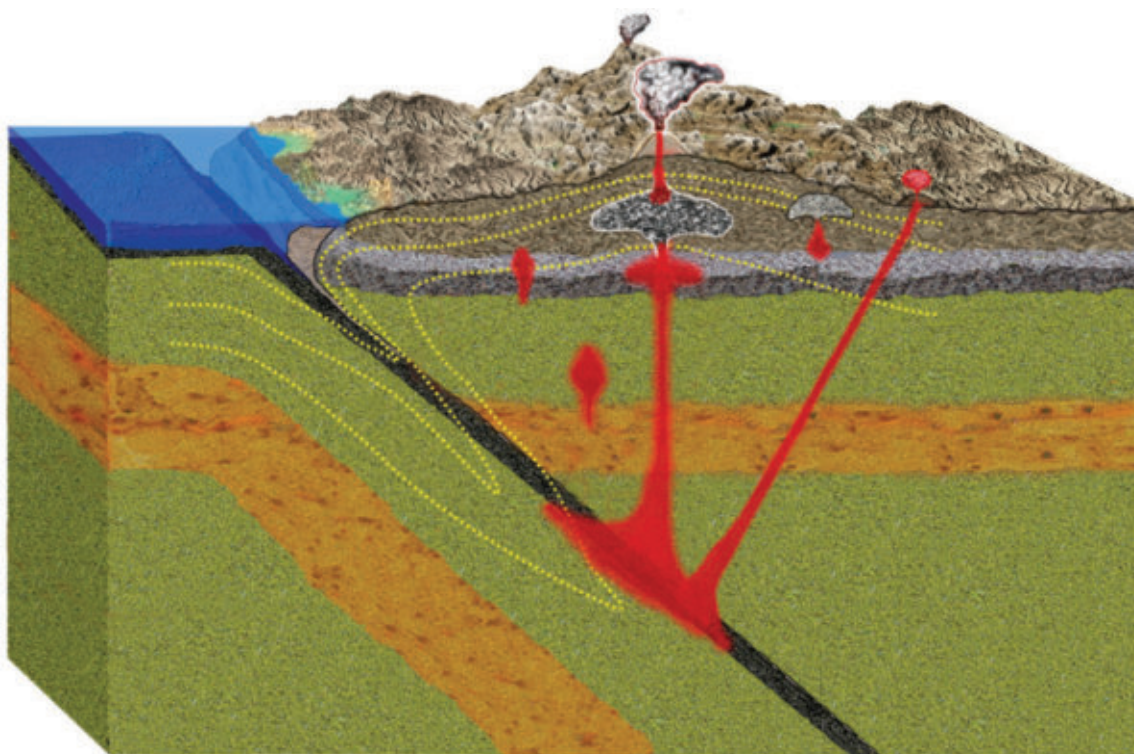


OD VELIKOG PRASKA DO STENE

IV TEKTONIKA PLOČA



IV. TEKTONIKA PLOČA

UVOD

Početkom prošlog veka geologija je bila u znaku „nove globalne tektonike” ili „tektonike ploča”, za koju su vatrene pristalice smatrale da predstavlja naučnu revoluciju koja se može porediti sa „skokom” u astronomiji posle Kopernika i Galileja ili razvoja kvantne mehanike. Kako to obično u životu, a i u nauci biva, bilo je geologa koji su „ljubomorno” stajali na pozicijama klasičnih koncepcija.

Još u 16. veku uočeno je na geografskim kartama da se obale kontinenata međusobno „slažu” i da se mogu „upakovati” u jedan veliki kontinent. Prva ideja da se kontinenti kreću osvanula je u prvoj polovini 17. veka.

Pre opisa, objašnjenja tektonike ploča pomenimo i velikane geofizike, paleontologije, regionalne geologije, petrologije itd. koji su svojom genijalnošću, ogromnim i upornim radom ostavili znanja i saznanja na koje nadograđujemo naša kako bismo bolje upoznali i „razumeli” planetu Zemlju. Neki od njih dali su i svoj život (Vegener). Uz našu zahvalnost, podsetimo se i na puno puta iskazanu misao „bez prošlosti nema budućnosti”. Početak teorije tektonike ploča vezuje se za *Alfreda Vegenera* (slika 163), nemačkog geofizičara i meteorologa, koji je hipotezu o kretanju kontinenata obrazložio u radu **Stvaranje kontinenata i okeana**, 1912. godine. Na osnovu oblika obalskih linija, sada „udaljenih” kontinenata, rasprostranjenosti ostataka pojedine flore i faune na različitim kontinentima (*Cynognathus*, *Lystrosaurus*, biljke *Glossopteris* itd.; slika 164), kao i identičnih glacijalnih sedimenata Afrike i Južne Amerike, paleomagnetnih, paleoklimatskih proučavanja položaja planinskih venaca, pustinja i lednika, Vegener je pretpostavio da su pre oko 250 miliona godina, **u gornjem paleozoiku**, svi **današnji kontinenti** bili zajedno kao superkontinent **Pangea** („sva zemlja”; slika 165).



Slika 163. Alfred Vegener
(1880–1930)

Alpskom orogenezom (prema većini autora, počela sredinom trijasa), superkontinent se **prvo podelio** na dva velika dela: **Lauraziju** (sadašnji kontinenti Severna Amerika i Evroazija) na severu i **Gondvanu** (sadašnja Indija, Afrika, Antarktik, Australija i Južna Amerika) na jugu. Geološkim vremenom oni su **nastavili da se cepaju, kidaju**, na manje delove, stvarajući „sadašnje” kontinente i oke-

ane. Kretanje, razlamanje, sudari, spajanje, razdvajanje, traju i danas i nastaviće su i u vremenu ispred nas, koje se meri desetinama miliona godina.

Vegener je pretpostavio da se kontinenti kreću preko Moho diskontinuiteta, pod uticajem gravitacije Meseca. I pored velikog broja dokaza, većina geologa i geofizičara nije verovala u jedinstveni kontinent Pangeu jer je nedostajao „pravi” mehanizam za „vožnju”, kretanje, kontinenata. Najveća zamerka bila je nedostatak objašnjenja koja „sila” gura ploče i preko koje podloge. **Alfred Vegener** je u okviru pomenutih ispitivanja tragično nastradao u istraživačkoj ekspediciji u novembru 1930. godine, ne dokazavši svoju ideju, u koju je duboko verovao.



Slika 164. Pojava fosila na različitim kontinentima



Slika 165. Pangea, „sva zemlja”

Slična razmišljanja o tektonici ploča imao je i američki geolog F. B. Tejlor (F. B. Taylor), koji je smatrao da je Zemlja početkom tercijara „zarobila” Mesec, ubrzala rotaciju i omogućila kretanja kontinenata prema ekvatoru. U isto vreme, A. Holms (A. Holmes) dao je „genijalnu” hipotezu da se kontinenti kreću termalnom konvekcijom, tj. da „plivaju” po omotaču, ali je pomenuta ideja potvrđena i prihvaćena tek 40 godina kasnije. Predložene hipoteze bile su u „senci”, bolje reći zanemarivane, sve do šezdesetih godina prošlog veka, kada su „ponovo aktivirane”. Detaljnim istraživanjima morfologije okeanskog dna otkriveni su ogromni okeanski grebeni, uski duboki rovovi, riftne zone, vulkanska aktivnost, područja zemljotresa, paleomagnetizam stena itd., na osnovu kojih su se pojedini autori „vratili” na kretanje kontinenata.

Hari Hes (Harry Hess; slika 166) istraživanjima okeanskog dna vojnom podmornicom otkrio je i zaključio da su okeanski riftovi mesta razmicanja (odvajanja) kontinenata, izlivanja magmi i formiranja nove okeanske kore, koja je mlađa od 180 miliona godina. Ovu „smelu” hipotezu o **širenju okeanskog dna (engl. sea floor spreading, 1962)** i sam Hes je nazvao „jedan esej geopoezije”. Dietz i Nilson takođe potvrđuju da se u riftovima neprekidno stvara nova okeanska kora, koja biva „gurana” u stranu, čime je objašnjena brzina širenja ploča, kao i starost vulkanskih ostrva, koja se povećava prema obodima kontinenata. Stvaranjem nove okeanske kore naša planeta bi trebalo da se širi ili da se kora negde „gubi” istom brzinom kako bi Zemlja sačuvala isti oblik i veličinu. Istraživanjima je potvrđeno da se okeanska kora „neprekidno” troši u subdukcionim zonama, gde se podvlači ispod kontinenata. To su ujedno i područja zemljotresa i vulkanske aktivnosti. Da bi se procenila razmera, veličina na kojoj se odvija širenje okeanskog dna, pomenimo da su Atlantski i Tihi okean nastali u proteklih 200 miliona godina.



Slika 166. Hari Hes
(1906–1969)

Širenje morskog dna, **riftovanje**, jeste **proces nastajanja, stvaranja okeanske kore u srednjeokeanskim grebenima**, dugim linearnim pojasevima smeštenim u središnjim delovima većine okeanskih basena. Izraz je dao **Dietz (1961)**, a on i **Hes (1962)** među prvima su objasnili da se nova kora stvara izlivanjem bazalta duž srednjeokeanskih grebena „pogonjena” konvekcionim strujanjima u omotaču. Njihova hipoteza je dala prvi održivi mehanizam kretanja, tj. tektoniku ploča. Samo par godina kasnije Vinea i Metjuz (**Vinea i Matthews, 1963**) otkrili su linearne simetrične **magnetne anomalije, sa obe strane srednjeokeanskog grebena**, koje su „zabeležile” **promenu Zemljinog magnetnog polja**, u vreme izlivanja bazalta, tj. stvaranja nove okeanske kore. Pomenuti podaci „snažno” su potvrdili pomenutu hipotezu da su se kontinenti kretali, razmicali ili sučeljavali.

Morgan, Makenzi (McKenzie), Parker i Le Pišon (Le Pichon) složili su se sa pomenutim koncepcijama o kretanju kontinenata i, uvereni u njihovu ispravnost, predložili termin **nova globalna tektonika** odnosno **tektonika ploča**, što je i danas u upotrebi.

I tako se „rodila” jedinstvena i danas aktuelna hipoteza o tektonici ploča, koju je prihvatila većina geologa na našoj planeti. Prema ovoj hipotezi, preko gornjeg dela gornjeg omotača, **astenosfere**, koja je polutečna, kreću se, „plivaju” čvrsta, okeanska ili kontinentalna litosfera, koje su podeljene na brojne delove, ploče. Tektonskim procesima ploče menjaju veličinu, oblik i deformišu se najvećim delom na njihovim granicama.

Većina istraživača smatra da je konvekciono strujanje u omotaču glavni mehanizam kretanja ploča. Konvekciono strujanje (engl. *convection current*) nastaje kretanjem dubljeg, toplijeg (lakšeg) materijala (stena) iz omotača ka površini (izlivanje magmi u riftnim zonama), uz istovremeno tonjenje hladnijih, težih stena, ka dubljim delovima (subdukovanje okeanske litosfere). Konvekciono strujanje je trenutno poznato samo na našoj planeti i smatra se da postoji od njenog nastanka.

Kada su pre oko 4 milijarde godina uslovi postali „normalni”, sa okeanima i atmosferom, Zemlja je imala male kontinentalne ploče i gigantske, tanke, okeanske ploče, uz obilni vulkanizam, koji je najvećim delom stvaran iz toplih tačaka. Kroz geološku istoriju Zemlje, manja gustina stena kontinentalne litosfere više se „odupirala” podeli, kidanju od okeanske litosfere.

Vrlo je verovatno da su se najranije ploče litosfere stalno delile, spajale, raspadale i sudarale jedna s drugom „vođene” jakim konvekcionim strujanjima u omotaču. Površina naše planete u to vreme bila je mozaik malih „debelih” (lakših) kontinentalnih ploča, koje su se „gurale” između većih okeanskih ploča, uz obilni vulkanizam.

Pomenimo da je **većina ploča izgrađena od kontinentalne i okeanske litosfere zajedno**, a mali broj njih je samo od okeanske litosfere. Južnoamerička ploča sastoji se od kontinenta Južne Amerike (kontinentalna litosfera), plus zapadne polovine Južnog Atlantika, koji je izgrađen od okeanske litosfere. **Pacifička ploča** izgrađena je samo od **okeanske litosfere**.

Veličina ploča se tokom vremena menja. Dodavanjem nove magme u riftnoj zoni, ona se povećava, dok se u subdukcionim zonama smanjuje. Ploče se kreću različitom brzinom. Pravac i brzina njihovog kretanja određuju se na osnovu položaja riftnih i subdukcionih zona, transformnih raseda, merenja sa satelita itd.

Osnovno načelo tektonike ploča je da se **litosfera** tektonskim procesima **razbija na komade**, ploče koje se pomeraju, podvlače, **sudaraju u različitim pravcima**, **kreću** jedna od druge ili jedna ka drugoj. One „plivaju” **po polutečnoj**, slabo viskoznoj **astenosferi**, koja im omogućava kretanje.

Većina autora na našoj planeti izdvojila je 12 „velikih” i oko 20 „malih” ploča. Pomenimo „sedam veličanstvenih”: Pacifička, Severnoamerička, Južnoamerička, Afrička, Evroazijska, Australijska i Antarktička (slika 167). Svaka ploča

je **odvojena** od susednih ploča graničnim segmentima, **rifto**vima ili **rovovima** i između njih nema praznina „otvorenih” do astenosfere.

Najveća je Pacifička ploča, koja čini dno Pacifičkog okeana. Izgrađena je samo od stena okeanske litosfere i pripada grupi okeanskih ploča. Međutim, većina ploča koje smo pomenuli izgrađena je od stena i kontinentalne i okeanske litosfere (Afrička, Južnoamerička itd.) i one pripadaju tzv. kontinentalnim pločama. Ploče srednje veličine su: Karipska, Naska, Filipinska, Arabijska, Kokos i Skotija (Scotia).



Slika 167. Raspored većine ploča na Zemlji

Još uvek je otvoreno pitanje da li se ploče kreću „samo” izdizanjem magmi usled konvekcionih strujanja u gornjem ili donjem omotaču u područja srednjeo-keanskih grebena. Koje su litosferske „nepravilnosti” (rasedi, ubiranja) ploča pre početka njihovog kretanja i sl.?

Prema postojećim saznanjima, u omotaču (pre svega gornjem) postoji **više izotopski različitih magmatskih rezervoara**. Još uvek je nepoznanica koji od njih daje glavni deo magmi u okviru tektonike ploča: omotač, koji njegov deo, samo astenosfera ili zajedno. Šta je sa uticajem i intenzitetom parcijalnog stapanja, adijabatskom dekompresijom, razmicanjem i subdukcijom ploča itd.

Koji je uzrok podvlačenja ploča? Da li je i kolika je snaga za „uguravanje”, subdukciju ploča zbog razlike u gustini? Bazalti, gabrovi i druge „teške” stene doprinose kretanju ploča nadole. Kompjuterski modeli se slažu da sama ploča ne može pokrenuti subdukciju. Ona počinje da tone uz značajnu pomoć „sile slabljenja”, tj. astenosfere, koja ploču odvaja od omotača.

Termin **litosfera** u našem razmatranju ima **mehaničku konotaciju**, koja podrazumeva „jak spoljašnji sloj” Zemlje, oko 100 puta jači od astenosfere iznad koje pliva, uz održavanje izostatičke kompenzacije.

Zbog mehaničkog ponašanja stena (kruta ili duktilna) debljina litosfere varira širom planete. Moderna (mlada, mezozojska) okeanska litosfera je debljine oko 100 km, a kontinentalna oko 150 km. **Veličina i oblik ploča, delovi raskomadane litosfere** su se menjali, kidali, lomili na manje ploče ili međusobno sudarali, spajali u veće ploče kroz geološko vreme. Njihove brzine kretanja su različite i ne pokazuju geometrijske odnose sa konvekcionim strujanjima.

Usled konvekcioni strujanja, **ploče**, delovi litosfere se kreću do oko desetak centimetara godišnje **po „polutečnoj”, slabo viskoznoj astenosferi** debljine od 100 do 150 km, koja se nalazi na izotermi od oko 1350 °C i sadrži malu količinu (do 5%) parcijalnog rastopa. Kretanje ploča skoro uvek podrazumeva i stapanje stena.

Već „prvi pogled” na globus ili kartu sveta ukazuje da ploče, kontinenti i okeani predstavljaju površinske delove ćelija konvekcije u omotaču, ali one nisu samo „pasivni” putnici.

Ploče su krute i „zakrivljene” kako bi odgovarale **sferičnom obliku** Zemlje. Smatra se da unutar ploča nema značajnijih geoloških promena. Na **granicama ploča** koje su uske, širine od nekoliko desetina kilometara do nekoliko stotina kilometara, **geološka aktivnost je**, međutim, „**intenzivna**”. Stvaraju se okeanski grebeni i riftovi, planinski venci, a menja se i morfologija terena. To su područja jakih zemljotresa, vulkanske aktivnosti, itd.

U riftnim zonama (više detalja kasnije u ovom poglavlju) ploče se razmiču, a magme iz omotača penju, popunjavaju praznine, hlade, dajući stene koje nadograđuju ploče. Navedimo Istočnoafrički rift, za koji se veruje da je početak razlamanja afričkog kontinenta. Prema geološkim saznanjima, proces će se nastaviti (traje i sada), a za desetine, možda i stotine miliona godina i podeliti Afriku na dve (?) ili više novih ploča, koje će nezavisno nastaviti „svoj” život. **Veličina Zemlje**, međutim, **ostaje ista jer, osim širenja i stvaranja, postoji i proces „konzumiranja” ploča**, koji se dešava u subdukcionim zonama, gde se ploča „gubi”, podvlači ispod druge i odlazi u gornji ili donji omotač.

Brzine kretanja ploča su u velikoj meri nezavisne od njihove veličine i površine, pa je malo verovatno da su konvekciona strujanja u omotaču „celokupna” pokretačka snaga za njihovo kretanje. Utvrđeno je da ono zavisi i od sastava. **Kontinentalna ploča** je zbog veće **debljine i manje gustine „kočnica”** i ima malu brzinu kretanja, samo par cm godišnje. **Okeanska ploča** je tanja, gušća (teža) i **pokretnija** i ima veće brzine kretanja, preko 10 cm za godinu (Pacifička ploča). Osim konvekcionog strujanja, značajan doprinos kretanju ploča daje i radioaktivno raspadanje u omotaču. Prema nekim autorima, ono oslobađa oko dva puta više toplote nego što se „proizvede” u litosferi, što značajno nadmašuje oslobađanje toplote vulkanskim erupcijama.

Svaki put kada se jedna ploča pomiče, ostale se prilagođavaju, stvarajući beskonačnu sagu različitih konfiguracija ploča i neverovatnu raznolikost geoloških događaja, koje proučavaju razne geološke discipline, uključujući geofiziku, strukturnu i regionalnu geologiju, petrologiju, paleontologiju, geohronologiju, geomor-

fologiju itd., kao i danas aktivnu tektoniku, poznatu kao neotektonika.

Tektonska aktivnost ploča, njihovo razmicanje, podvlačenje, sudari i sl. na Zemlji postoje oko 4 milijarde godina. Ona je značajno uticala, a i danas utiče, na raspodelu životnih oblika, klimu i formiranje ekosistema na našoj planeti.

Tektonikom ploča menjao se i menja se položaj kontinenata sa „boljim” ili „lošijim” klimatskim uslovima, što je uticalo, a i danas utiče na život flore i faune i njihovu „toleranciju” na temperaturu, dostupnost hrane i životno okruženje. Biološka raznovrsnost generalno se povećava prema ekvatoru, a smanjuje ka polovima.

Sudarima kontinenata stvaraju se barijere za migraciju i izolaciju pojedinih biljaka i životinja. Tokom geološke istorije, usled tektonike ploča, ali i drugih geoloških procesa (ledenim dobima, udarima meteorita, površinskim raspadanjem, klimom itd.) naša planeta je nekoliko puta gubila veliki deo živog sveta. Pomenimo kraj perma, početak trijasa, kraj krede i početak neogena itd., kada su opstali samo „najjači”, među njima i sisari, kojima pripadamo.

IV.1 OSNOVNI TIPOVI GRANICA PLOČA

Podsetimo se, važno je, **ploče** su tektonski polomljeni delovi okeanske ili kontinentalne litosfere, krute i „ukrivljene” kako bi odgovarale sferičnom obliku Zemlje. Prema sastavu, kao što smo pomenili, dele se na **kontinentalne ploče**, izgrađene od kontinentalne i okeanske litosfere (Afrička ploča, Južnoamerička ploča itd.) i **okeanske ploče**, izgrađene samo od okeanske litosfere (Pacifička ploča).

Sve ploče na našoj planeti se kreću zavisno od intenziteta i položaja konvekcionih strujanja, parcijalnog stapanja itd., ali i od međusobnog odnosa. Svaki put kada se jedna ploča pomeri, ostale se moraju „prilagoditi”, stvarajući mozaik na površini Zemlje koji se stalno menja.

Pre oko 200 miliona godina na Zemlji je postojao samo jedan kontinent – Pangea („sva zemlja”), koji se vremenom lomio, kidao i delio na manje kontinentalne ploče, od kojih se svaka „naknadno” menjala. I okeani su se „otvarali” i „zatvarali” nekoliko puta. Atlantski okean je barem jednom bio zatvoren kada su sudarima ploča (Severnoameričke, Evroazijske i Afričke) nastale Apalaške planine.

Veličina i međusobni odnosi ploča određeni su i načinom i brzinom njihovog kretanja. One menjaju oblik i veličinu, tj. narastaju ili se smanjuju. Antartička i Afrička ploča su ograničene riftovima, zbog čega narastaju.

Pacifička ploča se duž severne i zapadne granice smanjuje jer se u subdukcionim zonama „gubi”, podvlači, stapa, tj. reciklira. Naska ploča i Pacifička ploča su odvojene riftom, dok je Naska ploča od Južnoameričke ploče odvojena subdukcionom zonom.

Granice ploča tokom vremena menjaju položaj. Rift može „iznenada” da promeni pravac razmicanja, zaustavi širenje ploča, a na drugom delu da se pojavi nov. Slično je i sa subdukcijom i transformnim rasedima, koji se takođe pomeraju,

iznenada prestanu ili se pojave.

Granice ploča su obeležene karakterističnim morfološkim svojstvima, riftom, rovom ili lukom, planinskim vencima, intenzivnom seizmičkom aktivnošću, vulkanima itd. Geološki su složene i za većinu geologa inspiracija, ponekad i privilegija za istraživanje.

Na osnovu načina kretanja koje ih razdvaja i međusobnog odnosa, postoje tri glavna tipa granica ploča:

1. **razmicanje**, divergentne granice, riftne zone
2. **podvlačenje**, konvergentne granice, subdukcija i
3. **bočno kretanje**, transformni rasedi (slika 168)

IV.1.1 RAZMICANJE, DIVERGENTNE GRANICE

Razmicanje, divergentne granice su mesta gde se dve ploče, kontinentalna i okeanska ili okeanska i okeanska ili kontinentalna i kontinentalna, odvajaju, razilaze, udaljavaju, horizontalno šire u odnosu na svoju granicu.

