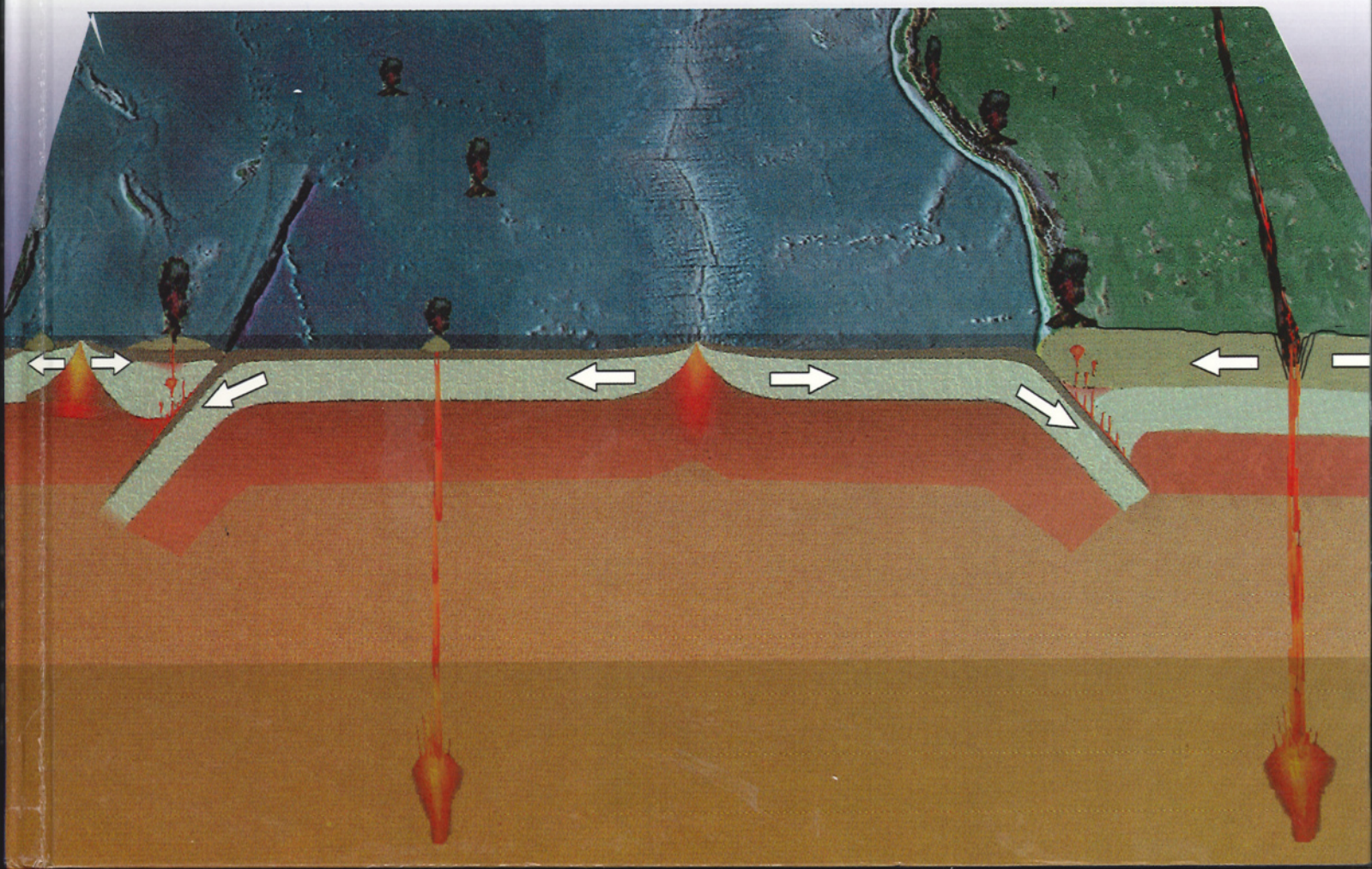


DRAGAN MILOVANOVIĆ
BLAŽO BOEV

ZEMLJA TEKTONIKA PLOČA I MAGMATIZAM



DRAGAN MILOVANOVIC
BLAZO BOEV

ZEMLJA TEKTONIKA PLOČA I MAGMATIZAM



BEOGRAD, 2001.

SADRŽAJ

Predgovor.....	9
Zemlja.....	11
Uvod.....	11
Nastanak Zemlje.....	11
Građa Zemlje.....	13
Kora.....	14
Omotač.....	14
Gornji omotač.....	15
Geotermalni gradijent.....	17
Hemijski i mineralni sastav gornjeg omotača.....	19
Sastav ultramafitskih ksenolita iz kinberlita i alkalnih bazalta.....	21
Sastav meteorita.....	22
Sadržaj volatila.....	22
Geohemija izotopa.....	22
Pirolit.....	23
Eksperimentalna proučavanja stena i minerala na visokim pritiscima i temperaturama.....	23
Parcijalno stapanje u gornjem omotaču.....	24
Konvekciona strujanja u omotaču.....	25
Donji Omotač.....	28
Jezgro.....	28
Kora.....	33
Uvod.....	33
Nastanak i razvoj kore.....	33
Sastav kore.....	34
Salski model.....	35
Anortozitski model.....	35
Komatitsko-bazaltni model.....	35
Tipovi zemljine kore.....	35
Okeanska kora.....	36
Ofioliti.....	38
Spiliti.....	40
Prelazna kora.....	42
Kontinentalna kora.....	42
Tektonika ploča.....	47
Uvod.....	47

Granice ploča.....	50
Granica razmicanja ili rift.....	50
Granica razmicanja u okeanskim područjima.....	52
Granica razmicanja unutar kontinenata.....	57
Granica razmicanja, rift u basenima iza luka.....	58
Granica podvlačenja ili subdukcija.....	59
Podvlačenje, subdukcija okeanske ploče pod okeansku ploču.....	60
Podvlačenje okeanske ploče pod kontinentalnu ploču.....	60
Sučeljavanje dve kontinentalne ploče.....	61
Transformni rasedi.....	63
Vilsonov ciklus.....	63
Magmatizam srednjeokeanskih riftova.....	69
Uvod.....	69
Smeštaj magme i njeno izlivanje.....	69
Okeanski riftovi sa brzim razmicanjem ploča.....	69
Okeanski riftovi sa sporim razmicanjem ploča.....	72
Petrogenetski model stvaranja bazalta srednjeokeanskih riftova.....	72
Petrografija bazalta srednjeokeanskih riftova.....	74
Hemijski sastav bazalta srednjeokeanskih riftova.....	75
Sadržaj izotopa.....	77
Sadržaj volatila.....	78
Magmatizam unutar kontinentalnih ploča.....	81
Uvod.....	81
Nastanak i razvoj kontinentalnog rifta.....	83
Petrogenetski model stvaranja vulkanskih stena u riftovima kontinentalnih ploča.....	85
Petrografija vulkanskih stena unutar kontinentalnih ploča.....	86
Hemijski sastav vulkanskih stena unutar kontinentalnih ploča.....	87
Sadržaj mikroelemenata u vulkanskim stenama unutar kontinentalnih riftova.....	87
Sadržaj izotopa.....	93
Kontinentalni plato bazalti.....	95
Petrografija kontinentalnih plato bazalta.....	96
Hemijski sastav kontinentalnih plato bazalta.....	97
Sadržaj mikroelemenata u kontinentalnim plato bazaltima.....	97
Radiogeni izotopi.....	101
Alkalni magmatizam unutar kontinentalnih ploča.....	102
Poreklo i stvaranje alkalnih magmi.....	102
Petrografija alkalnih vulkanskih stena, kimberlita i karbonatita.....	102
Stvaranje alkalnih vulkanskih stena u drugim geotektonskim sredinama	108
Bimodalni magmatizam.....	109
Graniti.....	110
Pegmatiti i apliti.....	112
Anortoziti.....	113
Magmatizam ostrvskih lukova.....	115
Uvod.....	115
Geneza magmi ostrvskih lukova.....	116
Grada ostrvskog luka.....	118
Nastanak i poreklo vulkanskih stena ostrvskih lukova.....	122
Mineralni i hemijski sastav vulkanskih stena ostrvskih lukova.....	124

Sadržaj mikro elemenata u vulkanskim stenama ostrvskih lukova....	126
Sadržaj izotopa.....	128
Magmatizam aktivnih kontinentalnih margina.....	133
Uvod.....	133
Stvaranje aktivne kontinentalne margine.....	133
Stvaranje magmi u aktivnim kontinentalnim marginama.....	138
Petrografija magmatskih stena aktivnih kontinentalnih margina.....	140
Hemijski sastav magmatskih stena aktivnih kontinentalnih margina...	140
Sadržaj izotopa.....	144
Okeanska ostrva.....	147
Uvod.....	147
Stvaranje okeanskih ostrva.....	147
Petrografija vulkanskih stena okeanskih ostrva.....	149
Hemijski sastav vulkanskih stena okeanskih ostrva.....	151
Baseni iza luka (back arc basins).....	155
Uvod.....	155
Stvaranje basena iza luka.....	155
Petrografija vulkanskih stena basena iza luka.....	156
Hemijski sastav vulkanskih stena basena iza luka.....	158
Literatura.....	163
Index pojmova.....	171

PREDGOVOR

Nastanak i razvoj magmatizma na Zemlji je pitanje-izazov za svakog geologa istraživača. Odgovor podrazumeva poznavanje petrologije, ali i osećaj za prostor i vreme u kojima se magmatske stene stvaraju i javljaju. Kako ih spoznati, razumeti, koliku im važnost dati u sopstvenom istraživanju?

Tektonika ploča, deo geologije, rođena je pre tridesetak godina. Vrlo brzo postaje ideja vodilja i osnova za interpretaciju rezultata većine geologa, posebno petrologa, regionalnih geologa i geologa-istraživača ležišta mineralnih sirovina. Osamdesetih godina tehno revolucija je ogromnim koracima ušla i u nauku: kompjuteri, mikrosonda, izotopi. Život se zahuktava, vreme brže leti. Mogućnost pristupa, pregleda i obrade velikog broja podataka, visoka tačnost analitičkih podataka, promenili su način istraživanja i razmišljanja, ne samo u geologiji. Teorija tektonike ploča i stvaranje magmatskih stena novim saznanjima se potvrđuju, dopunjavaju, menjaju, ali se otkrivaju i nove tajne geoloških procesa na Zemlji, na koje još uvek nema pravih odgovora.

Na ovu temu mnogo je knjiga napisano, ali ih na našem prostoru nema. Dovoljan razlog da se napiše knjiga koja je pred Vama. To je, zapravo, priča dva pedesetogodišnjaka koji su videli, čuli, pročitali, i o tome bezbroj puta govorili.

Knjiga ZEMLJA, TEKTONIKA PLOČA I MAGMATIZAM je skromnog obima i predstavlja sumarno izvedene teorije i hipoteze o tektonici ploča i magmatizmu. Nastojali smo da otklonimo neke nedorečenosti, nedoslednosti, pa i greške u literaturi od nekoliko hiljada strana koja je bila autorima na raspolaganju. U nju je svakako utkan i obiman sopstveni rad iz ove oblasti.

Knjiga je namenjena studentima, asistentima, profesorima geologije, geolozima, geografima i poštovaocima geonauka. Želja nam je da podstaknemo na razmišljanje i eventualno promenimo spoznaju o geološkim procesima na Zemlji, posebno sredini i načinu stvaranja magmatskih stena.

Priloženi modeli, slike i sheme, rađeni su na osnovu postojećih iz literature, ali uz skoro redovne dopune i korekcije koje su često bile takvog obima da se većina njih mogu smatrati autorskim delima. Samo je mali broj prikazanih slika zadržao originalnost. Svaki stručni termin u knjizi usaglašen je sa lektorom.

U pisanju knjige mnogo su nam pomogli prof. Stevan Karamata i prof. Milenko Vukov, koji su svojim sugestijama, predlozima i primedbama doprineli da knjiga izgleda ovako. Na pomoći se takode zahvaljujem Prof. Nebojši Vasiću i asistentu Vesni Matović.

Na strpljenju i podršci hvala Đini, Biljani i Dragani.

U Beogradu, januara 2001. god.

Prof. dr Dragan MILOVANOVIĆ



ZEMLJA

UVOD

U poslednjih dvadesetak godina, razvojem novih analitičkih metoda, naglo su unapređena geohemijska i izotopska proučavanja koja su omogućila bolje razumevanje stvaranja Zemlje i planeta Sunčevog sistema. Ispitivanja stena, minerala, meteorita, ultramafitskih uklopaka iz Zemljinog omotača itd., uz astronomske i geofizičke podatke, dala su nove podatke za izradu novih modela nastanka i razvoja Zemlje i Sunčevog sistema.

NASTANAK ZEMLJE

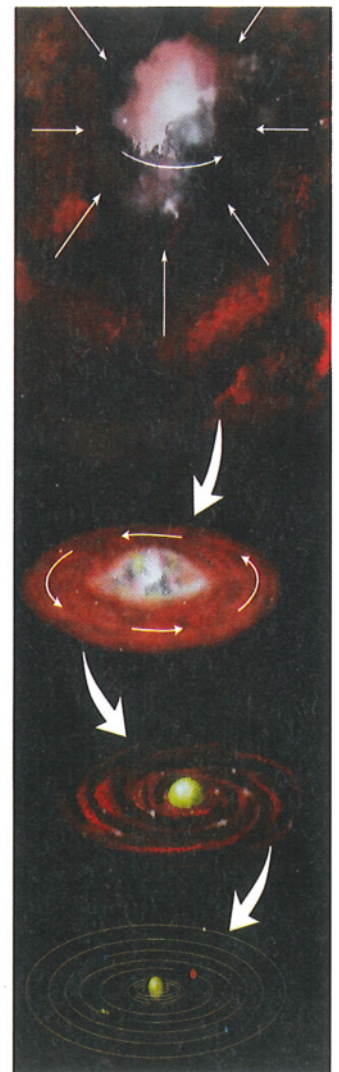
Obrazovanje Zemlje je deo procesa formiranja planeta Sunčevog sistema. Mada postoje brojni modeli stvaranja, mehanizam solarne gasne nebule najbolje se slaže sa podacima petrologije, geohemije, astrofizike i kosmohemije (sl. 1). U vezi sa stvaranjem Zemlje i planeta oko Sunca nameću se tri pitanja:

- kako je Sunce zadržalo materijal od koga su stvorene planete;
- kako je došlo do kondenzovanja materijala, i
- kako su planete stvarane (narastale).

