



Wat drijft plaattektoniek?

AFBEELDING. | *Lakispleet met basaltische tufkegels in zuidelijk centraal IJsland. De Lakispleet is onderdeel van de Noord-Atlantische spreidingsrug. (Bron: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Laki_fissure_\(2\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Laki_fissure_(2).jpg)) (Foto: Petr Brož).*

FRANK BEUNK
FACULTEIT AARD- EN
LEVENSWETENSCHAPPEN,
VRIJE UNIVERSITEIT, AMSTERDAM.
EMAIL: FRANK.BEUNK@VU.NL

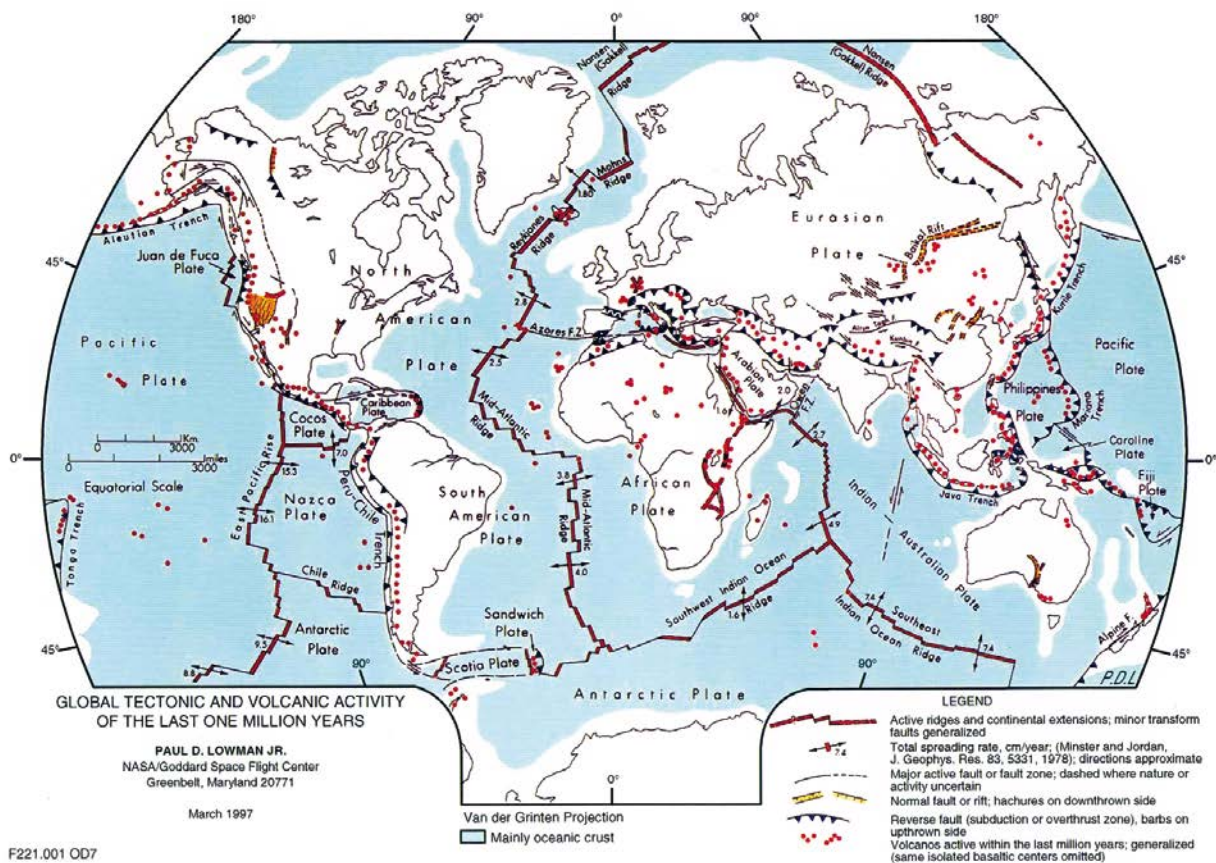
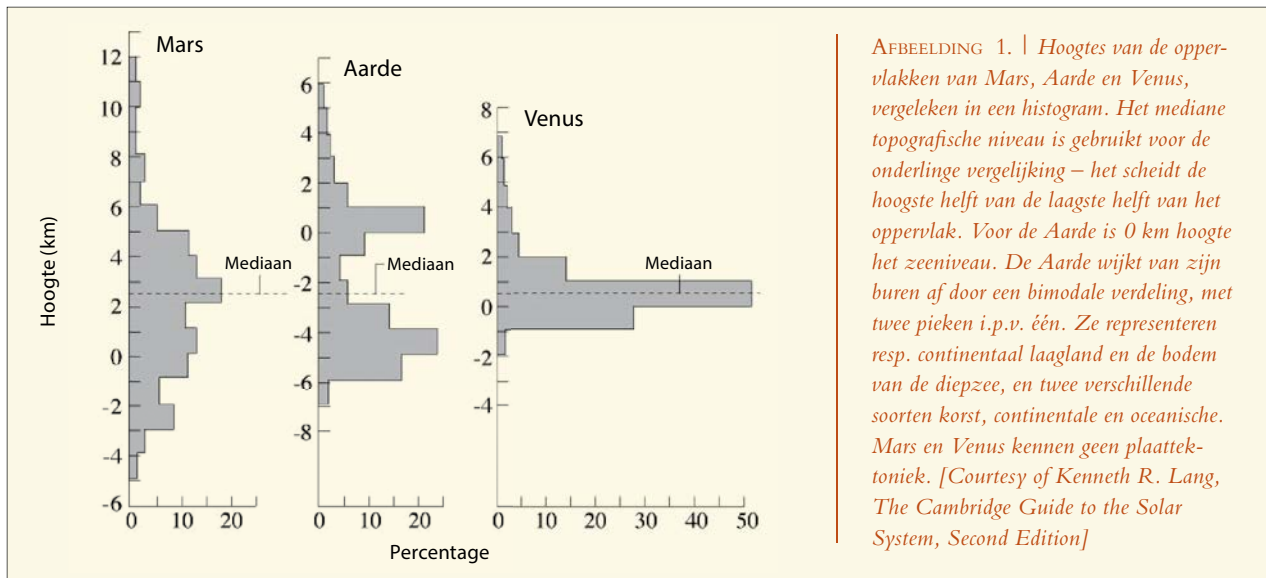
Aarde, Mars en Venus, binnenplaneten, maar zo verschillend. Zie hun topografie (Afb. 1). De 'bimodale' aardse topografie is de vingerafdruk van plaattektoniek: dikke continentkorst boven zeeniveau, naast dunne oceaankorst onder de diepzee. Aardse platen vormen samen de buitenste schil van de vaste Aarde (Afb. 2). Wikipedia noemt 76 verschillende platen bij naam: 7 grote (> 20 miljoen km²), 10 kleinere (1-20 miljoen km²) en 59 microplaten (<1 miljoen km²). Ze bewegen voortdurend ten opzichte van elkaar. Dat was de oplossing, pas gevonden in de jaren '60 van de 20e eeuw, van Alfred Wegener's dilemma uit het begin van die eeuw: Hoe kunnen continenten verschuiven? Als deel van (grotere) platen dus.