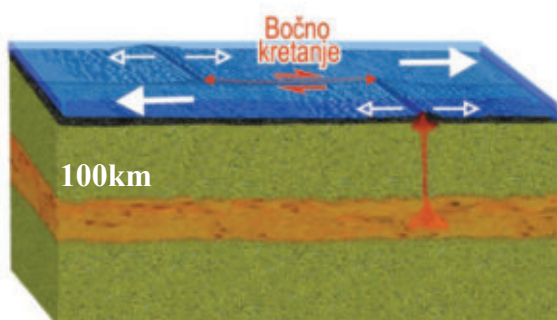
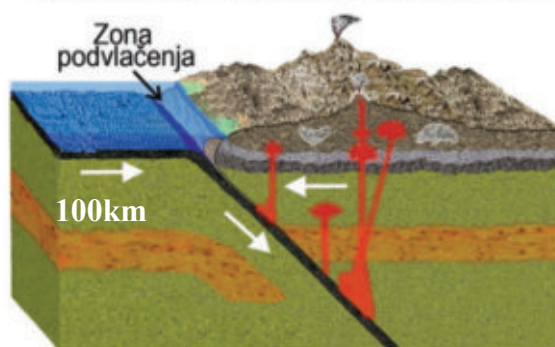
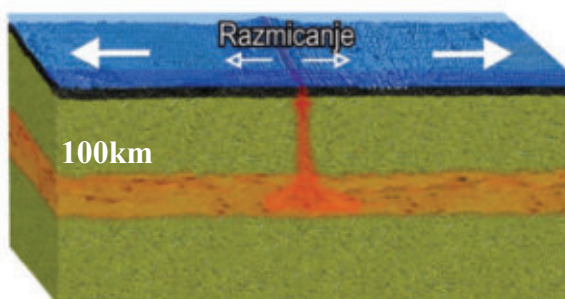
U **okeanskim područjima** razmicanjem dve okeanske ploče stvaraju se **srednjeokeanski greben** i **rift**, koji su najčešće **paralelni sa ivicama ploča**. U kontinentalnim područjima gde se **razdvajaju dve kontinentalne ploče** nastaje **kontinentalni rift**.

IV.1.1.1 DIVERGENTNE GRANICE U OKEANSKIM PODRUČJIMA

Divergentne granice u okeanskim područjima nastaju razlamanjem, razdvajanjem, tj. udaljavanjem okeanskih i kontinentalnih ploča kada između njih, na okeanskom dnu, nastaje **srednjeokeanski rift** i izlivaju se bazaltne magme, stvarajući novu okeansku koru, koja se progresivno razvija. U literaturi se divergentne granice, srednjeokeanski riftovi često nazivaju samo riftovi ili riftne zone. Tipični, „današnji”, primeri divergencije, razmicanja ploča su Pacifički rift, srednjeatlantski rift ili samo Atlantski rift (slika 169) itd.

Nastanak okeanskog rifta počinje pucanjem, razlamanjem kontinentalne (slika 170) ili okeanske ploče usled **intenzivnih tektonskih kretanja**, u kojima dominiraju sistemi paralelnih **normalnih raseda** dužine i do nekoliko hiljada kilometara, a širine do nekoliko desetina kilometara i „**plitki**” **zemljotresi** sa epicentrom na malim dubinama, do 10 km.

Istraživanjima, eksperimentima i modelima je utvrđeno da se u prostoru razmicanja smanjuje pritisak i usled adijabatske dekompresije povećava temperatura, koja, i bez dodatne toplote, uzrokuje parcijalno stapanje i stvaranje magmi u gornjem omotaču.



Slika 168. Osnovne vrste kretanja ploča



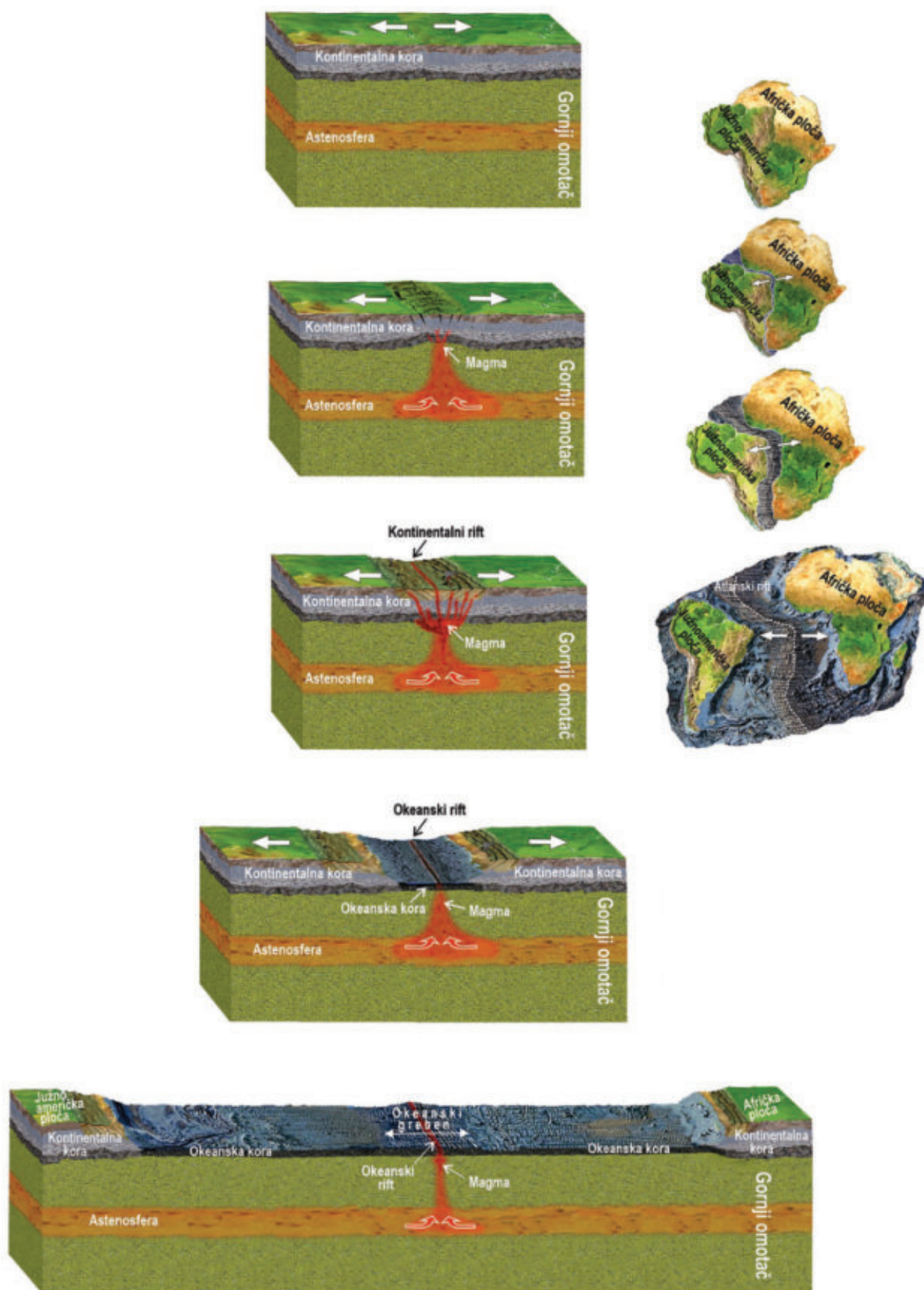
Slika 169. Pacifički i Atlantski rift

Većina okeanskih riftova nastala je u „poodmakloj”, završnoj fazi razmicanja kontinentalnih ploča. Kada unutrašnji pritisak magme koja se nalazi u astenosferi ili u rezervoaru u gornjem omotaču nadvlada spoljašnji, litostatički pritisak, u kontinentalnoj ploči se, duž tenzionih pukotina i raseda nastalih razmicanjem, izliva bazaltna lava, koja stvara **kontinentalni rift** (slika 170).

Daljim razmicanjem, cepanjem, deljenjem kontinentalne ploče i izlivanjem bazaltne lave nastaje prva, nova **okeanska kora** i **srednjeokeanski rift** (slika 170). Zbog male gustine i gubitka pritiska, bazaltne magme se obično izlivaju kao jastučaste (engl. *pillow*) lave. Smatra se da je proces izlivanja lava periodičan, jer treba vremena da se ploče razdvoje, stvori i smesti dovoljno magme u rezervoarima ispod litosfere i na kraju tektonskim procesima „iznese” lava na površinu.

Novi izlivi bazalta „odguravaju” postojeću „mladu” okeansku koru (litosferu) na obe strane od ose rifta i neprekidno se „lepe”, stvarajući novu okeansku koru (litosferu). Nastaje i **srednjeokeanski greben** (slika 170). Toplotni tok je najveći u osi grebena (rifnoj zoni) i smanjuje se sa povećanjem udaljenosti. Pošto se većina okeanske litosfere stvara, narasta duž divergentnih granica ploča, one se nazivaju i **konstruktivne granice ploča**.

Deo magme nastao parcijalnim stapanjem ostaje ponekad samo par kilometara ispod rifta ili dublje u gornjem omotaču u **magmatskim komorama**, gde se lagano hladi stvarajući **plutone** izgrađene od **kumulatnih gabrova** i kumulatnih peridotita sa intersticijskim anortitom (o pomenutim stenama detaljnije u poglavlju Magmatske stene).



Slika 170. Nastanak okeanskog rifta razlamanjem kontinentalne ploče

Pomenimo da okeanski rift nastaje i „direktno”, razmicanjem, cepanjem, razlamanjem okeanske ploče. Proces je identičan opisanom, bez stvaranja kontinentalnog rifta, jer se odvija u okeanskom prostoru, ploči.

Formiranje okeanske kore i litosfere podrazumeva da se njihova **starost povećava od ose rifta u pravcu širenja**. Kora stvorena u određenom vremenu ima svojstveni normalni magnetni polaritet, koji se deli na dva dela u odnosu na rift. U narednom izlivanju stvara se nova kora sa drugačijim magnetnim polaritetom. Ponavljanjem procesa izlivanja nastaje okeanska kora sa „**trakama**” **linearne magnetne anomalije naizmeničnog normalnog i obrnutog magnetizma, čija se starost sistematski povećava od ose rifta** (*Vine i Matthews, 1963; Hess, 1962.*)

Pošto veličina Zemlje ostaje ista, nova kora u srednjeokeanskom riftu može nastati samo ako se ista količina stena, duž zona podvlačenja, subdukcije „vrati” u dubinu Zemlje. Tokom geološkog vremena, pojedini okeanski riftovi su se više puta otvarali i zatvarali. Sadašnja dinamika kretanja kontinenata započela je pre oko 200 miliona godina otvaranjem Atlantskog i Indijskog okeana, koji se još uvek povećavaju, uz istovremeno smanjenje Pacifika.

IV.1.1.1.1 OKEANSKI RIFT

Okeanski **rift** je **granica između ploča**, približno **upravan na pravac njihovog razmicanja, širenja**, ali postoje i kosi riftovi, pod uglom, naročito na granicama manjih ploča. Rift je znatno manji, pre svega uža, u odnosu na veličinu ploča koje se razmiču.

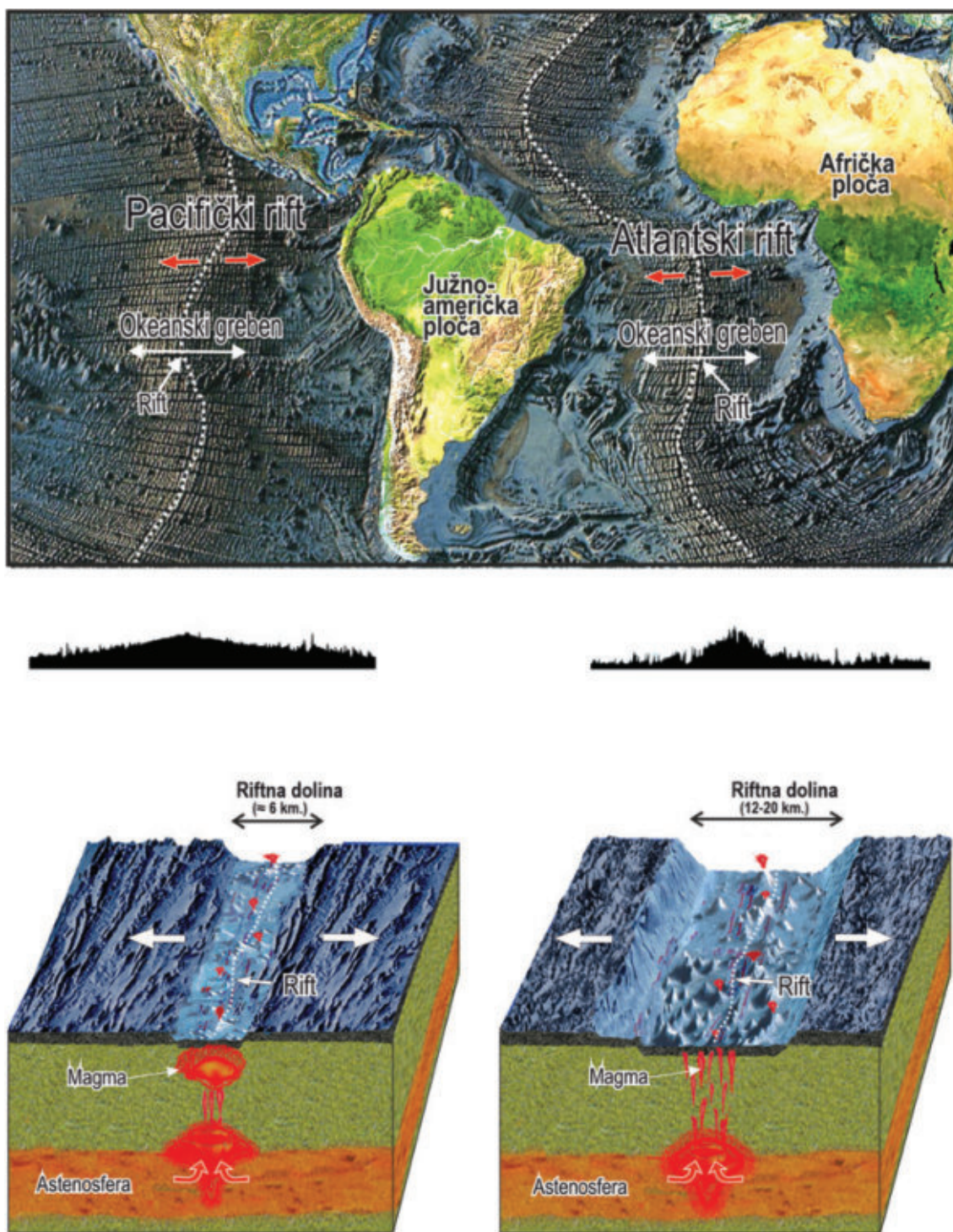
Morfologija rifta, tj. riftne zone zavise od **PT uslova njegovog stvaranja** (konvekciono strujanje, adijabatska dekompresija, stepen parcijalnog stapanja, sastav magme itd.) i **brzine širenja ploča**, koja omogućava veći priliv, tj. „bolje snabdevanje” bazaltne magme, kao i od dubine i oblika prostora koji je stvoren razmicanjem ploča (*Milovanović i Boev, 2001*).

Opšta geomorfološka osobina koja se inicijalno formira je **riftna dolina**, sa strmim, okomitim stranama duž ose rifta. Ima centralnu depresiju, obično široku od 20 do 50 km, smeštenu između uzdignutih platoa (ploča), koja se proteže na stotine kilometara.

Duž ose, linije rifta utiskuju se i izlivaju bazalti, koji „guraju”, potiskuju stariju koru sa strane, koja se dodaje približno u jednakim količinama na obe divergentne ploče. Stvara se nova okeanska kora, koja je na grebenima mlada i topla i manje gustine (lakša), jer dolazi iz „vruće” podloge, dela gornjeg omotača, astenosfere. Starija kora odlazi od rifta zbog razilaženja ploča, postaje deblja i gušća, zbog čega se sabija i tone, ublažavajući, poravnavajući prostor dalje od mesta razmicanja. Ovim mehanizmom se objašnjava i morfologija grebena. Zbog male debljine naponskih sila stvaraju se „plitki” zemljotresi.

Veličina, položaj i morfologija srednjeokeanskih riftova zavise od brzine razmicanja ploča, koja varira do **nekoliko cm za godinu** (slika 171).

Brzošireći riftovi se stvaraju kada je širenje, razmicanje ploča **desetak i više cm** po godini. Klasični primeri su Istočnopacifički rift i Galapagos. Morfološki su



Slika 171. Brzošireći (levo) i sporošireći (desno) riftovi

„**glatki**”, ravni, nemaju srednju dolinu. U njima je visok toplotni tok i niska gravitacija, što ukazuje na prisustvo veće količine magme na malim dubinama, zbog čega ima vulkanske aktivnosti i plitkih zemljotresa. Seizmičkim proučavanjima dokazano je prisustvo magmatskih rezervoara ispod riftova, ali se malo zna o njihovoj veličini i obliku, koji zavise i od brzine razmicanja ploča.

U Istočnopacifičkom grebenu male brzine seizmičkih talasa ispod riftne zone ukazuju na prisustvo tečnih faza, koje najverovatnije predstavljaju magmatske rezervoare. Ispod riftova sa brzim razmicanjem ploča verovatno su veliki magmatski rezervoari, u kojima magma počinje da kristališe u gornjem delu rezervoara, zatim po obodima i dnu, tj. gde je hlađenje najbrže.

Izlivi bazaltnih lava često formiraju tanke ploče ili „vulkanska jezera”. Zbog veće brzine razmicanja ploča i prisustva velikih magmatskih rezervoara, vulkanska aktivnost u Istočnopacifičkom riftu je intenzivnija nego u Atlantskom riftu.

Brzošireći riftovi poput severnog i Istočnopacifičkog rifta imaju glatku, malo izraženu topografiju, koja liči na kupolu. Riftne doline su obično širine do par kilometara ili izostaju. Topografija je niska, slabo izražena do par stotina metara. Vulkanizam je kontinuiran, **sa centralnim *shield* vulkanom** (imaju široku domu sa blagim padom ivica kratera) zbog slabo viskozne bazaltne lave (detaljnije u poglavlju Magma stene)

Istočnopacifički rift, za razliku od Atlantskog rifta, nije paralelan sa ivicama kontinenta i nema jasno definisane riftne doline. Širine je od oko 2,5–3 km do 6 km, a dužine nekoliko hiljada kilometara.

Sporošireći riftovi imaju razmicanje ploča **do par cm za godinu (Srednjeatlantski rift)**. **Topografija rifta** je robusna, „**brdovita**”, uska, sa velikim brojem raseda, koji grade blage padine centralnog dela grebena, sa izraženom morfologijom. Stvaraju se podvodni planinski venci i česte su pojave vulkana. **Magma** akumulirana ispod grebena formira **male, uglavnom nepovezane komore** duž ose grebena, u kojima samo delom kristališe.

Sporošireći riftovi, poput Atlantskog, uglavnom imaju velike, široke riftne doline širine od 10 km do 20 km. Vulkanizam je diskontinuiran, povremen.

Ovde nema oslabljenja seizmičkih talasa, verovatno zbog odsustva većih magmatskih rezervoara. Smatra se da ispod ose glavnog rifta, koji je nastao sporim širenjem ploča, ne postoji stalni magmatski rezervoar, već samo mali nepovezani rezervoari, u kojima ne dolazi do značajnije frakcionizacije magmi. Pretpostavlja se da stalni magmatski rezervoari ne mogu postojati ispod rifta ako je brzina razmicanja ploča manja od 0,5–1 cm za godinu (slika 171).

Saznanja o morfologiji i strukturi riftova i grebena nastalih sporim razmicanjem ploča dobijena su proučavanjem u Atlantskom okeanu, između 36 i 37 °N, na području poznatom kao „Famous” područje. Ovaj deo Atlantskog okeana ima riftnu zonu u kojoj se javljaju mali, izolovani vulkani (oko 300 m visine), odvojeni

jedan od drugog, ukazujući na to da vulkanska aktivnost nije kontinuirana. U okeanskim sporoširećim riftovima javljaju se slabi, plitki zemljotresi, koji se vezuju za razlamanja, utiskivanje i izlivanje bazaltnih magmi.

Srednjeokeanski grebeni su veliki **kontinualni podmorski planinski ven-ci** stvoreni razmicanjem ploča, u čijim središnjim delovima su smešteni **riftovi** (sreće se i izraz *riftna zona*). Veličina i oblik srednjeokeanskog grebena zavise od brzine razmicanja ploča, tj. širenja okeanskog dna.

Okeanski grebeni su ogromni podvodni planinski sistemi koji se pružaju kroz svetske okeane i prostiru na dužini od oko 60.000 km i pokrivaju oko 20% Zemljine površine. Iznad morskog dna, oni se izdižu sa **prosečnom visinom** od oko **3 km** i nagibom od oko 0,4°. Na profilima i mapama koji su prikazani u većini udžbenika, publikacija itd., njihova vertikalna dimenzija je obično „preuveličavana” da bi se istakla morfologija okeanskog dna.

Dužine pojedinih srednjeokeanskih grebena su i preko 20.000 km (Atlantski okean, Pacifik), širine 1500–2000 km i visine 2–3 km iznad okeanskog dna (slika 172). Imaju izražen reljef (morfologiju) i brojne vulkanske strukture, koje su se razvile tokom razmicanja ploča i stvaranja nove okeanske kore. Veoma retko mogu biti i iznad nivoa mora (Island). U pojedinim područjima srednjeokeanski grebeni zauzimaju polovinu površine okeanskog dna. Transformnim rasedima su podeljeni na nekoliko glavnih grana. Javljaju se u svim okeanskim basenima.

Na okeanskom dnu u području okeanskih grebena talože se i finozrni sedimenti, gline, silicijske i karbonatne stene, koje su male debljine i uglavnom nekonsolidovane.



Slika 172. Atlantski greben i rift

Neki grebeni „otkrivaju” dublje nivoe, preseke gde se vide profili, sastav cele okeanske kore, jastučaste lave, dajkovi dijabaza, kumulatni gabri i peridotiti. Na pojedinim mestima su „izložene” i stene iz gornjeg omotača, tektonitski harzburgiti. Podaci o sastavu i strukturi okeanske kore dobijeni su i proučavanjem ofiolita, koji se tumače kao tektonski smešteni delovi okeanske kore, litosfere i omotača (detaljnije u poglavlju Ofioliti). Pomenimo da je dno okeana, koje gradi dve trećine naše planete, i dalje u velikoj meri neistraženo. Mnogo više znamo o površinama susednih planeta nego o ovom prostoru koji nam život znači.

IV.1.1.1.2 HIDROTERMALNI SISTEMI NA SREDNJEOKEANSKIM GREBENIMA

U riftnoj zoni Galapagosa davne 1977. godine na dubini od 2600 m otkriveni su „izvori toplih voda” i ekosistemi sa životom koji su postojali (i postoje) koristeći toplotu i metabolizam vezan za hemijski rastvorene elemente u hidrotermalnim rastvorima. Odmah nakon toga, 1979. godine, u Istočnopacifičkom riftu ronioci su otkrili nove izvore toplih voda zagrejane na temperaturu od 100 °C do 400 °C, sa rastvorenim sulfidima bakra, gvožđa, cinka i drugim „korisnim” metalima. Do sada ih je otkriveno na stotine, a skoro svake godine se otkrije nekoliko novih.

