on transcurrent phenomena in mountain building (also the topic of his PhD thesis), and worked out arguments in support of Earth growth based on empirical data from the fields of global tectonics and the evolution of life on Earth. Since 1973 he is married to Marina and has two daughters and four grandchildren. Since 2002 he lives in Saarbrücken, Germany.