Plaattektoniek als koelsysteem

Plaattektoniek is de koelmachine van de Aarde. Het is de manier die de Aarde gevonden heeft om zijn inwendige warmte naar buiten te transporteren. Mid-oceanische ruggen (MOR) zijn de z.g. 'divergente

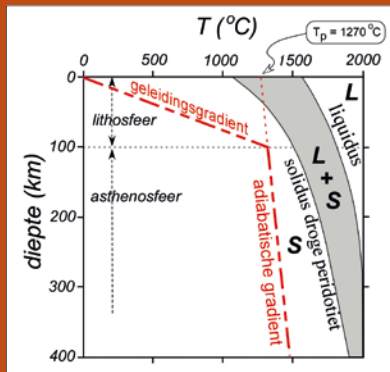
plaatgrenzen' van de plaattektoniek, plekken waar twee platen van elkaar af bewegen. Er ontstaat daar geen gapend gat, want de hete mantel stroomt er vanzelf omhoog om de leemte op te vullen. Mid-oceanische ruggen zijn daarom de belangrijkste





AFBEELDING 2. | De grote en enkele kleinere tektonische platen en hun grenzen. Blauw is oceanische korst, wit continentale. Sommige platen hebben alleen oceanische korst (bijv. Pacifische, Nazca- en Cocosplaat), andere hebben zowel oceanische als continentale korst. De divergente plaatgrenzen (mid-oceanische ruggen) staan er als rode dubbele lijnen in; de pijlen geven de aangroei-richting van de platen aan, met de aangroeisnelheid in cm/jaar. Transform plaatgrenzen: dunne, enkele lijnen. Lijnen met haai-antanden tussen twee oceanische platen of op de grens van oceanische en continentale plaat zijn de convergente plaatgrenzen; de haai-antanden liggen op de bovendrijvende plaat en wijzen in de richting waarin de naastgelegen, meestal oceanische plaat subduceert, achter de topografische diepzeetroggen (trenches). Ook de Himalaya, tussen India en Tibet, is een plaatgrens; de tussenliggende oceaan is geheel gesubduceerd. De Afrikaanse en Antarcticaanse platen zijn bijna geheel omringd door divergente plaatgrenzen; de bijbehorende oceanische ruggen (MORs) verplaatsen zich steeds verder naar buiten, van het centrum van de platen vandaan; dit soort platen groeit dus in oppervlakte. Ook de twee Amerikaanse platen groeien, evenals de Euraziatische, langs zijn Atlantische westgrens en Arctische noordgrens. Het aardoppervlak groeit echter niet, en waar sommige platen groeien moeten er dus andere kleiner worden: de oceanische platen in de Pacific, incl. de Juan de Fuca plaat, de Cocos-, en de Nazcaplaaat, die mettertijd geheel zullen subduceren. De manier waarop de Antarcticaanse en Afrikaanse platen groeien illustreert dat plaatgrenzen niet honkvast zijn; net als de platen zelf veranderen ze in de tijd voortdurend van ligging op de aardbol. Platen en plaatgrenzen ontstaan, verplaatsen zich en verdwijnen.





AFBEELDING 3. | Geothermische gradiënt – toename van temperatuur met de diepte – in de bovenste 400 km van de Aarde. Toegevoegd, in grijs: het temperatuurtraject waarbinnen het mantelgesteente peridotiet smelt. Solidus = begin van smelten van vaste (en watervrije) peridotiet; Liquidus = temperatuur waarbij peridotiet 100% gesmolten is. L = vloeistof (magma), S = vast gesteente. De extrapolatie van de adiabatische gradiënt snijdt het aardoppervlak bij 1270°C. Dat noemt men de ‘potentiële temperatuur’ (T_p) van de convecterende mantel. De geëxtrapoleerde adiabatische gradiënt snijdt de smeltcurve van de mantel. De lithosfeer vormt de top van de mantel plus de korst, met warmtetransport door geleiding; daaronder de asthenosfeer, met warmtetransport door convectie. De mantel beneden 300-350 km is de ‘mesosfeer’. De verticale schaal in deze en volgende afbeeldingen, met de dieptes in kilometers, is equivalent aan toename van de druk met de diepte. De smelttemperatuur van peridotiet is afhankelijk van de omgevings-

druk: hoe hoger de druk, des te hoger de smelttemperatuur, want bij hogere druk is de vaste fase (dichtere atoomstapeling, hogere soortelijke massa) in het voordeel t.o.v. de vloeistoffase (ijlere atoomstapeling, lagere soortelijke massa). In de asthenosfeer zijn de gesteenten het zwakst, ze zijn er makkelijker plastisch te deformeren dan gesteenten er boven of er onder, en kunnen daarom als glijlaag voor de lithosfeer dienen. Dit dankt de asthenosfeer aan het feit dat de geothermische gradiënt er het smeltpunt van de gesteenten het dichtst benadert. In aanwezigheid van water verandert het smeltgedrag aanzienlijk: de smelttemperatuur in de diepte gaat honderden graden omlaag (zie Beunk, 2013). De asthenosfeer bevat hoogstwaarschijnlijk een klein beetje water, enkele tienden van gewichtsprocenten; daarmee gaat het smeltpunt daar al zover omlaag dat het gesteente er een kleine fractie magma bevat, vermoedelijk als vloeistoffilms om de mineraal-korrels heen. Dat maakt de glijlaag helemaal perfect! (Afbeelding: F. Beunk)

warmtelekken van de Aarde: dit is ‘deel één’ van het plaattektonisch koelsysteem. Om het waarom van het koelsysteem te begrijpen moeten we de temperatuurverdeling in de Aarde bekijken. Dat zijn inwendige heet is, weten we uit het optreden van vulkanen, en uit diepe mijnen. In de diepste ondergrondse mijnen, in Zuid-Afrika, is de temperatuur van het gesteente op 5 km diepte 55°C. Daar moet dus flink geventileerd worden! Niettemin is die toename, de z.g. ‘geothermische gradiënt’, ca. 10 graden per kilometer, een van de minste op Aarde; 25-30°/km ofwel ca. 3°C per 100 m is meer normaal. Zou je daarmee doorgaan naar de bodem van de silikaatschil van de Aarde (de aardmantel) dan zou de temperatuur daar, op 2.900 km diepte, zo’n 80.000 °C zijn. Dat is heel ver boven het smeltpunt van alle denkbare gesteenten, terwijl we uit de seismologie weten dat de mantel voor 99,99% vast is.

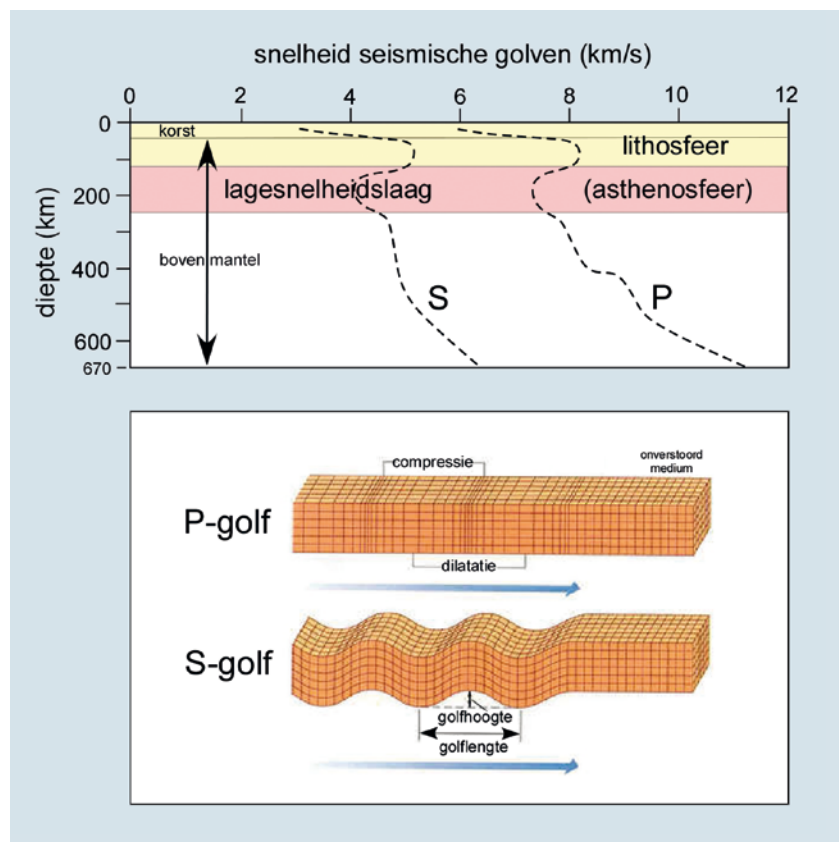
Voordat we hiermee verder gaan (Afb. 3 en begeleidende tekst) eerst wat theorie en broodnodige definities.

Definities en theorie

Mantel en korst

Het onderscheid tussen mantel en korst is *chemisch* van aard, ze verschillen in de verhouding tussen de vier belangrijkste hoofdelementen, O, Si, Mg en Fe, en ook in neven- en spoor-

elementen. De mantel is rijker aan Mg en Fe dan de korst, en armer aan Si. Mantelgesteenten (peridotieten) bestaan daarom uit relatief meer Mg-Fe-rijke en Si-arme mineralen, zoals olivijn en pyroxenen. Door hun Fe-rijkdom zijn ze donker van kleur.