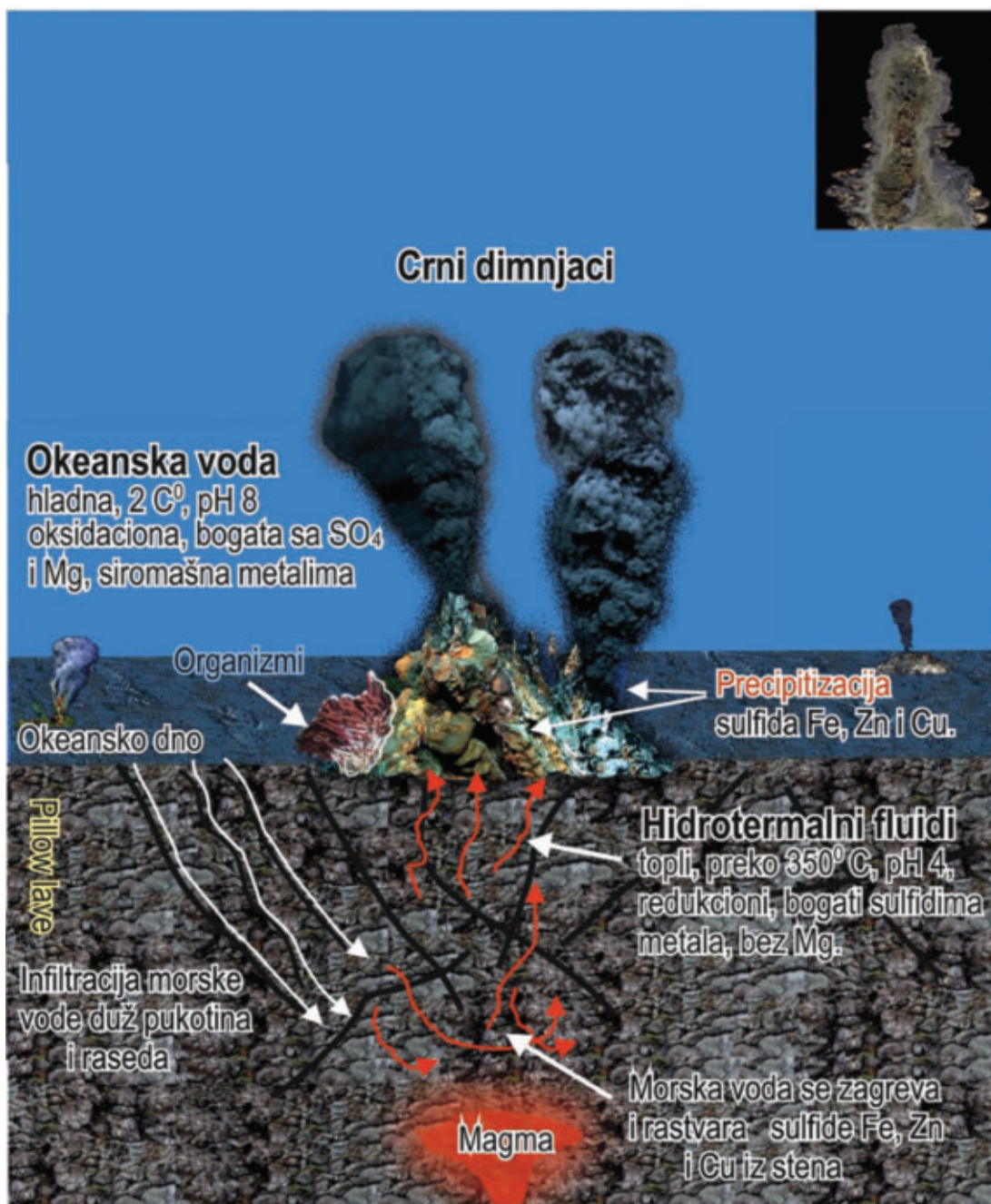
Velika količina tople vode, hidrotermalnih rastvora, koja se javlja u srednjeokeanskim grebenima utiče i na hemiju i biologiju svetskih okeana.

NASTANAK

U središnjim delovima srednjeokeanskih grebena, riftnim zonama, visok protok toplote usled izlivanja lava uzrokuje intenzivnu hidrotermalnu aktivnost. Hladna morska voda, duž pukotina i raseda nastalih širenjem ploča, ponire i infiltrira u tek izlivenu lavu ili u dublje nivoe rifta, gde se zagreva. Visoke temperature voda „rastvaraju” lavu i okolne stene „uzimajući” pre svega njihove inkompatibilne elemente (koji nisu ušli u silikate), **Cu, Zn, Pb**, sulfide teških metala itd. Zbog manje gustine i visoke temperature, zagrejana voda sa rastvorenim metalima se „vraća” na okeansko dno, hladi se i meša sa okolnom morskom vodom, gde ih iz tamnih, mrkih do crnih rastvora i koloida deponuje, taloži, „obara” formirajući „**crne dimnjake**” ili „**crne pušaće**” (engl. **black smokers**), koji mogu biti visine do desetak metara (slika 173). Smatra se da **rasedi i pukotine** imaju „vodeću” ulogu u kontroli distribucije hidrotermalnih rastvora i mineralnih naslaga i dominantna su strukturna kontrola za nastanak i deponovanje sulfida.

Crni dimnjaci se javljaju i duž pukotina lučenja ili vulkanskih kolapsa, na vrhovima vulkanskih izliva, kao i iznad seizmički detektovanih magmatskih rezervoara.

Istraživanja ukazuju na to da su neki hidrotermalni sistemi iz kojih su nastali crni dimnjaci duž graničnih prelaza na riftovima bili aktivni hiljadama godina, kada su „proizveli” velike mase mineralnih naslaga, pa i ruda debelih desetak metara i dužine nekoliko stotina metara.



Slika 173. Crni dimnjaci; gore desno uzorak sulfida

Spektakularne hidrotermalne pojave stvarane su i na starijim (oko 1 milion godina) izlivima bazalta koji se nalaze na zapadnom delu Srednjeatlantskog grebena i severno od transformnog raseda Atlantis. Ova lokacija poznata je pod nazivom „Izgubljeni grad”.

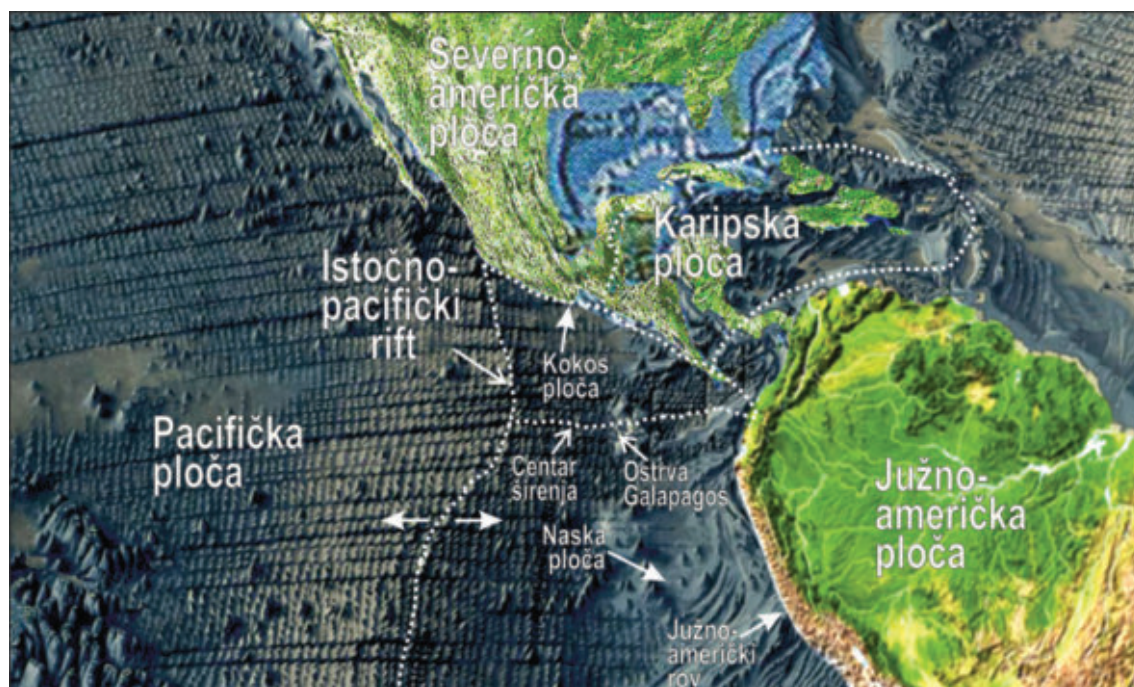
Crni dimnjaci, prema detaljnim istraživanjima okeanskog dna, pokrivaju oko 2% ukupne površine srednjeokeanskih grebena, a najveći deo njih se javlja duž grebena u uskoj „aksijalnoj zoni” širine nekoliko kilometara. Samo nekoliko aktivnih lokacija metaličnih minerala nalazi se izvan ove zone.

Naslage, nagomilanja crnih dimnjaka duž srednjeokeanskih grebena staništa su za razne organizme, od primitivnih zajednica bakterija do crva, rakova itd., veličine od mikroba do 2 m dugih organizama. Oni sadrže i metabolična svojstva koja omogućavaju njihov život, postojanje i opstanak. Temperatura lave im obezbeđuje izvor energije za ove duboke morske ekosisteme, a protok fluida, obnovljivi izvor sulfida metala, daje „hranu” za biološke procese koji se dešavaju na okeanskom dnu. Neki naučnici veruju da su crni dimnjaci bili biohemijski „lonci” i da su pomenuti organizmi imali važnu ulogu u ranom pojavljivanju i evoluciji života na našoj planeti Zemlji.

IV.1.1.1.3 RAZMNOŽAVAJUĆI RIFTOVI

Razmnožavajući riftovi (engl. *propagating rifts*) nastaju složenim tektonskim procesima i, strukturno pripadaju rift-transformnim rasedima, kada se jedan od riftnih segmenata širi i „ulazi” u stariju koru blizu transformnog raseda, inicirajući novu magmatsku aktivnost (slika 174).

Propagirajući, razmnožavajući riftovi su poseban slučaj „presecanja” grebena, u kome se jedan od segmenata širi u stariju litosferu i raste na račun „raseljenog” segmenta grebena, koji prestaje biti aktivan (*Christie i Sinton 1981; Sinton i dr., 1983*). Ovaj proces ima značajan uticaj na stvaranje riftnih magmi, od bazalta do riodacita, i predstavlja „najrazličitiji” tip magme poznat u centrima širenja okeana. Proces „razmnožavanja” uzrokuje i nastanak „neuspelog” raseda, koji je pomaknut transformnim rasedom i parom magnetnih anomalija u obliku slova V, a naziva se pseudorased. Kos je na grebenu i određuje pravac njegovog širenja. U blizini



Slika 174. Razmnožavajući riftovi

razmnožavajućih riftova je stara i hladna litosfera, koja ograničava aktivni rascep preko pseudoraseda, kao i preko transformnih raseda. Ovaj neobičan termalni režim može imati značajan uticaj na stvaranje i smeštaj magmatskih rastopa.

Povezanost visoko diferenciranih lava sa razmnožavajućim riftovima ukazuje na pogodnije uslove za visok stepen diferencijacije i anomalne efekte sastava magme koji se javljaju u ovom prostoru.

IV.1.1.1.4 TROJNI SPOJ, TROJNA TAČKA

Trojni spoj (engl. *triple junction*) nastaje riftovanjem, razmicanjem tri ploče koje obično stoje pod uglom od 120° , tako da se ravnomerno šire (slika 175). Postoji 16 načina stvaranja trojnog spoja (kombinovanjem riftova, rovova i transformnih raseda), od čega su njih šest uobičajeni, najčešći načini. Zavisno od načina stvaranja, trojni spoj može biti tektonski stabilan ili nestabilan. Proučavanjem trojnih slojeva dobijaju se važni podaci o kretanju i međusobnom odnosu ploča.



Slika 175. Trojna tačka (Napomena: Prema geološkim proučavanjima Afrika se deli duž Istočnoafričkog rifta na dve manje ploče: Nubijsku, koja je dobila naziv prema starom narodu i državi koja se nalazila duž južnog Egipta, i Somalijsku ploču; daljim riftovanjem, razmicanjem za par desetina miliona godina afrička ploča će se podeliti na dve manje

Idealan primer trojne tačke nalazi se na južnom delu Saudijske Arabije, gde se Istočnoafrički kontinentalni riftni sistem, sličan onome na sredini Atlantskog okeana, susreće sa mladim okeanskim centrima u Crvenom moru i Adenskom zalivu. Crveno more formira jednu aktivnu ruku, Adenski zaliv formira drugu, a Velika riftna dolina Istočne Afrike formira treću „neuspešnu ruku” ili aulakogen (engl. *aulacogen*). Trojna tačka je složen sistem koji ima strukture sa izolovanim blokovima kontinentalne kore. Ovim mehanizmom objašnjava se razvoj divergentnih granica i zašto je većina kontinenata „trougaonog” oblika.

IV.1.1.1.5 ASEIZMIČKI GREBENI

Pojedini autori u okeanskim područjima izdvajaju i **aseizmičke grebene**. Oni nemaju vulkansku i seizmičku aktivnost, ili je ona vrlo slaba, i ne pokazuju paleomagnetizam. Poznato je više od 100 aseizmičkih grebena, najviše u Atlantskom okeanu i zapadnom Pacifiku, retko „proviruju” iznad nivoa mora (u Indijskom okeanu). Pokrivaju oko 10% (po nekim autorima i oko 20%) okeanskog dna, ali su retko proučavani pa se o njima malo zna.

Aseizmički grebeni su „stari” i predstavljaju „sačuvane uslove” nastale u ranoj istoriji otvaranja sadašnjih okeanskih basena. Prema pojedinim autorima, oni se „kreću” sa okeanskom pločom i mogu doći i do subdukcione zone. Proučavanjem uzoraka stena iz bušotina utvrđeno je da neki od njih imaju „granitski” sloj, koji ukazuje na poreklo iz kontinentalne kore.

Pojedini istraživači smatraju da su aseizmički grebeni površinski delovi ploča koje se kreću preko fiksnih vrućih tačaka u omotaču, analogno modelu predloženom za linearne lance ostrva i podmorja na Pacifiku, kada se po načinu pojavljivanja i nastanku preklapaju sa okeanskim ostrvima. Na osnovu gravimetrijskih i seizmičkih istraživanja, utvrđeno je da su aseizmički grebeni deblji (20–40 km) od mlade okeanske kore (7–10 km) i u izostatičkoj ravnoteži.

Smatra se da su aseizmički grebeni linearna serija vulkana koji se uzdižu 2000–4000 m iznad dna okeana. Širine su od 250 do 400 km, a dužine od 700 do 5000 km (*Hekinian 1982*). Aseizmički grebeni, pomenuli smo, nemaju seizmičku aktivnost, ali je većina njih „polomljena” na sličan način kao i srednjeokeanski grebeni, koji su seizmički aktivni.

Istraživanja i uzorkovanje stena sa aseizmičkih grebena su retki, nedovoljni, pa se o njima malo zna. Glavni aseizmički grebeni okeanskih bazena su Farska ostrva, Rio Grande (slika 176), Valvis itd. Većina aseizmičkih grebena se javlja blizu kontinentalne granice, ili se završava na vulkanskom ostrvu, koje generalno čini kontinuiranu strukturnu osobinu sa grebenom. Na primer, Valvis Ridž (Walvis Ridge) u južnom Atlantskom okeanu proteže se od vulkanskog ostrva Tristan da Kunja, na obodima srednjeatlantskog grebena, do kontinentalne margine Afrike.

Mnogi aseizmički grebeni su izrasedani ili pripojeni kontinentalnim mar-



Slika 176. Položaj aseizmičkih grebena

ginama. Batimetrija preko grebena je glatka u poređenju sa topografijom sred-njeokeanskih grebena. U osnovi su izgrađeni od bazaltnih i više diferenciranih vulkanskih stena. Hemijski i mineraloški, stene aseizmičkih grebena se razlikuju od **MORB**-a, mada imaju dominantan toleitski sastav, ali su po sastavu „bliži” vulkanitima okeanskih ostrva (detaljnije u poglavlju Magmatske stene).

IV.1.1.1.6 OKEANSKI PLATOI

U okeanskim područjima, osim vulkanskih ostrva, javljaju se i okeanski pla-toi, koji su takođe vulkanskog porekla (*Milovanović i Boev, 2001*). Oni grade ploče površine do nekoliko hiljada kvadratnih kilometara i visine do oko 1000 m iznad okeanskog dna. Većina je aseizmična, sa debelim sedimentnim pokrovom. Oni

obično ne pokazuju paleomagnetizam, koji je normalno svojstvo bazalta izlivenih u okeanskim riftovima. Okeanski platoi, smatra se, nastali su kada se formirala baza (podina) litosfere za vreme izlivanja ogromne količine magme (lave). Okeanski platoi su česti u Pacifiku i Indijskom okeanu. To su ogromna područja veoma debele okeanske kore. Područje Kariba je jedan od primera okeanskog platoa, gde je okeanska kora debela 8–21 km, nastala pre oko 85 miliona godina u istočnom Pacifičkom okeanu. Tektonikom ploča ovaj neobično debeo plato prenesen je na istok, gde su se delovi „sudarili” sa Južnom Amerikom. Delovi karipske okeanske kore sada su sačuvani u Kolumbiji, Ekvadoru, Panami, Hispanioli, Kubi itd. Pojedini istraživači veruju da je Karipski okeanski plato bio dvostruko veći nego danas.

Bušanjem u okeanskim područjima utvrđeno je da su okeanski platoi izgrađeni od bazičnih i ultrabazičnih stena. Ispod debelih slojeva sedimenata su 3 „sloja” sa različitim brzinama seizmičkih talasa. To su izlivi toleitskih bazaltnih jastučastih (*pillow*) lava ujednačenog hemijskog i izotopskog sastava. Ispod su bazične i ultrabazične stene, koje prelaze u „treći” sloj, izgrađen od jako metamorfisanih stena.

Smatra se da su nastali za vreme jedne ili dve kratke, ali veoma intenzivne vulkanske, odnosno magmatske aktivnosti. Stvaranje ili formiranje ogromne količine bazične magme zahteva i ogromnu količinu rastopa izdvojenog iz omotača koji je došao da baze litosfere.

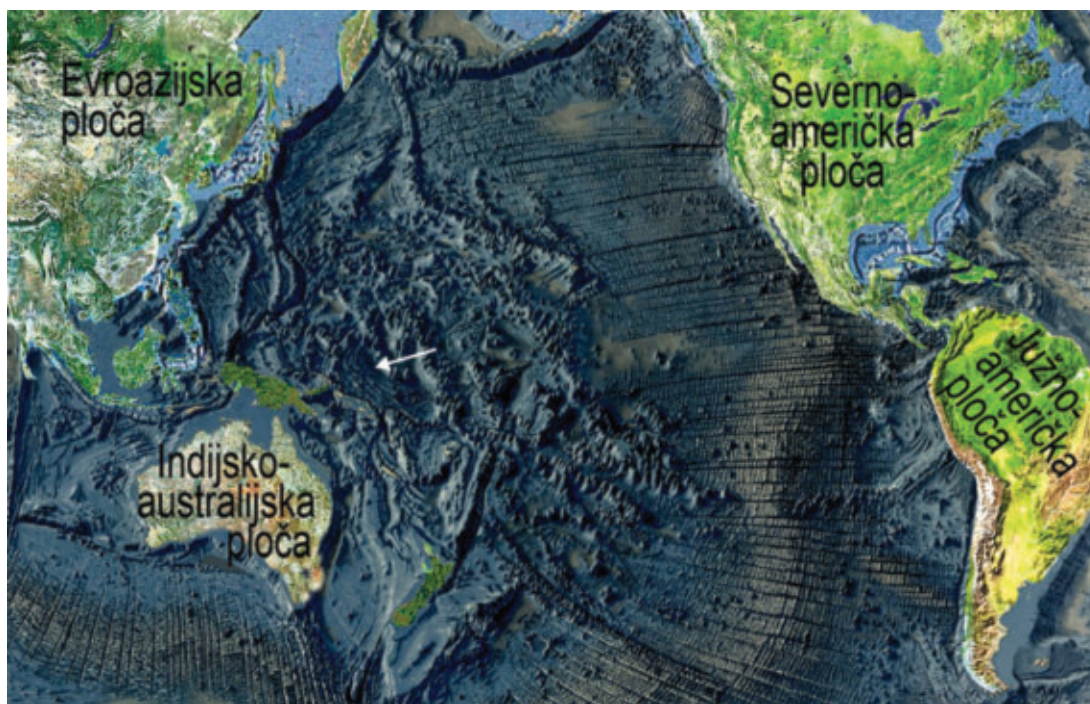
Pojedini autori nastanak okeanskih platoa vezuju za kapljice, plume, tj. uticaj „toplih tačaka” i izlivanje ogromnih količina lava, koje takođe daju i okeanska ostrva.

Pomenimo ogroman okeanski plato Ontong java u Pacifiku, koji pokriva površinu od $1,6 \times 10^6$ km² i debljine je više od 35 km (slika 177).

Većina platoa nastala je pre oko 120 miliona godina (početak krede), procesima vezanim za tektoniku ploča, kada se astenosfera „pojavila” na površini i kada su izlivanje ogromne količine lava za relativno kratko vreme, nekoliko miliona godina. Manja količina izliva lava dogodila se kasnije, pre oko 90 miliona godina. Smatra se da je vulkanizam koji je dao ogromne količine lave na našoj planeti, imao i značajan uticaj na njenu klimu, morfologiju, topografiju itd. Okeanski platoi su izgrađeni uglavnom od bazalta (mada ima malo uzetih uzoraka za pomenutu konstataciju), koji su pokriveni sedimentima debljine oko kilometar ili više. Kada se okeanski platoi subdukuju, obično se „dodaju” kontinentima.

Smatra se da oni mogu biti mesta formiranja komatita. Delovi nekoliko komatitskih arhajskih zelenih pojaseva tumače se kao „komadi” starih arhajskih okeanskih platoa (južni Zimbabve).

Osim okeanskih, postoje i kontinentalni platoi, takođe izgrađeni od ogromnih izliva bazičnih lava, manjim delom i od intruzivnih stena. Smatraju se genetski vezanim za tople tačke, takođe.



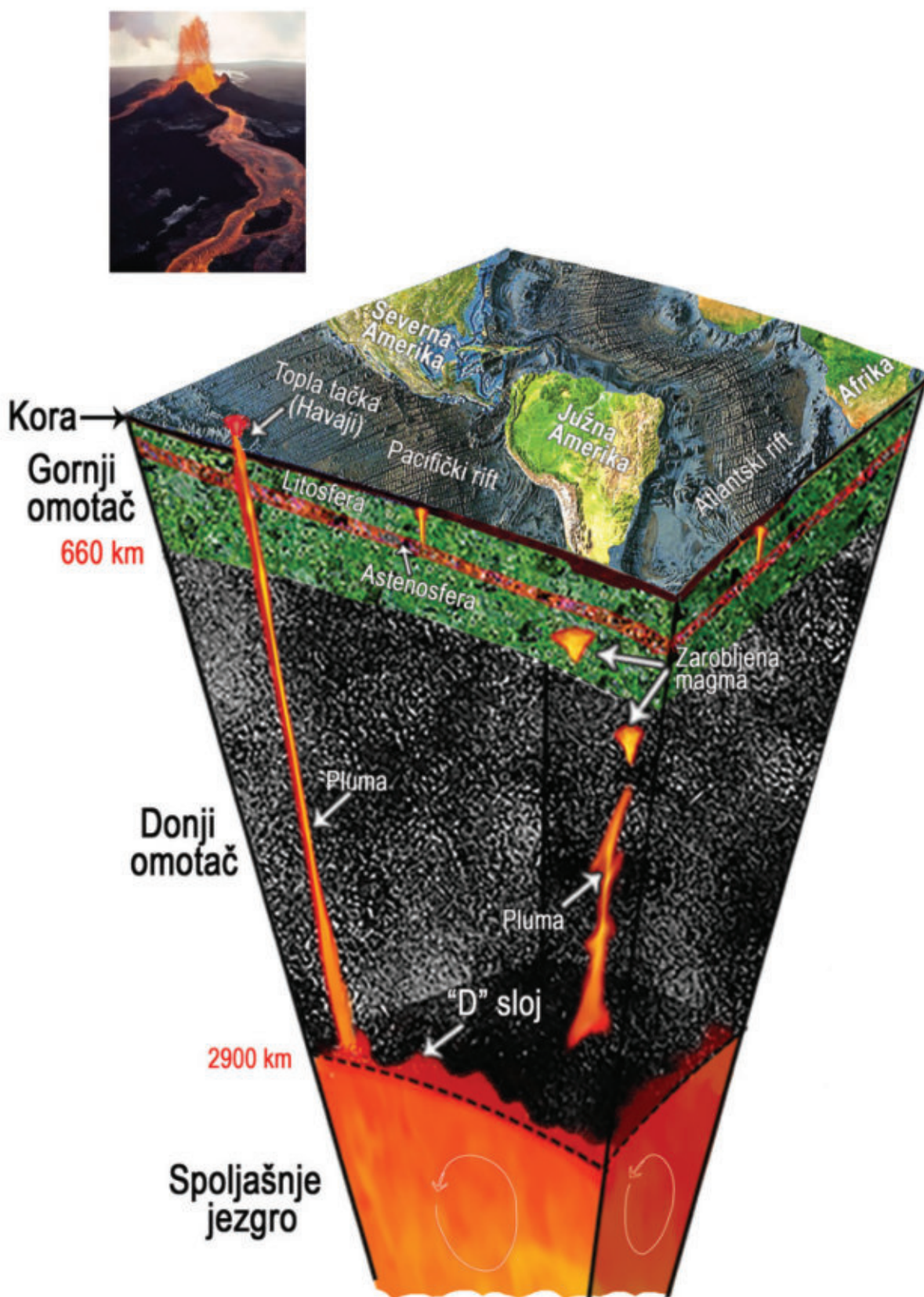
Slika 177. Okeanski plato Ontong java (položaj prikazan belom strelicom) u Pacifiku

IV.1.1.1.7 OKEANSKA OSTRVA

Oko 90% aktivnih vulkana vezano je za zone razmicanja (riftovanja) ili podvlačenja (subdukcije) ploča, ali postoje i brojna vulkanska ostrva, podvodne planine (engl. *seamounts*) i platoi u okeanima koji se javljaju **daleko od granica ploča**.

