

Manteldynamik und das Aufbrechen von Gondwana

Bernhard Steinberger, René Gaßmüller, Robert Trumbull, Stephan Sobolev, Michael Weber
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Southern Africa was part of Gondwanaland until the Mesozoic, when this supercontinent broke up into fragments that evolved into today's southern continents. In particular, around 140 Ma, rifting started between southern Africa and South America, followed by the opening of the South Atlantic after ~130 Ma. What caused this breakup is a subject of ongoing research. In particular, it is unclear whether, and to what extent, plumes from the deep mantle are a cause for, or at least assisted in the breakup, or whether, on the contrary, the flood basalt provinces attributed to plumes are a consequence of breakup. The Paraná and Etendeka flood basalts erupted ~132 Ma ago at a location nearly vertically above the margin of the African "Large Low Shear Velocity Province" in the lowermost mantle, indicative of a deep mantle plume. Plate reconstructions show that the plume was initially beneath the South American plate, but close to the breakup location, such that plume material could flow to and erupt at the developing spreading ridge. The plume was overridden by the ridge at ~90 Ma and has been under the African plate ever since. Plume-lithosphere interaction can also be addressed through active seismic surveys on land, and in combination with petrologic and geochemical studies of the flood basalts and dyke swarms, this work has led to many important new insights. In particular, it has been shown that mantle temperatures beneath Etendeka province were about 150 °C higher than the global mid-oceanic ridge average, thus further supporting the mantle plume hypothesis.



Seit dem Präkambrium und bis vor rund 180 Mio. Jahren waren die südlichen Kontinente Südamerika, Afrika, Arabien, Madagaskar, Indien, Australien und Antarktis im Superkontinent Gondwanaland vereinigt. Schon Wegener (1915) rekonstruierte aufgrund geologischer Indizien die relative Lage der Kontinente in Gondwanaland auf eine Weise, die sich nur wenig von modernen Rekonstruktionen (siehe z. B. Abb. 1) unterscheidet.

Was dagegen die Gründe für das Auseinanderbrechen waren, und wie die Trennung in die heutigen Kontinente genau ablief, ist weiterhin das Thema aktueller Forschungen (vgl. Beitrag von *Brune et al. in diesem Heft*). Insbesondere wird kontrovers diskutiert, welche Rolle dabei Mantelplumes, d. h. zylinderförmige Aufströme aus dem untersten Erdmantel spielen, die unter zahlreichen sogenannten „Hotspots“ (Regionen mit Vulkanismus abseits der Plattengrenzen, wie Hawaii oder Tristan da Cunha, oder mit besonders intensivem Vulkanismus entlang der Plattengrenzen, wie Island) vermutet werden. Vor etwa 140 Mio. Jahren begannen Südamerika und Afrika sich voneinander wegzubewegen. Die Paraná- und Etendeka-Flutbasalte (Foto links) entstanden etwa vor 132 Mio. Jahren und sind die ältesten voluminösen Basalte, die mit dem Mantelplume in Verbindung gebracht werden, der jetzt unter der Inselgruppe Tristan da Cunha vermutet wird. Wegen dieser zeitlichen Abfolge erscheint es unwahrscheinlich, dass der sogenannte Tristan-Plume tatsächlich die Ursache der Fragmentierung des südlichen Teils des Superkontinents ist. Jedoch bewegten sich die Kontinentfragmente nach der Eruption der Flutbasalte schneller voneinander weg, und erst danach begann der Südatlantik auf seiner gesamten Länge aufzubrechen. Dies deckt sich mit der Interpretation von *Buiter (2014)*, die aufgrund neuerer Forschungen die These vertritt, dass Plumes an sich keine Kontinente auseinanderbrechen können, aber dass, wenn sie auf einen Kontinent treffen, der sich bereits in langsamer Extension befindet, sich die Verformung über den Plumes konzentriert. Sie können daher ein entscheidender Faktor für das Auseinanderbrechen kontinentaler Platten sein. Eine wichtige Rolle scheinen auch bestehende Schwächezonen zu spielen, die z. B. an den „Schweißnähten“ entlang der Zonen früherer Kollisionen von Kontinenten, aus

denen Gondwana hervorgegangen ist, bestehen. Die Auswirkungen und geophysikalischen Signaturen solcher Kollisionszonen werden in dem Beitrag von *Weckmann et al. in diesem Heft* behandelt.