AFBEELDING 4. | Boven: Seismische lagesnelheidslaag in de bovenmantel. De gestreepte lijn ‘S’ geeft de voortplantingssnelheden van transversale trillingen (S staat voor ‘secundair’; ze komen als tweede aan bij een seismisch station). De P-golven zijn de eerste aankomende, ‘primaire’ seismische golven, longitudinale trillingen (= compressies + dilataties), zie onderste figuur. (Afbeeldingen: F. Beunk.)



Aardkorst is er in twee soorten: oceanische en continentale. De continentale korst is het rijkst aan Si en O (en aan Al) en het armst aan Mg en Fe. Oceaan-korst zit qua samenstelling tussen mantelperidotiet en continentkorst in; hij bestaat uit basaltlava en het intrusieve equivalent daarvan, gabbro. De mantel is bijna 2.900 km dik; de oceaankorst slechts 7-8 km en de continentkorst 20 tot 70 km, met 30-35 km als meest voorkomende waarde. Van de vier hoofdelementen is Fe het zwaarst. Dat zien we terug in het soortelijk gewicht van gesteenten: peridotieten zijn het zwaarst, gesteenten van de continentkorst het lichtst, oceanische basaltkorst zit er tussen in. De Aarde als geheel bestaat uit schillen die naar buiten toe soortelijk steeds lichter worden: Fe-Ni kern, peridotische mantel, aardkorsten, oceaan, atmosfeer.

Differentieel smelten

Afzonderlijke mineralen hebben heel hoge smeltpunten. Zuiver kwarts bv. smelt onder atmosferische druk pas bij 1.727°C. Gesteenten zijn meestal mengsels van verschillende mineralen. Die smelten bij veel lagere temperaturen (700-1.300°C), door het fysisch-chemisch fenomeen van vriespuntsverlaging. U kent dat effect van mengsels uit de antivries in de radiator van uw auto, en ook van het mengsel ijs + zout met een vriespunt flink onder nul, dat daarom de gladheid op de wegen kan helpen bestrijden. Het eerste smeltproduct van mengsels van vaste stoffen, zoals het magma dat uit gedeeltelijk smeltende gesteenten komt, heeft een 'vaste' chemische samenstelling, ongeacht de mineraalverhoudingen in het gesteente. Die magmasamenstelling is daarbij anders dan die van het moeder-gesteente. Zo ook de pekkel van smeltend ijs + zout, die altijd dezelfde samenstelling heeft, ongeacht de verhouding zout: ijs.

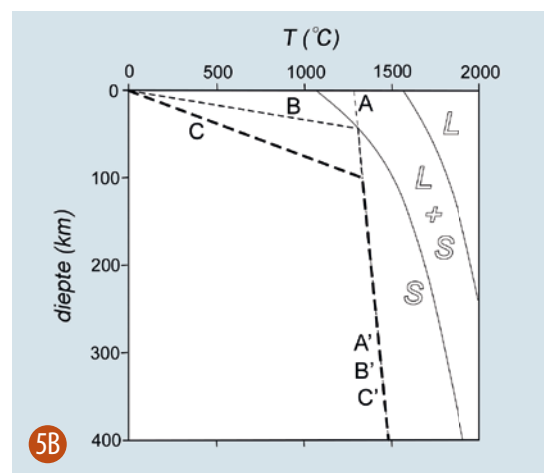
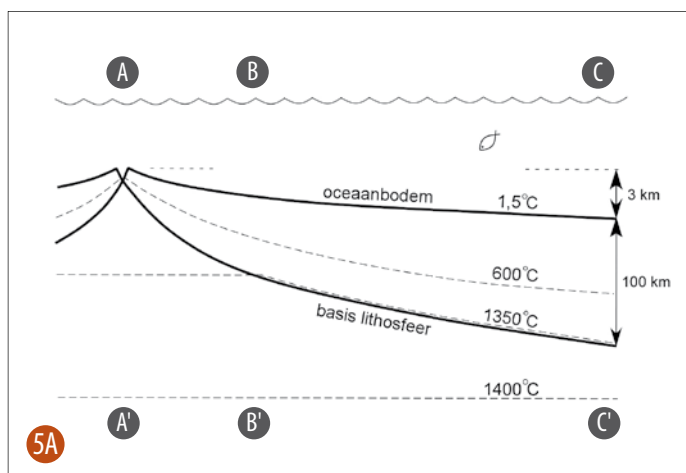
Uit gedeeltelijk smeltende peridotieten in de mantel (40 gewichtsprocent Si uitgedrukt als SiO_2) komt een magma van basaltsamenstelling (50% SiO_2). Smeltende basalt levert een andesietmagma met 60% SiO_2 ; gedeeltelijk smeltende andesiet produceert een rhyoliet met 70% SiO_2 . De hele aardkorst, zowel de oceaankorst als de continentale, is een product van zulk gedeeltelijk en differentieel smelten van de aardmantel. In het artikel over water in de endogene processen (Beunk, 2013) leg ik verder uit waarom en hoe de aanwezigheid van water het smelten van gesteenten beïnvloedt: het leidt tot smeltpuntsverlagingen van honderden graden Celsius. Dat gaan we weer terug zien bij het ontstaan van vulkanen boven subductiezones.

Lithosfeer en asthenosfeer

De lithosfeer ('steenschaal') is de plaat uit het woord plaattektoniek. Hij vormt de buitenkant van de vaste aarde en ligt op de asthenosfeer (van Grieks 'a-sthenos', niet sterk, zwak). Het onderscheid tussen litho- en asthenosfeer is *fysisch* van aard. De bodem van platen valt niet samen met de (chemische) korst-mantelgrens. Platen zijn i.h.a. dikker dan de korsten, nl. tussen 8 km en 250 km dik. Aardkorst vormt dus de bovenkant van de lithosfeer, die voor het grootste deel uit mantelgesteenten bestaat - de grens tussen litho- en asthenosfeer ligt *in* de mantel. Waar precies hangt af van de fysische gesteente-eigenschap die je wilt gebruiken. In dit artikel gebruik ik de *geothermische definitie* van lithosfeer, uitgelegd onder het volgende kopje. Er bestaan ook mechanische definities, gebaseerd op sterkte, en chemische, naar samenstelling. Die leveren allemaal verschillende 'plaatdiktes' op! Het woord 'asthenosfeer', zwakke schil, slaat strikt genomen op sterkte, een mechanische eigenschap.

Geothermische lithosfeer en asthenosfeer

De geothermische definitie is gebaseerd op het warmtetransport in de Aarde. Warmtetransport kan in principe op drie verschillende manieren: straling, geleiding en stroming.



AFBEELDING 5. | A, schematisch, het reliëf van een mid-oceanische rug, met drie km hoogteverschil tussen de rug en de diepzeevlakten. De onderkant van de lithosfeer heeft echter een reliëf van ca. 100 km. Oceanische platen ontstaan aan de MOR, waar ze niet dikker zijn dan de 7-8 km dikke oceaankorst; hoe verder van de MOR, hoe ouder de plaat, des te langer hij afgekoeld is. Van de vier getekende isothermen (1,5°C (zeebodem), 600, 1.350, en 1.400°C) vormt de 1.350°C isotherm de onderkant van de lithosfeer. Door afkoeling bij veroudering van de plaat zakken de isothermen steeds dieper naar beneden, de mantel in. Uiteindelijk worden oceanische platen zo'n 100 km dik. B, de temperatuurprofielen van de mantel op drie verschillende plaatsen in de linker figuur, AA', BB' en CC'. Profiel AA', onder de MOR, doorsnijdt de smeltcurve van het mantelgesteente en verklaart de vulkanische vorming van de basaltische oceaankorst. Het partieel en differentieel smelten van de asthenosferische mantel is grotendeels beperkt tot de driehoekige ruimte onder de MOR tussen de 1.350°C isotherm en de basis van de lithosfeer, al kan de asthenosfeer ook in profiel CC' een klein beetje smelten bij aanwezigheid van water (Afbeeldingen: F. Beunk, 2013).