Okeanska ostrva su podvodni vulkani, koji mogu biti visine i do 10.000 m iznad okeanskog dna, čak i viši i od najviših planina na kopnu. Ponekad „izrastaju” iznad mora, gradeći predivne vulkanske kupe (Havajska ostrva). Malo je, međutim, podataka o njihovoj strukturi i sastavu. Većina okeanskih ostrva ima nekoliko vulkanskih centara, koji leže jedan preko drugog zbog migracije žarišta vulkanske aktivnosti. Ima ih u gotovo svim okeanskim basenima, najviše u Pacifiku, posebno u njegovom severoistočnom delu. Nastanak okeanskih ostrva vezuje se za stvaranje brojnih fraktura unutar okeanske litosfere, daleko od granica ploča, koja se prilagođava obliku Zemljine površine. Stvorene rasedne zone su glavni dovodni kanali magmi iz omotača, koje izlivanjem na okeanskom dnu formiraju okeanska ostrva i platoe (*Turcotte i Oxburgh, 1978*).

Vilson (*Wilson, 1963*) je predložio model obrazovanja okeanskih ostrva i platoa koji obuhvata: kapljicu magme u omotaču, toplu tačku (engl. *hot spot*) i okeansku ploču koja se iznad nje kreće (slika 178). Seizmičkim proučavanjem, malim brzinama kretanja talasa potvrđeno je prisustvo kapljica magmi u omotaču, ali se još uvek malo zna o njihovoj veličini, obliku i brzini kretanja. Pretpostavlja se da okeanska ostrva nastaju iz kapljica magmi iz sloja „D”, mada pojedini autori smatraju



Slika 178. Okeanska ostrva

da se stvaraju i na znatno manjim dubinama, unutar donjeg ili gornjeg omotača.

Za stvaranje kapljica magmi neophodna je velika grudva toplog, stopljenog materijala, koja može doći iz sloja „D” ili iz dela omotača koji je parcijalno stopljen usled konvekcionih strujanja, termostrujanja, subdukcionih procesa itd.

Kapljice magmi verovatno imaju oblik pečurke ili sfere i uzan rep, koji povezuje „glavu” i izvor magme. Smatra se da mogu biti veličine od nekoliko stotina pa do 1000 km, ako dolaze iz sloja „D”, tj. od granice spoljašnjeg jezgra i donjeg omotača. Ovakve razmere su neophodne da se objasni ogromna količina lava u pojedinim vulkanskim provincijama. Na osnovu proučavanja vulkana Havaja, koji su klasičan primer okeanskih ostrva, utvrđeno je da su u ovom području kapljice magmi prečnika oko 150 km, da se kreću (penju) brzinom od nekoliko mm godišnje, ali se ovaj podatak ne može univerzalno prihvatiti.

Zbog manje gustine od okolnog omotača, kapljice magmi se kao sone dome u sedimentima, dižu ka površini. Kada kapljice magmi dođu ispod litosfere, u područje astenosfere koja je takođe male viskoznosti, one se delom „raspršavaju”, ali se i dalje penju ka površini formirajući toplu tačku, najčešće u gornjem delu gornjeg omotača, blizu okeanske kore (Moho diskontinuiteta). Parcijalni rastop iz tople tačke, koja se nalazi na maloj dubini, zbog smanjenog pritiska izdvaja se kada se stvaraju lave koje se izlivaju na površinu stvarajući okeanska ostrva i platoon.

Ako je topla tačka blizu grebena ili rifta (kao, na primer, na Islandu), male razlike u viskozitetu omogućavaju lakše i intenzivnije izlivanje lava (erupcije) nego u područjima gde je samo tektonski polomljena litosfera. Pomenimo da se granice ploča, naročito srednjeokeanski riftovi, mogu kretati preko toplih tačaka i imati uticaj na njihov vulkanizam, hemizam magmi, tj. lava itd.

Tople tačke su centri jakog zagrevanja ispod okeanske ploče. Karakteristika toplih tačaka je visok toplotni tok (engl. *high heat flow*) zbog prisustva plitkih magmatskih rezervoara ispod okeanskih ostrva. Toplih tačaka, osim u okeanskim područjima, ima i na kontinentima. Klasičan primer je park Jeloustoun. U kontinentalnoj sredini, vulkanska aktivnost toplih tačaka se obično manifestuje kao ogromne erupcije bazaltnih lava koje se nazivaju kontinentalni pločasti bazalti (CFB). Pojedini autori, međutim, smatraju da ove stene ne moraju biti isključivo vezane za *hot spot* magme.

Ispitivanja ukazuju na to da tople tačke mogu biti vulkanski aktivne i više od 100 miliona godina. Topla tačka Tristan ima kontinuirane erupcije već 120 miliona godina. Postoji i vremenski znatno kraća vulkanska aktivnost vezana za tople tačke, posebno u južnom delu centralnog Pacifika.

Nastanak, veličina i položaj okeanskih ostrva zavise i od brzine kretanja ploče iznad tople tačke. Ako je kretanje okeanske ploče sporo, izliva se veća količina lave, stvarajući velika, usamljena, okeanska ostrva sa debelom korom (Island). Ovakav razvoj okeanskih ostrva zapažen je u Atlantskom riftu.

Ako je kretanje okeanske ploče iznad tople tačke brzo, izliva se manja količina lave i stvaraju manja okeanska ostrva, koja grade lance upravne ili pod uglom

u odnosu na pravac pružanja okeanskog rifta. Ovaj tip okeanskih ostrva javlja se u Pacifičkom riftu. Pravac kretanja ploče utiče i na položaj okeanskih ostrva. Havajski vulkanski lanac obrazovan je prelaskom okeanske ploče koja je menjala pravac kretanja preko tople tačke od jugoistoka ka severozapadu, verovatno zbog promene pravca širenja Pacifičke ploče.

Topla tačka je rastopila dno (podinu) Pacifičke ploče, kada su stvorene i izlivenne ogromne količine bazičnih lava koje su „izvirile” i stvorile Havajski lanac, jedno od najvažnijih „geoloških” ostrva na našoj planeti, gde vulkani postaju progresivno stariji idući ka severozapadu.

Vulkanski lanac Havaja je najbolje proučen primer okeanskih ostrva. Dužine je preko 2000 km, izdužen u pravcu zapad–severozapad, jug–jugoistok i paralelan je širenju Pacifičke ploče. Dva vulkana, Kilauea i Mauna Loa, još uvek su aktivna. Mauna Loa je visine 4170 m iznad nivoa mora, a nešto viša Mauna Kea ima najveću visinu iznad osnove (nivoa okeanskog dna) od bilo kojeg vulkana ili planine na Zemlji (oko 10.000 m), što govori o ogromnim količinama magme koja se izliva iznad toplih tačaka.

U pojedinim slučajevima kretanjem ploče mogu se prekinuti dovodni kanali magme na putu ka površini, kada vulkanizam prestaje.

Toleitski i alkalni bazalti su najzastupljenije stene okeanskih ostrva. U Havajskom vulkanskom lancu dominiraju bazalti toleitskog sastava, koji, idući ka mlađim izlivima, prelaze u subalkalne i alkalne bazalte (*Clague, 1987*). Među alkalnim vulkanskim stenama dominiraju alkalni bazalti do fonolita, dok su stene zasićene silicijom veoma retke. O petrologiji stena okeanskih ostrva biće reči u posebnom poglavlju.

IV.1.1.2 DIVERGENTNE GRANICE, RIFTNE ZONE UNUTAR KONTINENTALNIH PLOČA

Kontinentalni rift nastaje snažnom tektonskom aktivnošću unutar kontinenta, kontinentalne litosfere, kada dolazi do cepanja, razlamanja, a njeni delovi se razmiču, razilaze kao divergentne granice ploča.

U gornjem, hladnijem delu kontinentalne litosfere stvaraju se „krhki”, normalni rasedi, a u dubljem, toplijem delu duktilne deformacije. Pomenutim procesima stvara se **kontinentalni rift**, koji morfološki odgovara grabenu, odnosno depresiji sa uzdignutim krilima sa strane, koju čine serije raseda. Duž njih, usled uzdizanja astenosfere i adijabatske dekompresije, dolazi do parcijalnog stapanja i **izlivanja bazaltne lave**.

U kontinentalnim riftovima su prisutna velika izdizanja i spuštanja blokova i visok toplotni tok, a pojave magmatizma ukazuju na zone istanjenja litosfere. Ispod rifta Kenije, kontinentalna litosfera je oko 20% tanja od litosfere susednog kratona (*Fairhead i Reeves, 1977*).

Istočnoafrički rift i Rift Rio Grande u Sjedinjenim Državama, kao i Mrtvo

more na Bliskom Istoku su „moderni” (mladi) primeri kontinentalnih riftova.

Stvaranjem **kontinentalnog rifta** menja se i topografija terena, koja utiče i na hidrologiju, klimu, ekologiju itd. Ako se proces širenja nastavi „do kraja”, formiraju se novi okeanski baseni, a kontinent se deli na dva dela. „Najnoviji” (najmlađi) primer dogodio se pre oko 5 miliona godina, kada se Arabijsko poluostrvo odvojilo od ostatka Afrike i nastalo je Crveno more. Stariji primeri uključuju odvajanje Indije od Afrike, stvaranje Indijskog okeana i odvajanje Severne Amerike od Afrike, kada je nastao Atlantski okean itd.

U kontinentalnim riftovima je česta i obimna vulkanska aktivnost, koja obično počinje u ranoj fazi razvoja. Istočnoafrički rift je površine preko 500.000 km², i najvećim delom je „pokriven” vulkanskim stenama. Tu su i „poznate” planine vulkani: Ol Doinio Lengai, Kilimandžaro itd.

Hemizam vulkanskih stena u kontinentalnim riftovima je svojstven i karakterističan zbog visokog sadržaja „nestabilnih” jedinjenja (posebno ugljen-dioksida i halogena), kada se stvaraju različite vrste vulkanskih stena: bazalti, trahiti, tufovi, karbonatiti itd.

Kontinentalni riftovi su najčešće asimetrični, a glavna kretanja magmi su duž normalnih raseda (**Bosworth, 1985**). Magmatska aktivnost je najvećim delom periodična. Izdizanjem omotača duž oslabljenih zona (raseda) izliva se bazaltna magma i formiraju vulkanske kupe ili vulkanske ploče (plateo). Zbog visoke temperature bazaltne magme često dolazi do kontaminacije sa okolnim stenama kontinentalne litosfere, uz procese asimilacije i frakcione kristalizacije.

Razvoj kontinentalnog rifta obuhvata:

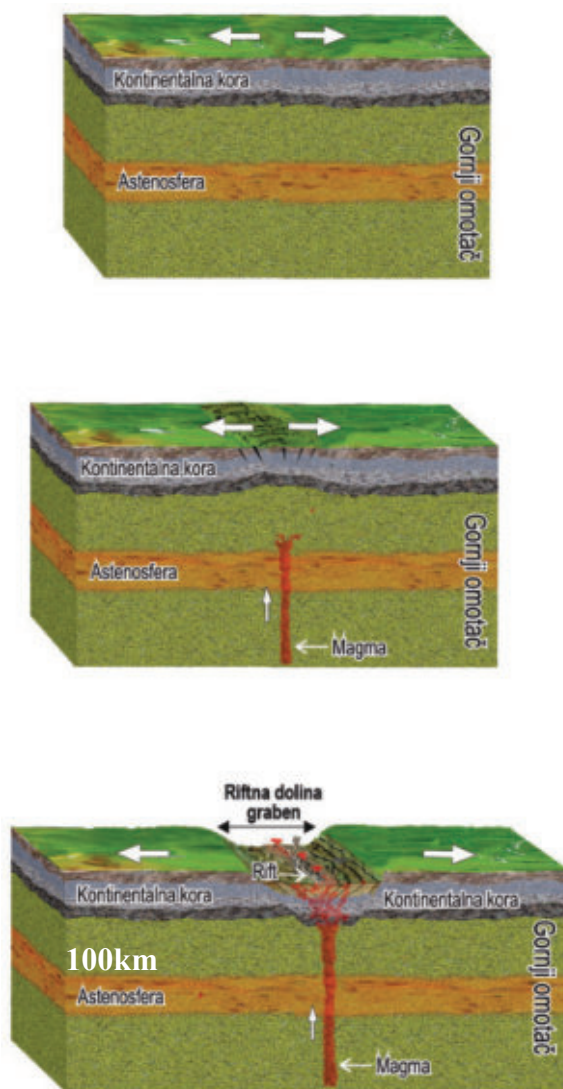
1. istežanje (istanjenje) i rasedanje kontinentalne litosfere;
2. dijapirsko uzdizanje omotača i astenosfere;
3. stvaranje rifta, tj. grabena i razvijanje širokih, plitkih depresija na površini i
4. injektovanje magme i izlivanje lava (slika 179).

Karakter tektonskih procesa (kretanja) ima značajan uticaj na nastanak kontinentalnog rifta i načina izlivanja lava. U centralnim delovima riftova (u osi grabena) javlja se uska, pozitivna gravitaciona anomalija zbog prisustva većih masa bazaltnih stena koje su nastale nakon utiskivanja magme (**Searle, 1970; Cordell, 1978; Ramberg i dr., 1978**). U njima se javljaju i plitki, slabi zemljotresi, jer se žarišta nalaze na malim dubinama.

Kontinentalni riftovi mogu biti dugi i više stotina km, a široki nekoliko desetina km.

U nastanku riftova moguća su dva krajnja slučaja (**Sengor i Burke, 1978**):

1. **aktivan rifting**, kada se izdizanjem magme iz omotača i istanjenjem kontinentalne litosfere stvara kontinentalni rift praćen vulkanskom aktivnošću (Istočnoafrički rift) i



Slika 179. Stvaranje kontinentalnog rifta

2. **pasivan rifting**, kada se usled istezanja smanjuje debljina kontinentalne litosfere, bez ili sa vrlo malo vulkanizma. U ovakvim riftovima se stvaraju samo riftne doline (graben). U pasivne riftove spadaju rift Rio Grande, graben Rajne itd.

Postoji i podela na riftove **niskog vulkanizma** i riftove **visokog vulkanizma**, koji se razlikuju po genezi i vrsti stena koje se u njima javljaju.

Riftovi niskog vulkanizma imaju malo širenje kontinentalne litosfere i diskontinuiranu vulkansku aktivnost. Dominiraju alkalne i silicijom nezasićene bazične stene. Primeri su zapadni ogranak Istočnoafričkog rifta, graben Rajne i rift Bajkala.

Riftovi visokog vulkanizma imaju intenzivno širenje kontinentalne litosfere i bimodalni magmatizam, asocijaciju bazičnih i kiselih magmi koje su istovremeno izlivenne u riftu. Tako fonoliti asociraju sa nefelinitima i bazanitima, trahiti sa alkalnim bazaltima, peralkalni rioliti sa alkalnim bazaltima i subalkalni rioliti sa subalkalnim bazaltima itd.

Kisele vulkanske stene u kontinentalnim riftovima nastale su frakcionom kristalizacijom prostorno i vremenski asociranih bazalta. Sadržaj mikroelemenata i radioaktivnih izotopa potvrđuje pretpostavku o frakcionoj kristalizaciji, mada je u pojedinim slučajevima i osporava, ukazujući na to da neke kisele magmatske stene mogu nastati i parcijalnim stapanjem kontinentalne litosfere. Riftovi visokog vulkanizma javljaju se u Keniji, Etiopiji, Istočnoafričkom riftu i u nekim delovima rifta Rio Grande.

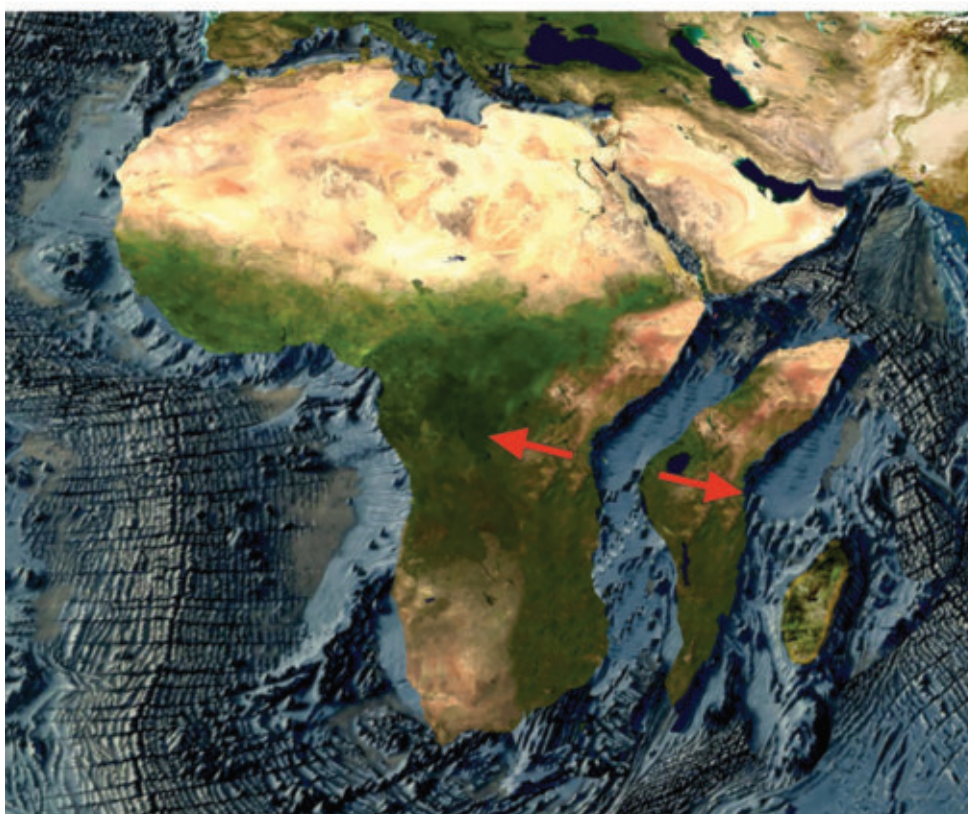
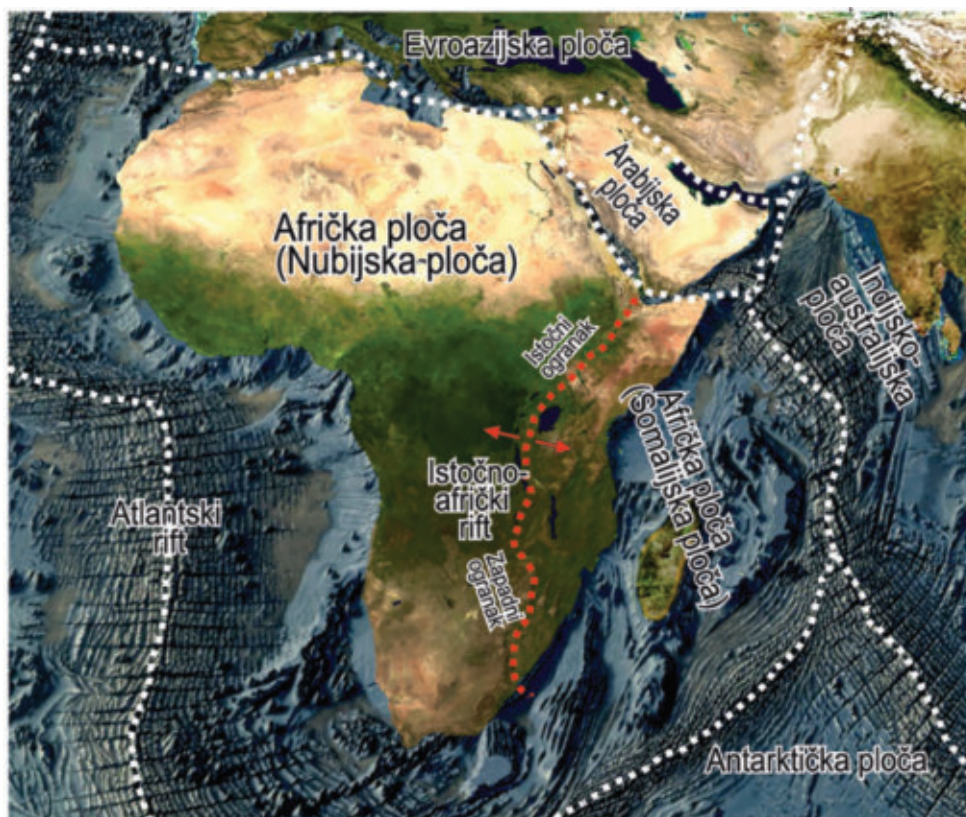
Daljim razvojem riftne doline unutar kontinenta stvara se nova okeanska kora, odnosno srednjeokeanski rift, koji deli kontinent (kontinentalnu litosferu) na dve nove ploče. Crveno more je primer ovakvog razmicanja, gde se Arabijska ploča odvojila i još uvek odvaja od Afričke.

Afričko-arabijski rift je najveća aktivna zona kontinentalnog riftinga na Zemlji (*Shudofsky, 1985*) i zbog toga je predmet opsežnih geoloških i geofizičkih proučavanja. Dužine je oko 6500 km i pruža se od Mozambika do Turske, uključujući Istočnoafrički rift, Crveno more itd. Ovaj ogromni riftni sistem je savršen izvor informacija jer su u njemu zapaženi gotovo svi stadijumi stvaranja rifta, od početnih u Južnoj Africi, do razvoja nove okeanske kore u Crvenom moru (Adenski zaliv). Istočnoafrički rift je primer početka razlamanja (riftovanja) kontinenta, Afrike, uz intenzivnu vulkansku aktivnost. U Istočnoafričkom riftu javlja se raznovrsna tektonska i magmatska aktivnost, koje traju od perma do kvartara. To je danas najveći aktivni rift unutar kontinentalnih ploča sa znatno većom zapreminom vulkanskih stena nego kod drugih aktivnih kontinentalnih riftova. Istočnoafrički rift se deli na **istočni i zapadni ogranak** (slika 180 gore), koji se odlikuju različitim sastavom i intenzitetom vulkanizma (*Williams, 1982*).