Innerhalb des DFG-Schwerpunktprogramms (SPP) „SAMPLE“ (South Atlantic Margin Processes and Links with onshore Evolution) werden am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ gemeinsam mit Partnerinstitutionen Forschungen durchgeführt, die dabei helfen sollen, besser zu verstehen, wie insbesondere der Tristan-Plume das Aufbrechen des Südatlantiks beeinflusst hat. Die Fragestellungen werden multidisziplinär behandelt; insbesondere werden sowohl numerische Modellierungen durchgeführt, als auch in Feldkampagnen zu Land und auf See neue Beobachtungsdaten (z. B. seismisch und magnetotellurisch) gesammelt, die dann mit Modellrechnungen verglichen, oder als Randbedingungen für die Modelle vorgegeben werden können.

Entstehung von Plumes im untersten Erdmantel

Da sich oberhalb der Kern-Mantel-Grenze eine thermische Grenzschicht mit rund 1000 K Temperaturkontrast befindet, bilden sich in numerischen Modellen der Mantelkonvektion, die diese Grenzschicht enthalten, dort zumeist Aufströme in der Form von Mantelplumes. Diese beginnen typischerweise mit dem Aufsteigen eines großen Plumekopfs, der dann von einem dünneren Plumekanal gefolgt wird. Letzterer kann sehr stabil für 100 Mio. Jahre und länger sein. Allerdings bilden sich in Modellen, die Plattenrekonstruktionen als obere Randbedingung für die Geschwindigkeit vorgeben, diese Plumes üblicherweise nicht spontan, sondern werden zumeist durch subduzierte Lithosphärensegmente, sogenannte Slabs, ausgelöst, wenn diese in den unteren Mantel eintauchen und besenartig dabei die thermische Grenzschicht vor sich herschieben (vgl. *Sobolev und Steinberger, 2012*).

Auch gibt es Indizien dafür, dass sich im untersten Mantel chemisch unterschiedliches, schwereres Material befindet. Wenn dieses ebenfalls in den numerischen Modellen berücksichtigt wird, wird es von den Slab-„Besen“ im wesentlichen zu zwei thermochemischen Haufen zusammengefasst, einer unter Afrika und einer unter dem Pazifik, in ähnlicher Lage wie die beiden Großprovinzen erniedrigter Scherwellengeschwindigkeit (Large Low Shear Velocity Provinces, LLSVP) im untersten Mantel (vgl. Abb. 3, oben Mitte und rechts). Plumes bilden sich dann zumeist an deren Rändern (vgl. Abb. 3, oben links und Mitte). Der westliche Rand des afrikanischen Haufens befindet sich ziemlich genau dort, wo der Südatlantik vor rund 130 Mio. Jahren aufgebrochen ist. An diesem Rand ergibt sich im Modell ein Aufstrom, der flächenförmig im unteren Mantel beginnt, aber

Links: Die Tafelberge der Etendeka-Flutbasalte in Namibia entstanden aus Schmelzbildung im Erdmantel vor rund 132 Mio. Jahren, also zu der Zeit, als sich der Südatlantik zu öffnen begann. (Foto: I. Veksler, GFZ)

Left: The Etendeka flood basalts in Namibia formed by mantle melting around 132 Ma ago, at the time when the southern Atlantic began opening.



Kontakt: B. Steinberger
(bstein@gfz-potsdam.de)

nach oben hin schmaler und zylinderförmiger wird und sich in einer ähnlichen Position wie der Mantelplume unter Tristan da Cunha befindet.