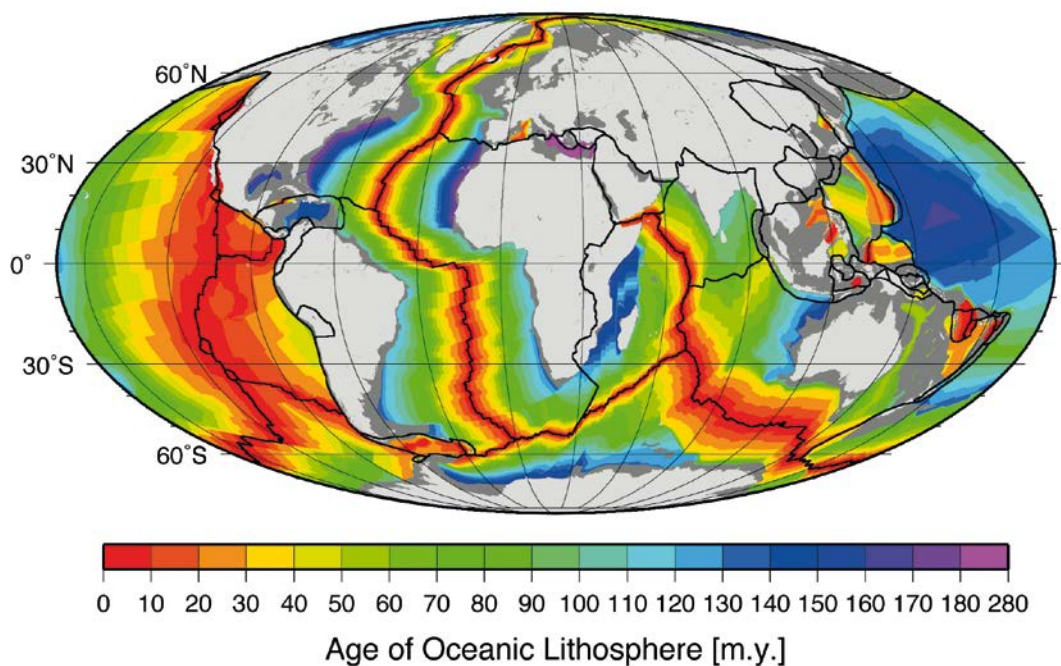
Gesteenten zijn ondoordringbaar voor infrarode warmtestraling, dus dat speelt in de vaste aarde geen rol. Blijven over geleiding en stroming. Bij stroming, ofwel convectie, stroomt het warme materiaal en neemt al stromend zijn warmte mee (warmte-advectie). De atmosfeer is er een mooi voorbeeld van: lucht warmt op aan het aardoppervlak en stijgt op. Naar boven toe wordt het daarbij steeds kouder. Dat komt door uitzetting van de lucht bij afname van de luchtdruk: expanderende lucht koelt af, wordt hij samengeperst, dan warmt hij op. Dat merkt u bv. aan de temperatuur van uw fietspomp, die warm wordt door herhaald samenpersen van de lucht, niet door de verwaarloosbare wrijving van de zuiger. Warmtetransport door stromend materiaal (lucht, gesteente) is een *adiabatisch* proces, wat betekent dat er (bijna) geen warmteuitwisseling met de omgeving plaats vindt. De temperatuur in de onderste 10 km van de atmosfeer heeft een adiabatische gradiënt, uitsluitend veroorzaakt door afkoeling bij expansie tijdens het opstijgen, en door opwarming bij compressie in neerdalende luchtstromen. De gradiënt in de asthenosfeer en mesosfeer van de Aarde is ook adia-

batisch (Afb. 3), want dat gesteente stroomt. Het vloeit met snelheden van centimeters per jaar; warm gesteente stijgt op en koelt daarbij af door expansie – omdat de druk afneemt –, koud gesteente zakt naar beneden en warmt op door samenpersing. Klinkt misschien vreemd, maar de fysische eigenschappen van de diepere mantel bepalen dat de mantel onvermijdelijk *moet* convecteren. De adiabatische temperatuurgradiënt van de asthenosfeer bedraagt $0,4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Afb. 3). Op de bodem van de mantel, op 2.900 km diepte, is het daarom ca. 2.500°C , niet 80.000°C . Gesteenten zijn nogal slechte warmtegeleiders – daarom bouwen we huizen met stenen muren –, reden waarom adiabatische warmte-advectie in de convecterende diepere mantel veel belangrijker is dan warmteverlies door geleiding, ondanks de trage stroomsnelheden. Tussen haakjes: één van de bronnen van aardwarmte is de adiabatische compressie van het inwendige van de planeet tijdens zijn ontstaan uit allemaal kleine meteorieten, kometen en asteroïden, 4,6 miljard jaar geleden. Die ‘oerwarmte’ is hij nog steeds niet kwijt!

De bovenste laag van de Aarde is de ‘plaat’ of lithosfeer. Die doet niet mee aan de onderliggende convectie, want hij is relatief koud en star. Hij ligt als een deksel op de kookpot. In de lithosfeer gebeurt het warmtetransport door *geleiding*, noodzakelijk door het ontbreken van warmte-advectie en stralingstransport. De geleidingsgradiënt in de lithosfeer is bij benadering een rechte lijn tussen zijn hete onderkant (ca. 1.350°C) en de koude bovenkant ($1,5^{\circ}\text{C}$ op de diepzeebodem) (Afb. 3).

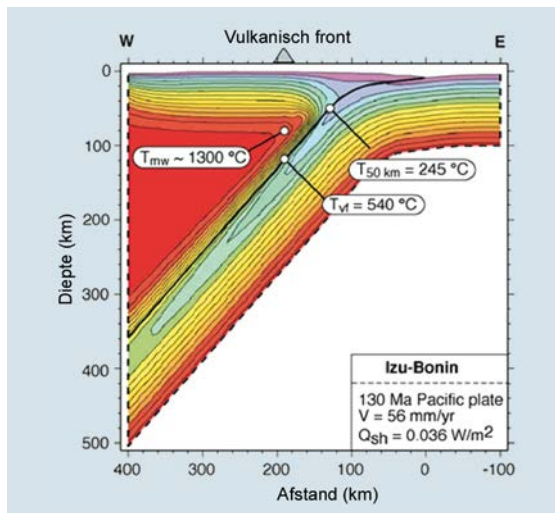
Al in 1959 had de geofysicus Beno Gutenberg een laag met verminderde voortplantingssnelheid voor aardbevingstrillingen ontdekt, de lagesnelheidslaag (‘low velocity zone’, LVZ) in de bovenmantel, meestal tussen ca. 100 en 250-300 km diep (Afb. 4). Met het ontdekken van de plaattektoniek in de jaren ‘60 verbond men de LVZ met de relatief zwakke asthenosfeer, die als ‘glijlaag’ voor de platen dient¹.

De afbeeldingen 3 en 5 laten zien wat er gebeurt als je de lithosfeer, de ‘deksel’ op de convecterende asthenosfeer, zou weghalen. De asthenosferische mantel



AFBEELDING 6. | Ouderdomskaart van de basaltische oceaانبodem, met ouderdommen van 0 tot 180 miljoen jaar. Donkergrijze delen zijn onderzeese voortzettingen van de continenten. Bij de mid-oceanische ruggen zijn oceanische platen ‘van gisteren’; hoe verder er vandaan hoe ouder. Alle dwarsverspringen in de ouderdomspatronen ontstaan bij transformbreuken langs de mid-oceanische ruggen. De relatief brede ouderdomszones ter weerszijde van de Oostpaciifische Rug laten zien dat ‘sea-floor spreading’ daar sneller verliep dan in de meeste andere oceanen. Zuiver oceanische platen bewegen snel; (gedeeltelijk) continentale platen zijn langzamer; zie ook Tabel 1. De zones van de oceaankorst zijn gedateerd aan de hand van de magnetische poolomkeringen in het paleomagnetisch signaal van de basalten, die op hun beurt weer gedateerd zijn met microfossielen in oceanische sedimenten die er direct bovenop liggen. (Bron: Muller et al., 2008, afbeelding: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/faq.html>)





AFBEELDING 7. | Temperatuurverdeling in de 130 miljoen jaar oude, ca. 100 km dikke Pacifische plaat die onderduikt onder de vulkanische Izu-Bonin eilanden ten zuiden van Japan, met een snelheid van 56 mm per jaar. Het vulkanisch front ligt daar waar de top van de 'slab' ruim 100 km diep zit. T_{vt} is de temperatuur van de top van de onderduikende plaat recht onder het vulkanisch front. De hete (rode) driehoekige doorsnede door de bovenmantel boven de onderduikende plaat noemen we de 'mantelwig' (T_{mw}). Dat het nu juist in het relatief koude milieu boven een onderduikende plaat tot partieel smelten en vulkanisme komt, is een gevolg van smeltpuntsverlaging door het vrijkomen van water uit de plaat. Dat water was oceaankorst dat eerder als hydroxylgroep was ingebouwd in metamorfe mineralen in de basaltische oceaankorst, bij de mid-oceanische ruggen. Zie verder Beunk, 2013. (Bron: Peacock, 2003, afbeelding: AGU).