Sa geološkim vremenom, koje se meri desetinama miliona godina, i prema geološkim saznanjima i pretpostavkama, Afrika će se duž pomenutog rifta podeliti na dva manja kontinenta (slika 180 dole).

IV.1.2 ZONE PODVLAČENJA, KONVERGENTNE GRANICE, SUBDUKCIONE ZONE

Zone podvlačenja, konvergentne granice ili subdukcione zone su mesta, uski pojasevi gde se dve ploče kreću jedna prema drugoj, dolazi do **međusobnog podvlačenja, subdukcije** i stvaranja dubokog okeanskog rova (*trench-a*). Ta područja nazivaju se subdukcionim zonama, često i aktivnim okeanskim ili kontinentalnim marginama. Smatra se da se ploče subdukuju i preko 670 km dubine (granice gornjeg i donjeg omotača) do spoljašnjeg jezgra, kada se parcijalno stapaju, tj. recikliraju. Ugao subdukcije menja se sa dubinom, verovatno zbog kidanja ili deformacije subdukovane ploče. Smatra se, prema današnjim brzinama subdukcije, da bi se površina jednaka celoj površini Zemlje „potrošila” za oko 160 Ma (*Toksoz, 1975*).



Slika 180. Istočnoafrički rift

U subdukcionim zonama javljaju se jaki zemljotresi (seizmička zona Beniof), koji počinju u okeanskom rovu i idu duž subdukcijske zone duboko u područje omotača. Postoje **dva osnovna slučaja subdukcije**:

1. **okeanska ploča** se podvlači pod **okeansku ploču** i stvara **ostrvski luk** i
2. **okeanska ploča** se podvlači pod **kontinentalnu** i stvara **vulkanski** ili **magmatski luk** (slika 181).



Slika 181. Konvergentne granice ploča, subdukcijske zone

U završnoj fazi podvlačenja ploče se mogu sudariti, najčešće kontinentalna sa kontinentalnom, stvarajući **sutur zone** (Himalaji).

Kada se subdukcija pokrene, tonjenje **gušće i teže okeanske ploče** od stena gornjeg omotača, pre svega astenosfere „obezbeđuje” većinu „pokretačkih” sila potrebnih za **podvlačenje**, a istovremeno „prisiljava” na širenje, razmicanje ploča na drugoj strani, u kojima se izliva lava.

Pojedini autori smatraju da subdukovana ploča može „proći” u donji omotač i spustiti se do granice sa spoljašnjim jezgrom, kada se zagreva stvarajući plumu, koja se vraća nazad na površinu.

U subdukcionim zonama okeanska kora (litosfera) se „gubi”, nestaje, kako bi „napravila prostor” za novu koru i litosferu, koje se stvaraju razmicanjem ploča u riftnim zonama. Subdukcijske zone su najveći sistemi za „reciklažu” na planeti,

zbog čega se često nazivaju i **destruktivne granice ploča**. Na ovaj način je dostignuta materijalna ravnoteža u sistemima subdukcije (podvlačenja) i divergencije, razmicanja (riftovanja) ploča.

Granica ploča, zona subdukcije, obeležena je dubokim **rovom**. Okeanska litosfera se subdukovanjem savija, formirajući izbočinu do nekoliko desetina kilometara pre nego što uđe u rov. Spoljni nagib na subdukovanoj ploči najčešće je obeležen nizom raseda. Rov može biti delimično ili skoro potpuno ispunjen sedimentima, od kojih su mnogi tektonski polomljeni, preoblikovani, dajući **akrecionu, narastajuću prizmu**.

Konvergentna kretanja **zone subdukcije** obuhvataju i složene strukturne, magmatske, metamorfne i sedimentne procese zavisno od **PT** uslova, tj. položaja u subdukcionalnoj zoni, kada se stvaraju određene vrste magmatskih i metamorfnih stena. Tokom podvlačenja, moguće su promene uslova stvaranja i smeštaja stena, ponekad i „brz” prelazak sa „jednog režima u drugi”, zavisno od ugla i brzine subdukcije, vremena trajanja procesa, stepena parcijalnog stapanja itd.

Fluidi imaju veliki uticaj na vrstu i intenzitet metamorfnih procesa. U plićim delovima subdukcione zone, na dubini 20–30 km, gde su niske **T** i visoki **P** (**LT/HP** uslovi), stvaraju se stene sa alkalnim amfibolom (glaukofan), alkalnim piroksenom (jadeit), lavsonit itd., koji na većim dubinama, zbog viših temperatura, delom i pritiska, izostaju (nisu stabilni) i zamenjuju se „normalnim” piroksenima i amfibolima, granatom, plagioklasima itd. nastalim u uslovima amfibolitske ili granulitske facije sa pojavama parcijalnog stapanja (detalnije u poglavlju o metamorfnim stenama).

Različiti uglovi podvlačenja (subdukcije) određuju strukturu luka, neki su ekstenzioni sa velikim lukom, drugi imaju jednostavne ili složene strukturne sisteme sa odgovarajućim geološkim procesima.

Tokom subdukcije, podvlačenja ploča se „napreže”, deformiše i oslobađanjem energije stvara zemljotrese, koji se javljaju u uskom pojasu, koji prati položaj ploče. Oni su i jedan od dokaza o postojanju tektonike ploča. Podsetimo se da su neki od najvećih svetskih zemljotresa vezani za subdukcione zone. Zapravo, oko 90% energije zemljotresa oslobađa se u zonama subdukcije, tako da su njihove lokacije na osnovu seizmoloških studija „dobro” poznate.

U subdukcionim zonama je i **zona Beniof**, područje aktivnosti zemljotresa. Počinje blizu površine u rovu i progresivno se prostire, po nekim autorima, i do 660 km, do granice sa donjim omotačem. Naziv je dobila po američkom seizmologu Hugu Beniofu (**Hugo Benioff, 1899–1968**), koji je mapirao takve zone tokom 40-ih i 50-ih godina 20. veka.

Podvlačenjem **okeanske ploče** pod **okeansku** stvara se **ostrvski luk**, a podvlačenjem **okeanske ploče** pod **kontinentalnu** stvara se **vulkanski** ili **magmatski luk**.

IV.1.2.1 OSTRVSKI LUK

Podvlačenjem **okeanske ploče** pod **okeansku** ploču stvara se **rov** (engl. *trench*), a na ploči koja se nalazi iznad subdukovane ploče nastaje **ostrvski luk** udaljen oko 100–200 km od rova (slika 182).

Bazalti okeanske kore su lakši od stena iz omotača, ali su dovoljno „teški” (velike gustine) i gravitaciono „nestabilni” da tektonskim pokretima (kretanjem ploča) počinju da tonu u unutrašnjost Zemlje, stvarajući subdukcione zone i okeanske rovove.

Ploča koja se subdukuje je hladna i kontinuirano se savija, stvarajući velike geoidne anomalije, ali detaljan mehanizam još uvek nije dovoljno jasan. Daljim, vrlo složenim i snažnim tektonskim procesima, subdukovana ploča se sve dublje podvlači, „ugurava” u područje gornjeg omotača, gde se metamorfiše i parcijalno stapa. Pomenuti procesi zavise od sastava stena, ugla i brzine subdukcije. Pojedini autori smatraju da subdukovana okeanska litosfera može da „probije” granicu gornjeg i donjeg omotača na 660 km, do granice sa spoljašnjim jezgrom, gde se parcijalno stapa, stvarajući okeanska ostrva.

U građu ostrvskog luka ulaze subdukciona zona (rov), prednji deo luka, ostrvski luk, zadnji deo ostrvskog luka, narastajući klin i seizmička zona Beniof (slika 182).

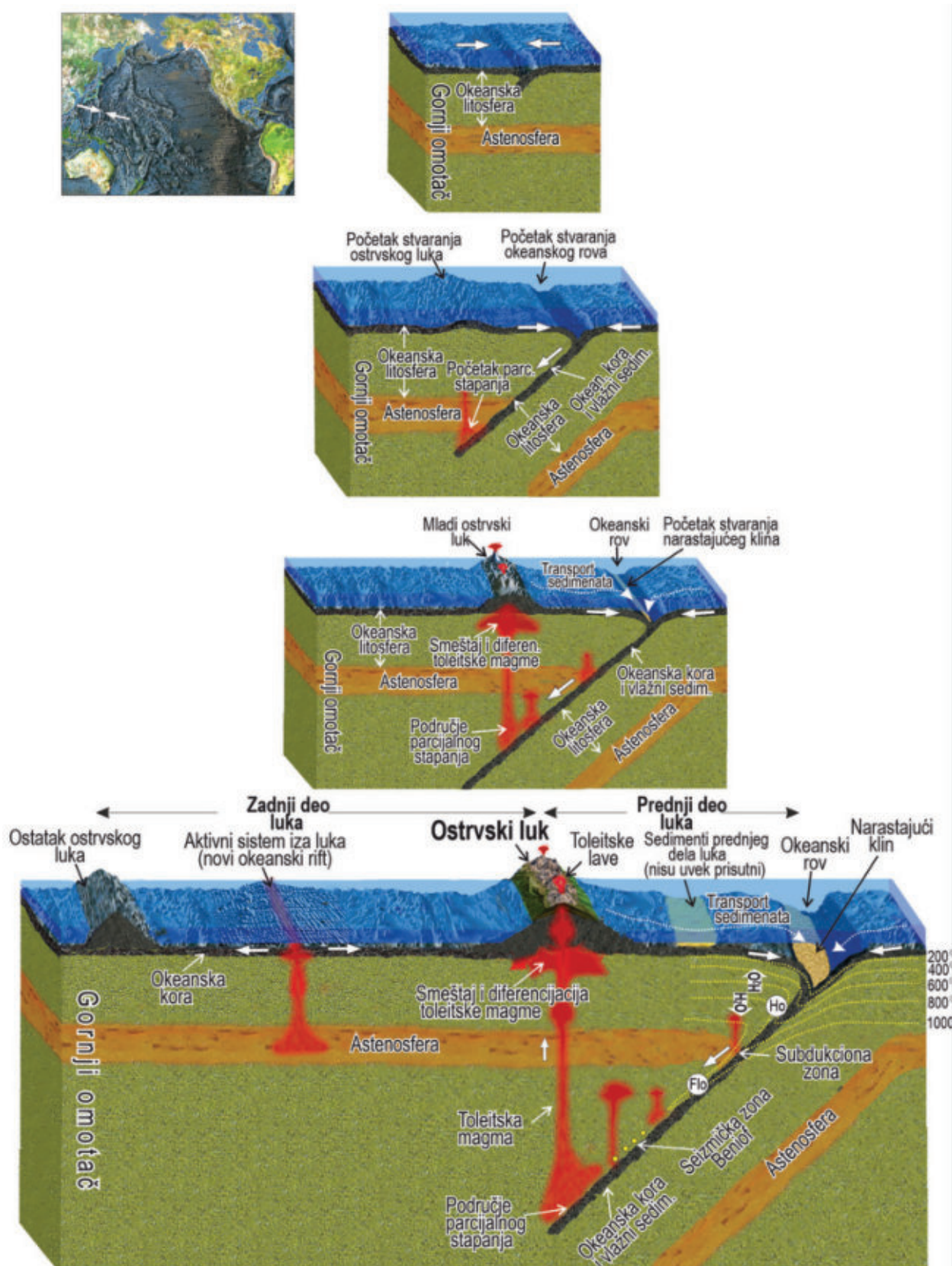
Okeanski rov je područje gde se jedna ploča podvlači pod drugu. Zavisno od ugla subdukcije i brzine kretanja ploča, okeanski rov može biti dužine nekoliko stotina, pa i hiljada kilometara, širine do nekoliko desetina kilometara i dubine preko 10 km. Zbog **većeg ugla subdukcije**, **okeanski rov je dublji** i sa manje sedimenata u odnosu na rov u **vulkanskom luku**. Zavisno od „lokalnih” uslova, međusobni odnos kretanja ploča se menja tako da subdukovana ploča postaje nova zona podvlačenja, pod koju se podvlači ploča koja je bila iznad. Ako je podvlačenje, subdukovane ploče brže nego kretanje ploče koja je iznad, javlja se tenziona „*pulling stress*”.

Okeanskih rovova najviše ima u Pacifiku, gde se nalazi i Marijanski rov, sa najvećom dubinom okeana na Zemlji (oko 11 km). Oni imaju nizak prinos toplote (engl. *very low heat flow*) i nisku gravitacionu anomaliju u odnosu na srednjeokeanski rift.

Udaljenost ostrvskog luka od okeanskog rova zavisi od ugla subdukcije, obično je od 100 do 200 km. Njegov položaj sa vremenom se menja, što uzrokuje i promenu položaja ostrvskog luka. Duž subdukcione zone javljaju se jaki zemljotresi (seizmička zona Beniof).

Usled jake tektonike, ubiranja i stvaranja ostrvskog luka, deo sedimenata sa ploče koja je iznad subdukovane „klizi” (transportuje se) u okeanski rov, u kome se već nalaze marinski sedimenti. Subdukcionim procesima „smeštene” sedimentne stene u rovu se ubiraju i metamorfišu, stvarajući **narastajući klin** (engl. *accretionary wedge*, detaljnije u poglavlju o vulkanskom luku).

Veličina narastajućeg klina zavisi od količine sedimentnog materijala prine-



Slika 182. Nastanak ostrvskog luka

tog u okeanski rov, koja je generalno „skromna” u odnosu na vulkanski luk, zbog čega neki ostrvski lukovi imaju male narastajuće klinove ili oni izostaju.

U toku subdukcije, stene okeanske ploče koja se podvlači, kao i stene narastajućeg klina progresivno se metamorfišu privođenjem toplote iz okolnog omotača, ali i međusobnim trenjem. U ovim područjima pritisak znatno brže raste od temperature. Metamorfizam počinje zeolitskom facijom, koja se javlja u stenama neposredno pre njihovog „ulaska” u subdukcionu zonu (metamorfizam okeanskog dna). Idući od rova duž subdukcione zone ka dubini, pritisak i temperatura rastu, zbog čega stene trpe metamorfne promene u uslovima facije zelenih škriljaca, preko facije glaukofanskih škriljaca i amfibolitske facije do eklogitske facije (detaljno u poglavlju o metamorfnim stenama). Intenzitet metamorfnih promena zavisi od temperaturnog režima, brzine i ugla podvlačenja ploča, koji variraju od jedne subdukcione zone do druge.

Gornji deo subdukovane okeanske ploče sa vlažnim sedimentima (proces se najvećim delom dešava u okeanima) u kontaktu sa vrućim stenama gornjeg omotača iznad subdukcije oslobađa vodu, koja „pokreće” (pomaže) metamorfizam i parcijalno stapanje (snižava temperaturu stapanja) i ima veliki uticaj na hemijski sastav, sadržaje i asocijaciju pojedinih mikroelemenata u magmi ostrvskih lukova. Pomenuti procesi se najvećim delom dešavaju na dubinama od 60 do oko 100 km, retko i više. Ispitivanja izotopa berilijuma u vulkanskim stenama ostrvskih lukova su pokazala da je ^{10}Be obogaćen u odnosu na bazalte srednjeokeanskih grebena i okeanskih ostrva, najverovatnije zbog subdukcije sedimenata koji se samo u njima nalaze (*Tera i dr. 1986; Sigmarsson i dr. 1990*).

U većini proučenih ostrvskih lukova sedimentne stene u stvaranju magmi učestvuju najviše sa nekoliko procenata. Pomenimo da morska voda alteriše stene okeanske kore pre subdukcije i na taj način je prisutna i u kasnijim procesima generisanja magmi ostrvskog luka.

Ponašanje i uticaj vode na stvaranje magmi ostrvskih lukova zavisi i od dubine subdukcije. Na manjim dubinama, fluidna faza „migrira” u područja nižih pritisaka, a na većim dubinama ostaje u subdukovanoj ploči i u toku parcijalnog stapanja, kada ulazi u sastav minerala sa vodom, hornblendu i flogopit.

Pojedini istraživači smatraju da toplota stvorena frikcijom (kliženjem, struganjem) nije dovoljna da uzrokuje parcijalno stapanje, stvaranje magmi i vulkanizma, koji su u ostrvskim lukovima redovna pojava. Mora biti „pomoći” i drugih izvora toplote, prisustva vode, konvekcioni strujanja, geotermalnog gradijenta, položaja i blizine astenosfere itd.

Negativna gravitaciona anomalija u blizini rova ukazuje na nagomilavanja sedimenata u rovu, a pozitivna anomalija na subdukovanu litosferu. U prednjem delu luka, toplotni gradijent je uvek nizak (10–20 °C po kilometru dubine), dok u samom ostrvskom luku, zbog kretanja magme u više nivoa, naglo raste 30–40 °C po kilometru dubine i ostaje povišen na udaljenosti 100–200 km iza luka.

Pretpostavlja se da svaki subdukcioni sistem ima specifičan toplotni režim,

koji zavisi od sastava stena, sadržaja vode, brzine i ugla podvlačenja. Temperatura poniruće ploče, povlatnog dela omotača i astenosfere, uz ugao subdukcije su od presudnog značaja za proces parcijalnog stapanja i formiranje magmi.

Stvorene magme učestvuju u gradnji i nastanku ostrvskog luka, ali ne postoje direktni dokazi. To je najviši stadijum metamorfnih promena, kada se stvara nova magma, koja, kao lakša, izbija na površinu obrazujući ostrvski luk.

Magme u ostrvskim lukovima nastaju:

- parcijalnim stapanjem i dehidracijom subdukovane okeanske ploče;
- parcijalnim stapanjem omotača iznad subdukovane ploče;
- delom iz astenosfere;
- frakcionom kristalizacijom i
- kontaminacijom (detaljnije u poglavlju Magmatske stene).

Ostrvski lukovi imaju tanku koru, litosferu i mnoge vulkane sa bazaltnim lavama koji grade okeansku koru. Stene su toleitski bazalti koji su izliveni uglavnom pod vodom (mladi lukovi), dok zreliji lukovi imaju vulkanizam i iznad nivoa mora. U mladim lukovima retko su „izložene” plutonske stene pa većina informacija dolazi iz uklopaka, ksenolita, mada je na nekim ostrvskim lukovima erozija „otkrila” njihove plutonske korene. Dobar primer je Tobago u zapadnoj Indiji, gde je kora nagnuta i otkriven „profil” plutonskih stena (gabrovi, delom dioriti) koje leže ispod vulkanske sekvence (*Snoke i dr., 2001*). Neki okeanski lukovi imaju staru okeansku koru, debljine do 20 km i strmije zone subdukcije, koja ima tendenciju da potone do tačke kada ima skoro vertikalno podvlačenje.

U ranim fazama razvoja ostrvski luk gradi svoj „submarinski temelj” na okeanskoj kori, koja je debljine oko 10 km.

Bazaltne magme se izlivaju bez veće frakcionizacije i kontaminacije. Sa razvojem luka raste debljina izliva bazalta, koji vrši pritisak na okeansku koru. Kada „bazaltni temelj” dostigne debljinu do oko 20–25 km, on počinje da deluje kao filter koji otežava kretanje nove magme, koja se zbog toga nagomilava u magmatским rezervoarima, u višem nivou.

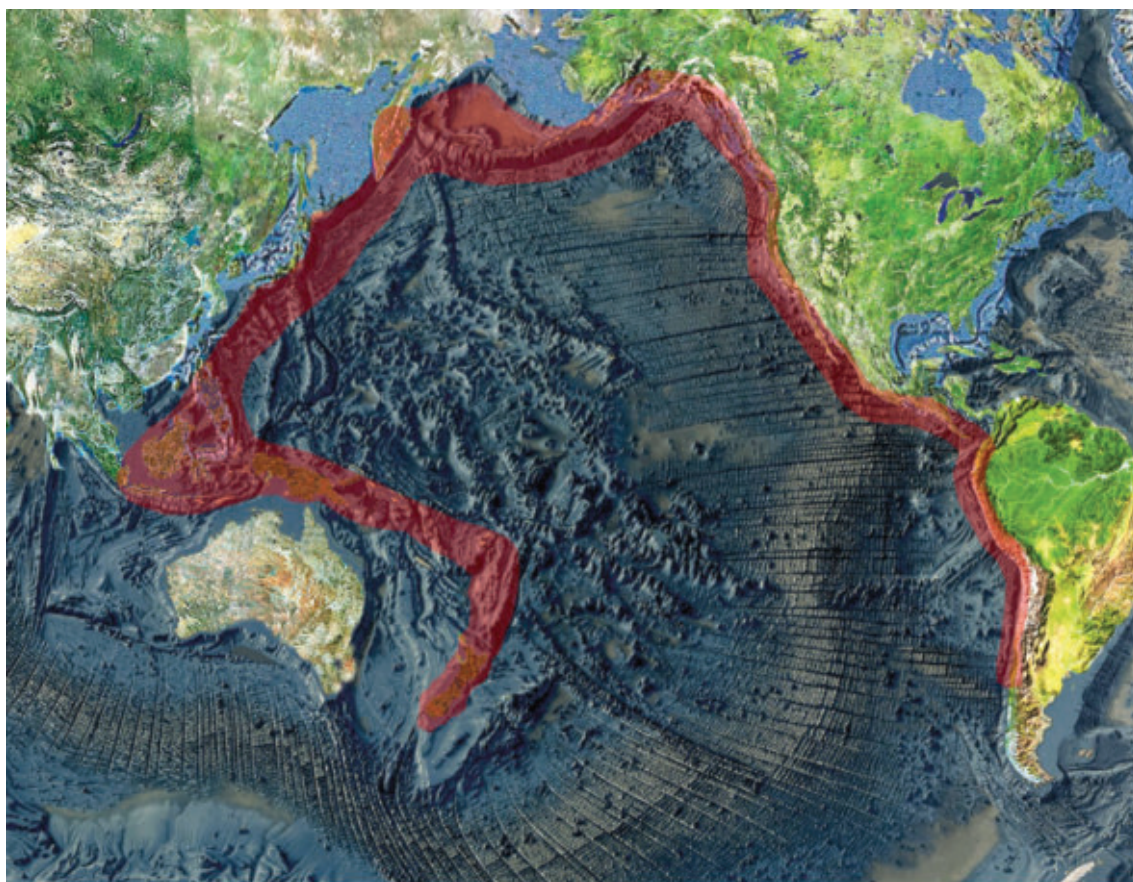
Ostrvski lukovi su pojasevi visoke seizmičke aktivnosti i visokog termalnog gradijenta, sa lancima aktivnih vulkana. Često su praćeni basenima iza luka (engl. *back arc basin*) sa aktivnim širenjem. Klasični lokalitet ostrvskih lukova su Filipini i Marijanski rov u jugozapadnom Pacifiku.

Među ostrvskim lukovima razlikuju se pomenuti mladi, „nezreli” ostrvski lukovi (Tonga), „srednji” (Novi Hebridi) i „zreli” (stari) ostrvski lukovi (Japan, Filipini itd.), u kojima se frakcionom kristalizacijom stvaraju lakše, kiselije magme, obogaćene vodom, tj. andeziti, koji sadrže fenokristale hornblende. Pomenimo da je okeanska kora u „nezrelim” ostrvskim lukovima tanka, zbog čega bazaltne magme oslobođene iz omotača vrlo brzo dospevaju na površinu zadržavajući gotovo primarne osobine.

Položaj vulkana u ostrvskom luku zavisi i od geometrije subdukcije. Za plit-

ku, blago podvučenu subdukovanu ploču, vulkani su dalje od rova, za strmu ploču bliže luku. U nekim slučajevima subdukovana ploča može se „vratiti” kroz viskozni omotač (engl. *rolling back*), koji omogućava formiranje basena iza luka. Još uvek, međutim, postoje razlike u mišljenju oko dubine gde se završava „penetracija” ploče, iznad ili ispod granice gornjeg i donjeg omotača na dubini od 660 km.