Die Paraná- und Etendeka-Flutbasalte als Folge des Mantelplumes

Neben mechanischen Prozessen wie Hebung, Ausdünnung oder Bruchbildung in der Lithosphäre, kann ein aufsteigender Plume auch Bereiche des oberen Mantels partiell aufschmelzen. Es entstehen magmatische Provinzen gewaltigen Ausmaßes, die „Large Igneous Provinces“ (LIP), die durch die weit ausgedehnten Lavafelder der so genannten Flutbasalte bekannt sind. Die Paraná-Etendeka-Flutbasaltprovinz ist ein Beispiel dafür. Nach mehr als 130 Mio. Jahren Erosion sind heute nur noch Reste der Flutbasaltfelder erhalten: die markanten Tafelberge in NW-Namibia und Brasilien (Foto Seite 14). Es treten aber vielerorts auch basaltische Intrusivgänge auf, welche die Förderspalt für die inzwischen meist erodierten Flutbasaltdecken darstellen.

Ein Hauptziel der Forschung im SPP-SAMPLE lag in der Ermittlung der Temperatur- und Druckbedingungen der Schmelzbildung im Mantel durch petrologische Untersuchungen der Flutbasalte bzw. der Intrusivgänge. So konnten *Keiding et al. (2011)* zeigen, dass die Manteltemperaturen unter der Etendeka-Flutbasaltprovinz etwa 150 °C höher lag als der globale Durchschnittswert für die mittelozeanischen Rücken. Ähnlich hohe Temperaturen wie in der Etendeka-Provinz wurden für die klassischen Hotspot-Inseln wie Hawaii und Island ermittelt, was die Hypothese eines Mantelplumes unter der Paraná-Etendeka-Provinz bestätigt.

Da sich die rekonstruierte Position für die Entstehung der Paraná- und Etendeka-Flutbasalte vor rund 132 Mio. Jahren, ebenso wie für zahlreiche weiterer Flutbasalte während der letzten 300 Mio. Jahre, über dem Rand einer LLSVP befindet, schließen Torsvik et al. (2008) daraus, dass sich die entsprechenden Haufen seit ~300 Ma oder länger in annähernd der gleichen Lage befunden haben. Die Modellergebnisse liefern also weitere Hinweise darauf, dass der Tristan-Hotspot und die Paraná- und Etendeka-Flutbasalte einen Ursprung im tiefen Erdmantel haben und mit der Öffnung des Südatlantiks primär in Zusammenhang stehen.