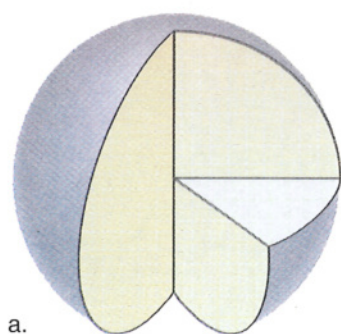
Gravitacionom energijom došlo je do spajanja komada čvrstog materijala, kada je dobijena veća masa ubrzala rotaciju a gasna nebula dobila oblik diska. Pretpostavlja se da su planete Sunčevog sistema stvorene iz jedne gasne nebule, približno u isto vreme.

Formiranje Zemlje (sl. 2) i ostalih planeta počinje transformacijom gasne nebule u disk, kada se vrši diferencijacija materije i stvaranje jedinjenja Mg, Al, Na, O, Si, Fe, Ca bližih Suncu, a u hladnijim delovima (daljim od Sunca) jedinjenja C, N, Ne, S i halogenih elemenata. Zbog toga unutrašnje planete Sunčevog sistema, Merkur, Venera, Zemlja i Mars pripadaju grupi stenovitih (terestičnih) planeta. Spoljašnje planete (Jupiter, Saturn, Uran i Neptun) su znatno veće i izgrađene uglavnom od gasova (sl. 3).

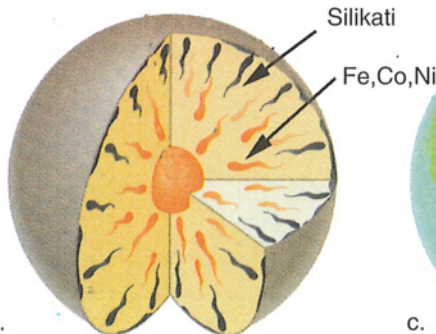
Važno pitanje u vezi sastava planeta Sunčevog sistema je sadržaj i međusoban odnos volatilnih i refraktornih elemenata i jedinjenja.



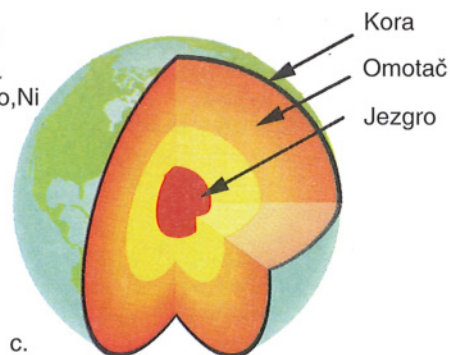
Sl. 1 Nastanak planeta Sunčevog sistema kondenzacijom gasne nebule



a.



b.



c.

Sl. 2 Faze stvaranja zemlje:

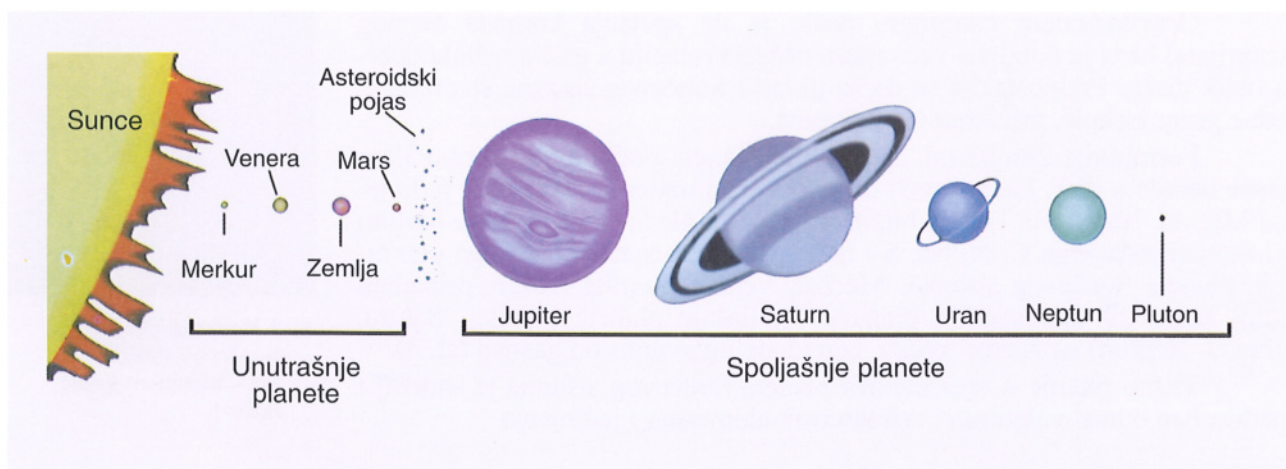
- Primarna, nediferencirana zemlja
- Diferencijacija i akumulacija teških metala (Fe, Co, Ni...) ka jezgri i silikata u omotaču
- Sadašnja struktura Zemlje

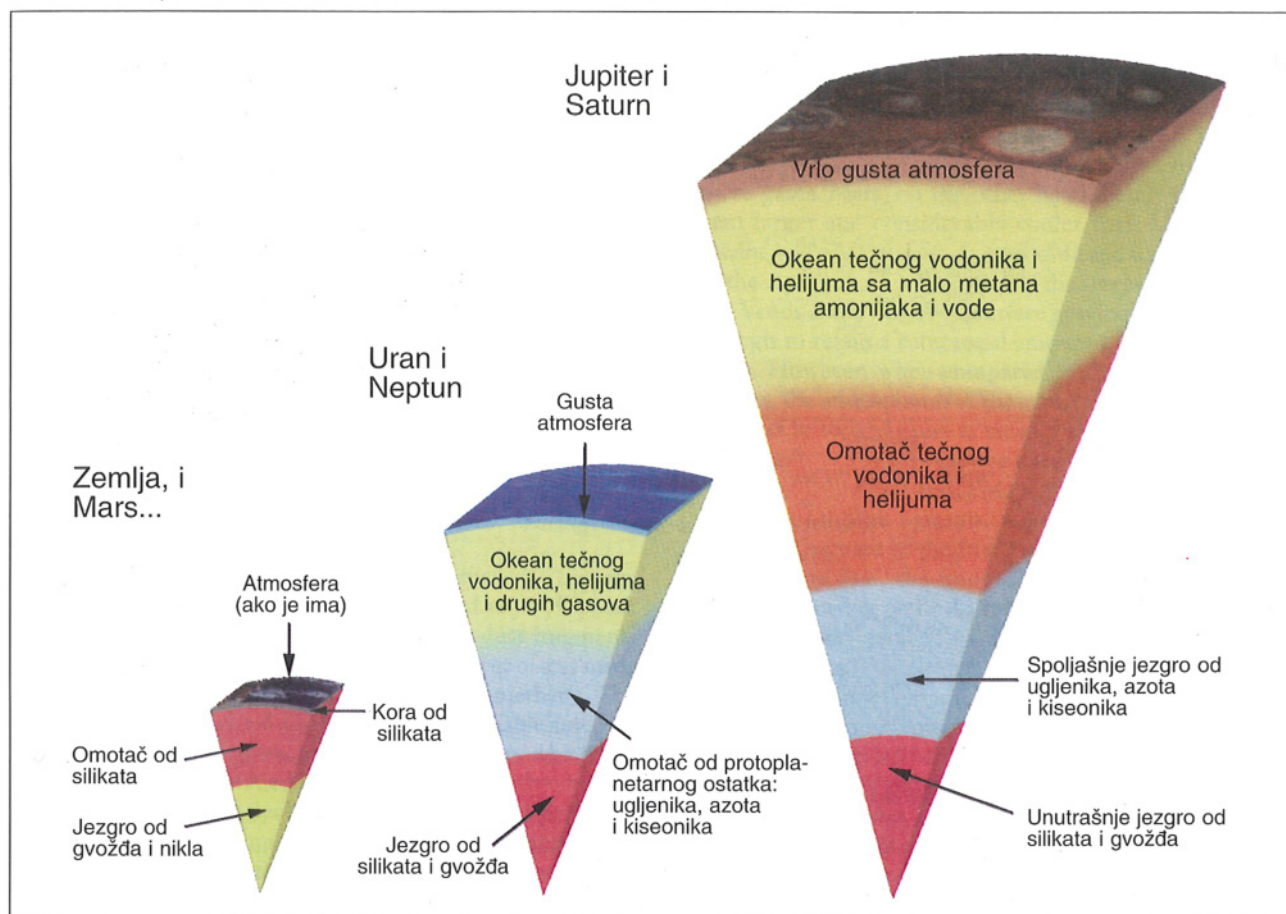
Volatilni elementi i jedinjenja (vodonik, kiseonik, ugljendioksid, voda i dr.) se na visokim temperaturama iz silikatnog rastopa izdvajaju u gasovitom stanju dok refraktorni elementi (gvožđe, magnezijum, silicijum, aluminijum i dr.) ostaju u rastopu. Refraktorni elementi se, u zavisnosti da li prate kiseonik ili sumpor, dele na oksifilne, halkofilne itd.

Sastav planeta zavisi od njihovog položaja unutar nebule kada je počela kondenzacija (sl. 4). Lakši elementi (gasovi) su „napustili” planete bliže Suncu zbog visoke temperature ili male gravitacije. Pojedine planete su, međutim, delom zadržale gasove od kojih su formirale atmosferu. Rastojanje planeta od Sunca odredilo je u kom obliku su ostali gasovi: kao atmosfera na Veneri, kao atmosfera i voda na Zemlji ili samo kao ledene kape na Marsu. Samo u pogodnim uslovima stvorio se život (na Zemlji) koji je promenio sastav primarne atmosfere (izdvajanjem slobodnog kiseonika, ugljendioksida, azota) i uz tektonske pokrete, omogućio intenzivnu eroziju. Na planetama gde nema atmosfere, nema ni erozije, pa je zato njihova prvobitna morfologija ostala sačuvana.

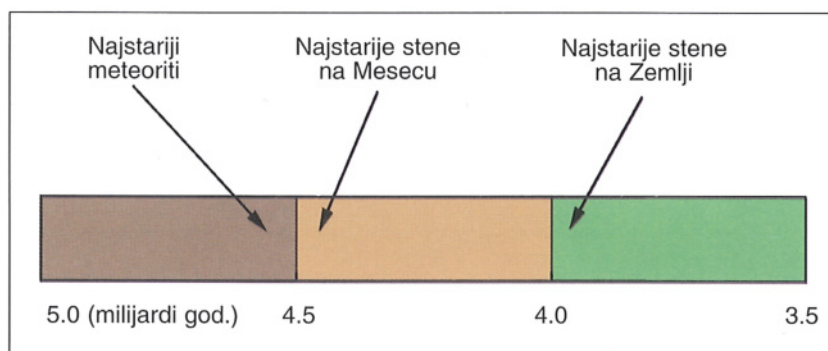
Starost univerzuma može biti i više od 20 milijardi godina, ali se formiranje Sunčevog sistema verovatno dogodilo znatno kasnije. Najstarije stene na Zemlji obrazovane su pre oko 4 milijardi godina (sl. 5). Gabroanortoziti sa Meseca su stari oko 4.4 do 4.5 milijardi godina. Slična starost dobijena je i proučavanjem meteorita. Svi ovi podaci ukazuju da su Zemlja i planete Sunčevog sistema obrazovane pre oko 4.5 do 5 milijardi godina.

Sl. 3 Planete Sunčevog sistema





Sl. 4 Sastav planeta Sunčevog sistema

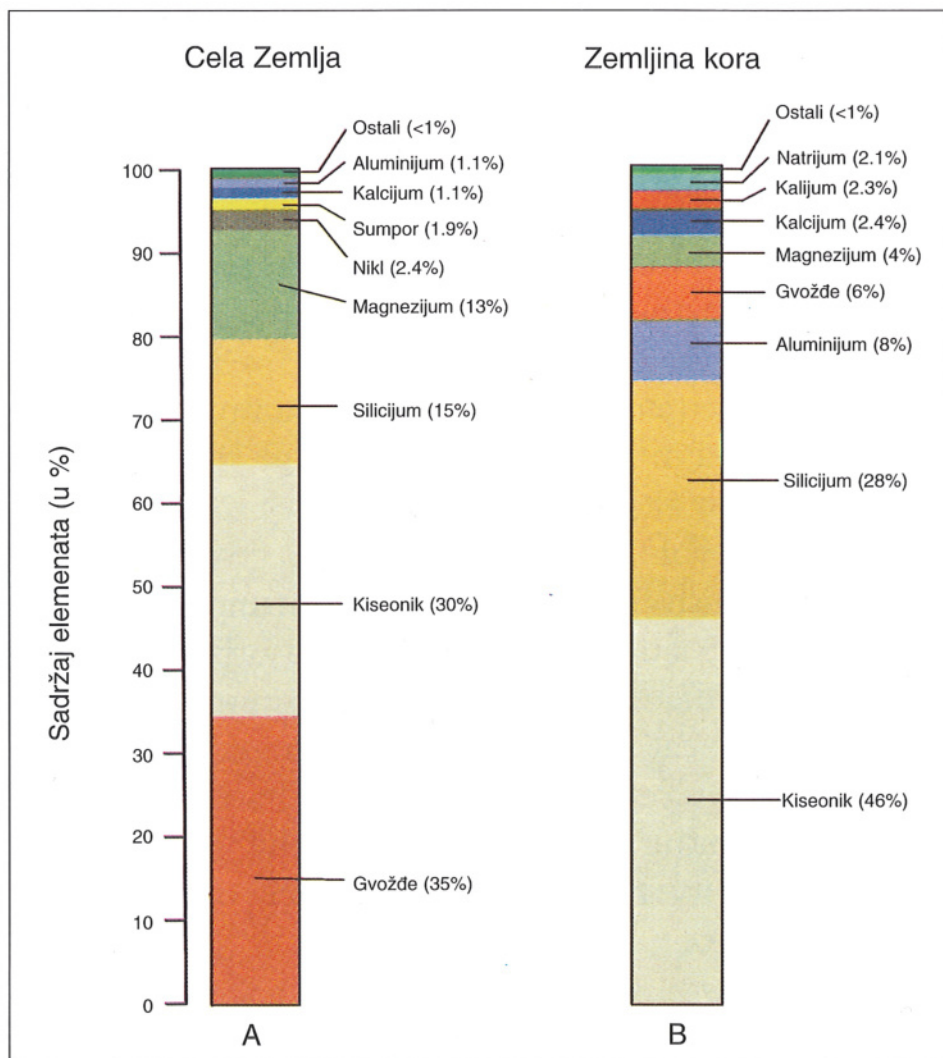


Sl. 5 Starost stena Zemlje, Meseca i meteorita

GRAĐA ZEMLJE

Struktura i unutrašnja građa Zemlje utvrđene su na osnovu petroloških, geohemijskih i geofizičkih proučavanja. Rezultati ukazuju da je Zemlja izgrađena od gvožđa, kiseonika, silicijuma i magnezijuma koji čine oko 90% njene mase (sl. 6A).