Lanac vulkana leži paralelno sa okeanskim rovom. Najpoznatija serija ostrvskih lukova na našoj planeti ide od zapadne obale Amerike, preko Aleutskih i Kurilskih ostrva i južno oko zapadne strane Tihog okeana do Novog Zelanda, koji gotovo okružuje Pacifik, gradeći poznati **Pacifički vatreni prsten** (slika 183).



Slika 183. Pacifički vatreni prsten (označen crveno)

U ovom prostoru javljaju se i aktivni vulkani (Pinatubo na Filipinima, Fudži u Japanu i Krakatau u Indoneziji itd.) i jaki zemljotresi, koji su posledica podvlačenja, subdukcije pomenutih ploča. U njima se zbog udaljenosti od kopna (izvora) javlja malo klastičnih sedimenata, ali su hemijski i biogeni sedimenti obilni. Oko nekih vulkana u tropskim uslovima stvaraju se koralni grebeni i atoli kao „oreoli” oko vulkanskih ostrva.

Tokom vremena, subdukcija se po intenzitetu, brzini i uglu menja uslovljavajući i promene geoloških procesa, stvaranja i izlivanja lava, nastajanja prednjeg ili zadnjeg luka itd.

Ostrvski lukovi su složena tektonska područja i jedan od najznačajnijih fenomena globalne tektonike. Oko 80% aktivnih vulkana javlja se u područjima podvlačenja ploča, u ostrvskim lukovima i aktivnim kontinentalnim marginama, oko 15% je u područjima razmicanja (riftovanja) ploča, a samo oko 5% vulkana je unutar ploča.

Većina jakih zemljotresa na Zemlji takođe je vezana za obode subdukovanih ploča. Utvrđena je i veza između zemljotresa i vulkanske aktivnosti. Na Novom Zelandu je bila serija zemljotresa sa holocentrom na dubini od 150 km, osam meseci pre erupcije (vulkan Belo ostrvo – White Island).

Na našoj planeti ima lukova koji su prelazni između kontinentalnih margina i tipova okeanskih ili marijanskih vrsta. Stara okeanska kora ima tendenciju da se subdukuje pod velikim uglom (preko 60 kada, po pojedinim autorima, prolazi kroz ceo omotač do granice sa spoljašnjim jezgrom. Ovaj proces omogućava i stvaranje basena iza luka. Većina autora smatra da su ostrvski lukovi geološki „manje” složeni od vulkanskih lukova.

IV.1.2.1.1 BASENI IZA LUKA

Baseni iza luka (engl. *back arc basins*) jesu odvojeni baseni smešteni iza ostrvskih lukova (**Karig, 1971**) i približno su paralelni pravcu pružanja okeanskih rovova, što ukazuje na neposrednu genetsku vezu (nastanak ostrvskog luka prikazan je na slici 182). Oni uključuju i delove okeanske kore koji su „zarobljeni” formiranjem novog luka na ivici okeanske ploče. Ugao subdukcije i karakter tektonskih procesa „određuju” da li će se stvoriti **sistem iza luka**, koji se „otvara”, stvara slično kao i srednjeokeanski rift. Baseni iza luka mogu nastati u više faza, kada se stvara njih nekoliko sa ostacima ostrvskih lukova (Filipini).

Ostrvski luk mora postojati pre stvaranja basena iza luka. Formiranje basena iza luka počinje riftovanjem ostrvskog luka, tj. njegovim deljenjem (cepanjem) i utiskivanjem bazičnih magmi iz gornjeg dela omotača i astenosfere. Pojedini autori pretpostavljaju da razlamanje ostrvskog luka nastaje kada se u delu omotača iznad subdukovane ploče stvara novi konvekcioni krug strujanja, koji izaziva dalje cepanje okeanske kore. **Toksoz i Bird (1977)** smatraju da subdukovana ploča „podiže” gornji deo omotača (astenosferu), zbog čega se ostrvski luk cepa i stvara basen iza luka. Tokom ovih procesa, vulkanizam ostrvskog luka prestaje, što ukazuje na to da „dijapir” omotača verovatno prekida dovodni kanal magmi iz izvornog područja (**Crawford i dr., 1981**). Mehanizam riftovanja je, kako smo pomenuli, identičan kao i kod stvaranja srednjeokeanskih riftova. Daljim deljenjem ostrvskog luka, riftna zona se širi i omogućava utiskivanje bazaltnih magmi, koje su po sastavu slične bazaltima srednjeokeanskih grebena. Ove stene učestvuju i u stvaranju, nadgradnji okeanske kore.

Alternativna hipoteza za stvaranje basena iza luka je „okretanje”, rotiranje rova, gde se okeanski rov pomera sa susednog kontinenta zbog poprečnog kretanja litosfere (**Chase, 1978; Garfunkel i dr., 1986**). Ako se susedni kontinent kreće pre-

ma rovu, kao u Čileu, basen iza luka (***back arc***) neće se stvoriti. Ako je kontinent stacioniran u odnosu na rov, kao što je to u Marijanskom rovu, oscilovanje litosfere dovodi do serije marginalnih basena dok se rov pomiče u pravcu mora.

Baseni iza lukova su vezani za okeanska područja, retko se javljaju i na strani, iza aktivne kontinentalne margine, kada se stvara okeanska kora. Mnogi baseni iza luka nalaze se u jugozapadnom Pacifiku, Beringovom moru, između Aljaske i Kamčatke, Japanskom moru itd.

U basenima iza luka je, slično okeanskim ostrvima, visok prinos toplote (engl. ***high heat flow***) i tanka okeanska litosfera. Većina autora smatra da neki ofiolitski kompleksi predstavljaju obdukovane fragmente okeanske litosfere basena iza luka, pre nego tektonski smeštene delove okeanske litosfere iz prostranih okeanskih područja (***Dewey i dr., 1977; Saunders i dr., 1979; Crawford i dr., 1981***).

Ugao subdukcije veoma je važan za nastanak i vrstu magmi u basenima iza luka. Subdukcijom okeanske ploče pod malim uglom nastaju „plitki” i jaki zemljotresi, a u basenima iza lukova nastaju kalkalkalni do toleitski bazalti. Subdukcijom okeanske ploče pod velikim uglom (duboka zona Beniof), zemljotresi su „slabi” i stvaraju se magme uglavnom toleitskog sastava (Marijanska ostrva).

Većina aktivnih okeanskih basena iza luka nalazi se iza strmo subdukovanih ploča (***Cross i Pilger, 1982***). Najviše ih ima u Pacifiku i Atlantskom okeanu, gde se javljaju iza ostrvskih lukova (Marijanskih ostrva, Tonga, Izu-Bonina, Skotija itd.).

Prednji baseni (engl. *fore arc basin*) uključuju akumulacije plitkovodnih do dubokovodnih sedimenata koji se talože preko starijih stena. Mogu biti debljine i nekoliko kilometara (slika 182). Najvećim delom nastali su erozijom ostrvskog luka ili izdignutih delova akrecione prizme koji su deponovani kao odgovor na subdukciju. Pojedini ostrvski lukovi nemaju pomenute sedimentacione basene.

IV.1.2.2 VULKANSKI (MAGMATSKI) LUK

Vulkanski ili magmatski luk nastaje kada se tanka i gusta (teška) **okeanska ploča podvuče, subdukuje pod kontinentalnu ploču**, koja je deblja i manje gustine (lakša). Ugao subdukcije je najčešće od 30 do 45°, retko i više.

Vulkanski luk se nalazi se na **kontinentalnom delu litosfere** i obično je od rova **udaljen** od **100 do 200 km**. U literaturi se često naziva i Andski luk, gde je klasično razviće.

Stvaranje vulkanskog luka zavisi od ugla i dubine subdukcije, pravca i brzine kretanja subdukovane ploče (***Cross i Pilger, 1982; Jarrad, 1986***). Ako je subdukcija subhorizontalna (do 5° nagiba), nastaju velike navlake (dekolmani) i složena tektonska područja sa metamorfizmom visokih pritiska i niskih temperatura. Pri ovoj subdukciji ne dolazi do stvaranja novih magmi i formiranja vulkanskog, odnosno magmatskog luka. Odsustvo aktivnog vulkanizma u centralnom i severnom Peruu i centralnom Čileu objašnjava se skoro horizontalnim podvlačenjem ploče

Naska pod Južnu Ameriku. Subdukcijom pod malim uglom, ispod 30° stvara se vulkanski luk sa slabim vulkanizmom.

Ugao subdukcije takođe „određuje” da li će **vulkanski luk** imati prednji luk (engl. *front arc*) sa depresijama smeštenim ispred luka ili zadnji luk (engl. *back arc*) sa sedimentnim basenom iza luka. Identičan proces smo opisali kod ostrvskog luka koji nastaje subdukcijom okeanske pod okeansku litosferu. Pomenimo da su, prema većini autora, prednji i zadnji delovi vulkanskog luka znatno manje razvijeni nego kod ostrvskih lukova ili odsustvuju.

Većina vulkanskih lukova nastala je (proces traje i danas) subdukcijom „mlade”, teže okeanske ploče pod kontinentalnu ploču tokom Alpske orogeneze, koja je počela pre oko 200 miliona godina pod „malim” nagibom, ispod 45° . Još od pojave teorije tektonike ploča Andi se smatraju tipičnim primerom planina obrazovanih subdukovanjem okeanske ploče pod kontinentalnu ploču, tj. kao aktivna kontinentalna margina. Značajan deo diskusije u ovom poglavlju bazira se na rezultatima proučavanja stena iz područja Anda, koje se protežu od Karipskog do Škotskog mora i čine najveći planinski lanac na Zemlji. Magme obrazovane u istoj ili sličnoj tektonskoj sredini javljaju se i na Aljasci, u Japanu, na Sumatri, Novom Zelandu itd.

U području Mediterana postoje dve zone sa i danas aktivnim kontinentalnim marginama, u Egejskom moru sa vulkanom Santorini i u Italiji sa vulkanima Stromboli, Etna, Lipari i Vulkano.

Grada vulkanskog ili magmatskog luka je veoma slična ostrvskom luku, mada većina geologa smatra da je složenija. U nju ulazi subdukciona zona, **rov**, **prednji deo luka**, **vulkanski** ili **magmatski luk**, **zadnji deo tog luka**, **seizmička zona Beniof** i **narastajući klin**, koji je izgrađen od različitih vrsta stena i veći je nego kod opisanog ostrvskog luka (slika 184).

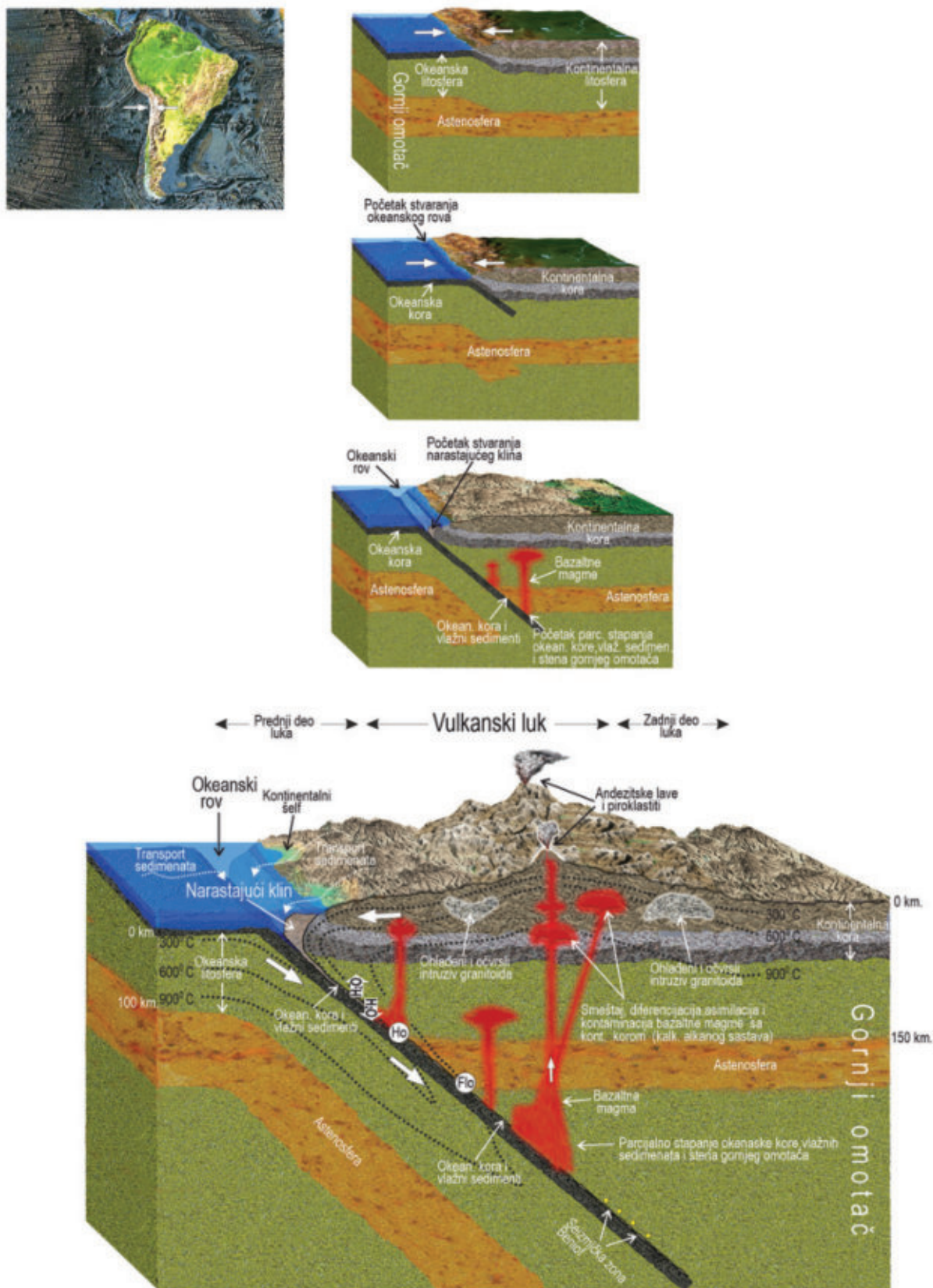
V.1.2.2.1. OKEANSKI (TEKTONSKI) ROV

Okeanski (tektonski rov) ili samo **rov** je mesto gde se okeanska ploča subdukuje, podvlači pod kontinentalnu (slika 184). Uglavnom je „plitak”, dubine oko 6 do 7 km, dužine i nekoliko hiljada kilometara, a širine od 50 do 100 km, i u njemu se javljaju epicentri jakih zemljotresa.

U **rovu** se talože sedimenti, među kojima su i turbiditi, nastali erozijom sa kontinentalne strane, koji se u njega „suljavaju”, i u njemu se već nalaze i „tanki” okeanski sedimenti.

Stope taloženja i akumulacije klastičnih sedimenata su i nekoliko kilometara na milion godina i spadaju među najbrže na svetu. Mogu se transportovati strujama duž ose rova na velike razdaljine, do nekoliko stotina ili čak hiljada km od njihovog izvora.

Fliš je termin koji se odnosi na brzo deponovane dubokovodne sinorogene klastične stene u rovu, koje su uglavnom turbiditi. U njima sa često javljaju i



Slika 184. Stvaranje vulkanskog luka

haotični blokovi, **olistostromi** krečnjaka i peščara i drugih stena, koji su najčešće „utisnuti” u muljeviti matriks (detaljnije o flišu u delu o sedimentnim stenama).

Fliš je asocijacija klastičnih stena nastala kada su „preopterećene” kosine na okeanskom dnu sa muljevitim, slabo konsolidovanim klastičnim sedimentima počele da klize, stvarajući podmorska klizišta. Sedimenti u rovovima uključuju i finozrne pelaške stene, kao što su crvena glina, zatim rožnaci, dendriti mangana itd. Procesima subdukcije oni se deformišu i metamorfišu.

IV.1.2.2.2. NARASTAJUĆI KLIN

U toku subdukcije u **rovu** se usled podvlačenja, intenzivnog tektonskog kretanja stvara **narastajući klin** (ili **akreciona prizma**), koju čine istaloženi sedimenti: peščari, alevroliti, gline, krečnjaci itd., koji se usled kretanja, subdukcije ploča deformišu, pomeraju, kidaju i uzdižu, posebno u završnoj fazi, procesu zatvaranja i sudaranja ploča, ali nisu uvek prisutni u zonama subdukcija. Nastanak zavisi od količine nataloženih sedimenata u rovu, ugla i brzine subdukcije itd.

Akrecioni klinovi (slika 184) najvećim delom se formiraju na kopnenom delu rova, kao i od sedimenata koji su popunili rov sa okeanske strane. U subdukcionalnoj zoni su snažni, složeni i polifazni tektonski procesi koji uzrokuju povećanje (narastanje), rotaciju i „podizanje” akrecione prizme, kretanje blokova i njihovo oblikovanje. Veliki broj geologa smatra da akrecione prizme imaju jednu od naj-složenijih unutrašnjih struktura, složeniju od bilo kojeg tektonskog sklopa poznatog na Zemlji. Delovi akrecionih prizmi karakterišu brojne tanke jedinice slojeva stena koje se ponavljaju višestrukim kretanjima, potiskivanjima ili preklopljenim paketima stena. Generalno imaju trougaoni oblik, koji se tokom subdukcije povećava dok se ne „preoptereći” i ne postane mehanički nestabilan. Strukturni geolozi su dokumentovali mnogo primera normalnih i reversnih raseda. Geometrija akrecione prizme (klina) kontroliše se naprezanjem na kliznoj površini između klina i subdukovane ploče. Glavni faktor je otpornost na trenje, proizvod koeficijenta trenja i napona na bilo koju ravan potencijalnog kretanja.

Klin se tokom akrecije stalno deformiše. Snaga smicanja stena zavisi i od pritiska fluida prisutnih u stenama. Ako raste opterećenje na stenu, povećava se i kompaktnost i „proterivanje” vode. Kada se premaši vrednost smicanja, stena se kida i lomi.

Melanž je „haotična” mešavina sedimentnih stena u akrecionom klinu: krečnjaka, glina, rožnaca, peščara itd. nastala intenzivnom tektonikom (sreće se i naziv **tektonski melanž**). Neki melanži mogu imati i blokove, **olistostrome**, sedimentne sekvence koje su klizenjem i tektonskim procesima „upale” u rov tokom subdukcije.

Melanž je jedno od obeležja konvergentnih margina, ali razumevanje njegove geneze i odnosa specifičnih struktura pokazalo se kao „neuhvatljivo” zbog složene i „haotične” građe.

Mnogi geolozi na terenu smatraju da je **melanž** previše deformisan i da ne daje „korisne” informacije o svom nastanku. Oni „jednostavno” kartiraju blokove, olistolite i tipove matriksa, traže fosile ili minerale metamorfnih stena i procenjuju poreklo, nastanak i prvobitni položaj stena, ponekad i bez dalje interpretacije međusobnih odnosa i kinematike smera kretanja. Pojedina istraživanja, međutim jesu pokazala i „direktnu” vezu tektonskog sklopa melanža sa položajem, intenzitetom i fazama subdukcije.

Pomenimo i **ofiolitski melanž**, koji predstavlja složene **mešavine blokova različitih magmatskih**, pre svega ofiolitskih stena (delova okeanske litosfere: **ultramafita, gabrova, dijabaza, bazalta**) i **sedimenata**, kao što su krečnjaci, grauwake, rožnaci itd., koji su se tektonskim procesima našli u rovu (*Milovanović i dr., 2013*).

Tokom subdukcije hladna okeanska ploča se zagreva, a stene okeanske kore sa sedimentima i narastajućim klinom prolaze kroz niz metamorfnih promena, od facije zelenih škriljaca „preko” glaukofanske (**HP/LT** uslovi), amfibolitske do eklogitske facije, kada dolazi do parcijalnog stapanja stena. Položaj metamorfnih facija u subdukovanoj ploči je isti kao i kod ostrvskog luka (detaljnije u poglavlju *Metamorfne stene*).

Akrecioni klinovi se formiraju iznad skoro svake zone subdukcije na planeti i graniče se sa otvorenim okeanima, koji još nisu zatvoreni tektonskim procesima ploča. Na kraju, akrecioni klinovi „učestvuju” u sudarima ploča kada tektonskim procesima dolazi do njihovog dramatičnog pomeranja i novog smeštaja, često obdukovanja na kontinentalnu ploču. Tektonski procesi su praćeni snažnim metamorfizmom i magmatizmom vezanim za lukove i sutur zone. Ovi događaji, uz postojeću „složenost”, otežavaju identifikaciju, nastanak i način smeštaja akrecionih klinova, posebno u „starim” planinskim pojasevima.

Toplota u subdukcionalnoj zoni, koja nastaje frikcijom (trljanjem, vučenjem) subdukovane ploče koja se podvlači, kao i geotermalni gradijent zagreva i vodu u subdukovanim sedimentima, uzrokujući, pomažući parcijalno stapanje stena gornjeg omotača koje se nalaze iznad subdukcione zone.

Podsetimo se da se vulkanske stene ostrvskih lukova stvaraju iznad subdukovane ploče uz učešće astenosfere, dok je kod vulkanskih lukova uloga astenosfere znatno manja (*Gill, 1981*). Bitna razlika je to što kod vulkanskih lukova stvorena magma prolazi kroz debelu kontinentalnu koru sa kojom reaguje, asimilira i zadobija niz specifičnih svojstava. Frakciona kristalizacija je čest proces u stvaranju magmi u ovoj složenoj geotektonskoj sredini. Postojanje magmatskih ognjišta u vulkanskim lukovima, tj. aktivnim kontinentalnim marginama, potvrđeno je i geofizičkim ispitivanjima. Zone manjih brzina seizmičkih talasa u centralnim Andima zapažene su na dubinama 10–35 km i interpretiraju se kao zone akumulacije magmi (*Ocala i Meyer, 1972*).

Složenim tektonskim procesima tokom subdukcije stvara se magma koja je lakša i manjeg viskoziteta od okolnih stena, zbog čega se uzdiže ili delom zadržava u kontinentalnoj kori. Mehanizam stvaranja je sličan kao i u ostrvskom

luku. Naime, tektonskim procesima u vulkanskom luku stvaraju se veliki razlomi i pukotine, kada stvorene magme, zbog manje gustine i nižeg pritiska, izlaze na površinu ili se, većim delom, zadržavaju stvarajući batolite. Prolazeći kroz kontinentalnu koru, magma sa njom reaguje, asimilira i postaje bogatija silicijom. Ovim procesima kontinentalna kora se zadebljava, posebno bliže subdukcionoj zoni, gde se smatra da je intenzivno parcijalno stapanje i stvaranje velikih količina magmi.

Hemizam i viskozitet magmi nastalih u vulkanskim lukovima zavise i od brzine subdukcije. Ako je ona **velika, stapanje je brže** i intenzivnije, viskozitet je manji i magma je **bazična do prelazna**, od gabrova ili dioritskog do kvarcdiorita. Ako je subdukcija **spora, stapanje je manje**, magme su kiselijeg **granitoidnog** sastava, imaju veći viskozitet, zbog čega su spore i **najvećim delom ostaju zarobljene** u donjem delu kontinentalne kore, stvarajući ogromne **batolite** smeštene u kontinentalnoj litosferi.

Intruzivne stene nastale u ovoj tektonskoj sredini (zonama subdukcije) danas se javljaju duž zapadne obale Severne i Južne Amerike, Japana, Novog Zelanda i duž Egejskog mora. Neki lukovi su duboko erodovani, pa su „otkriveni” granitni batoliti, koji predstavljaju neke od najvećih granitnih intruzija na Zemlji.

Tokom subdukcije i tektonskih naprezanja, kontinentalna ploča, zbog manje gustine i veće debljine, „narasta” stvarajući planinske vence visine i preko 7000 m na kontinentima, među kojima su najpoznatiji i najčešće pominjani Andi i Kordiljeri, u kojima su kompozitna granitoidna tela sastavljena od brojnih plutona, koji grade zone dužine i nekoliko stotina kilometara.