stroomt dan naar de oppervlakte door, koelt adiabatisch verder af en moet ondanks die afkoeling gaan smelten. Waar gebeurt dat? Onder mid-oceanische ruggen, zie gradiënt AA' in Afb. 5. De onvermijdelijkheid van dit smelten volgt uit het feit dat de smelttemperatuur van de mantelperidotiet aan het aardoppervlak lager is dan de temperatuur van de adiabatisch convecterende mantel. Anders gezegd, omdat de adiabatische gradiënt van de mantel in Afb. 3 en 5 steiler helt dan de smeltlijn ('solidus') van de mantel, overschrijdt de mantel al opstijgende zijn smeltpunt (Afb. 5, profiel AA') en gaat dus (gedeeltelijk en differentieel) smelten. Er komt basaltmagma uit dat stolt tot oceaankorst. Het percentage smelten groeit naar boven toe tot ca. 15%. 15% smelten in een 50 km hoge mantelkolom levert een basaltlaag van ca. 7-8 km op. Dat basaltmagma vormt ter plekke de nieuwe oceaankorst, zo'n 7-8 km dik, en dat is dan meteen ook de hele dikte van de plaat direct onder de MOR.

Divergente plaatgrenzen

De platen groeien langs de MOR naar beide kanten voortdurend aan. Beide platen drijven weg van de MOR; dat is hun 'spreidingszone', 'sea-floor spreading' in jargon. Hoe verder platen van de MOR wegdrijven hoe ouder ze worden. Oceanische platen worden op Aarde maximaal zo'n 180 miljoen jaar oud. Dan subduceren ze, of al veel eerder. Continentale delen van platen subduceren niet of maar een heel klein beetje. De relatief dikke continentkorst met zijn relatief lage soortelijk gewicht werkt namelijk als een zwemvest dat de plaat drijvend houdt. Daarom kunnen continentale korsten wel tot twintig keer ouder zijn dan de oudste oceaankorst! Het symmetrische patroon van 'sea-floor spreading' leidt tot een waarlijk verbluffende wereldkaart van de ouderdommen van de oceaانبodem (Afb. 6).

Motor (1) van plaatbeweging: 'Ridge push'

Met het verouderen koelen platen af, van boven af. De isotherme oppervlakken zakken daarbij naar beneden de mantel in. De 1.350°C isotherm vormt de onderkant van de plaat, die al verouderend steeds dikker wordt (profielen BB' en CC' in Afb. 5). Vergelijk je de drie kolommen AA', BB' en CC' in Afbeelding 5 tot een diepte van 100 km, dan is AA' duidelijk de heetste en CC' de koelste. BB' zit daar tussen in. Het verschil in thermische uitzetting tussen de heetste en de koudste kolom is zo'n 3%, van 100 km, dus 3 km verticaal. Die 3 km is het verschil in zeediepte tussen MOR (~2.500 m) en diepzeevlakten (~5.500 m). Zo hebben we de topografie van de oceaانبodem goeddeels verklaard uit het verschil in temperatuur van de onderliggende gesteentekolommen.

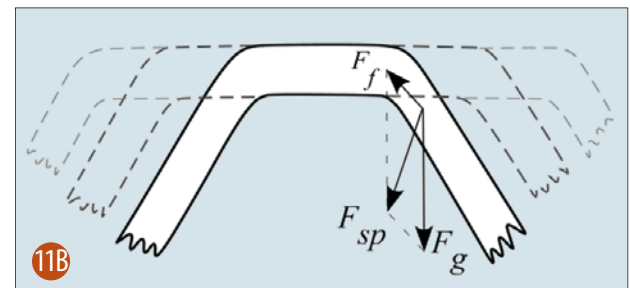
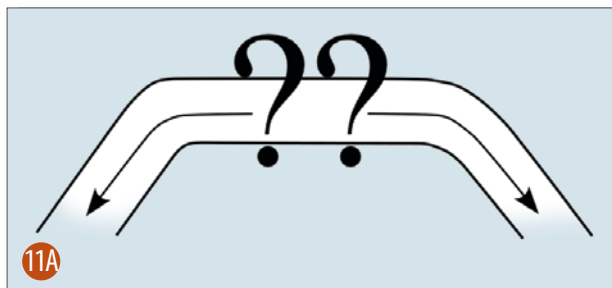
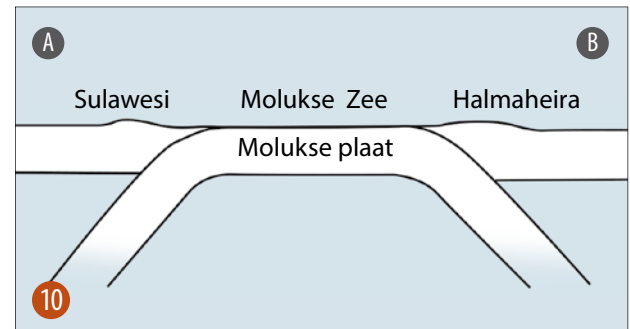
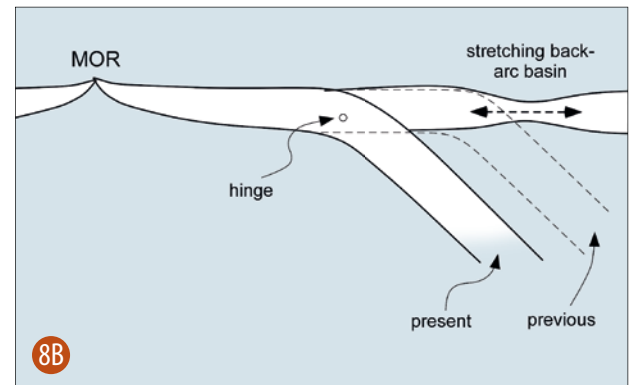
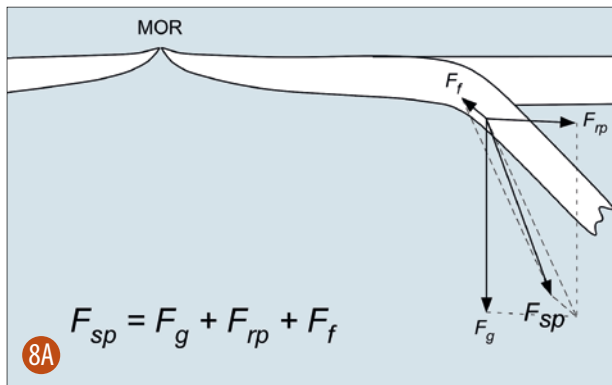
Ook om te begrijpen waarom platen überhaupt van MOR's af bewegen volstaat Afbeelding 5. De plaat, relatief koud en dus star, glijdt over de hete en plastische asthenosfeer, die weliswaar grotendeels vast is, maar toch een klein beetje gesmolten o.i.v. water (zie Beunk, 2013). Terwijl de top van de oceanische plaat een reliëf heeft van 3 km, heeft de bodem van de plaat er een van 100 km (Afb. 5)! Die helling van 100 km hoogteverschil vormt de glijbaan waar de plaat onder

zijn eigen gewicht vanaf glijdt, gedreven door de zwaartekracht. In de plaattektoniek heet dit de 'ridge push' kracht: alsof de MOR de platen wegdrukt. Die naam is fout, er wordt niet actief door de rug gedrukt, maar de plaat glijdt passief van de helling af. Vandaar al die rekspleten in de oceaankorst van de MOR en op IJsland, net als de spleten in gletsjers die van de berg af glijden.