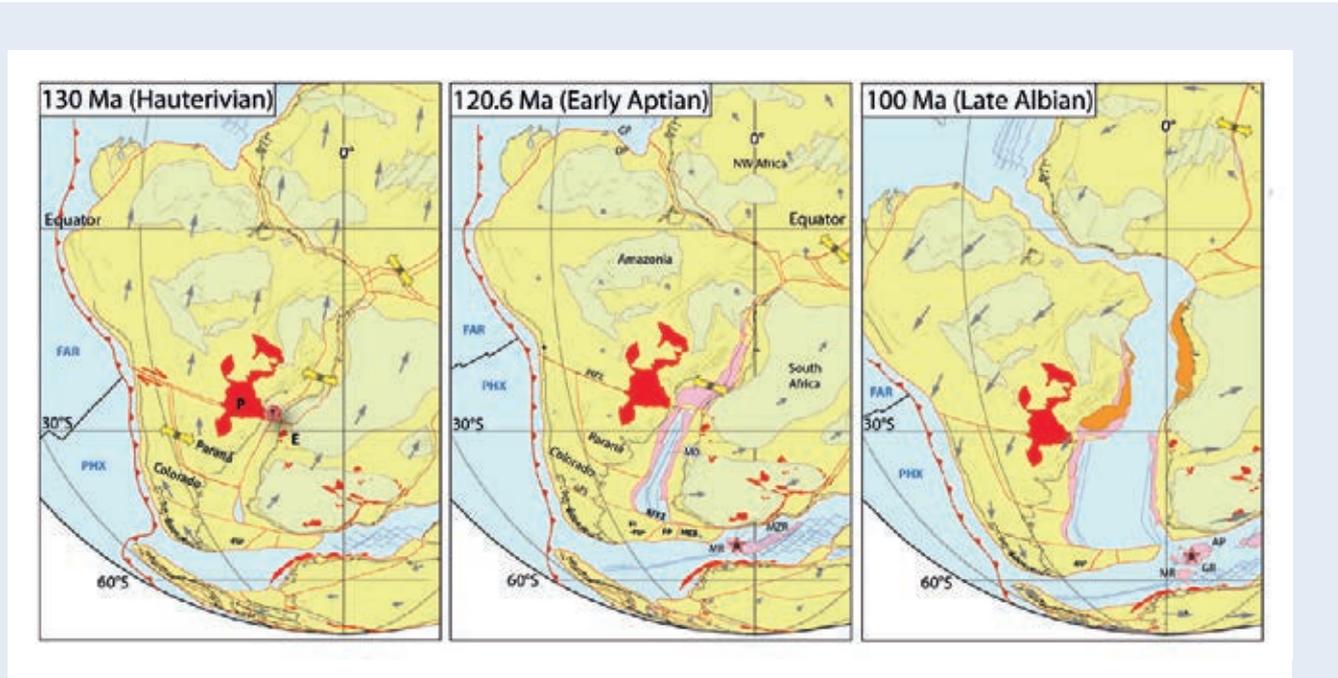


Abb. 1: Plattentektonische Rekonstruktion für den Südatlantik und Nachbarkontinente. Zwischen 140 und 120 Mio. Jahren vor heute bewegen sich die Paraná- und Colorado-Platten unabhängig von der Südamerikanischen Platte; deshalb öffnete sich der südliche Teil des Südatlantiks zuerst. Nach Torsvik et al. (2009)

Fig. 1: Plate tectonic reconstruction for the South Atlantic and neighbouring continents. Between 140 Ma and 120 Ma Paraná and Colorado plates moved separately from South American plate; thus southern part of South Atlantic opened first. After Torsvik et al. (2009)