U Zemlji postoji zonarna raspodela elemenata izdvojenih po sličnim geohemijskim karakteristikama. Teški elementi, gvožđe, nikl, kobalt i dr. se najvećim delom nalaze u jezgri ili donjem omotaču. Lakši elementi, kalcijum, natrijum, kalijum akumulirani su u zemljinom gornjem omotaču, i naročito u kori (sl. 6B) zbog nemogućnosti da se ugrade u minerale koji ulaze u sastav omotača ili jezgra.



Sl. 6 Hemijski sastav Zemlje (A) i zemljine kore (B)

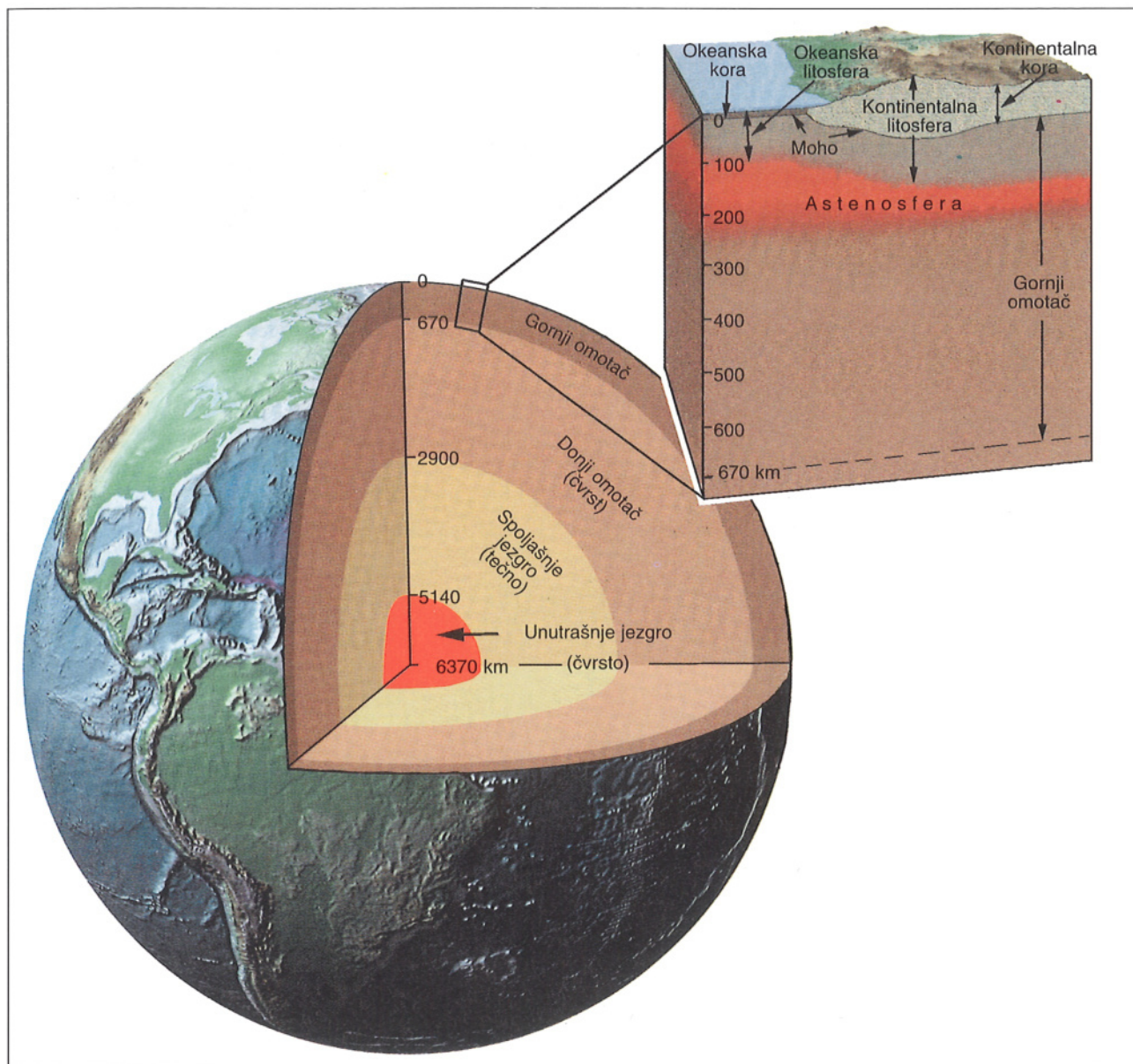
Na osnovu pomenutih proučavanja, smatra se da Zemlja ima slojevitou građu koju čine kora, omotač i jezgro (sl. 7).

Kora

Kora je spoljni deo Zemlje i predstavlja područje iznad Moho diskontinuiteta. Prema mineralnom i hemijskom sastavu i načinu stvaranja deli se na okeansku koru (debljine 3-12 km) i kontinentalnu koru koja je znatno deblja (do 80 km). O kori će biti znatno više reči u narednom poglavlju.

Omotač

Omotač gradi oko 83% volumena, odnosno 63% mase Zemlje i od jezgra je odvojen stopljenom sferom. Na osnovu hemijskog, odnosno mineralnog sastava i fizičkog stanja, deli se na gornji omotač i donji omotač.



Sl. 7 Unutrašnja građa Zemlje

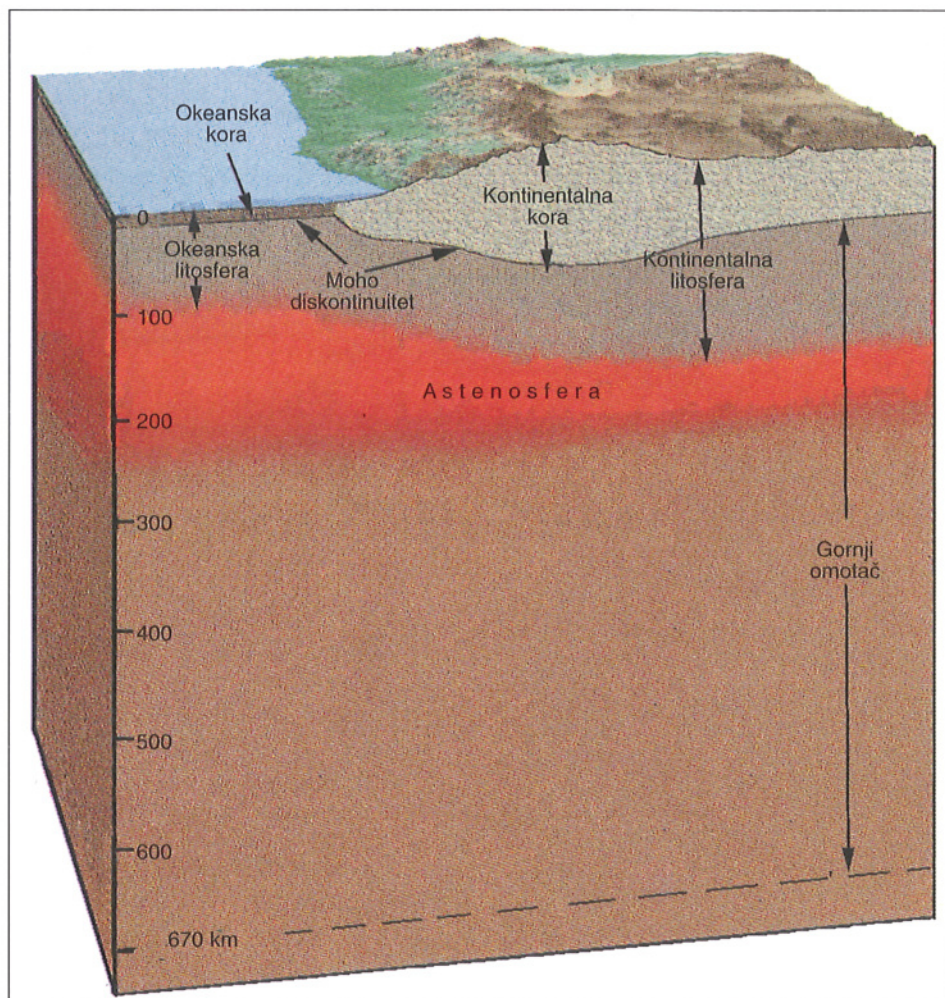
Gornji omotač

Gornji omotač je deo Zemlje ispod kore (okeanske i kontinentalne), tj. Moho diskontinuiteta. Obuhvata astenosferu i ide do dubine od 670 km (sl. 8). Gornji deo gornjeg omotača čine dublji deo litosfere i astenosfera.

Litosfera je deo Zemlje iznad astenosfere, koju grade gornji deo gornjeg omotača i kora. Litosfera se može posmatrati kao mozaik ploča koje su ograničene okeanskim riftovima, subdukcionim zonama i transformnim rasedima. Smatra se da je granica donjeg dela litosfere i astenosfere predstavljena izotermom na oko 1200°C. Litosfera se na osnovu mineralnog sastava, strukture i fizičko-mehaničkih svojstava deli na okeansku litosferu i kontinentalnu litosferu.



Sl. 8 Gornji omotač



Okeanska litosfera se nalazi ispod okeanskih područja u kojima je razvijen okeanski tip kore. Okeanska litosfera biva „pojedena” u subdukcionim zonama, ali se taj „gubitak” nadoknađuje stvaranjem nove okeanske litosfere u područjima razmicanja ploča (okeanskim riftovima). Na taj način ona se stalno obnavlja, tj. recikliše u dubljim delovima omotača. Debljina okeanske litosfere varira od oko 50 km u zoni širenja ploča, do 125 km u područjima dalje od razmicanja ploča gde je obično i najstarija. U najvećem delu okeanska litosfera je debljine oko 100 km.

Kontinentalna litosfera se nalazi ispod kontinentalnih štitova i znatno je starija od okeanske. Njena debljina je od oko 80 km do 200 km. Donji deo kontinentalne litosfere je mnogo teže seizmički definisati nego donji deo okeanske litosfere.

Astenosfera se prostire ispod okeanske i kontinentalne litosfere. To je zona malih brzina seizmičkih talasa koji su jako oslabljeni ili čak izostaju indicirajući prisustvo stopljene faze. Astenosfera, pošto je polutečna, omogućava kretanja ploča (okeanske i kontinentalne litosfere) koje se nalaze iznad nje. Ispod kontinentalne litosfere astenosfera je debljine oko 30-50 km, dok je ispod okeanske litosfere astenosfera deblja, do 100 km. U području okeanskih riftova astenosfera se nalazi na znatno manjim dubinama nego ispod okeanske i kontinentalne litosfere.



Geotermalni gradijent

Smatra se da izvor toplote u gornjem omotaču i donjem delu okeanske i kontinentalne kore najvećim delom potiče zbog prisustva radioaktivnih elemenata U, Th i K. Ova hipoteza pretpostavlja da su izotopi ovih elemenata usled diferencijacije akumulirani bliže površini Zemlje, u kontinentalnoj kori, zbog čega je donji deo gornjeg omotača siromašniji u ovim radioaktivnim elementima. Toplota koju daje omotač je, zbog njegovog velikog volumena, verovatno ista ili slična onoj koju daje kontinentalna kora. Mogući prinos toplote u gornjem omotaču uključuje i kretanje konvekcionih strujanja, adiabatsku kompresiju, frikciono zagrevanje, egzotermne promene itd.

Različita su mišljenja o poreklu i nastanku toplote u Zemlji. Izvori početnog zagrevanja bili su:

- energija slepljivanja čvrste faze i kondenzacija gasnog materijala nebulare dok je planeta rasla sa sve većim zbijanjem mase;
- radioaktivnog porekla čime je stvorena značajna količina toplote, naročito od kratko „živećih“ izotopa;
- formiranjem jezgra, za koje se smatra da je egzotermni proces.

Znanje o geotermalnom gradijentu je važno za razumevanje procesa parcijalnog stapanja u gornjem omotaču (sl. 9). Može se utvrditi posredno, na osnovu prinosa toplote, toplotne provodljivosti stena itd. Geotermalni gradijent zavisi od niza faktora:

- od početne temperature Zemlje;
- količine toplote zavisno od dubine;
- procesa formiranja kore itd.