Magmatizam vulkanskih lukova obično dugo traje. U regionu Kordiljera i Anda plutonske i vulkanske stene su stvarane skoro neprekidno, od sredine mezozoika do kraja kenozoika (slika 185). Tokom evolucije vulkana koji grade planinski venac Anda nesumnjivo je bilo brojnih promena uglova subdukcije, zbog čega je menjan položaj vulkanskog fronta. Smatra se da je aktivni vulkanizam u Andima prestao smanjenjem ugla subdukcije, pa je najveći deo magmi kristalisao u dubini, dajući brojne batolite, koji grade pojaseve paralelne sa kontinentalnim obodom.

Najveći među njima je batolit Koastal (Coastal) u Peruu, dužine preko 1600 km i širine oko 60 km, koji obuhvata više od 1000 plutona stvaranih tokom poslednjih 60 miliona godina. Neki od njih smešteni su na samo 3–4 km dubine (*Pitcher i Cobbing, 1985*).

U vulkanskom luku, od vulkanskih stena, kao što smo pomenuli, dominiraju andeziti, a od plutonskih granodioriti. Zbog velike zastupljenosti kiselih stena, smatra se da stapanje kontinentalne kore ima važnu ulogu u nastanku magme vulkanskih lukova. Jedna od karakteristika Anda je prostorna povezanost vulkanskih i plutonskih stena, koje verovatno predstavljaju korene aktivnih vulkana, iako pojedini autori ovu pretpostavku osporavaju zbog dominantnog bazičnijeg (andezitskog) karaktera vulkanita u odnosu na granitoidne batolite.

Plutonske stene u Andima najmanje deset puta volumno preovlađuju nad vulkanskim (*Thorpe i dr., 1981*). Stene koje grade batolite, po sastavu odgovaraju

granodioritima i kvarcdioritima, koji su praćeni dajkovima andezitskog i bazaltnog sastava. Granitoidni batoliti, za razliku od vulkanita, zastupljeni su duž cele obale zapadne Amerike, od Aljaske do Antarktika. Masivi imaju linearno pružanje i ukazuju na postojanje dubokih fraktura duž kojih su magme pristizale. Stoga se ovi vulkanski lukovi često nazivaju i magmatskim.

Vulkanizam stvoren subdukcijom okeanske litosfere pod kontinentalnu je i jedan od mehanizama rasta kontinentalne kore, ali se ona može povećati i bočnim narastanjem, tj. pri spajanju delova ostrvskih lukova i kontinentalne kore. Tako narasla područja zapažena su na zapadnom obodu Severnoameričkog kontinenta (*Uyeda, 1982*).

Vulkani i vulkanske stene su u vulkanskim (magmačkim) lukovima česti. Pretežno su kalk-alkalnog sastava, najvećim delom **andeziti**, **daciti** i rioliti. Erupcije su uglavnom **eksplozivne** zbog prisustva vode, što dovodi do stvaranja **piroklastičnih stena**, poput vulkanskih breča, aglomerata, ignimbrita, tufova itd.



*Slika 185.
Planinski venac Anda
(označen belim
tačkicama)
je velikim delom
izgrađen od
magmačkih stena
vulkanskog luka; gore
desno: detalj masiva*

Erupcije vulkana kontinentalnih (i ostrvskih) lukova su relativno česte, a jaki zemljotresi predstavljaju značajan geološki rizik.

Magmatski lukovi imaju **negativnu gravitacionu anomaliju** u rovu i njegovom prednjem delu, koja je uzrokovana prisustvom relativno „laganih”, **sedimentnih stena zasićenih vodom**. **Pozitivna gravitaciona anomalija** je u samom vulkanskom luku i odražava prisustvo **hladne guste litosfere koja se nalazi ispod**.

Rov i prednji deo luka imaju **nizak toplotni tok** zbog hladne ploče koja leži ispod. **Središnji i zadnji deo luka** imaju **visok toplotni tok**, koji je uzrokovan prisustvom magme koja je smeštena u njihovom podinskom i središnjem delu.

Priču o vulkanskom luku završavamo ekonomskom stranom geologije. Glavna ekonomska karakteristika magmatizma vulkanskih luka su pojave **porfirskih ležišta bakra**, koja daju preko tri četvrtine ovog metala u svetu, polovinu molibdena, oko petine zlata. Porfirska ležišta bakra genetski su vezana za plitke intruzije u vulkanskom luku. Tipični primeri su rudnik Bingham u Juti, El Teniente u Čileu, Ok Tedi u Papui Novoj Gvineji itd. Utvrđena je veza rude bakra i stena domaćina koje su sastava od diorita do granodiorita, sijenita, kalijumom bogatih prelaznih i kiselih intruziva itd. Zajedničko svojstvo intruziva je plitak nivo intrudovanja, što ukazuje na to da su se hidrotermalni rastvori tokom kristalizacije magme iz nje izdvajali (zbog niskog pritiska), povećavali volumen i cirkulaciju kroz tektonski ispucale stene iznad i oko intruzije. Prelazni metali, **Cu, Mo i Au** i elementi kao što su **Cl i S** su inkompatibilni u silikatnim rastopima i obogaćuju se tokom frakcionisanja i rastvaraju u hidrotermalnim rastvorima kao hloridni kompleksi. Transportuju se kroz „razbijene” stene, gde se obaraju, talože zbog neutralizacije hidrotermi usled pada temperature, prezasićenosti ili reakcije sa okolnim stenama.

IV.1.2.2.3 PASIVNE KONTINENTALNE I OKEANSKE MARGINE

Zbog intenzivne tektonske aktivnosti područje subdukcije okeanske litosfere pod kontinentalnu litosferu naziva se **aktivna kontinentalna margina**.

Druga, strana ploče, okeanske ili kontinentalne litosfere, suprotna od ostrvskog ili vulkanskih luka je „mirna”. To je područje praktično bez tektonskih procesa, vulkanizma i zemljotresa. Ovaj prostor čine širok kontinentalni šelf, kontinentalna padina i abisalna zaravan, koji grade **pasivnu kontinentalnu marginu** (istočna obala Severne i Južne Amerike).

Pasivne margine ne označavaju granice ploča već granicu okeana i oboda kontinenta u kojoj je obično dubina do nekoliko stotina metara (slika 186).

Poznate su i pod nazivom „zadnja ivica” ili „atlantska margina” ili kao „svetski” koralni grebeni.

Okeanske pasivne margine se javljaju u okeanskim područjima, takođe su mirne, bez tektonike. Za razliku od aktivnih margina, koje imaju puno vulkana, na pasivnim marginama vulkanizam je veoma redak, ima ga samo u istočnoj Australiji.



Slika 186. Aktivna (crveno polje) i pasivna kontinentalna margina (belo polje)

Na osnovu morfotektonike, postoje dva glavna tipa pasivnih margina:

1. pasivne margine bez **značajne vertikalne deformacije**; i
2. pasivne margine sa marginalnim **narastanjem i velikim escarpmentom** (odronom).

Pasivne margine bez značajne vertikalne deformacije formiraju se jednostavnim povlačenjem kontinenta. Crveno more i Veliki australijski greben su primeri rane faze ovih procesa. U Patagoniji (Argentina) Atlantik se graniči sa obimnim ravnim prorezom kroz „stare” stene.

Istočna Australija ima vertikalne deformacije, dok ih veći deo južne obale nema. Južna Afrika ima velike odrone, istočna Afrika ne itd.

Veći deo istočnih obala Severne i Južne Amerike, zapadnih obala Evrope i Afrike i većina obala Indije, Antarktika i Australije jesu pasivne margine, gde se talože marinski karbonati i peščari. Ukupna debljina sedimenata pasivnih margina može biti i neverovatnih 15–20 km, i one su među najdebljim na Zemlji. Duž mnogih pasivnih margina su povoljni uslovi za formiranje, akumulaciju i čuvanje ugljovodonika, zbog čega su u fokusu intenzivnog istraživanja za eksploataciju nafte.

Podizanje i pad nivoa mora uzrokovao je i evaporaciju, kada su stvorene velike količine soli. Sa fazom tonjenja soli su prekrivene karbonatima i glincima. Tektonskim pokretima one su kao „dome” isplivavale na površinu, a na nekim mestima stvorile naftne „zamke”.

Pomenimo da pasivna margina Crvenog mora postepeno „evoluiru” u mladu okeansku litosferu (koru), formirajući široke priobalne ravnice poput onih duž istočne obale Severne Amerike. Ova tranzicija je važna u evoluciji pasivnih margina, jer označava promenu od riftovanja i zagrevanja litosfere do riftovanja i hlađenja litosfere. Hlađenje litosfere ispod pasivne granice dovodi do postepenog smanjivanja, „stezanja”, obično bez dramatične promene. Vulkanizam nestaje, a sedimentacija na marginama se menja, nema evaporata, dominiraju karbonati, glinci, peščari i sedimenti delta.

Drevne pasivne margine mogu se prepoznati, jer se nalaze u korenu kontinenta ili mikrokontinenta.

IV.1.2.2.4 SUTUR ZONE

Sudari, kolizije su „poslednja” faza subdukcije, kada se **dve kontinentalne ploče spoje, sudare stvarajući sutur ili kolizionu zonu** (slika 187). Tada subdukcija prestaje jer su dve kontinentalne ploče (litosfere) u trenutku sudara previše „debele” i „lake” da bi se mogle podvući jedna pod drugu.

Pre sudara između kontinentalnih ploča postojala je okeanska kora, litosfera, koja je sučeljavanjem „stisnuta”, zarobljena i tektonski preoblikovana. Najčešće navođen primer stvaranja sutur zone je nastanak Himalaja.

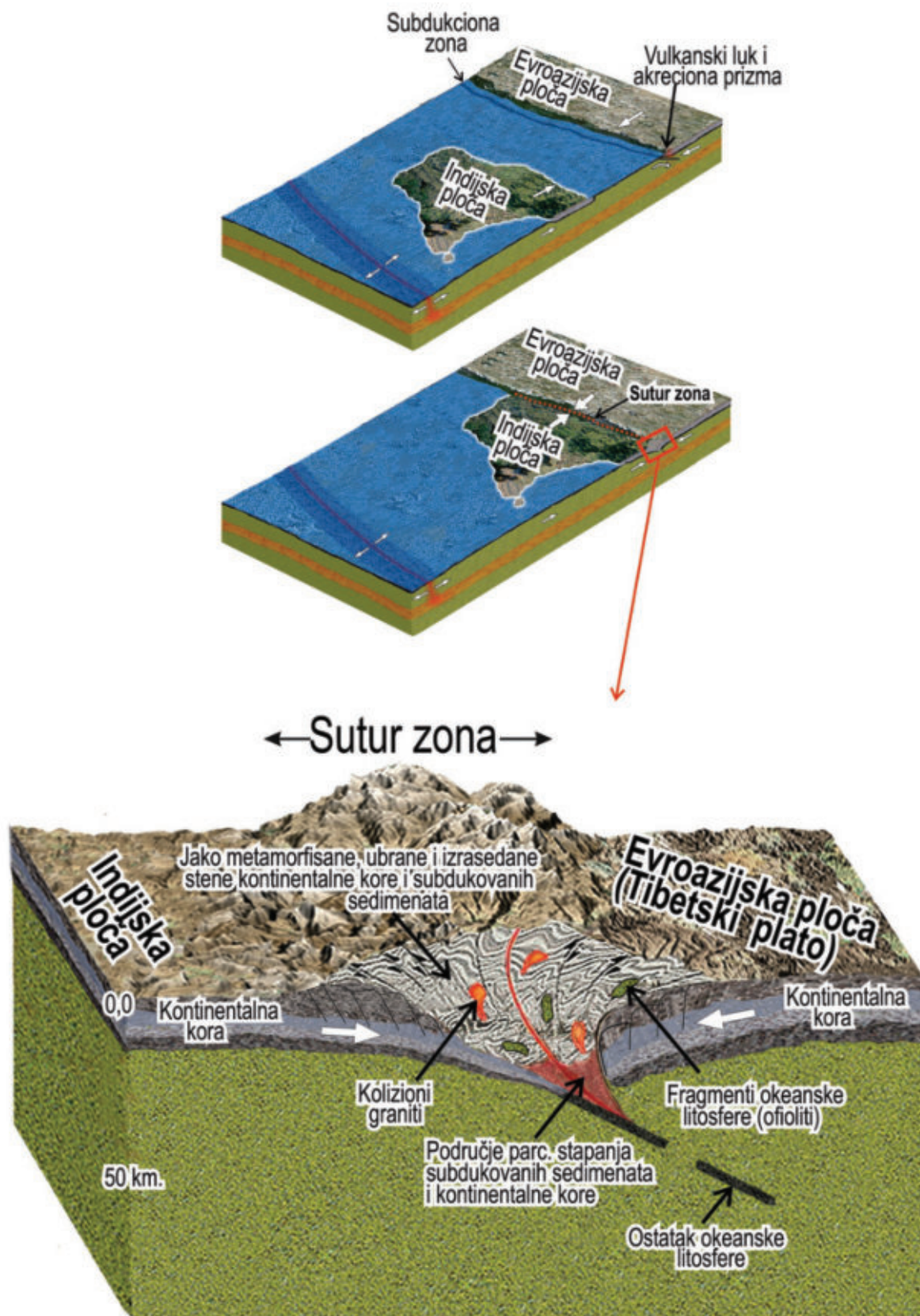
Područje sučeljavanja ili kolizije postaje zona odebljale kore, snažnog uzdizanja i vrlo složene tektonike i magmatske aktivnosti (*Harris i dr. 1986*). Osim sudara kontinentalnih ploča, sutur zone mogu biti „kombinacije” sudara kontinenta sa vulkanskim ili ostrvskim lukom, pasivnim i aktivnim marginama itd.

Debljina kontinentalne kore u zoni sučeljavanja je preko 70 km, a uzdizanje je potpomognuto i izostazijom. Pri snažnim tektonskim pokretima u kolizionim zonama deformacija se može proširiti i van sutur zona, kada nastaju uzdignuti platoi (Tibet) ili se stvaraju drugi planinski venci. Tibetanski plato i himalajski planinski lanac su široki oko 375 km, a kora ispod njih je dvostruko veća od „normalne” debljine. Smatra se da je tokom ovih procesa Tibetanska kora bila dovoljno zagrejana i parcijalno stapana, kada su stvorene velike mase intruzivnih, uglavnom kiselih magmatskih stena, koje su uzrokovale promene u izostaziji i odgovarajuće tektonske procese. Retko se sreću i vulkanske stene alkalnog karaktera.

Kontinentni sudari su najdramatičniji od kolizijskih događaja, sa primerom konvergencije i sudaranja Indije sa Evropom i Azijom, koji utiču na veliki deo kopnene mase sveta. Smatra se da su „stari” superkontinenti, Pangea i Rodinija nastali kolizijom manjih kontinenta.

Sudar kontinenta uglavnom stvara novi, veći kontinent. Stvoreni planinski pojasevi ili orogeni označavaju mesta sudara dve ploče, uglavnom kontinentalne.

Zone kolizije imaju značajne efekte i na globalne pokrete ploča. Subdukcija koja se odvija između dva kontinenta mora biti preneti negde drugde na planeti,



Slika 187. Sutur zona

jer se svi pokreti ploča moraju „nadoknaditi” kako bi se održala ravnoteža na Zemlji. To podrazumeva nastanak novih subdukcionih zona, „reorganizaciju” kretanja ploča i tako dalje.

Sudari, kolizije su „proizvodi” subdukcije, ali ne uvek. Mogu nastati i pri sučeljavanju ostrvskog luka i kontinenata, kada je pasivna margina na jednom delu, a aktivna na drugom delu kontinenta (Južna Amerika). Iza sutur zone u nekim slučajevima može se „pokrenuti” zona subdukcije, omogućavajući dalje kretanje ploča. Konvergencijom (sudarom) između kontinentalnih **ploča Indije i Evroazije** stvorena je **sutur zona, himalajski planinski lanac**, visine preko 8800 m i Tibetski plato, kao i široka zona deformacije koja se prostire do u Sibir i uključuje veći deo jugoistočne Azije (slika 188). Ovim snažnim i složenim tektonskim procesima krečnjački vrhovi Mont Everesta nastali su na dnu okeana Tetisa, koji je nekada odvajao Indiju i Aziju. Tokom kolizije, tektonskim pokretima su „pogurani” do nadmorske visine od skoro 9 km, kada je ovaj okean „zatvoren”, a nastali Himalaji. U fazi dekompresije, nastaju intruzivne kisele do intermedijarne stene ili lave andezitsko-dacitskog sastava praćenog alkalnim vulkanskim stenama. Kolizijom kontinenata nastali su i veliki metamorfni pojasevi. Kolizija pomenutih ploča Indije i Azije je, smatra se, iznosila oko 5–6 cm za godinu, što znači da je u zoni sudara moralo biti „smešteno” najmanje 1275 km² kore. Neki podaci ukazuju na to da je Indija potisnuta u Aziju za 600 kilometara.



Slika 188.
Nastanak Himalaja

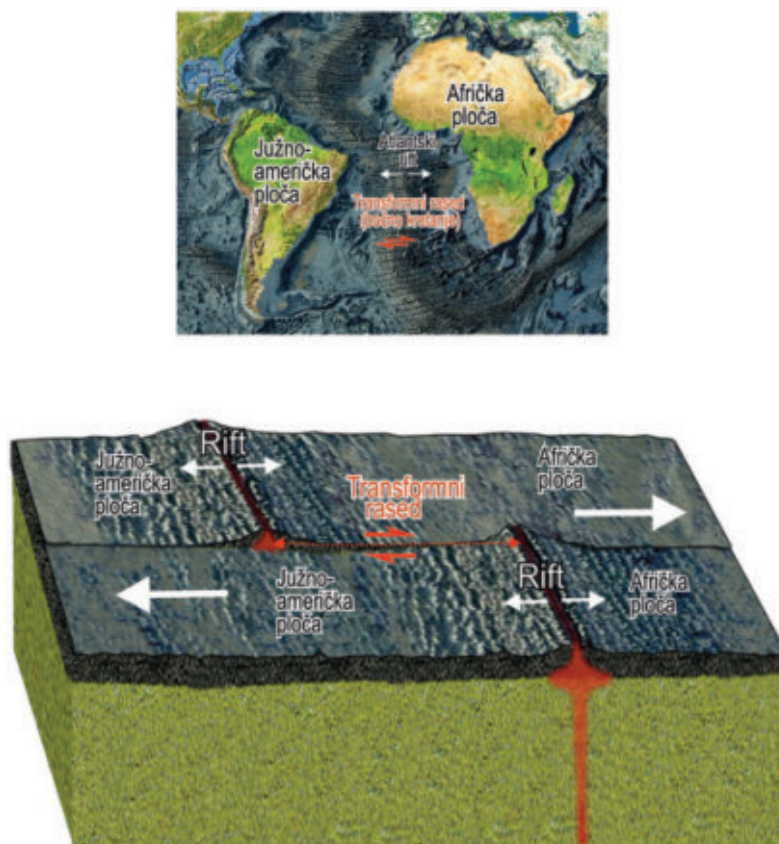
IV.1.3 TRANSFORMNE GRANICE PLOČA

Transformni rasedi su mesta gde se dve ploče ili njeni delovi bočno kreću i „prolaze” jedan pored drugog, uglavnom paralelno sa pravcem širenja, bez njihove destrukcije ili narastanja (slika 189). Okeanski grebeni se tektonskim procesima (razmicanjem ploča) razdvajaju u segmente, koji se „prilagođavaju” diferencijalnim kretanjem uzrokovanim širenjem ploča. Duž nekih transformnih raseda javljaju se slabi, plitki zemljotresi ili vulkanska aktivnost ograničena na određena područja.

Postoje tri tipa transformnih raseda: rift–rift, rift–rov i rov–rov rasedi. Najčešći su rift–rift transformni rasedi.

Transformni rasedi uglavnom se javljaju u **okeanskim bazenima**, gde osa srednjeokeanskog grebena, zbog razmicanja ploča, nije kontinuirana, već se kompenzira nizom raseda koji nastaju zbog zakrivljenosti površine Zemlje i diferencijalnih stopa rasipanja duž ose grebena.

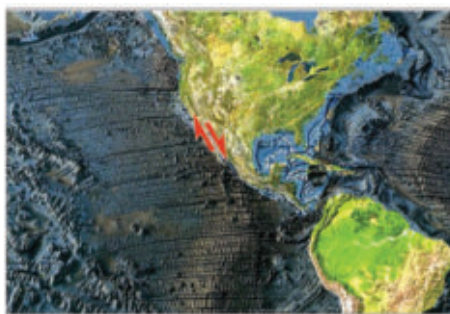
Na mnogim mestima u okeanskim basenima, srednjeokeanski grebeni su, zbog razmicanja okeanskih ploča, pomereni i transformnim rasedima podeljeni u više segmenata. Ovim procesima pomerene su i granice ploča.



Slika 189.
Transformni rased

U postojećoj literaturi sreću se transformni rasedi, definisani samo rastojanjem, kretanjem između rifta. Nazivaju se aktivni rasedi (zone), dok se ostala kretanja nazivaju pasivni rasedi (zone). Transformni rasedi su paralelni sa pravcem kretanja ploča pa se koriste i za procenu, brzinu razmicanja ploča. Procesi su u suštini bez podvlačenja ili širenja, već postoji samo **horizontalno kretanje**. Džon Tuzo Vilson (J. Tuzo Wilson) ovu pojavu je „ispravno” tumačio kao posledicu transformnih, bočnih horizontalnih kretanja usled „istezanja” okeanskog grebena i seizmičke aktivnosti duž zona loma na okeanskom dnu. Neki od većih transformnih raseda u okeanskom prostoru su Kaimanova zona na severnoj ivici karipske ploče i Eltanin, Galapagos, Pionir (Pioneer) i Mendocino zone u Pacifičkom okeanu. Pomenimo i

sistem alpskih raseda na Novom Zelandu i Anatolove prelomne sisteme u Turskoj i Iranu. Javlja se i u kontinentalnoj litosferi. Najpoznatiji transformni rased je San Andreas u Kaliforniji (slika 190), duž kojeg pacifička ploča klizi kraj severnoameričke ploče u smeru severozapada. Na njemu leži veliki grad San Francisko, koji je u svojoj istoriji pretrpeo nekoliko katastrofalnih zemljotresa. Transformni rasedi mogu prouzrokovati velike petrološke, strukturne i topografske diskontinuitete. Oni stvaraju stepenastu strukturu dužine od nekoliko, pa do preko hiljadu kilometara kada povezuju druge granice ploča i na taj način ih i menjaju. Količina „offseta” (traga) na transformnim rasedima kreće se od nekoliko do nekoliko stotina kilometara, a ovakav odnos se uklapa u geometriju širenja po sferi. Na kraju, pomenimo da se i najveći sistemi transformnih raseda na svetu nalaze na dnu okeana, u centrima srednje okeanskih grebena, i da predstavljaju najznačajniju topografsku osobinu na površini Zemlje.



Slika 190. Rased San Andreas

IV.2. VILSONOV CIKLUS

Kanadski geolog Džon Tuzo Vilson (J. Tuzo Wilson; slika 191), na osnovu postojećih saznanja o tektonici ploča, dao je sveobuhvatnu hipotezu o širenju morskog dna, subdukciji, aktivnosti pluma itd., koji imaju ključni značaj za stvaranje novih okeana i kontinenata. U literaturi je ta hipoteza poznata i opšte prihvaćena kao Vilsonov ciklus. Po ovoj hipotezi, prva faza je razlamanje, riftovanje kontinentalne litosfere, najvećim delom usled uticaja pluma, koja uzrokuje njeno pucanje i formiranje rifta (kontinentalnog), uz vulkanizam bazičnog sastava (plato bazalti) (slika 192). Primer ove početne faze Vilsonovog ciklusa je već prikazani Istočnoafrički rift.