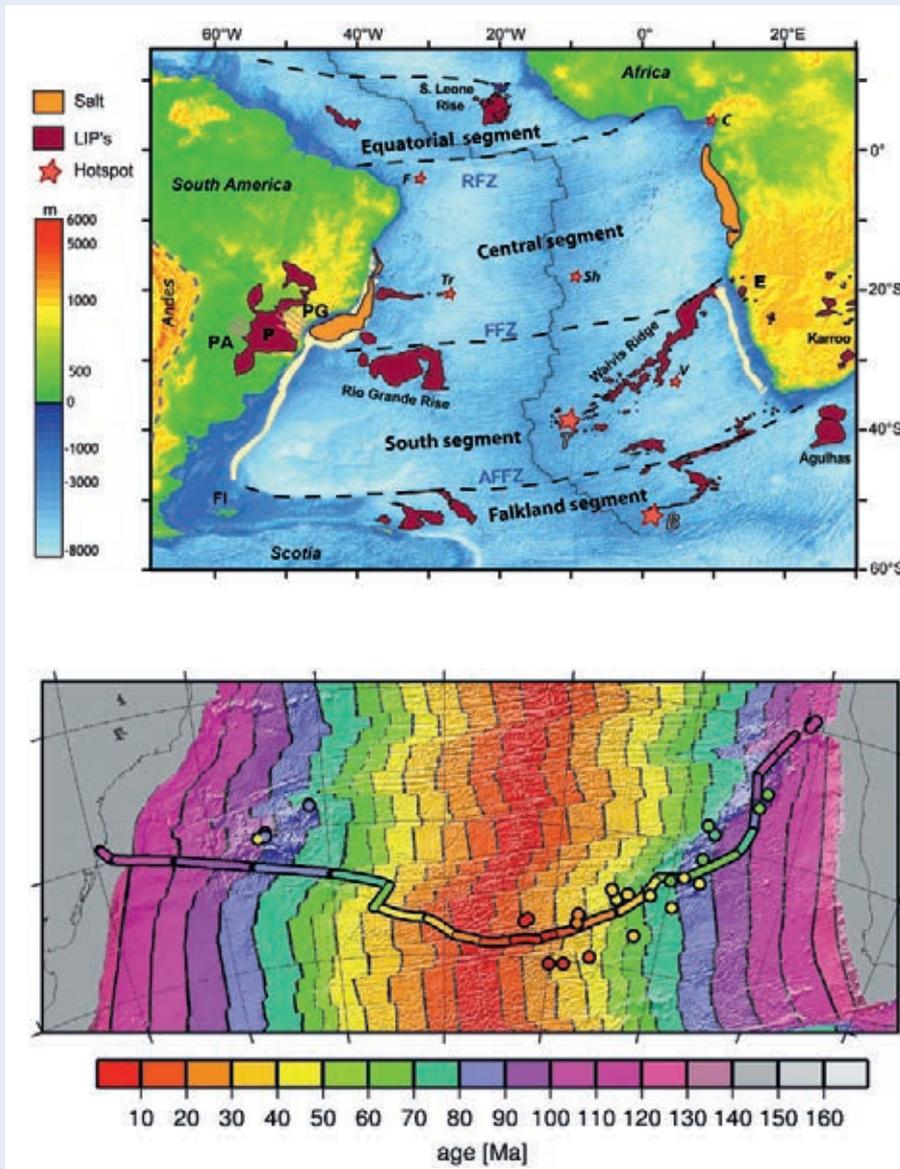


Abb. 2: Oben: Verteilung von vulkanischen Großprovinzen (LIP) im Südatlantik und benachbarten Kontinenten (P=Paraná, E=Etendeka). Außerdem gezeigt sind Bruchzonen (FFZ=Florianopolis-Bruchzone) und aktive Hotspots (rote Sterne; T=Tristan, B=Bouvet). Reproduziert von Torsvik et al. (2009). Unten: Ozeanbodenalter (www.earthbyte.org). Auf derselben Farbskala gezeigt sind eine Kompilation gemessener Altersdaten (Kreise) sowie die berechnete Spur direkt über dem Tristan-Plume (Dobrovine et al., 2012) auf der Afrikanischen und Südamerikanischen Platte.

Fig. 2: Above: Distribution of Large Igneous Provinces (LIPs) in the South Atlantic and neighbouring continents (P=Parana, E=Etendeka). Also shown are fracture zones (FFZ=Florianopolis Fracture Zone) and active hotspots as pink stars (T=Tristan, B=Bouvet). Reproduced from Torsvik et al. (2009). Below: Sea floor age (www.earthbyte.org). Shown with the same color scale is a compilation of measured age dates (circles) and the computed track directly above the Tristan plume (Dobrovine et al., 2012) on the African and South American plates.

Die Lage des Tristan-Plumes relativ zum mittelatlantischen Rücken

Um den Zusammenhang zwischen dem Tristan-Plume und der Öffnung des Südatlantiks besser zu verstehen, ist es zunächst wichtig, eine Vorstellung über deren relative Lage zu haben. Dazu dienen plattentektonische Rekonstruktionen. Ursprünglich wurden diese Rekonstruktionen unter der Annahme erstellt, dass sich Mantelplumes und die darüber liegenden Hotspots nicht bewegen. Aus der gemessenen Altersabfolge von Vulkaniten entlang der Hotspot-Spuren (siehe z. B. Kreise in Abb. 2, unten) lassen sich dann absolute Plattenbewegungen ableiten. Hotspots sind jedoch nur annähernd ortsfest und es zeigt sich,

dass die Rekonstruktionen verbessert werden, wenn man die Bewegung der Plumes berücksichtigt. Diese im Vergleich zu Plattenbewegungen langsamen Bewegungen lassen sich aufgrund von Modellen der Mantelströmung und Annahmen darüber, wie Plumes durch den konvektierenden Mantel aufsteigen, berechnen. Indem berechnete und beobachtete Altersabfolgen entlang verschiedener Spuren von Hotspots (inkl. Tristan) möglichst gut zur Übereinstimmung gebracht werden, lässt sich so ein absolutes Bezugssystem für Plattenbewegungen ermitteln. Abbildung 2 unten zeigt die so berechnete Spur und Altersabfolge für den Tristan-Hotspot seit 120 Mio. Jahren auf sowohl der Südamerikanischen als auch der Afrikanischen Platte. Diese kann strenggenommen nur dann einer tatsächlichen