Convergente plaatgrenzen; subductie; motor (2) van plaatbeweging: 'Slab pull'

'Ridge Push' is maar één van de drijvende krachten van plaatbeweging. Een andere is 'Slab Pull'. Een 'slab' is een onderduikende oceanische plaat. Onderduiken gebeurt langs een tweede soort plaatgrens, de *convergente*, waar twee platen naar elkaar toe bewegen (Afb. 2). Eén van de twee legt daarbij het loodje, d.w.z. hij verdwijnt in de mantel door onder een hoek de mantel in te duiken. Het proces heet 'subductie'. Waar de oceanische plaat naar beneden buigt, de subductiezone in, vormt hij aan het oppervlak een diepzeetrog. Vandaar de wereldwijde lange, smalle en diepe troggen overal waar oceanische plaat subduceert, met als recordhouder het Challengerdiep bij de West-Pacifische Marianen-eilanden, 10.920 m diep (Afb. 2). In Afbeelding 7 zien we de temperatuurverdeling in een ongeveer 100 km dikke subducerende oceanische plaat. Omdat gesteenten zulke slechte warmtegeleiders zijn neemt de plaat zijn lage temperatuur tot diep in de mantel mee. Hij steekt als een koud koelement in de hete mantel – deel twee van het plaattektonisch koelsysteem.





AFBEELDING 8. | A: Krachten op een subducerende oceanische plaat. De pijlen representeren de relatieve grootte en richting van de krachten. Zwaartekracht (F_g) werkt vertikaal. De 'ridge push' kracht (F_{rp}) wordt door de plaat in vrijwel horizontale richting doorgegeven. Wrijvingskrachten (F_f) werken tegen de beweging in. De 'slab pull' kracht (F_{sp}) is de resultante (vectorsom). B: Terugrollen van het scharnierpunt ('hinge') van de onderduikende plaat in de richting van de MOR; daarbij rekt de bovenliggende plaat uit en ontstaat er een topografische depressie, een 'back-arc' bekken. (Afbeelding F. Beunk)

AFBEELDING 9. | De Molukse Zee tussen de Oost Indonesische eilanden Halmaheira en Sulawesi is een oceanische microplaat. En profiel langs de lijn A-B staat in afbeelding 10.

AFBEELDING 10. | Profiel over de Molukse Zee langs de lijn A-B in Afb. 7. Drie (micro-)platen. De Molukse plaat is oceanisch en duikt zowel naar het westen als naar het oosten onder. De plaat is echter ooit zijn bijbehorende MOR kwijtgeraakt. Zie verder afbeelding 11.

AFBEELDING 11. | A: Bij het ontbreken van een divergente plaatgrens in de Molukse plaat kan er geen sprake zijn van 'sea-floor spreading' naar beide kanten. De enige manier waarop de Molukse plaat aan twee kanten kan subduceren is door in de twee subductiezones naar beneden te vallen (B). Er bestaat hier geen 'ridge push' (Afb. 8), waardoor de 'slab pull' (F_{sp}) zelfs 'naar binnen' werkt. (Afbeeldingen 9, 10 en 11: F. Beunk.)

Afbeelding 8 laat het krachten spel op een subducerende plaat zien. Vaak domineert de zwaartekracht. In hoeverre, hangt af van het verschil in soortelijk gewicht (s.g.) tussen de plaat en de asthenosfeer eronder. Oceanische litho- en asthenosfeer zijn vrijwel identiek in samenstelling, maar de gemiddelde temperatuur van de asthenosfeer is ca. 1.350°C en die van de lithosfeer de helft, 675°C (Afb. 3). Kouder betekent soortelijk zwaarder.

Lithosferen zijn dus al gauw zwaarder dan de asthenosfeer eronder en kunnen er dus in wegzakken. Het s.g. van de plaat hangt wel van zijn dikte en dus ouderdom af: Hoe ouder, hoe dikker en hoe meer relatief zwaar mantelgesteente; dunnere, jongere platen hebben een grotere bijdrage van de relatief lichte oceaankorst aan het s.g. van de plaat als geheel. In het geschetste geval, voor oudere, relatief zware lithosfeer (Afb. 8, links), werkt de 'slab pull' kracht niet evenwijdig aan de onderduikende slab, maar onder een steilere hoek, met als gevolg dat de plaat niet als een roltrap evenwijdig aan zichzelf de mantel in glijdt, maar naar beneden valt (Afb. 8, rechts). Daarbij rolt het scharnierpunt terug in de richting van de MOR en komt de bovenliggende plaat onder rekspanning te staan. De rekspanning maakt hem dunner, waardoor het bovenoppervlak daalt en een 'back-arc' bekken wordt gevormd, dat met sediment kan



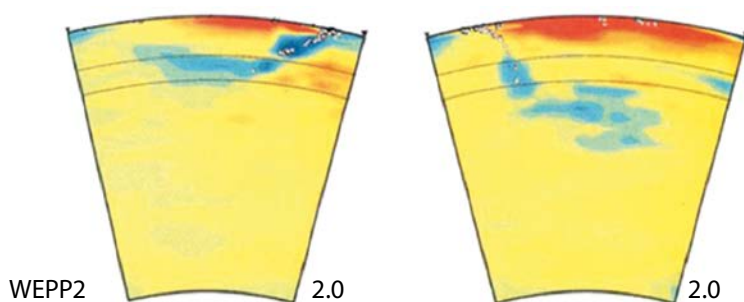
worden opgevuld. 'Back-arc', omdat dit bekken achter de vulkanische boog ligt, gezien vanaf de plaatgrens. 'Back-arc' bekkens in de oceaan rekken al gauw zó ver uit dat de plaat daar breekt; er ontstaat dan een nieuwe divergente plaatgrens, een nieuwe 'spreidende rug', achter de rij vulkanische eilanden. Zo'n oceanisch 'back-arc' bekken wordt dan mettertijd breder en breder; de mooiste voorbeelden liggen in de westelijke Stille Oceaan, tussen de Filipijnen, Japan en de Marianen-eilanden. In het artikel over vulkanisme en erts (Beunk, 2016) staat een mooi voorbeeld van de convergente plaatgrens ten noorden van Nieuw-Zeeland, met op de bovenliggende plaat een rij vulkanen en daarachter een 'back-arc' bekken. 'Back-arc' bekkens op een continentale plaat ontstaan als een oceanische plaat onder een continentrand wegduikt, zoals onder de westkust van Zuid-Amerika en de oostkust van China. In Bolivia en Peru leidde dit gedurende het Tertiair tot granietintrusies met tinmineralisatie (zie Beunk, 2016). Aan de andere kant van de Stille Oceaan scheurde Japan van de Chinese continentrand los; de Japanse Zee tussen Japan en China is ook zo'n 'back-arc' bekken.

Een overtuigend actueel voorbeeld van het terugrollen is te vinden in de oceanische microplaat tussen de Indonesische eilanden Halmahera en Sulawesi (Afb. 9-11).

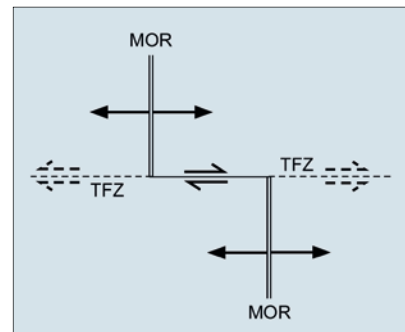
De rol van metamorfose tijdens subductie

Naast de temperatuurverdeling in een plaat en in de asthenosfeer (Afb. 7), is het proces van *metamorfose* belangrijk bij het ontstaan van 'slab pull', en wel op drie verschillende dieptes. Allereerst de metamorfose van de basaltische oceaankorst, vanaf een diepte van ca. 30 km langs de subductiezone. Basaltische gesteenten (basalt, gabbro, s.g. ca. 2,9) veranderen daar in *eclogieten*. Bij eclogitisatie verdwijnt het soortelijk lichte basaltmineraal plagioklaas (Na-Ca-veldspaat) om plaats te maken voor het veel zwaardere mineraal granaat. Eclogieten hebben een s.g. van 3,4 – een kubieke meter eclogiet is 500 kg zwaarder dan een m³ gabbro!