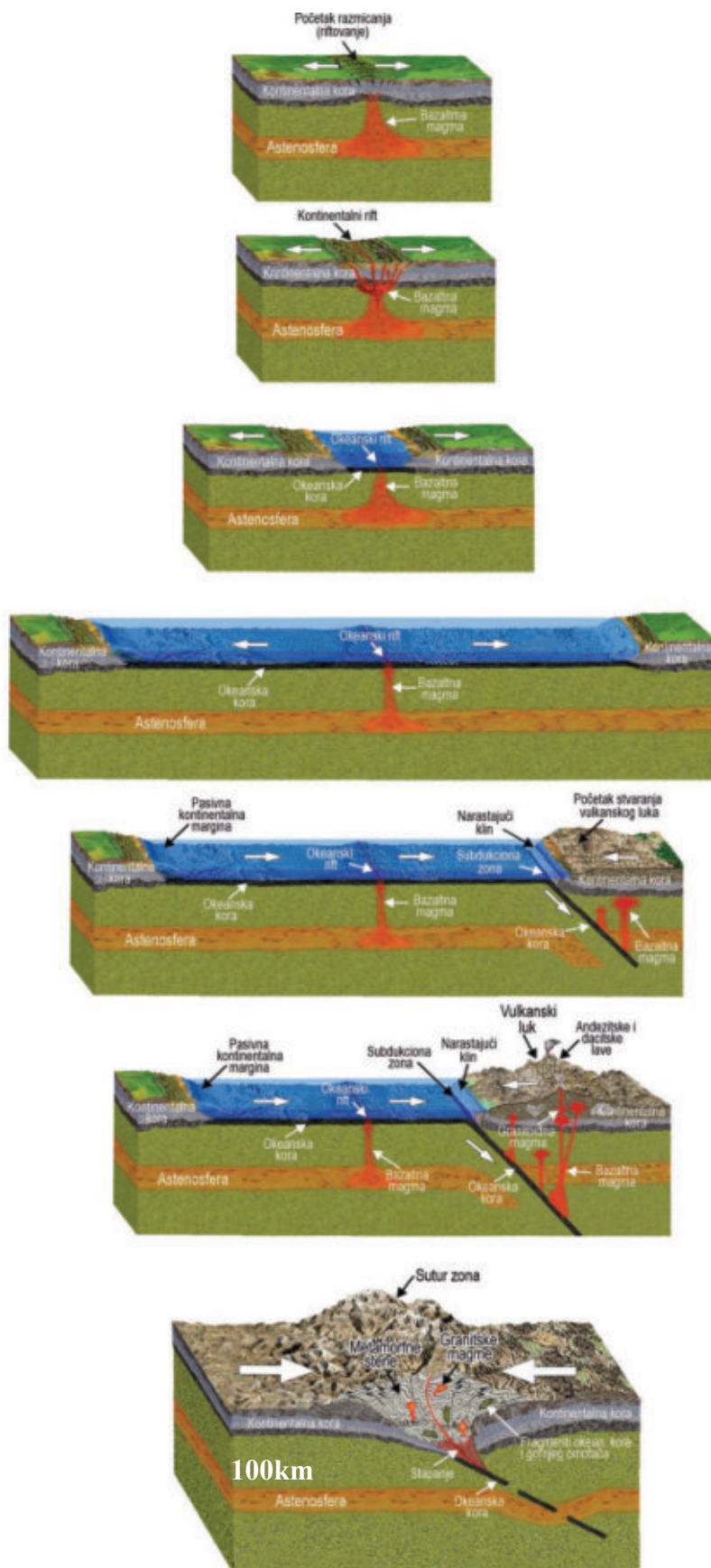
*Slika 191. Tuzo Vilson
(1908–1993)*

Daljim širenjem, riftovanjem kontinentalne litosfere stvara se prva (nova) okeanska kora, tj. litosfera uz nastanak okeanskog rifta i vulkanizam bazičnog sastava vezanog za okeanski prostor. Nastavak procesa riftovanja uzrokuje dalje stvaranje okeanske litosfere, kore, grebena, izlivanje ogromne količine lava (uglavnom kao jastučaste, *pillow* lave) i taloženje dubokovodnih sedimenata, kada se formiraju novi prostori, ploče. Tokom vremena bazaltne lave se hlade, postaju gušće i teže, zbog čega se okeanska kora kida i lomi.

Nakon najvećeg širenja (riftovanja) dolazi do promene pravca delovanja tektonskih pokreta, kada se okeanski basen zatvara, sužava. Stvorena okeanska litosfera zbog hlađenja postaje „teška” i počinje da se lomi. Po njenom obodu, na jednoj ili sa obe strane, javlja se subdukcija, podvlačenje okeanske pod okeansku ili okeanske pod kontinentalnu litosferu. Time se stvaraju se planinski venci, koji obično predstavljaju granice kontinenata. Nastaju i ostrvski ili vulkanski lukovi sa specifičnim magmatizmom, intruzivima i vulkanitima.

Finozrni sedimenti okeanskog dna, rožnaci, gline, karbonati itd. uz magmatске stene koje pripadaju okeanskoj litosferi – bazalte, dijabaze, gabrove, feldspat peridotite i peridotite iz gornjeg omotača, usled snažnih tektonskih pokreta i sužavanja okeanskog prostora kidaju se, ubiraju, metamorfišu, stvarajući specifičnu asocijaciju stena, melanž.

U završnoj fazi sučeljavanja, sudara (kolizije) dve kontinentalne ploče litosfere stvaraju se **sutur** zone, sa vrlo složenom i raznovrsnom geološkom građom i sastavom. Okeanski prostor se „zatvara”, a nastaju ogromni planinski venci (među kojima su i Himalaji), koji „vezuju” dva prethodno odvojena kontinenta u jedan novi, koji kasnijim procesima može proći novi Vilsonov ciklus. Postoje geološki



Slika 192.
Wilsonov ciklus

dokazi da se Vilsonov ciklus na jednom mestu javljao više puta. Pomenimo da su se tokom geološke istorije Zemlje, prema većini autora, odvila najmanje tri Vilsonova ciklusa, kada su postojali veliki superkontinenti u srednjem proterozoiku: Kolumbija (sreću se i nazivi Nuna i Hudsonland), zatim Rodinija i „najmlađa” Pangea.

IV.3. PALEOMAGNETIZAM I TEKTONIKA PLOČA

Sposobnost da pojedine stene zadobijaju magnetičnost koja je paralelna Zemljinom magnetnom polju, opisali smo u poglavlju Zemlja. Stena je magnetična jer sadrži magnetične minerale, okside gvožđa, (magnetit), gvožđa i titana (ilmenit) i drugih minerala, koji se najčešće javljaju kao sporedni minerali u steni. Osim pomenutih minerala, magnetna svojstva steni daju i pojedini silikati, biotit, hornblenda, pirokseni itd.

Osnova metode paleomagnetnih ispitivanja je da pojedine stene zadržavaju položaj magnetnog polja Zemlje u vremenu njihovog stvaranja.

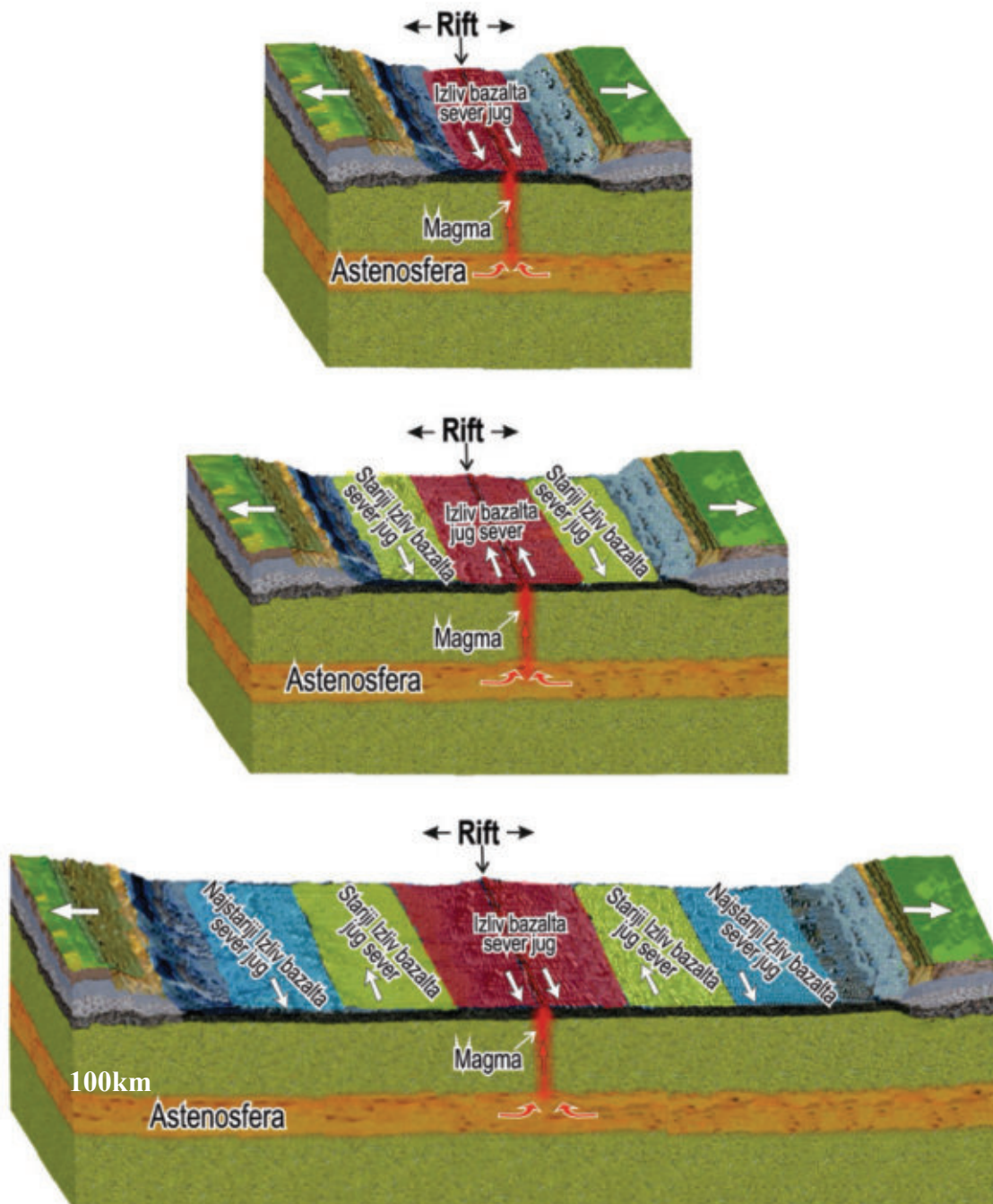
Trojica geofizičara Frederik Vajn (Frederick Vine), Drumond Metjuz (Drummond Matthews) i Lorens Morli (Lawrence Morley), na osnovu opsežnih proučavanja, ukazala su na to da izliveni bazalti (biće prikazani u poglavlju Magmatske stene) u svakoj riftnoj zoni, tj. srednjeokeanskom grebenu postaju magnetični i stiču magnetni polaritet u vreme izlivanja, tj. hlađenja magme. Oni su utvrdili linearne magnetne anomalije, „trake” koje imaju „svoje” magnetne zapise, tj. reverziju magnetnog polja Zemlje. Magnetični minerali (magnetit, titanomagnetit, ilmenit) koji kristališu hlađenjem bazaltne lave orijentišu se u smeru trenutnog, lokalnog magnetnog polja (slika 193).

Vulkanizam u srednjeokeanskim grebenima je polifazan i prati razmicanje kontinenata, tj. širenje okeanskog dna. Svaka faza u vreme izlivanja ostavila je sa obe strane rifta „zapis”, magnetnu „traku” sa položajem normalnog i inverznog magnetnog polariteta, tj. položaj magnetnog polja naše planete koji je bio obrnut u odnosu na prethodna, starija izlivanja bazalta, kada linije sila magnetnog polja dobijaju suprotan smer, a polovi zamene mesta. Merenja pokazuju da „trake” sa naizmeničnim magnetnim orijentacijama predstavljaju intervale reverzije od nekoliko hiljada do nekoliko miliona godina. Na taj način „zamrznuti” zapis magnetnog polja u okeanskoj kori predstavlja geološki dokaz o vremenu, karakteru i intenzitetu vulkanskih procesa kojima su lave stvorene, izlivena. Trake su orijentisane paralelno sa sistemom riftova, tj. anomalije su simetrične na obe strane grebena, što je uočeno na celoj našoj planeti u „poslednjih” 180 miliona godina, kada je lava počela da se izliva. Prema paleomagnetnim ispitivanjima, većina ploča se podjednako udaljava od centra širenja, riftnih zona, podjednako brzinom.

Podsetimo da je određivanje i nastanak magnetnih „traka” jedan od najvažnijih podataka u prihvatanju paradigme tektonike ploča i jedna od najtačnijih me-

toda za određivanje promena položaja, brzine kretanja kontinenata u geološkom vremenu.

Na osnovu ovih zapisa, paleomagnetizma, izračunati su pravci, brzina i vreme kretanja okeanskih i kontinentalnih ploča, položaji riftova, okeana, zona razmicanja i sučeljavanja (subdukcije), što je rezultat tektonike ploča koja traje i dok ovaj tekst čitate. Na taj način, okeanska kora sadrži trajne podatke o promeni zemljinog magnetnog polariteta.

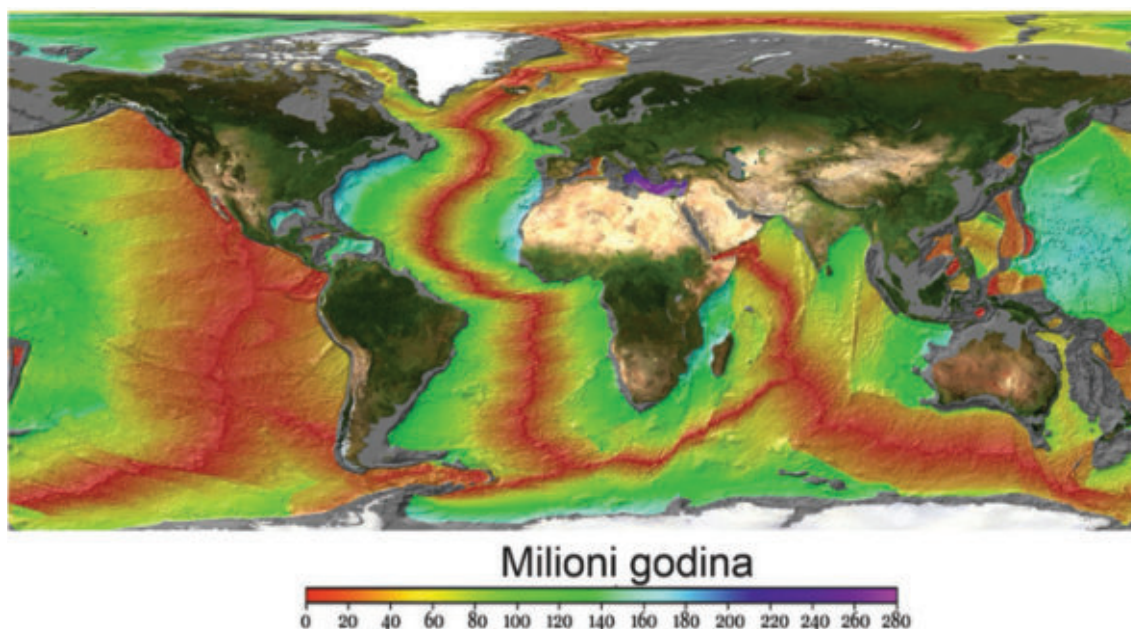


Slika 193. Paleomagnetizam

Na osnovu paleomagnetnih merenja određena su relativna kretanja ploča od jure do danas. Za stene starije od jure, određivanje položaja kontinenata na osnovu paleomagnetnih svojstava znatno je složenije i manje tačno (slika 194). Zbog toga rezultate paleomagnetnih proučavanja treba koristiti uz ostala geološka ispitivanja.

Paleomagnetizam je značajno doprineo razumevanju geoloških procesa tokom kretanja kontinenata, pre svega u Alpskoj orogenezi, koja je počela sredinom trijasa i još uvek traje. Uz geološka proučavanja i paleomagnetizam, izračunato je i „raspadanje” prakontinenta Pangee, koji se izdelio na manje kontinente, ploče koje „putuju” po našoj planeti menjajući položaj i veličinu. Taj proces nije završen i trajaće dok se naša planeta potpuno ne ohladi, kada će kontinenti „doploviti u poslednje luke” i tu večno ostati. Da, tada će i prestati život Zemlje i nas na njoj.

Paleomagnetizam ima i ograničenja. Magnetizam zavisi i od starog sačuvanog magnetnog polja jer pojedine stene primaju i zadržavaju magnetna svojstva tokom geološkog vremena. Ovo treba imati u vidu naročito kod paleomagnetnih ispitivanja u orogenim područjima, kao što je Varisijski orogeni pojas (u Evropi i Americi), gde se sreće remagnetizacija, tj. „brisanje” originalnog, primarnog magnetizma. Paleomagnetizmom se ne može utvrditi paleodubina na kojoj je stena nastala.



Slika 194. Starost okeanske kore dobijena na osnovu paleomagnetnih ispitivanja

ZAKLJUČIMO!

Tektonikom ploča objašnjavaju se mnogi geološki procesi i oblici: srednjo-oceanski riftovi, ostrvski i vulkanski lukovi, kolizija kontinentalnih ploča, položaj vulkana i zemljotresa na Zemlji, stvaranje planinskih pojaseva itd. Ona je prihvaćena od većine geologa koji u okviru svojih istraživanja prave modele koji se baziraju na konceptu teorije tektonike ploča.

Teorija tektonike ploča duboko je promenila način na koji geolozi „gledaju” Zemlju i pruža važan konceptualni okvir za razumevanje nastanka, smeštaja i globalne distribucije magmatskih, sedimentnih i metamorfnih stena. Ona takođe „pomaže” u objašnjavanju mesta zemljotresa, vulkana, rudnih ležišta, nastanka planinskih venaca i okeana.

Granice ploča su mesta sa najintenzivnijim i najsloženijim geološkim procesima. Na njima se stvara većina magmatskih stena, uključujući bazalte srednjeoceanskih riftova, bazične i alkalne stene unutar kontinentalnih riftova, vulkanske i intruzivne stene ostrvskih i vulkanskih lukova i bazalte basena iza lukova.

Oko 80% aktivnih vulkana je na granicama sučeljavanja ploča, 15% na granicama razmicanja ploča i 5% su tzv. „tople tačke” (engl. *hot spots*). Zemlja se razmicanjem ploča ne širi jer se ekvivalentna zapremina litosfere subdukuje.

IV. 4. KRATKA ISTORIJA GEOLOŠKOG ZNANJA I TEKTONIKA PLOČA

U svakom dobu razvoja geologije postojala je dominantna ideja, kroz koju se „videlo i razumelo” sve što se posmatralo. Takve ideje stvarali su umni ljudi, najčešće negirajući sve što je pre toga bilo prihvaćeno.

U 16. i 17. veku se smatralo da je Zemlja centar univerzuma. Za fosile su predlagane različite teorije o njihovom nastanku, a većina naučnika je verovala da su ostaci organizama pre potopa. Dotadašnje znanje o fosilima srušeno je i neslanom šalom koju su studenti priredili svom profesoru Johanu Beringeru sa Univerziteta u Vircburgu, koji je objavio obimnu paleontološku monografiju sa crtežima „fosila” koje su studenti pravili od gline i podmetali na mesta gde će ih on naći. „Zavera” je otkrivena kada se među fosilima našlo uklesano i profesorovo prezime.

Kada je Laplas objavio svoju hipotezu o stvaranju Zemlje iz Solarne nebule, narednih sto godina se smatralo da je hlađenje Zemlje i skupljanje njene kore uzrok nabiranja i stvaranja planina. Nakon toga su Hol i Dana definisali geosinklinale, jer je svaka deblja serija sedimenata bila geosinklinala. Kada se pojavila hipoteza o kretanju kontinenata, koja bolje objašnjava istoriju razvoja Zemlje i nastanak planina, svi su postali mobilisti.

Ne treba očekivati da je tektonika ploča poslednja reč geologije, jer je **iluzorno verovati** u bilo kakvo **definitivno rešenje u nauci**.

Objašnjenja geoloških procesa koja se baziraju na tektonici ploča nisu uvek jednoznačna. Smatra se da će se tokom vremena zameniti novim, tačnijim. Verovatno je da će mobilistički koncept razvoja Zemlje zadržati svoje mesto i u novim hipotezama i teorijama. Jedno pitanje u geologiji je stalno otvoreno. Koji će se geološki procesi u vremenu ispred nas odvijati na Zemlji? Da li će biti slabi ili

jaki tektonski pokreti? Da li će se stvoriti nove ploče, okeani, šta će nestati, a šta nastati?

Tektonika ploča ima pozitivnu viziju geološkog razvoja naše planete. Okeanske i kontinentalne ploče se tektonskim pokretima razlamaju, kidaju, sudaraju, stvarajući okeane i planinske vence. Himalaji su nastali kolizijom Azije i Indije, na njenom putu ka severu. Crveno more se otvorilo u miocenu, Zagroske planine jugozapadnog Irana su čelo Afrike koje se sudarilo sa Azijom. Atlantski okean se otvorio u juri, dok je Ural verovatno šav jednog zatvorenog okeana koji je nekada delio Evropu i Aziju.

Današnje megastrukture nagoveštavaju podelu naše planete u relativno skomrom geološkom vremenu: budući okeani naziru se na potezu rov Rajne – graben Kampidano na Sardiniji, a tu je i Istočnoafrički rift, koji će „pocepiti” Afriku. Naša planeta će promeniti oblik, raspored kopnenih masa i okeana. Slična kretanja su se dešavala kroz istoriju postojanja Zemlje, trajaće i dalje, dok ima energije u unutrašnjosti Zemlje koja je pokretačka sila za pomenute procese.

Tektonikom ploča objašnjena je većina geoloških događaja naše planete, ali je ona takođe otvorila nova pitanja koji čekaju odgovore. Petrologija je u okviru tektonike ploča dobila nove odgovore o uslovima stvaranja, mestu nastanka i smeštaju stena, njihovom sastavu, sklopu i međusobnom odnosu. T. Bart smatra da su saznanja dobijena na osnovu tektonike ploča dovela do značajnih pomaka u petrologiji. Postoje i drugačija mišljenja, ali se ne može poreći da je tektonika ploča otvorila nove vidike pomalo „sklerotične” geološke nauke i da je vredna pažnje i kao teoretski osnov za razmišljanje.

Teorija tektonike ploča daje i veliki broj odgovora za „buduće” geološke procese na Zemlji. Kontinentalne ploče će se tokom vremena povećavati, čime se smanjuje prostor za razvoj mobilnih oblasti, tj. orogene aktivnosti. U dalekoj geološkoj budućnosti, okeanska i kontinentalna kora će se ohladiti i „smiriti” jer će se potrošiti sva energija koju Zemlja još uvek ljubomorno čuva u svojoj unutrašnjosti. Nažalost, jedna gorka činjenica bdiye nad nama. Zemlja će se jednom ohladiti, smiriti i na njoj će prestati život kakav poznajemo.

Nadam se da je tekst sa priložima, crtežima i fotografijama bio jasan, razuman za prihvatanje hipoteza i teorija o sredinama stvaranju i prostornog položaja stena na našoj planeti.

Petrologija i nastanak stena u pomenutim tektonskim sredinama biće prikazani u narednim poglavljima.