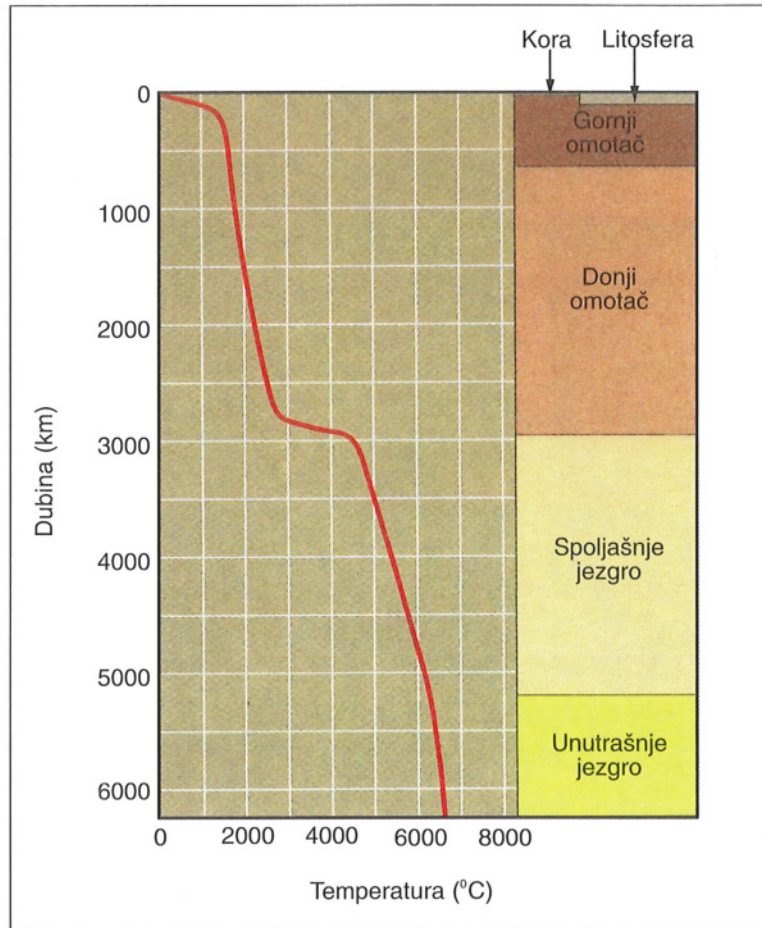
Svaka geološka sredina ima određen geotermalni gradijent, ali se prosečan porast temperature u kontinentalnim delovima Zemlje kreće oko 30°C po kilometru dubine (sl. 10). Najveći geotermalni gradijent je u području okeanskih riftova gde temperatura raste i preko 100°C po kilometru dubine i ukazuje da se astenosfera nalazi na vrlo malim dubinama. Ovaj gradijent, jasno je, ne može se univerzalno primeniti jer bi se po njemu dobile nerealno visoke temperature u dubljim delovima okeanske kore i omotača. Stoga se procena temperature u odnosu na dubinu određuje:

- na osnovu termalne evolucije Zemlje, uključujući i model formiranja kore;
- na osnovu brzine seizmičkih talasa, provodljivosti elektriciteta, toplote i drugih fizičkih svojstava stena;
- na osnovu radioaktivnih izvora na Zemlji.

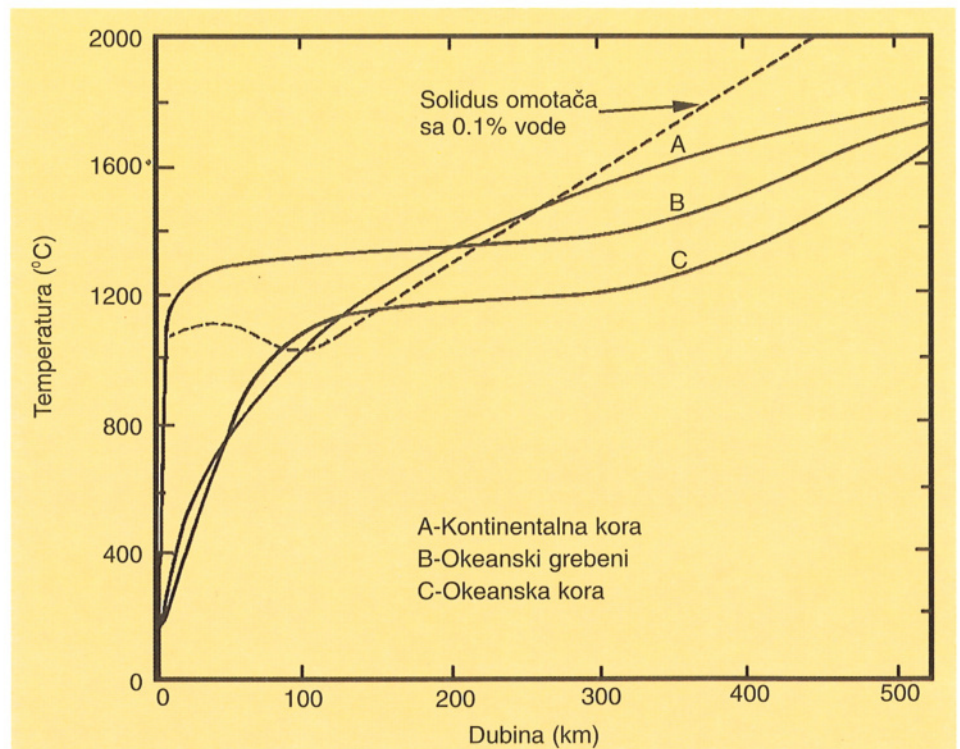
Razlike u odnosu dubine i temperature u okeanskoj i kontinentalnoj kori i gornjem delu gornjeg omotača postoje, ali se geotermalni gradijenti različitih geoloških sredina ujednačavaju na dubini od oko 200 km.



Sl. 9 Geotermalni gradijent
Zemlje



Sl. 10 Geotermalni gradijent
različitih geoloških sredina





Hemijski i mineralni sastav gornjeg omotača

Gornji omotač je hemijski i mineraloški složen. Heterogen sastav gornjeg omotača je nastao razvojem Zemlje i različitog stepena parcijalnog stapanja koje se u njemu javlja. Procesi konvekcionih strujanja su delom homogenizovali ove razlike, naročito u gornjem delu gornjeg omotača, ispod litosfere, mada se pretpostavlja da i u njemu postoje „zarobljeni” parcijalni rastopi koji se još nisu izdvojili i formirali magmu.

Priroda, razmera, očuvanost i istorija stvaranja heterogenog omotača i dalje ostaju delom nepoznati. Sastav gornjeg omotača se kroz geološko vreme menjao. Veoma je interesantno i pitanje da li je diferencijacija elementa neprekidan ili diskontinuiran proces.

Geohemijska proučavanja takođe ukazuju da je omotač heterogenog sastava. Predloženi modeli idu od jako stratifikovanih do nestratifikovanih. Slični zaključci mogu se izvesti i na osnovu sadržaja izotopa i pojedinih inkompatibilnih elemenata koji su manje izloženi uticaju frakcione kristalizacije ili kontaminacije nego glavni elementi. Tako na primer, bazalti srednjeokeanskih riftova su izdvojeni iz gornjeg dela gornjeg omotača osiromašenog inkompatibilnim elementima. Sadržaj pojedinih izotopa ukazuje da je ovakav izvor postojao poslednjih dve milijarde godina. Izvori u dubljim delovima gornjeg omotača (ispod 400 km) su, međutim, obogaćeni (odnosno neosiromašeni) inkompatibilnim elementima u poređenju sa izvorom bazalta srednjeokeanskih riftova. Kako su ovi heterogeni rezervoari formirani i kako su „preživeli” u omotaču u kome ima konvekcionih strujanja, predmet je ove rasprave. O tome postoje različite hipoteze koje će biti razmatrane u sledećim poglavljima.

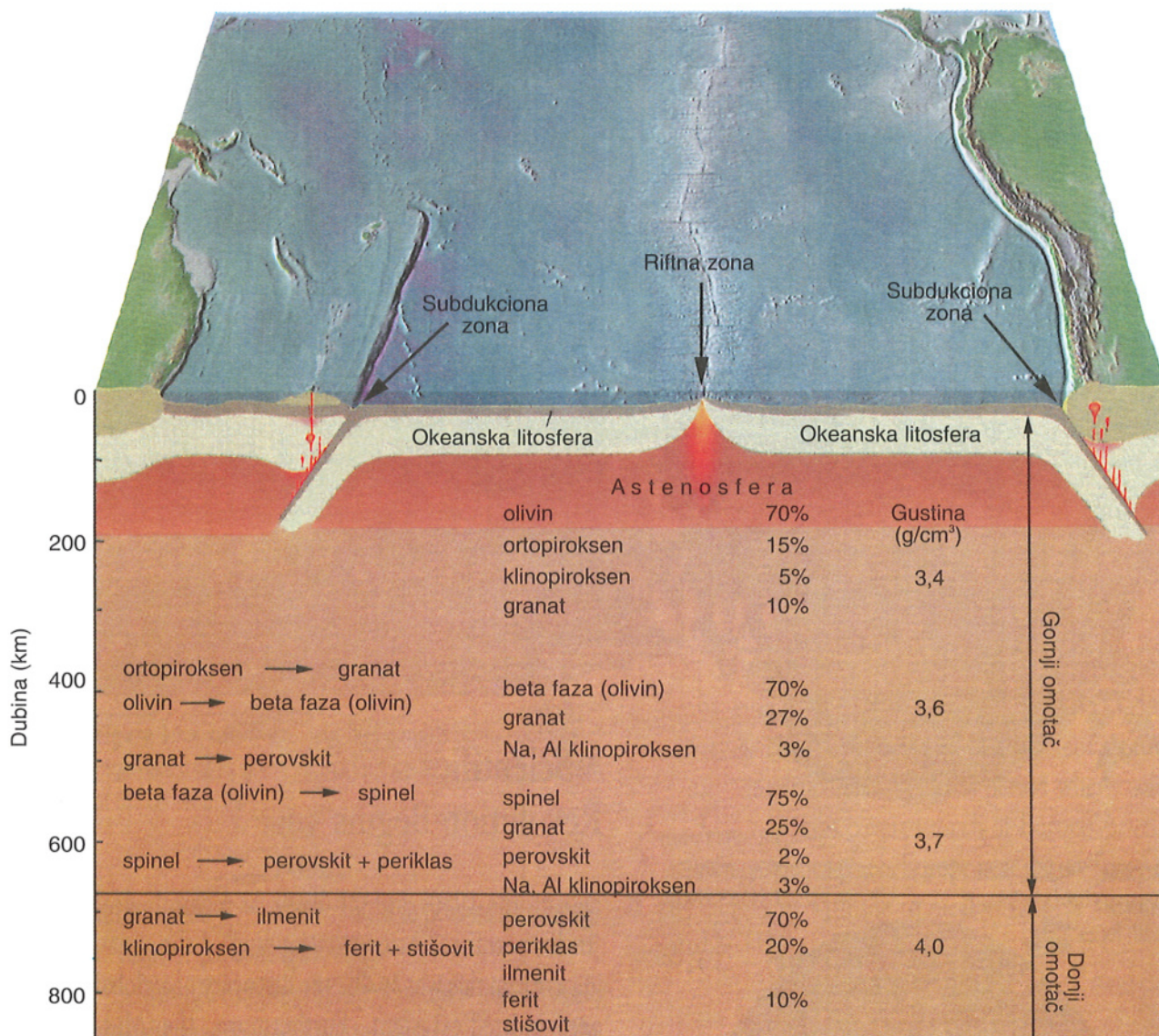
Na heterogenost gornjeg omotača ukazuje i izotopski sastav olova. U bazaltima srednjeokeanskih riftova sadržaj izotopa olova je ujednačen, a u bazaltima okeanskih ostrva znatno varira. „Dupal” anomalija, koja se nalazi između ekvatora i 60° južne geografske širine, utvrđena je na osnovu sadržaja izotopa Pb i Sr. Ona preseca okeanske riftove, subdukcione zone i kontinente i izgleda ide oko cele Zemlje. Pretpostavlja se da anomalija postoji više od milijardu godina.

Bazalti Srednjeatlantskog rifta između 36° i 63° severno od ekvatora imaju konstantan odnos La:Ta oko 9:1, čak i pri značajnim varijacijama sadržaja ovih elemenata (*Bougault i drugi*, 1980). U zoni između 22-25° severno od ekvatora ova dva elementa se javljaju u drugim odnosima, oko 18:1, što navodi na zaključak da stene pomenutih područja vode poreklo iz različitih izvora omotača.

Istraživanja u okeanskim područjima ukazuju na najmanje četiri, a možda i pet glavnih rezervoara u omotaču, neophodnih za objašnjenje razlika u sadržaju pojedinih izotopa.

Gornji omotač je izgrađen od stena ultrabazičnog sastava sa olivinom i piroksenom kao dominantnim mineralima (sl. 11). Olivin je verovatno najzastupljeniji mineral u ovom delu zemljine unutrašnjosti. Njegov prelazak u beta modifikaciju može biti uzrok diskontinuiteta koji se javlja na dubini od oko 400 km (*Liou*, 1979).

Posebno važne podatke o sastavu i fizičkom stanju u gornjem omotaču daju minerali koji sadrže aluminiju. Tako na primer, spinel na pritisku od 260 kbara i temperaturi višoj od 1000°C prelazi u perovskit i periklas (*Liou*, 1976), a piropski granat u varijetet sa ilmenitskom strukturom.



Sl. 11 Mineralni sastav gornjeg omotača

Na višim pritiscima (preko 300 kbara) granat prelazi u perovskit sa rombičnom strukturom zbog čega se gustina minerala povećava za oko 8%. Seizmički diskontinuitet na 670 km objašnjava se prethodno opisanim reakcijama. Prema eksperimentalnim podacima, međutim, područje preobražaja spinel/perovskit je isuviše široko (oko 30 km) za objašnjenje debljine seizmičkog diskontinuiteta na oko 670 km širokog samo nekoliko km. Pomenuta granica verovatno predstavlja i promenu hemijskog sastava pri čemu je omotač ispod diskontinuiteta verovatno bogatiji gvožđem. Seizmički diskontinuitet na 670 km u nekim područjima značajno varira ili čak izostaje.



Uzorke iz omotača nije moguće uzeti direktno. Njihov mineralni i hemijski sastav može se odrediti posredno, na osnovu:

- sastava ultramafitskih ksenolita iz kimberlita i alkalnih bazalta;
- sastava meteorita;
- sadržaja i sastava volatila;
- geochemije izotopa;
- sastava „pirolita”, i
- eksperimentalnih proučavanja minerala na visokim P i T.