Maar nog belangrijker zijn de metamorfe reacties in de peridotieten van de mantel (en van de onderduikende lithosfeer). Wereldwijd zijn er twee diepteniveaus waarop de mantel zijn mineralogie verandert, als aanpassing aan de toenemende druk, op 410 km en op 670 km diepte. Het zijn allebei metamorfe reacties waarbij het s.g. van de mantel sprongsgewijs toeneemt. We 'zien' ze in de seismologie, doordat de voortplantingssnelheid van seismische trillingen er sprongsgewijs verandert. De zone tussen 410 km en 670 km noemen we de 'overgangszone van de mantel' ('mantle transition zone', MTZ). De reactie bij 410 km is een z.g. exotherme reactie: er komt warmte bij vrij. Die bij 670 km is endotherm: hij absorbeert juist warmte. Dat verschil maakt nogal wat uit voor een koude, subducerende plaat. Exotherme reacties verlopen ondieper – bij lagere druk – naarmate het gesteente kouder is, endotherme juist dieper. Zoals Afbeelding 7 laat zien is de subducerende plaat ook op de diepte van de MTZ honderden



AFBEELDING 12. | 2-D verticale profielen van de mantel, uit seismische tomografie. Hoe blauwer de kleuren, hoe sneller de seismische golven, hoe kouder het gesteente. Het rode eind van het kleurenspectrum staat juist voor relatief heet en seismisch langzaam. De twee getrokken lijnen bovenin de profielen, evenwijdig aan het oppervlak, zijn de 410-km en de 670-km discontinuïteiten. Open cirkeltjes zijn aardbevingshaarden. Links de subductie van de NW-Pacifische plaat onder de Koerilleneilanden benoorden Japan, rechts het profiel van de subductiezone onder Java. De Koerillenplaat stagneert in de MTZ; de Indische plaat onder Java is door de 670-km discontinuïteit heen gevallen. (Bron: Fukao et al., 2001, afbeelding: AGU.)



AFBEELDING 13. | Kaartbeeld van plaatbewegingsrichtingen bij divergente plaatgrenzen (MOR) en transformbreuken (TFZ). Bij een transformbreuk die twee segmenten van een mid-oceanische rug met elkaar verbindt bewegen de platen ter weerszijde van de breuk alleen langs elkaar in het deel van de breuk tussen de twee segmenten van de MOR. Alleen langs het centrale, vetgetekende deel van de breuk bewegen de platen in tegengestelde richting langs elkaar en alleen daar is de breuk seismisch actief (met aardbevingshaarden). Langs de gestreepte verlengden van de TFZ bewegen de platen met gelijke snelheid in dezelfde richting (gestreepte pijlen); dit deel van de TFZ is daarom seismisch inactief (zonder aardbevingen). Niettemin vormen ook die delen van de TFZ wel degelijk ook een 'breuk'. Ze scheiden immers twee delen van dezelfde oceanische plaat van verschillende ouderdom, want de richting van de pijlen is ook de richting van ouderdomstoename van de plaat, evenredig aan zijn afstand tot de MOR. Omdat het oppervlak van oceanische platen met toenemende leeftijd steeds verder inzakt (Afb. 5, links), vormen ook de inactieve delen van de transformbreuk spectaculaire steilkanten in de topografie van de oceaانبodem, tot 1.000 m hoogteverschil! (Afbeelding: F. Beunk)

graden kouder dan de omgevende mantel. De exotherme 410-km reactie in de normale mantel kruipt daardoor in de koude 'slab' wel 100 km omhoog, en vormt een 100 km hoge zware 'berg' in een lichtere en hetero omgevende mantel. Die berg trekt de 'slab' enorm omlaag, zodra hij eenmaal de MTZ nadert. De endotherme 670-km-reactie daarentegen werkt juist andersom, hij werkt verdere subductie van de plaat in de diepere mantel tegen. Prachtige illustraties van



deze effecten zijn de laatste decennia onthuld door de kunst van de 'seismische tomografie', het doorlichten van de Aarde m.b.v. seismische trillingen, helemaal vergelijkbaar met echoscans van ons lichaam (Afb. 12). In sommige subductiezones blijven de platen in de MTZ 'hangen', in andere vallen ze er door heen, naar de diepere mantel (en verder naar de bodem ervan).

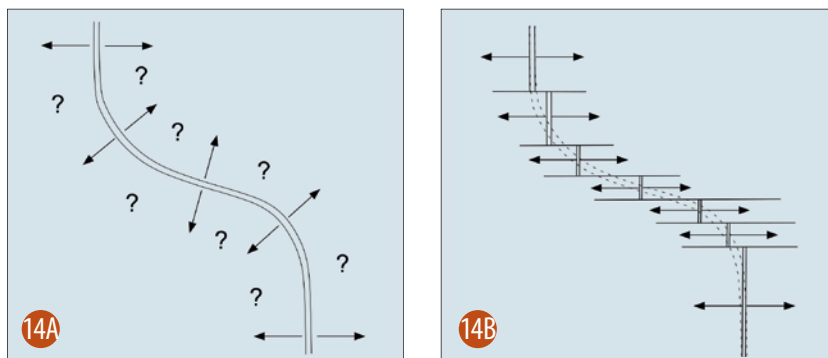
Wat beweegt nu de platen?

De 'slab pull' kracht overheerst i.h.a. de andere krachten op subducerende platen (zie ook de pijlen in Afb. 8). Een mooie illustratie daarvan stamt uit 1975, met de gegevens van Tabel 1, die laat zien dat platen met percentueel veel diepzeetrog langs hun grenzen sneller bewegen dan platen met relatief minder subductiezones als plaatgrens. Blijkbaar is 'slab pull' sterker dan 'ridge push' als aandrijfkraft van plaatbeweging.

Een algemene conclusie over plaatbeweging is dat platen zichzelf voortbewegen, door 'ridge push' en 'slab pull'. Er ligt een eenvoudig natuurkundig principe aan ten grondslag: oceanische platen zijn kouder en daarom zwaarder dan de asthenosfeer er onder (Afb. 3 en 7) en kunnen er in weg zakken. In veel populaire en ook oudere vakliteratuur komen we nog steeds figuren tegen met diepe convectiecellen door

Plaat	absolute snelheid (cm/jaar)	omtrek % trog
Europese	0,7	0,3
N. Amerikaanse	1,1	2,6
Z. Amerikaanse	1,3	1,0
Antarctische	1,7	0,3
Afrikaanse	2,1	2,2
Caraïbische	2,4	0,3
Arabische	4,2	0,3
Indiase	6,1	19,7
Philippijnse	6,4	29,1
Nazca	7,6	27,8
Pacifische	8,0	22,6
Cocos	8,6	28,4

TABEL 1. | Absolute bewegingssnelheden van 12 platen en het percentage van hun omtrek dat bestaat uit een diepzeetrog met subductiezone. De vijf snelste platen zijn verbonden met (relatief) de langste subductiezones. (Gegevens bron: Forsyth & Uyeda, 1975, Tabel: F. Beunk.)



AFBEELDING 14. | Oplossing van ruimteproblemen bij een divergente plaatgrens (MOR). Bij een slingerende, ononderbroken MOR (A) krijgen de platen een ruimteprobleem (vraagtekens) indien zij zouden proberen 'de kortste weg' te nemen, in de richting van de pijlen, door overal naar beneden te glijden in de richting van de steilste helling van de onderkant van de plaat (zie Afb. 5, links). B: het opknippen van de MOR in evenwijdige segmenten die t.o.v. elkaar verschoven zijn, en die verbonden worden door transformbreuken, maakt het elk plaatsegment mogelijk de kortste weg naar beneden te nemen zonder zijdelings in de knel te komen. (Afbeelding: F. Beunk)

de hele mantel heen, die aan hun bovenkant de platen met zich mee sleuren (zie bv. sommige afbeeldingen in Beukenkamp, 2012). Dat is een achterhaald idee. Niet dat de diepe mantel niet convecteert, maar die convectie lijkt grotendeels losgekoppeld te zijn van de plaatbeweging. In 'grotendeels' zit een nuance. De grote continentale platen zijn traag, niet alleen door gebrek aan subductie langs hun randen (Tabel 1), maar ook omdat ze zo oud zijn. Oceaankorst wordt niet ouder dan ca. 180 miljoen jaar voordat hij subduceert en verdwijnt. Continenten worden wel 20 keer zo oud, tot 4 miljard jaar. Al die tijd koelt de plaat onder het continent verder af en zakt zijn bodem dieper weg in de mantel, net als bij de verouderende oceanische platen (Afb. 5). De oude continentale schilden hebben lithosferen tot wel 250 km dik. Daarbij raakt het punt waarop warmtetransport door convectie overgaat in geleiding steeds verder verwijderd van het smeltpunt van de mantel (Afb. 3 en 5-rechts). Allengs verdwijnt daarbij de seismische lagesnelheidslaag en dus waarschijnlijk ook de asthenosfeer, met als gevolg dat oude, abnormaal dikke (continentale) lithosferen sterker aan de mesosferische mantel gekoppeld zijn dan jonge, dunnere (oceanische) platen. Oude continentale platen werken op plaatbeweging als een emmer onder een zeilboot: ze remmen bewegingssnelheid af.