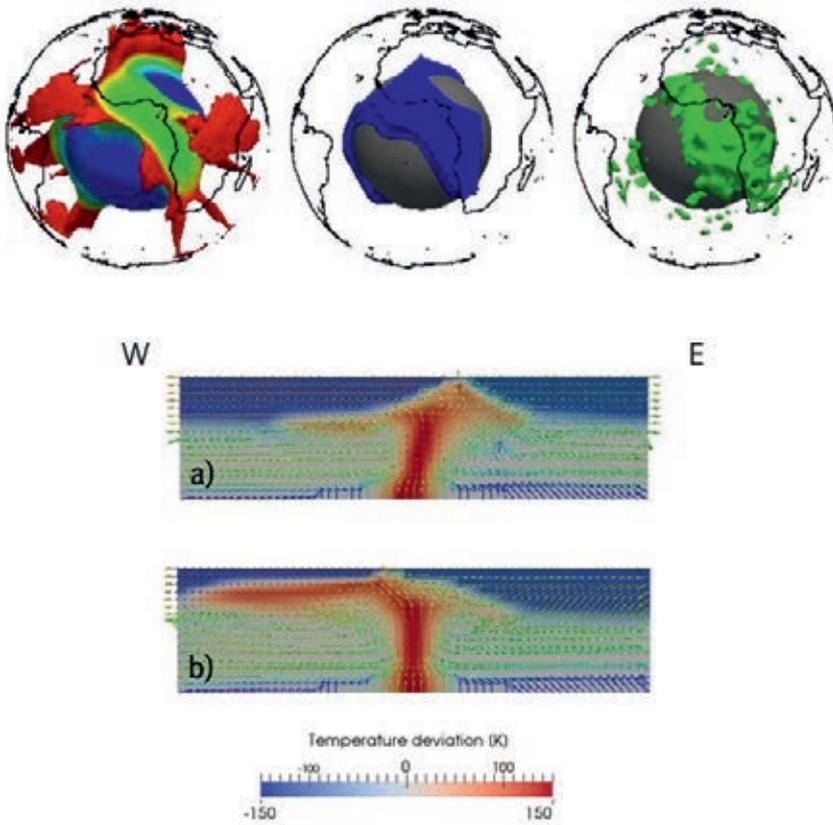


Abb. 3: Ergebnisse von numerischen Rechnungen zur Entstehung von Plumes und der Wechselwirkung mit mittelozeanischen Rücken. Oben links: Berechnete gegenwärtige Verteilung von Mantelplumes, gezeigt als 250 K-Isofläche der Temperaturanomalie. Die Farbe entspricht der Höhe über der Kern-Mantel-Grenze. Oben Mitte: Berechnete Lage von thermochemischen Haufen oberhalb der Kern-Mantel-Grenze. Oben rechts: Zum Vergleich die Afrikanische „Large Low Shear Velocity Province“ (LLSVP) gezeigt als -1,5 %-Isofläche des S40RTS-Tomographiemodells. Unten: Berechnete West-Ost-Querschnitte durch den Tristan-Plume im oberen Mantel für 100 Mio. Jahre (a) und 80 Mio. Jahre vor heute (b).

Fig. 3: Numerical modeling results concerning the generation of plumes and their interaction with mid-oceanic ridges. Top left: Computed present-day distribution of mantle plumes, shown as 250 K temperature anomaly isosurface. Color corresponds to height above the core-mantle boundary (CMB). Top center: Computed position of thermochemical piles above the CMB. Top right: For comparison, the African “Large Low Shear Velocity Province” (LLSVP) shown as -1.5 % isosurface of the S40RTS tomography model. Bottom: Computed West-East cross sections through the Tristan plume in the upper mantle at 100 Ma (a) and 80 Ma (b).

Spur entsprechen, wenn sich der Hotspot zu einer gegebenen Zeit tatsächlich unter der entsprechenden Platte befunden hat. Falls sich der Hotspot jedoch in der Nähe des Rückens befindet, kann gleichzeitig eine Spur auf beiden Platten (für den Tristan-Hotspot: Rio Grande Rise auf der südamerikanischen, Walvis-Rücken auf der afrikanischen Seite) entstehen, indem Material dort zum Rücken fließt, wo die Lithosphäre am dünnsten ist und hier zu vermehrtem Vulkanismus führt. Dieses Phänomen wird von *Sleep (1997)* beschrieben und als „upside down drainage“ (umgedrehtes Abfließen) bezeichnet. Aus dem Vergleich des Alters entlang der Hotspot-Spur mit dem (in Abb. 2 auf derselben Farbskala dargestellten) Ozeanbodenalter lässt sich der Abstand zwischen Plume und Rücken zur entsprechenden Zeit ableiten.