Sastav ultramafitskih ksenolita iz kimberlita i alkalnih bazalta

Kimberliti su stene u kojima se javljaju dijamanti i nastaju na većim dubinama od većine drugih magmatskih stena. Ultramafitski ksenoliti, za koje se pretpostavlja da vode poreklo iz omotača, veoma su česti u kimberlitima, mada se sreću i u bazaltima okeanskih i kontinentalnih područja. Ksenoliti su veličine od nekoliko mm pa do 30 cm, veoma retko i preko 1 m. Od stena u ksenolitima se javljaju granatski lerzoliti, zatim harcburgiti, duniti, pirokseniti, glimeriti (stene bogate liskunima), i krupni kristali granata, piroksena, olivina, ilmenita itd. Flogopit i amfibol se sporadično javljaju kao primarne akcesorne faze u kimberlitima i ukazuju na prisustvo vode u omotaču.

Granatski lerzoliti su izgrađeni od olivina, ortopiroksena, klinopiroksena i granata. U ovoj asocijaciji granat je glavni nosilac aluminije i smatra se mineralom tzv. aluminijske faze. Granatski lerzolititski ksenoliti su „najstabilnijeg“ mineralnog sastava. Imaju metamorfnu strukturu koja odražava različit stepen deformacije i rekristalizacije. Najčešće su krupnozrni, sa ujednačenom veličinom zrna koja su ponekad jako deformisana. Navedene deformacione strukture su slične onima u tektonitima. Nastale su plastičnim tečenjem u gornjem omotaču i ne moraju biti vezane za kimberlitske magme. Uprkos njihovom uniformnom mineralnom sastavu ksenoliti pokazuju značajne razlike u sadržaju pojedinih mikroelemenata.

Ksenoliti u kontinentalnim i okeanskim alkalnim bazaltima su različitog mineralnog i hemijskog sastava od ksenolita u kimberlitima. Sastava su od dunita do lerzolita i javljaju se u alkalnim bazaltima, bazanitima, nefelinitima i drugim stenama. Lerzoliti se najčešće javljaju kao ksenoliti u ovim stenama, ali za razliku od onih u kimberlitima, glavni nosilac aluminije je spinel a ne granat. U ksenolitima iz okeanskih i kontinentalnih bazalta takođe dominiraju deformisani tipovi struktura.

Na osnovu sastava spinela, ultramafitski ksenoliti, koji se javljaju u pomenutim bazaltima, dele se na Al-spinelske lerzolite, Cr-spinelske lerzolite i hromitske lerzolite. Izračunavanja P-T uslova nastanka ksenolita dala su temperature od 900-1150°C, na osnovu čega se i pretpostavlja da alkalno bazaltne i nefelinitske magme, u kojima se javljaju pomenuti ksenoliti, nastaju na dubinama od oko 70-80 km.

Pojave spinelskih lerzolita kao ksenolita u alkalnim bazaltima i granatskih lerzolita kao ksenolita u kimberlitima objašnjavaju se različitom dubinom omotača iz koga potiču, jer prisustvo aluminijske faze (spinel ili granat) zavisi od uslova u kojima oni nastaju - spinel na nižim a granat na višim P-T uslovima.



Sastav meteorita

Za procenu hemijskog sastava Zemlje kao celine i omotača koriste se i meteoriti. Na osnovu sastava oni se dele u dve velike grupe, *gvoždene meteorite* i *hondrite*, koji su za proučavanje sastava Zemlje važniji.

Hondriti su izgrađeni od Mg-Fe silikata i različite količine metalčnih minerala, legura i sulfida gvožđa. Većina petrologa i geohemičara je prihvatila mišljenje da hemijski sastav hondrita odgovara ukupnom sastavu omotača, na osnovu čega se smatra da je:

- više od 90% omotača izgrađeno od SiO_2 , MgO i FeO .
- sadržaj ostalih oksida, uglavnom Al_2O_3 , CaO i Na_2O , ne prelazi 8% mase.

Prema navedenoj pretpostavci, šest pomenutih oksida čine oko 98% mase omotača. Današnji sastav omotača je drugačiji od prvobitnog, ali su te razlike verovatno beznačajne.

Sadržaj volatila

Sadržaj volatila u omotaču je mali. Na to ukazuje prisustvo minerala sa vodom (flogopita i amfibola) u nekim ksenolitima iz ultrabazičnih stena koje potiču iz omotača. Olivini i pirokseni ponekad sadrže gasne inkluzije sa vodom i CO_2 , čime se takođe dokazuje njegovo prisustvo u omotaču.

Volatili i oksidaciono-redukcioni potencijal imaju veliki uticaj na stepen parcijalnog stapanja i formiranje magmi u gornjem omotaču. Pitanje je, međutim, da li je omotač tokom vremena bio bogatiji ili siromašniji kiseonikom ili je ostao približno isti, tj. da li su volatili oslobođeni vulkanskim erupcijama, „nadoknađivani“ subdukcijom stena koje sadrže vodu. *Hagerty i Tompkins* (1983) smatraju da je vremenom omotač obogaćivan kiseonikom.

Geohemija izotopa

Podaci o izotopskom sastavu gornjeg omotača mogu se dobiti proučavanjem mladih vulkanskih stena koje su nastale parcijalnim stapanjem omotača. U okviru ovih ispitivanja posebna pažnja je posvećena sadržaju i međusobnom odnosu izotopa u bazaltima srednjeokeanskih riftova i okeanskih ostrva, zbog manje mogućnosti kontaminacije sa okolnim stenama. Sadržaj izotopa u hondritima takođe se koristi za određivanje porekla magme, tj. da li je izdvojena iz osiromašenog ili obogaćenog (neosiromašenog) izvora u omotaču.

Rast sialične kontinentalne kore, u poslednjih četiri milijarde godina, verovatno je progresivno osiromašivao gornji omotač u pojedinim izotopima i inkompatibilnim elementima, što se mora imati u vidu u interpretaciji podataka dobijenih različitim metodama ispitivanja izotopa u bazaltnim stenama iz okeanskih područja.



Pirolit

U okviru eksperimentalnih proučavanja minerala i stena koji se javljaju u omotaču, Ringwood (1975) je mešanjem bazalta sa Havaja i ultramafita, za koje se pretpostavlja da su čvrst ostatak parcijalnog stapanja pomenutih bazalta, napravio veštačku stenu dajući joj ime pirolit. Učešće i odnos alkalnih bazalta i peridotita podesio je prema hemijskom sastavu hondritskih meteorita za koje se smatra da odgovaraju primarnom materijalu iz omotača. Takav pirolit se ponekad koristi kao pretpostavljena stena omotača u eksperimentalnim proučavanjima ili za korelaciju sa ispitivanim stenama radi izvođenja zaključaka o njihovom stepenu kontaminacije, frakcione kristalizacije itd.

Eksperimentalna proučavanja stena i minerala na visokim pritiscima i temperaturama

Ova proučavanja daju važne podatke o uslovima nastanka ultramafita koji ulaze u sastav gornjeg omotača. Sa porastom pritiska, tj. dubine, ultrabazične stene menjaju mineralni sastav od plagioklas lerzolita preko spinel do granat lerzolita (sl. 12). Granice između pomenutih varijeteta stena su u stvari metamorfni procesi, koji se mogu predstaviti sledećim reakcijama:

- a. plagioklasni lerzoliti u spinelske lerzolite:
 $\text{olivin} + \text{plagioklas} = \text{ortopiroksen} + \text{klinopiroksen} + \text{spinel}$, i
- b. spinelski lerzoliti u granatski lerzolit:
 $\text{spinel} + \text{ortopiroksen} = \text{olivin} + \text{granat}$.

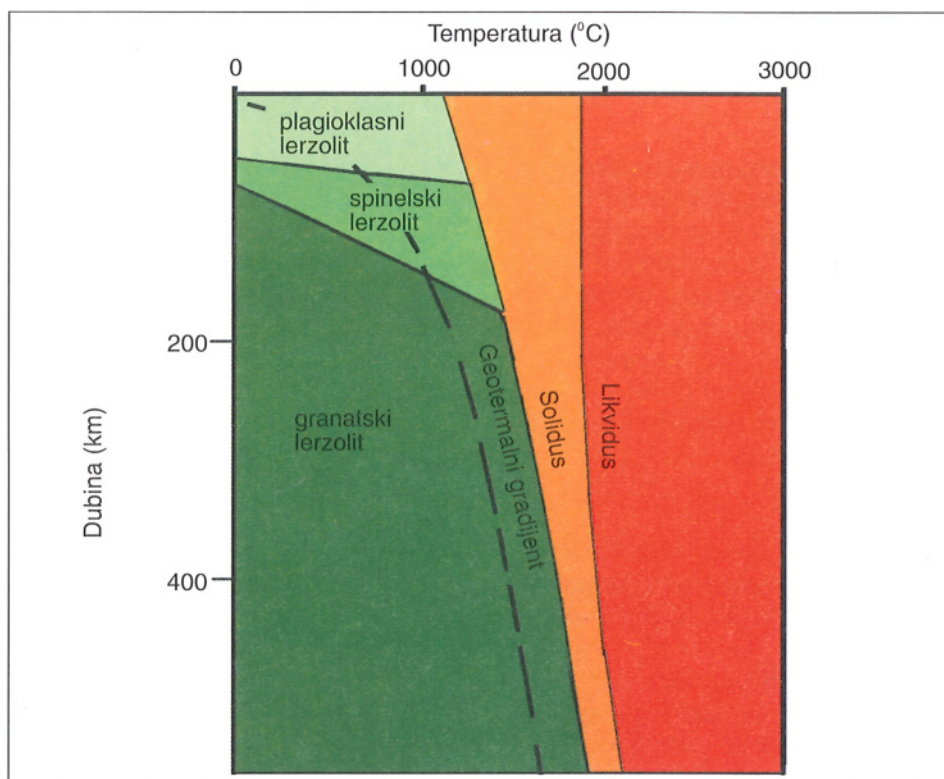
Jasno je da položaj ovih granica zavisi od hemijskog sastava lerzolita i da ih treba uzeti kao aproksimativne, a sam položaj prikazanih varijeteta lerzolita kroz omotač zavisi i od geotermalnog gradijenta.

Na većim dubinama granatski lerzoliti se transformišu u stene sa novom asocijacijom minerala stabilnim u datim uslovima.

Pojedini autori smatraju da postoji i primarni omotač (*primordial mantle*) koji nije pretrpeo promene od nastanka Zemlje. Dokazi za postojanje primarnog omotača su:

- neki bazalti imaju odnos izotopa niodijuma sličan hondritima i
- odnos izotopa $^3\text{He}/^4\text{He}$ u pojedinim bazaltima je veći nego u atmosferi. Imajući u vidu da ^3He nije formiran radioaktivnim zračenjem atmosfere, visok odnos $^3\text{He}/^4\text{He}$ može ukazati na očuvan, prvobitni neizmenjeni omotač.

Kako je ovaj omotač ili njegov deo „izbegao” promene tokom razvoja Zemlje - za sada je otvoreno pitanje.



Sl. 12 Stabilnost Al-faza u gornjem omotaču (objašnjenje u tekstu)

Parcijalno stapanje u gornjem omotaču

Karakter magmatskih procesa u Zemljinom gornjem omotaču zavisi od njegovog fizičkog stanja. Geofizička proučavanja pokazuju da je „normalno stanje” omotača čvrsto, iako omotač sadrži malu količinu volatila. Još uvek postoje razlike u mišljenju kada i kako se dostiže stepen parcijalnog stapanja neophodan za stvaranje spektra magmi koje se izlivaju na Zemljinu površinu i koja je veza između tektonike ploča i stvaranja magmi.

Otvoreno pitanje je i poreklo bazaltnih magmi, tj. da li one predstavljaju nepromenjen primarni rastop iz omotača ili su izdvojene magme modifikovane jednom ili u više faza, posle izdvajanja iz izvornih stena. Kao što je pomenuto, primarne magme se retko mogu sresti u spektru vulkanskih stena zbog niza procesa kojima su bile podvrgnute na putu ka zemljinoj površini (frakcionoj kristalizaciji, krustalnoj kontaminaciji, mešanju itd.).

Parcijalno stapanje višekomponentnog sistema kao što je lerzolit gornjeg omotača je kompleksan proces. Analizirajući parcijalne procese stapanja u binarnim, ternarnim ili četvorokomponentnim eksperimentalnim sistemima, možemo indirektno doći do podataka o karakteru parcijalnog stapanja u omotaču.

Postoje dva glavna tipa parcijalnog stapanja:

- a: *parcijalni rastop je uravnotežen sa kristalnim ostatkom do momenta izdvajanja pri čemu sastav sistema ostaje konstantan.*
- b: *parcijalni rastop se izdvaja iz ostatka rastopa čim se formira tako da nema reakcije sa kristalnim ostatkom, pri čemu se sastav sistema kontinualno menja.*



Više parametara kontroliše parcijalne procese stapanja koji omogućavaju formiranje novih količina magmi (Maloe, 1985). Pri određenom stepenu parcijalnog stapanja omotač postaje propustljiv i omogućava izdvajanje magmi od čvrstog ostatka. Eksperimentalni podaci pokazuju da lerzolit postaje propustljiv kada je stopljen samo 2-3% .

U početnoj fazi parcijalnog stapanja rastop formira „povezanu mrežu” u kristalnoj osnovi. U početku rastop najverovatnije ide duž „pora” a količina i brzina izdvajanja magme zavise od stepena parcijalnog stapanja, pritiska (dubine na kojoj se vrši stapanje) i razlike u gustini između rastopa i rezidualnih kristala. Drugačiji način transporta odvija se na višim nivoima. Transport kroz litosferu, na primer, verovatno ide duž pukotina.

Parcijalno stapanje u omotaču mogu prouzrokovati:

- snižavanje temperature kristalizacije minerala usled prinosa volatila u sistem;
- adiabatska dekompresija, tj. pad pritiska u omotaču;
- geotermalni gradijent itd.

Parcijalnim stapanjem lerzolita u različitim P-T uslovima stvara se spektar bazaltnih magmi (sl. 13).

Razmotrimo tok parcijalnog stapanja lerzolita u tački A čija je temperatura stapanja određena geotermalnim gradijentom blizu solidusa. Pretpostavimo da se lerzolit iz područja A diže ka površini. Pritisak naglo pada, a temperatura uglavnom ostaje ista (duž krive A-A'). Na putu ka površini deo omotača ulazi u „područje stapanja” i u tački A' biće oko 20% rastopa. Taj rastop se može izdvojiti iz čvrstog dela omotača i krenuti ka površini. Količina stopljenog materijala zavisi od veličine dela omotača koji se nalazi u zoni stapanja i vremena koliko u njoj ostaje.