Vulkanische eilandbogen

Bij het onderduiken van platen onder een andere oceanische plaat ontstaan er rijen van vulkanische eilanden (Beunk, 2013). De wereldkaart laat er fraaie voorbeelden van zien: de Aleoetenboog tussen Alaska en Siberië, de Kleine Antillen, de Scotia eilanden in de zuidelijke Atlantische oceaan, de Aegeïsche vulkanische boog in de Middellandse Zee, de Marianeneilanden in de westelijke Stille Oceaan en vele andere. Vaak vormen deze rijen boogsegmenten op de kaart. Om te begrijpen waarom het bogen zijn, doet men het beroemde pingpongbalexperiment (kost een pingpongbal, maar is erg illustratief): de bal is de aardbol, zijn huid stelt de lithosfeer voor. Om subductie na te bootsen drukt men met zijn duim een kuiltje in de pingpongbal, men drukt daar de oceanische plaat een subductiezone in. De omtrek van het kuiltje vormt een cirkel. Eilandbogen vormen geen complete cirkels, want platen subduceren niet 'centripetaal', naar één punt toe. Ze vormen wel cirkelsegmenten, omdat platen een boloppervlak bedekken en bij onderduiken het oppervlak langs geometrische bogen snijden; vandaar de boogvorm van vulkanische bogen. Aan de uiteinden zijn de boogsegmenten gebroken, en dat kan men ook met duwen in de pingpongbal bereiken. De breuken zijn transformbreuken (zijsschuivingen), die de convergente plaatgrens verbinden met andere plaatgrenzen. Want bedenk ook: geen enkele plaatgrens ligt volkomen geïsoleerd; ze zijn wereldwijd met elkaar verbonden. Zo verbindt de San Andreasbreuk in Californië een oceanische spreidingszone in de Golf van Californië (Mexico) met de Juan de Fuca spreidingszone voor de kust van de noordwestelijke VS en Canada (Afb. 2).



Sommige ‘eilandbogen’ staan als vrijwel rechte, ongebogen rijen op de kaart, zoals de Tonga-Kermadec boog direct ten noorden van Nieuw Zeeland (zie Google Earth!). Ook dat kan men experimenteel bereiken: duw de kuil in de pingpongbal verder in totdat hij breekt (transformbreuken!) en duw de onderduikende plaat verticaal naar beneden. Dan snijdt hij het oppervlak langs een rechte lijn. U concludeert terecht: de West-Pacifische plaat duikt vrijwel verticaal onder de Tonga-Kermadec-eilanden naar beneden.

Transformbreuken

Het derde type plaatgrens, na divergente en convergente, is de hierboven al genoemde transformbreuk. De San Andreasbreuk is zonder twijfel de bekendste, maar verschillende andere zijn eveneens berucht vanwege de verwoestende aardbevingen die ze kunnen produceren, bv. die van Haïti in 2010. Langs transformbreuken schuiven twee platen horizontaal en evenwijdig langs elkaar heen (Afb. 13). Hun ontdekking hoort bij de verworvenheden van de jaren '50 en '60, i.h.b. door de bijdrage van marien geofysisch onderzoek dat de topografie van de oceaانبodem in kaart bracht. De beroemde kaart van de bodem van de Atlantische oceaan uit 1968 in National Geographic (<http://maps.nationalgeographic.com/maps/print-collection/atlantic-ocean-floor-1968.html>) liet niet alleen de lange bergrug van de Mid-Atlantische Rug zien, maar ook zijn segmentatie door talloze dwarsbreuken, in 1965 tot transformbreuken gedoopt. De kaart bracht de nieuwe plaattektonische theorie onder de aandacht van het grote publiek en veroorzaakte een doorbraak in de acceptatie ervan, ook onder ‘professionals’. Al in 1957 verscheen de eerste kaart van geofysicus Bruce Heezen en cartografe Marie Tharp, nog alleen van de Noord-Atlantische oceaan. De feitelijke diepten waren toentertijd militair geheim (Koude Oorlog!). Heezen mocht dit van zijn militaire bazen alleen publiceren in de vorm van deze kaart. Twintig jaar werkten Tharp en Heezen verder aan hun kaarten van de oceaانبodem. In 1977 publiceerden zij tenslotte de topografie van de gehele oceaانبodem (bijv. <http://blogs.agu.org/georneys/2010/12/24/a-famous-ocean-floor-map/>).

Het is de vraag waarom de Mid-Atlantische Rug, en alle andere MOR's zo nodig allemaal transformbreuken moeten aanmaken. Waarom zou zo'n MOR geen vloeiende, ononderbroken structuur kunnen vormen? Merkwaardig genoeg is dat probleem door de aardwetenschappelijke wereld nogal verwaarloosd. Mijn privé-verklaring staat getekend in Afbeelding 14: Alleen bij afwisseling van MOR-segmenten en transformbreuken kunnen de oceanische platen overal langs de steilste helling van de rug af glijden ('ridge push', Afb. 5 en 8). Bij ononderbroken, vloeiend gebogen ruggen krijgen platen een ruimteprobleem in bochten van de rug. Blijkbaar komt het platen beter uit, d.w.z. kost het de minste energie, om de oplossing te zoeken in segmentatie d.m.v. transformbreuken.

Conclusies

Tektonische lithosfeerplaten vormen de relatief starre bovenkant van een aardmantel die zijn warmte kwijt moet. De mantel doet dat door langzame convectie, waarbij diep en relatief warm gesteente omhoog stroomt en relatief

koud oppervlaktemateriaal naar beneden zakt. De inwendige convectiepatronen zijn nog niet volledig driedimensionaal in beeld gebracht, maar langs het oppervlak schuivende platen zijn in elk geval losgekoppeld van de onderliggende convectie. De duidelijkste aanwijzing voor die ontkoppeling is wel het sterk door transformbreuken gefragmenteerde patroon van oceanische, divergente plaatgrenzen: daar kan men zich geen afzonderlijke, parallelle, manteldiep stekende convectiecellen bij voorstellen.

We concluderen dat platen voor hun eigen aandrijving zorgen, d.m.v. respectievelijk 'ridge push' en 'slab pull'. Feitelijk is dat niet meer dan het effect van de zwaartekracht op het relatief koude en zware bovenoppervlak van de convecterende mantel. Er zijn sterke aanwijzingen dat de aanwezigheid van oceanen van vloeibaar water een noodzakelijke voorwaarde is voor het ontstaan van de glijlaag tussen de lithosfeerplaten en de onderliggende asthenosfeer. Zonder water geen plaattektoniek. Planeet Mars is droog, te klein en inwendig niet heet genoeg voor plaattektoniek. Zusterplaneet Venus zou plaattektoniek kunnen hebben, maar is kurkdroog; haar oppervlak is bovendien schroeënd heet en in zulke hete gesteenten vormen zich geen scherp begrensde breuken zoals de transformbreuken op Aarde. Vandaar waarschijnlijk het grote verschil in oppervlaktevormen en afkoelingsstrategie tussen Venus en Aarde.

¹ In het artikel over Water in de Endogene Processen (2013) leg ik uit welke rol water mogelijk speelt in het ontstaan van de LVZ.

LITERATUUR

- Beukenkamp, P., 2012. *Vulkanisme, waar en waarom?* Grondboor & Hamer, 66 (4/5): pp. 302-317.
- Beunk, F.F., 2013. *Water in de endogene processen.* Grondboor & Hamer, 67 (4/5): pp. 118-123.
- Beunk, F.F., 2016. *Vulkanisme, water en ertsen.* Grondboor & Hamer, 70 (4): pp. 104-112.
- Forsyth, D. & S. Uyeda, 1975. *On the relative importance of the driving forces of plate motion.* Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 43: pp. 163-200.
- Fukao, Y., S. Widiyantoro & M. Obayashi, 2001. *Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region.* Rev. Geophys., 39 (3): pp. 291-323.
- Muller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, C. & W.R. Roest, 2008. *Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust.* Geochem.

Geophys. Geosyst., 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

- Peacock, S.M., 2003. *Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs, in 'Inside the Subduction Factory', Geophys. Monogr. Ser., vol. 138, edited by J. Eiler: pp. 7-22, AGU, Washington, D.C.*