Entsprechend der in Abb. 2 dargestellten Hotspot-Spur und der Rekonstruktion in Abb. 1 ergibt sich folgendes Szenario: Der Plume befand sich zunächst, als vor rund 132 Mio. Jahren die Paran- und Etendeka-Basalte entstanden, unter der Südamerikanischen Platte, rund 500 km nordwestlich der Zone, wo

Afrika und Südamerika begannen auseinanderzubrechen. Dies ist konsistent damit, dass die Paran-Flutbasalte auf der Südamerikanischen Platte wesentlich ausgedehnter sind als die Etendeka-Provinz auf afrikanischer Seite. Da beide Platten sich nach Norden bewegten, befand sich der Plume spätestens seit etwa 120 Mio. Jahren südlich der Florianopolis-Bruchzone (FFZ, Abb. 2 oben). Letztere entstand aus einer Blattverschiebung, entlang derer sich die Paran- und Colorado-Platten bis etwa 120 Mio. Jahre relativ zur Südamerikanischen Platte westwärts verschoben (Abb. 1, links). Dadurch öffnete sich der Südatlantik zunächst hauptsächlich südlich der Verschiebung. Ab etwa 120 Mio. Jahre wurden die Paran- und Colorado-Platten Teil der Südamerikanischen Platte, d. h. es erfolgten keine relativen Verschiebungen mehr und der Südatlantik öffnete sich gleichmäßig auf der ganzen Länge.

Zur Zeit der Öffnung des Südatlantiks ist also vermehrter Offshore-Vulkanismus südlich der FFZ zu erwarten, weil (1) diese einer rechtslateralen Blattverschiebung entlang des Rückens entspricht, so dass sich südlich davon der Rücken näher am Hotspot befand, und (2) sich südlich davon der Atlantik

bereits weiter geöffnet und deshalb die Lithosphäre stärker verdünnt hat. Aus beiden Gründen konnte also mehr Material südlich davon durch „upside down drainage“ zum Rücken fließen. Im Laufe der Zeit wanderte der Rücken zunehmend weiter nach Westen, weil sich Südamerika vergleichsweise schnell westwärts bewegte, während sich Afrika nur langsam ostwärts verschob. Zudem spielte eine Rolle, dass in der Anfangsphase das Auseinanderbrechen asymmetrisch verlief: Die Rift-Achse verlagerte sich dadurch in einem Zeitraum von 20 Mio. Jahren zusätzlich mehr als 200 km Richtung Südamerika (vgl. Beitrag von *Brune et al. in diesem Heft*). Vor etwa 90 Mio. Jahren bewegte sich der Rücken über den Plume hinweg und seitdem befindet sich der Plume unter der Afrikanischen Platte. Dies entspricht in etwa einer Änderung des Charakters des Walvis-Rückens: Der ältere Teil (demnach am Spreizungsrücken entstanden) ist vergleichsweise breit und glatt, während der jüngere Teil aus einzelnen untermeerischen Vulkanen, sogenannten Seamounts besteht, die in Ketten angeordnet sind und durch Intraplattenvulkanismus entstanden sind.

Abbildung 3 (unten) zeigt vertikale Ost-West-Schnitte durch eine numerische 3D-Simulation dieses Prozesses: Vor 100 Mio. Jahren (a) befindet sich der Plume noch unter der Südamerikanischen Platte, es fließt aber bereits Material zum Rücken. Vor 80 Mio. Jahren (b) ist der Plume über den Rücken hinweggewandert. Die Strömung vom Plume zum Rücken ist zu diesem Zeitpunkt stärker, weil wegen der vergleichsweise schnellen Westwärtsbewegung der Südamerikanischen Platte auch Material in der den Platten unterliegenden Asthenosphäre leichter westwärts strömt. Auch ist als Nachwirkung von der Zeit, zu der der Plume unter der Südamerikanischen Platte lag, die Lithosphärenplatte (in blau) auf südamerikanischer Seite dünner und die Asthenosphäre heißer (in rot).