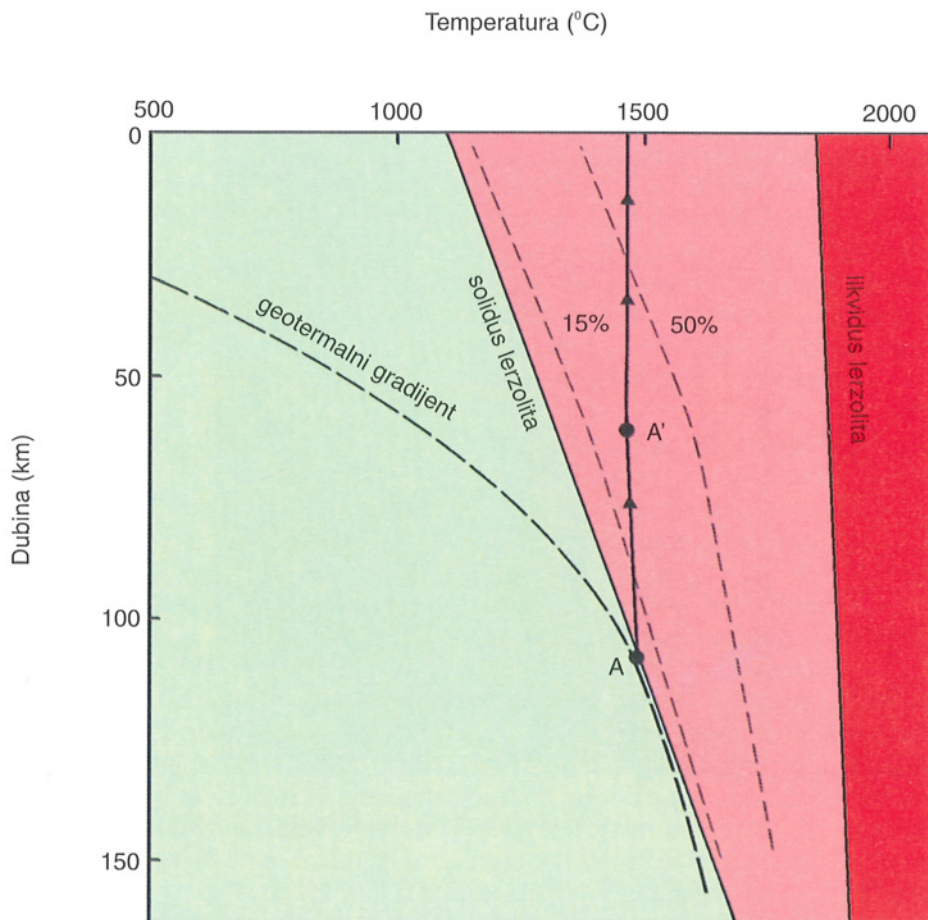
Rastopi stvoreni na većim dubinama verovatno delom ostaju u izvornom području, čime se objašnjava zašto pojedini delovi omotača nisu promenjeni tokom geološkog vremena.

Intenzivna laboratorijska istraživanja u poslednjih 20 godina na lerzolitima, u uslovima koji vladaju u omotaču, ukazuju na širok opseg sastava rastopa koji mogu biti stvoreni parcijalnim stapanjem u omotaču. Razlike u sastavu i mineralogiji izvornog materijala, dubini i stepenu stapanja, omogućavaju stvaranje magmi od kimberlita, pikrita, alkalnih bazalta i toleitskih bazalta, pa čak i do andezita. Posebno su interesantni rezultati Mysena i Kushiro (1977) koji su eksperimentalno stapali uklopke (ksenolite) granatskog peridotita na 20 kbara i dobili sledeće rezultate:

na	1450°C	-	1% rastopa	-	alkalni bazalt;
na	1500°C	-	16% rastopa	-	olivin toleit;
na	1600°C	-	44% rastopa	-	vebsterit, i
na	1700°C	-	60% rastopa	-	toleitski pikrit.

Konvekciona strujanja u omotaču

Teorija tektonike ploča podrazumeva horizontalno kretanje ploča litosfere, njihovo razmicanje, podvlačenje ili sučeljavanje. Mehanizam kojim se objašnjava ovaj proces je konvekciono strujanje prouzrokovano razlikom u temperaturi unutar omotača i glavni je uzrok kretanju ploča. Subdukcija



Sl. 13 Parcijalno stapanje lezolitita u gornjem omotaču (objašnjenje u tekstu)

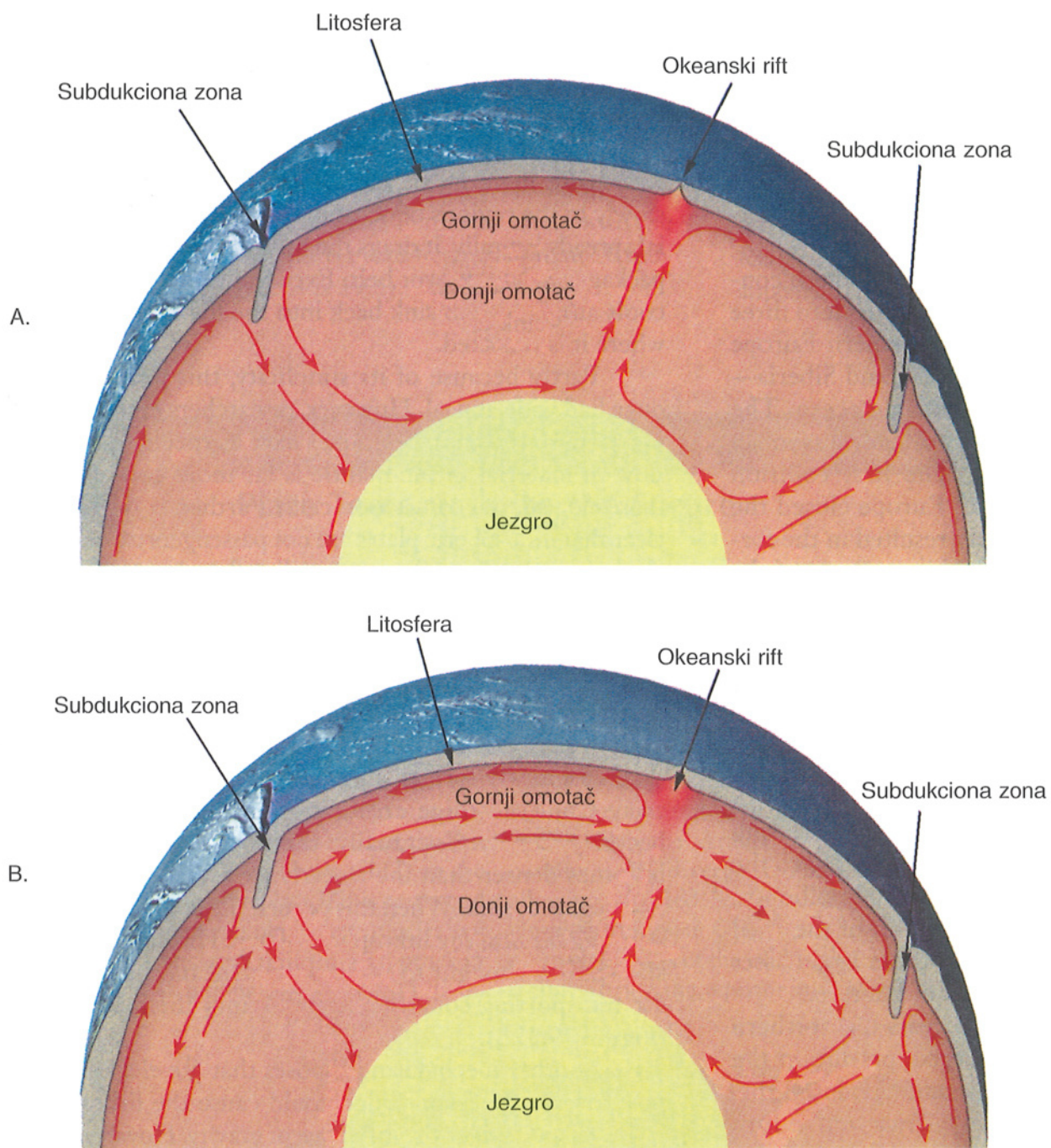
omogućava smestaj „hladnog“ materijala, njegovo stapanje i ponovno hlađenje, zbog čega su konvekcionalna strujanja kontinualni, ciklični procesi. Mada je energija iz Zemlje dovoljna da pokreće ploče i stvara zemljotrese, ona je još uvek znatno manja od energije koju oslobađa Sunce. Toplota koja dolazi od Sunca je glavni klimatski i erozioni kontrolor na Zemlji. I dok energija iz Zemlje uz tektonske procese stvara izraženu morfologiju, Sunce i voda svojom energijom (erozijom) izazivaju suprotne procese.

Strujanje u omotaču je intenzivnije ako je veća razlika u gustini materijala (lakši se diže a teži spušta) i ako je veća razlika u temperaturi (sl. 14). Postoje dve hipoteze o konvekcionalnom strujanju u omotaču:

- jednoslojni model strujanja i
- dvoslojni model strujanja.

U jednoslojnom modelu strujanje se javlja u celom (gornjem i donjem) omotaču a u dvoslojnom modelu konvekcionalno strujanje se javlja u dva sloja, jedan sloj iznad a drugi ispod 670 km (na granici gornjeg i donjeg omotača). Teorijska i laboratorijska proučavanja o konvekcionalnim strujanjima se slažu sa dvoslojnim strujanjem u omotaču, ali većina geofizičkih ispitivanja ukazuje na jednoslojno strujanje u omotaču.

Konvekcionalna strujanja u mnogim tektonskim sredinama prouzrokuju i magmatsku aktivnost. U početku se smatralo da se ploče litosfere kreću kao „pasivni putnici“ na astenosferi, pri čemu je mesto riftova i subdukcionih



Sl. 14 Konvekciona strujanja u omotaču:
A - jednoslojni model strujanja
B - dvoslojni model strujanja



zona određivano položajem i veličinom konvekcionih strujanja u omotaču. Novija, generalno prihvaćena saznanja, potvrđuju pretpostavku da su i same ploče učesnici ovih procesa (Cox i Hart, 1986).

Geohemija bazalta srednjeokeanskih riftova i bazalta okeanskih ostrva takođe ukazuju na postojanje konvekcionih strujanja u omotaču. Kao što je pomenuto, izvor bazalta srednjeokeanskih riftova je gornji deo omotača osiromašen inkompatibilnim elementima, verovatno usled stvaranja kontinentalne kore. Bazalti okeanskih ostrva, međutim, potiču iz dubljeg dela omotača, obogaćenog (neosiromašenog) inkompatibilnim elementima. Dokazi za postojanje manje ili više hemijski osiromašenih, izolovanih delova omotača su izotopi gasova, naročito helijuma u okeanskim bazaltima. Bazalti okeanskih ostrva sa Havaja i Islanda imaju visok odnos izotopa helijuma u poređenju sa bazaltima srednjeokeanskih riftova, jer ove magme sadrže komponente izdvojene iz „negaziranog” materijala koji je došao iz donjeg omotača.

Donji omotač

Donji omotač je deo Zemlje između 670 i 2900 km dubine. Geofizički podaci pokazuju da je donji omotač za oko 5% gušći od granatskog lerzolitita koji gradi donje delove gornjeg omotača. Postoje dve pretpostavke za porast pomenute gustine:

- dalja mineralna transformacija u donjem omotaču kada se stvara nova mineralna asocijacija sa većom gustinom i
- povećan sadržaj gvožđa u odnosu na gornji omotač.

Eksperimentalna proučavanja pokazuju da samo asocijacije sa dominantnim perovskitskim strukturama imaju odgovarajuću gustinu, neophodnu za utvrđenu brzinu seizmičkih talasa koji prolaze kroz donji omotač.

Jezgro

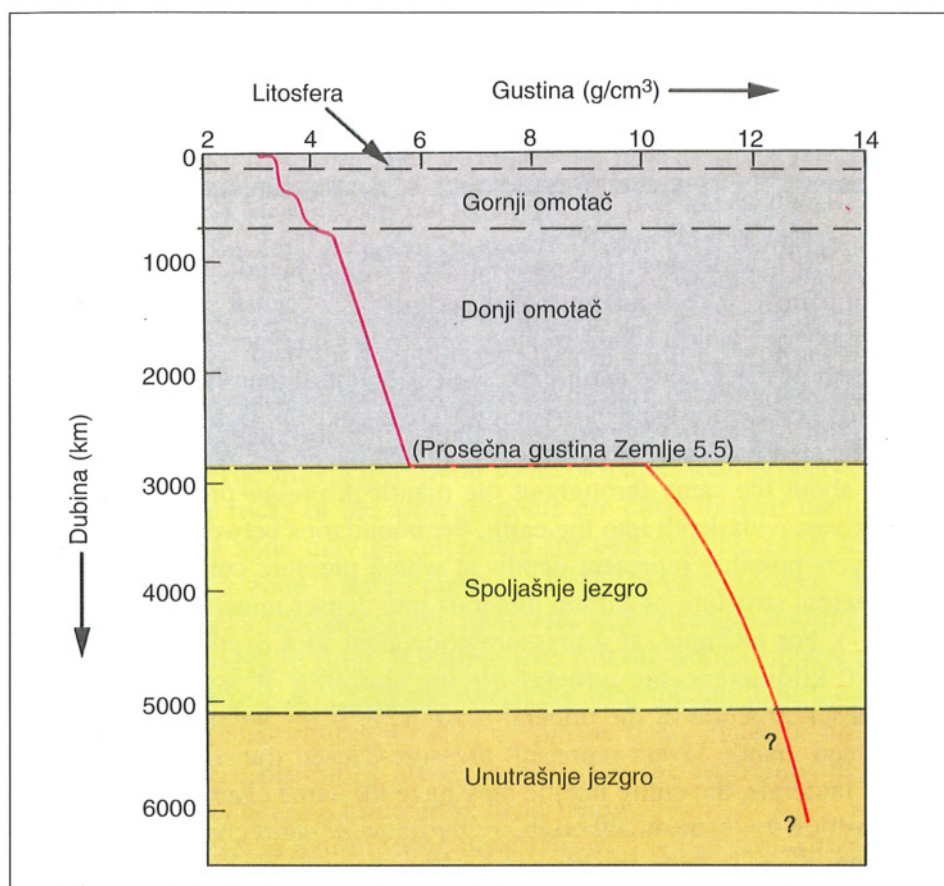
Jezgro je središnji deo Zemlje između 2900 i 6370 km dubine. Deli se na spoljašnje jezgro (između 2900 km i 5200 km) i unutrašnje jezgro (između 5200 km 6370 km dubine).

Granica jezgro-omotač predstavlja zonu širine oko 200 km i označena je velikom razlikom u gustini i temperaturi mineralnih faza u kojoj je najverovatnije došlo do mešanja, pri čemu je teži materijal iz omotača tonuo, ali nije mogao da „uđe” u jezgro zbog manje gustine, dok je lakši materijal iz jezgra „isplivavao”, ali nije mogao da uđe u omotač.

Rezultati geofizičkih proučavanja ukazuju da je na granici jezgro-omotač gustina 10 g/cm^3 a u samom jezgru i do 13 g/cm^3 (sl. 15).

Kroz spoljašnje jezgro ne prolaze seizmički talasi, što ukazuje da je jezgro u tečnom stanju i homogenog sastava. Kroz unutrašnje jezgro seizmički talasi prolaze na osnovu čega se pretpostavlja da je ono čvrsto.

Magnetno polje Zemlje najverovatnije se stvara u spoljašnjem, tečnom jezgru zbog vrlo visokih temperatura i konvekcionih strujanja koja su znatno intenzivnija nego u omotaču (i do nekoliko km za godinu). U stopljenim metalima koji su bolji provodnici toplote od silikata koji grade

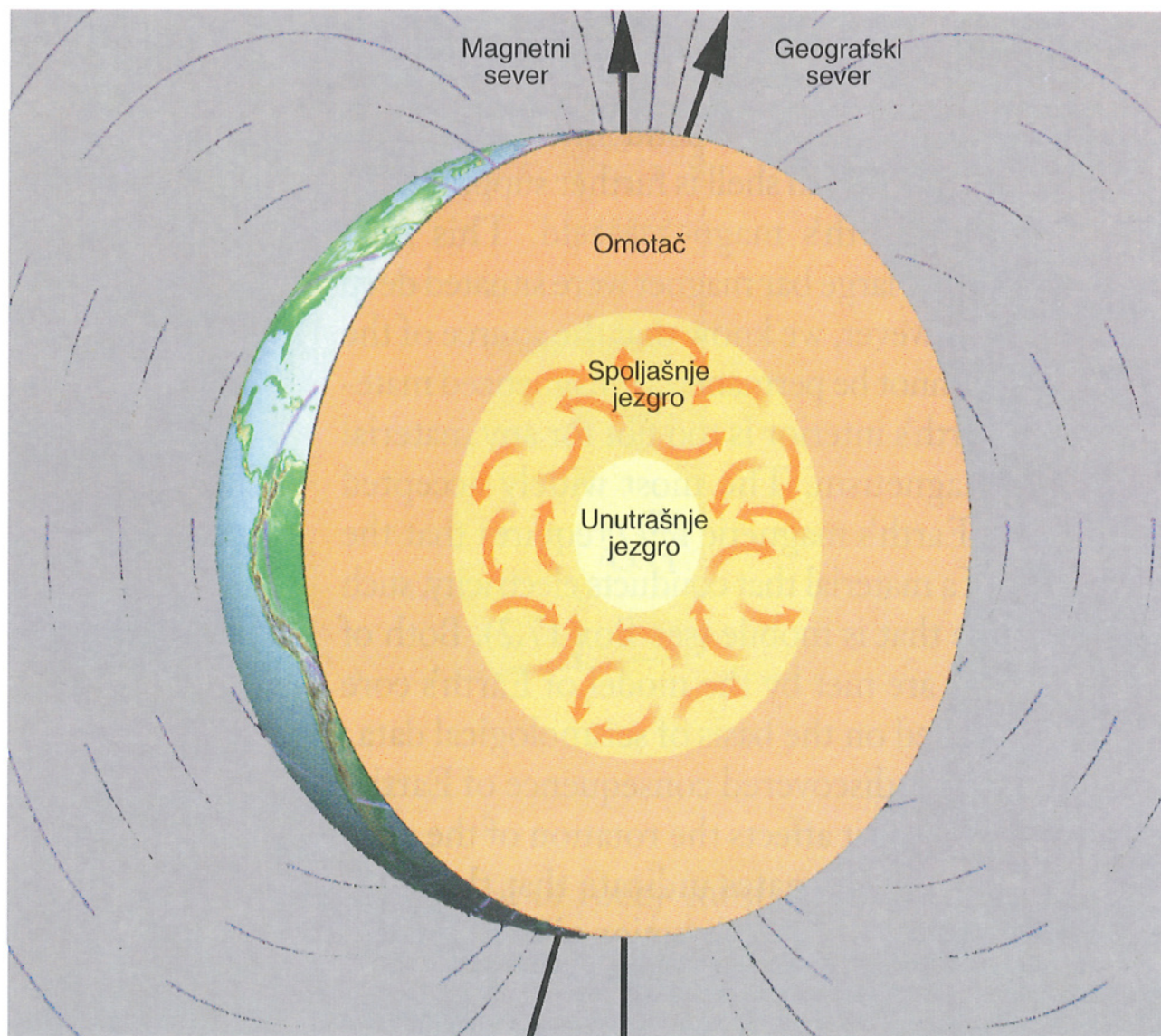


Sl. 15 Gustina Zemlje

omotač, konvekcijom strujanjem stvara se električna struja koja generiše magnetno polje (sl. 16).

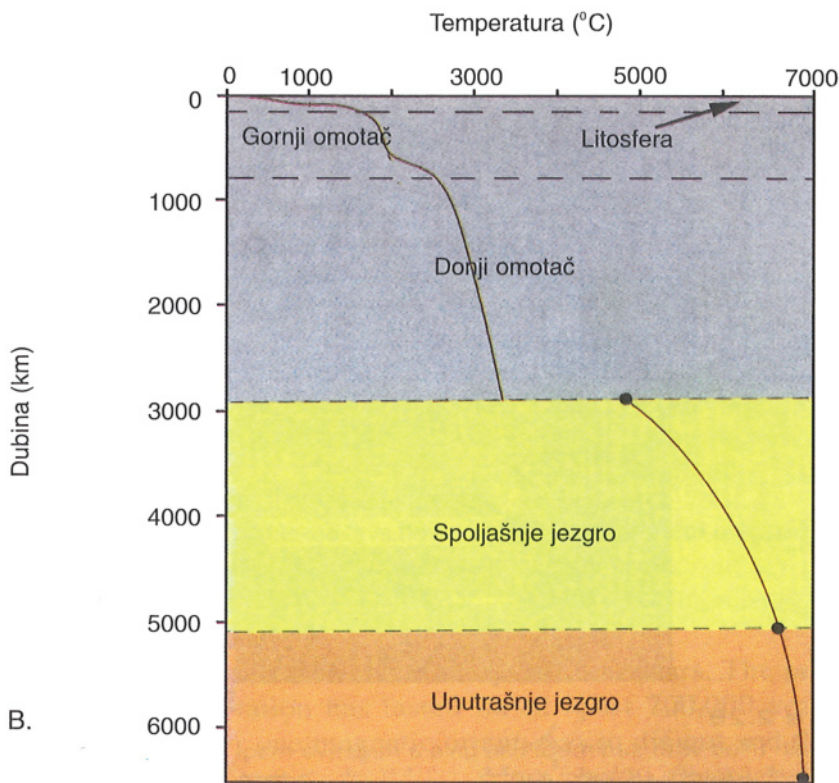
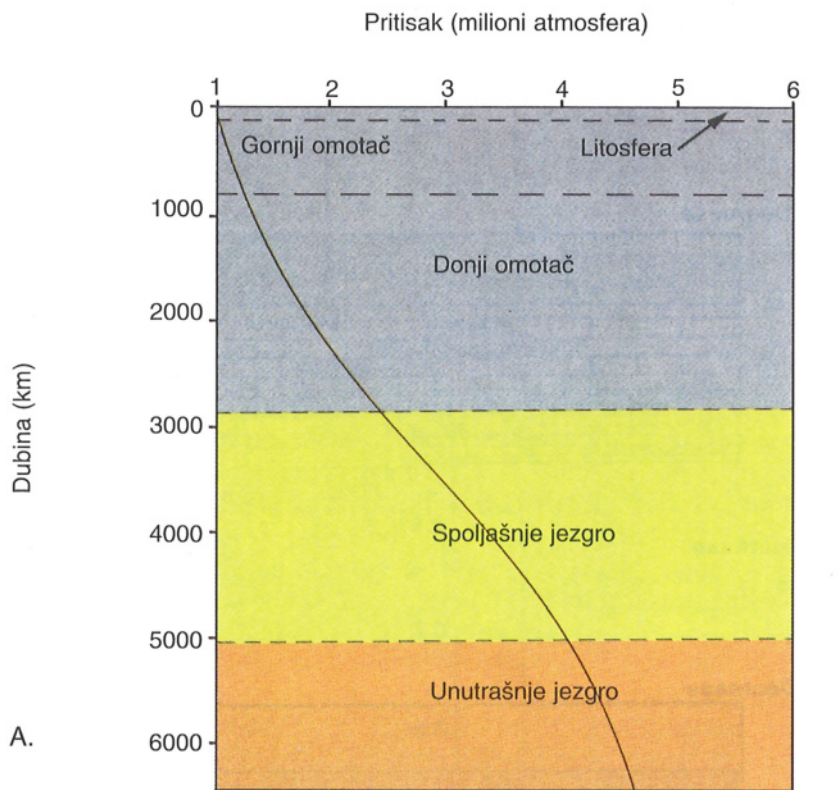
Smatra se da je jezgro izgrađeno od Fe, Ni, V i Co. Većina istraživača pretpostavlja da je rastop gvožđa gravitaciono dospelo u jezgro u ranoj fazi nastanka Zemlje. Postoji nekoliko hipoteza o stvaranju Zemljinog jezgra. Jedna od njih pretpostavlja akumulaciju Fe i Ni u obliku „grudvi” koje rastu i migriraju kroz manje gusti omotač u jezgro. Druga hipoteza objašnjava nastanak jezgra migracijom rastopa Fe i Ni ka jezgru, pri čemu silikati, koji imaju višu tačku stapanja i manju gustinu, iznad njega „plivaju”. Za pomenute hipoteze podrazumeva se spora termalna difuzija i vrlo dugo vreme formiranja. Postoji, međutim, još niz otvorenih pitanja o mehanizmu izdvajanja Fe i Ni iz omotača i kako su dospeli u jezgro Zemlje.

Spoljašnje jezgro je za oko 8 -15% manje gustine od unutrašnjeg. To se objašnjava prisustvom jednog ili više elemenata sa manjim atomskim brojem (sumpor i/ili kiseonik). Unutrašnji deo jezgra se verovatno nalazi blizu tačke stapanja ili je delom stopljen i ne sadrži lake elemente. Pojedini istraživači, međutim, pretpostavljaju da u njemu ima sumpora, zbog jakog afiniteta ovog elementa prema gvožđu. Sastav gvoždevitih meteorita ide u prilog pretpostavci da u Zemljinom jezgru ima sumpora. Naime, oni sadrže sulfide (troilit), ali ne i silikate ili okside.



Sl. 16 Stvaranje magnetnog polja u spoljašnjem jezgru

Laboratorijska ispitivanja pokazuju da je pritisak u jezgru veoma visok, oko 4-5 miliona kbara (sl. 17 A). Izračunata temperatura pri ovom pritisku je znatno viša nego što se pretpostavljalo. Na granici jezgro-omotač je 4800°C (sl. 17 B) a na granici spoljnog i unutrašnjeg jezgra je oko 6900°C (1000°C viša nego na Suncu).



Sl. 17 Pritisak (A) i temperatura Zemlje (B)



KORA

UVOD

Kora je deo Zemlje iznad Mohorovičićevog (ili Moho) diskontinuiteta koji je odvaja od omotača. Mohorovičićev diskontinuitet (ime dobio po istaknutom jugoslovenskom naučniku A. Mohorovičiću) je određen naglim porastom brzine P-talasa, koja je u okeanskoj kori 7 km/sec, u kontinentalnoj kori 6 km/sec, a u gornjem omotaču oko 8 km/sec (sl. 18).

Moho diskontinuitet je ispod okeanskog dna na dubini od 2 do 12 km, dok je ispod kontinenata od 20 pa čak i do 80 km. U okeanskim područjima Moho diskontinuitet predstavlja zonu širine oko 0.1 km, a ispod kontinentalnih štitova širine oko 0.5 km. Postoje dve hipoteze o nastanku Moho diskontinuiteta. Po jednoj, porast brzine seizmičkih talasa sa dubinom prouzrokovan je povećanjem gustine istih minerala na većem pritisku, po drugoj, drugačijim mineralnim sastavom stena iznad i ispod Moho diskontinuiteta.