Fazit

Das hier vorgestellte Modell erklärt einige Beobachtungen der Manteldynamik im Bereich des Südatlantiks recht gut, es bleiben aber auch Fragen offen. Zum Beispiel bleibt ungeklärt, warum sich auf dem älteren Ozeanboden auf südamerikanischer Seite (westlich des Rio Grande Rise) kein extensiver Vulkanismus findet, obwohl doch zu der Zeit, als sich dieser Ozeanboden bildete, der Hotspot unter der Südamerikanischen Platte in der Nähe des Rückens befand. Auch ist es schwierig zu erklären, warum der jüngere Teil des Walvis-Rückens zum Teil aus mehreren parallelen Seamount-Ketten besteht. Da der angenommene Tristan-Mantelplume nicht direkt beobachtet werden kann, ist nicht klar, ob es sich dabei um einen isolierten Aufstrom aus dem tiefsten Mantel handelt, oder ob er vielleicht Teil eines mehr flächigen Aufstroms ist, der sich im oberen Mantel in mehrere Teile aufspaltet und so zu mehreren parallelen Vulkanketten führt. Die Forschungsarbeiten innerhalb des SPP SAMPLE werden weiterhin zur Klärung von

diesen und anderen offenen Fragen beitragen. Derzeit werden insbesondere in einer Zusammenarbeit von Seismologen und geodynamischen Modellierern seismische Beobachtungen aus dem tiefen Erdmantel, die indirekt Hinweise auf den Einfluss eines Mantelplumes geben können, analysiert und mit geodynamischen Modellergebnissen verglichen.

Ein besseres Verständnis dessen, wie die Öffnung des Südatlantiks begann und welche Rolle dabei Plumes sowie damit verbundene mögliche Hebungen und Senkungen spielten, kann für die Rohstoffexploration wichtig sein. So können sich z. B. Salzablagerungen (siehe z. B. *Torsvik et al., 2009*) in abgesonderten Randmeeren, aber nicht im offenen Ozean bilden. Salzvorkommen sind wiederum für die Bildung von Erdöllagerstätten von entscheidender Bedeutung.

Literatur

- Buiter, S. (2014): Geodynamics: How plumes help to break plates. - *Nature*, 513, 7516, p. 36-37. DOI: <http://doi.org/10.1038/513036a>
- Dobrovine, P. V., Steinberger, B., Torsvik, T. H. (2012): Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian oceans. - *Journal of Geophysical Research*, 117, B09101. DOI: <http://doi.org/10.1029/2011JB009072>
- Keiding, J. K., Trumbull, R., Veksler, I., Jerram, D. A. (2011): On the significance of ultra-magnesian olivines in basaltic rocks. - *Geology*, 39, 12, p. 1095-1098. DOI: <http://doi.org/10.1130/G32214.1>
- Sleep, N. H. (1997): Lateral flow and ponding of starting plume material. - *Journal of Geophysical Research*, 102, B5, 10001-10012. DOI: <http://doi.org/10.1029/97JB00551>
- Sobolev, S. V., Steinberger, B. (2012): Geodynamische Modellierung: Zusammenhänge zwischen Struktur der tiefen Erde, Vulkanismus und Umweltkatastrophen. - *System Erde*, 2, 2, p. 56-61. DOI: <http://doi.org/10.2312/GFZ.syserde.02.02.9>
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Burke, K., Steinberger, B. (2008): Long term stability in deep mantle structure: Evidence from the ~ 300 Ma Skagerak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP). - *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 3-4, p. 444-452. DOI: <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.12.004>
- Torsvik, T. H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M. A. (2009): A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. - *Geophysical Journal International*, 177, 3, 1315-1333. DOI: <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x>
- Wegener, A. (1915): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, (Sammlung Vieweg ; 23), Braunschweig: Vieweg, 94 p.