NASTANAK I RAZVOJ KORE

Kora je jedinstvena karakteristika Zemlje. Smatra se da nijedna planeta Sunčevog sistema nema koru koja je slična ili identična zemaljskoj. U vezi nastanka Zemljine kore nameće se nekoliko pitanja:

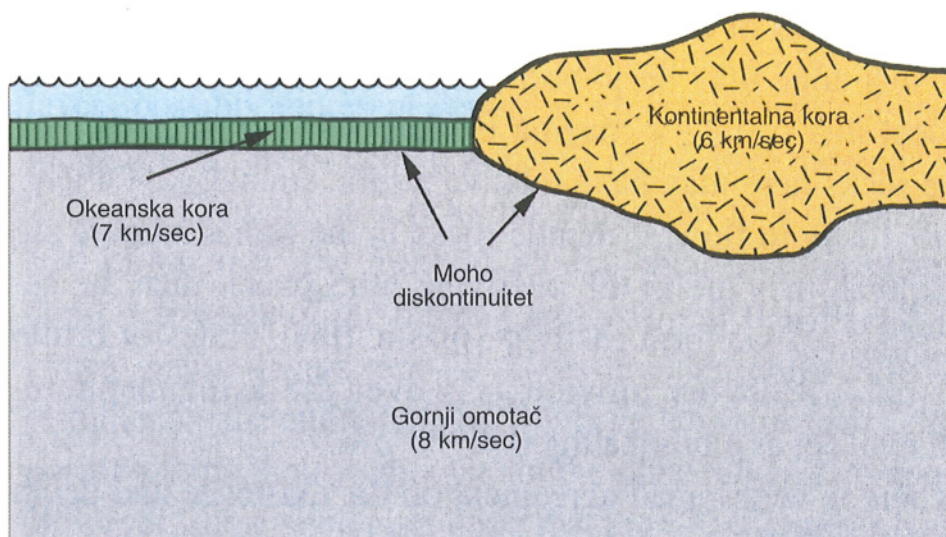
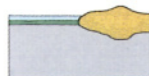
- kada i koji procesi su dali prvu koru;
- kako je rasla prva kora;
- koji je bio sastav prve kore;
- da li je prva kora postojala na celoj površini Zemlje, i
- kada i kako su se razvijale okeanska i kontinentalna kora.

Najstariji sačuvani fragmenti kontinentalne kore, izgrađeni od gnajseva, stari su oko 3.8-3.9 milijardi godina. Gnajsevi pak sadrže odlomke komatita i bazalta (amfibolita), koji mogu biti ostaci starije okeanske kore.

Izotopska proučavanja meteorita ukazuju da je najranija kora formirana odmah ili nakon formiranja Zemlje (pre oko 4.5 milijardi godina). Danas je sačuvano samo oko 10% arhajske kontinentalne kore, koja je najvećim delom „pojeden“ recikliranjem u omotač.

Hipoteze o nastanku Zemljine kore mogu se svrstati u tri modela:

- nehomogeno srastanje na Zemlji;
- impakt model, i
- terestični model.



Sl. 18 Brzina P-talasa u kori i gornjem omotaču

U modelu nehomogenog srastanja pretpostavlja se da je kondenzovanjem solarne nebule stvoren tanak sloj na površini Zemlje, koji je predstavljao prvu koru koja je verovatno bila bazaltnog sastava.

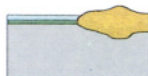
Impakt model pretpostavlja da je pad ogromnih asteroida prouzrokovao stvaranje kratera koji su punjeni magmom generisanom pri sudaru. U arhajskim stenama, međutim, nisu nađene strukture i teksture karakteristične za sudare asteroida sa Zemljom, impakt breče, minerali SiO_2 stvoreni na visokim pritiscima (koesit) itd. Vreme sudara takođe ne ide u prilog pomenu toj pretpostavci jer se smatra da su najbrojniji sudari asteroida sa Zemljom bili pre formiranja kontinentalne kore.

Terestični model se oslanja na procese u Zemlji i najbolje objašnjava stvaranje Zemljine kore. U vreme kada je temperatura Zemlje bila dovoljno visoka da gornji omotač još uvek nije potpuno očvrsnuo, stvaraju se magmatski okeani čijim se hlađenjem obrazuje prva kora. Čak i bez magmatskih okeana intenzivno stapanje u gornjem omotaču može dati velike količine magmi koje su izlivanjem dale prvu koru. Da li je u ranoj fazi razvoja Zemlje bilo kretanja nastale kore, za sada nije poznato. Neki mehanizmi verovatno su postojali da bi se obnovio veliki gubitak toplote i jaka strujanja u omotaču.

SASTAV PRVE KORE

Ako se prihvati pretpostavka o postojanju magmatskih okeana, najranija kora bila je komatitskog sastava. Ona je u početku komadana jakim strujanjima ili impakt fazama i ponovo reciklirana. Interesantna je i pretpostavka da su Zemlja i Mesec imali sličnu istoriju razvoja zbog čega je primarna kora na Zemlji verovatno imala isti sastav kao i kora na Meseću.

O sastavu prvobitne kore postoji više hipoteza. Pomenućemo samo tri, koje kao osnovu koriste petrološke podatke za svoje modele: salski model, anortozitski model i komatitsko-bazaltni model.



Salski model

Zbog niskog stepena parcijalnog stapanja u omotaču, prvo se stvara salska magma, koja izdizanjem na površinu daje prvu koru. Salska kora može nastati i frakcionom kristalizacijom bazaltne magme. *Ramberg* (1964) je na osnovu laboratorijskih proučavanja bazaltnih sistema zaključio da se prvo stvaraju salske magme, koje se izdižu pre bazičnih. *Shaw* (1976) je dao i geo-hemijski model za formiranje sijalične kore. On pretpostavlja da se delom stopljeni omotač hladi i kristališe od centra ka periferiji kada se frakcionom kristalizacijom stvaraju granitske magme i formiraju prvu stabilnu koru, pre oko 4 milijarde godina.

Anortozitski model

Najstarije stene na površini Meseca su gabro-anortoziti i visoko aluminijски bazalti, nastali pre 4.4 do 4.5 milijardi godina. Ove stene su verovatno nastale stapanjem u mesečevoj unutrašnjosti, kada su stvorene bazaltne magme, koje su, izdižući se na površinu, formirale magmatske okeane. Magma okeani su brzo hlađeni, uz intenzivnu frakcionu kristalizaciju bazaltne magme. Pirokseni i olivini su tonuli, plagioklasi i delom pirokseni isplivali formirajući koru gabro-anortozitskog sastava.

Arhajski anortoziti na Grenlandu sličnog su sastava i starosti sa mesečevim (*Windley*, 1970). Jasno je, međutim, da anortoziti sa Grenlanda nisu ostaci rano formirane kore, jer probijaju tonalitske gnajseve. Ako je Zemlja, u svojoj ranoj istoriji, imala razvoj sličan onom na Mesecu, prva kora bila je izgrađena od gabro-anortozita a arhajski anortoziti na Zemlji mogu predstavljati poslednju fazu njenog stvaranja.

Komatitsko-bazaltni model

Zemljina primarna kora je, po ovom modelu, bila komatitskog ili bazaltnog sastava. Visoka zastupljenost ove dve grupe stena u donjem Arhaiku svedoči o njihovoj važnosti za stvaranje prve kore na Zemlji. Većina petrologa pretpostavlja da su ove stene nastale na visokim temperaturama koje su bile u arhajskom omotaču. Smatra se da bazalti srednjeokeanskih riftova nastaju parcijalnim stapanjem omotača (5-30%), na dubinama od 30-50 km i temperaturama kristalizacije do 1400°C. Komatiti, međutim, zbog specifičnog sastava (i do 32% MgO), nastaju na dubinama većim od 200 km, iz rastopa formiranih visokim stepenom parcijalnog stapanja omotača (preko 50%), pri temperaturi kristalizacije do oko 1800°C. Prema eksperimentalnim podacima, za stvaranje komatita neophodna je znatno viša temperatura omotača (za oko 200-300°C) zbog čega pojedini autori ovu hipotezu osporavaju.

TIPOVI ZEMLJINE KORE

Na osnovu petrološkog sastava, mesta i načina pojavljivanja, razlikujemo tri tipa kore:

- a. okeansku koru;
- b. prelaznu koru, i
- c. kontinentalnu koru.



Okeanska kora

Okeanska kora se javlja u područjima okeana (Pacifik, Atlantski okean itd.) i debljine je od 2-12 km. Petrološka, geohemijska i geofizička proučavanja ukazuju da je ujednačenog sastava i da ima slojevitú građu (sl. 19). Postoje dva kriterijuma za određivanje Moho diskontinuiteta koji odvaja okeansku kora od gornjeg omotača: seizmički Moho, koji se nalazi na granici kumulatnih gabra i kumulatnih peridotita, i petrološki Moho, koji je dublji, na granici kumulatnih peridotita i tektonskih peridotita.

Okeanska kora je izgrađena od sledećih vrsta stena (od podine ka povrati):

- kumulatnih ultrabazičnih i bazičnih zrnastih stena u kojima se ponekad javljaju manja tela diorita i albitskih granita. Prosečna debljina ovog dela okeanske kore je do oko 5 km, a brzina seizmičkih (Vp) talasa je 6.5-7.0 km/sec.
- sistema subparalelnih dijabaznih dajkova (sheeted dykes complex) sa karakterističnim zamrznutim rubovima. Debljina dajkova je od 0.5 do 3 m. Prelazna zona između dajkova i jastučastih (pillow) lava, koje se nalaze iznad, širine je od 50-100 m. Debljina ovog paketa je do 2 km.
- jastučastih (pillow) lava, podređeno pločastih izliva, dajkova i hijaloklastičnih vulkanskih breča. Debljina ovog dela okeanske kore je do 2 km. Brzina seizmičkih (Vp) talasa u zoni subparalelnih dajkova i zoni sa pillow lavama je 4.4-5.7 km/sec.
- paketa sedimentnih stena, rožnaca i klastičnih stena (dominiraju peliti) koji čine povlatni deo okeanske kore. Debljina sedimenata može biti i do 1 km. Brzina seizmičkih (Vp) talasa u ovom paketu je 1.5-2.0 km/sec.

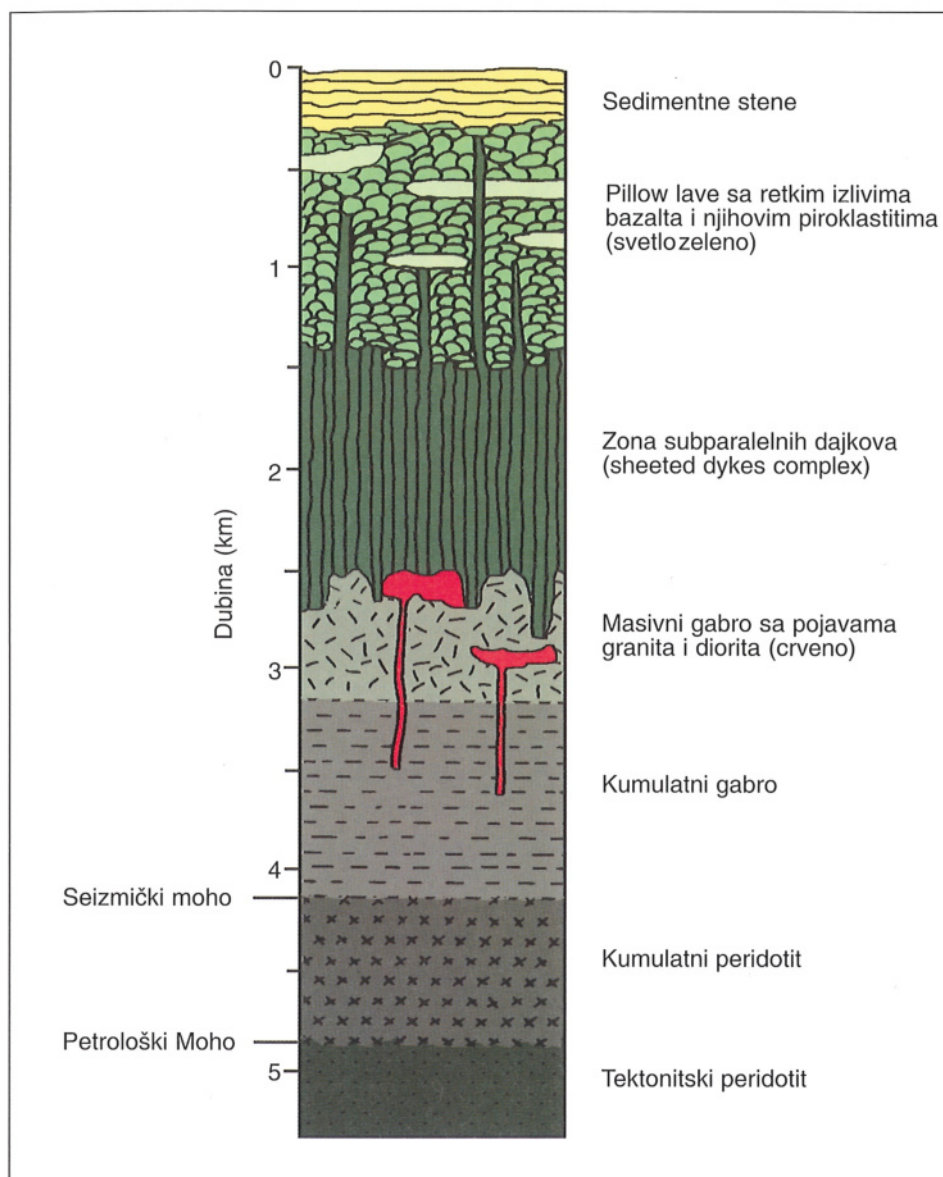
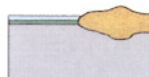
Ispod okeanske kore nalaze se tektonitski peridotiti, odnosno najviši delovi omotača.

Bušenjem u morima utvrđena su značajna smanjenja, pa i odsustva pojedinih vrsta stena koje ulaze u sastav okeanske kore, čak i između bušotina koje su bile na rastojanju od samo nekoliko stotina metara.

Direktno osmatranje i uzorkovanje stena okeanske kore obavljeno je i malim podmornicama u okviru FAMOUS projekta (French American Mid-Ocean Undersea Study) kada je proučavan Srednjeatlantski greben blizu Azora i Istočnopacifički greben, blizu Galapagosa. U toku ovih istraživanja izrađena je i detaljna topografska karta ovih područja sa položajem tektonskih struktura i rasporedom različitih morfoloških tipova lava. Istraživanjima u Istočnopacifičkom grebenu otkrivena su i hidrotermalna polja (tzv. „crni dimnjaci”).

Jedno od nekoliko mesta u svetu gde se može videti kompletna okeanska kora je ostrvo Maskeri koje se nalazi jugozapadno od Novog Zelanda. Mada je ovo jedan od najboljih profila okeanske kore za koji se zna, to je ipak nedovoljno za ukupno sagledavanje problema o nastanku i sastavu okeanske kore.

Najkompletniji profil okeanske kore dobijen bušenjem je u Istočnom Pacifiku (Deep Sea Drilling Project). Bušotina je duboka 1350 m. Počinje

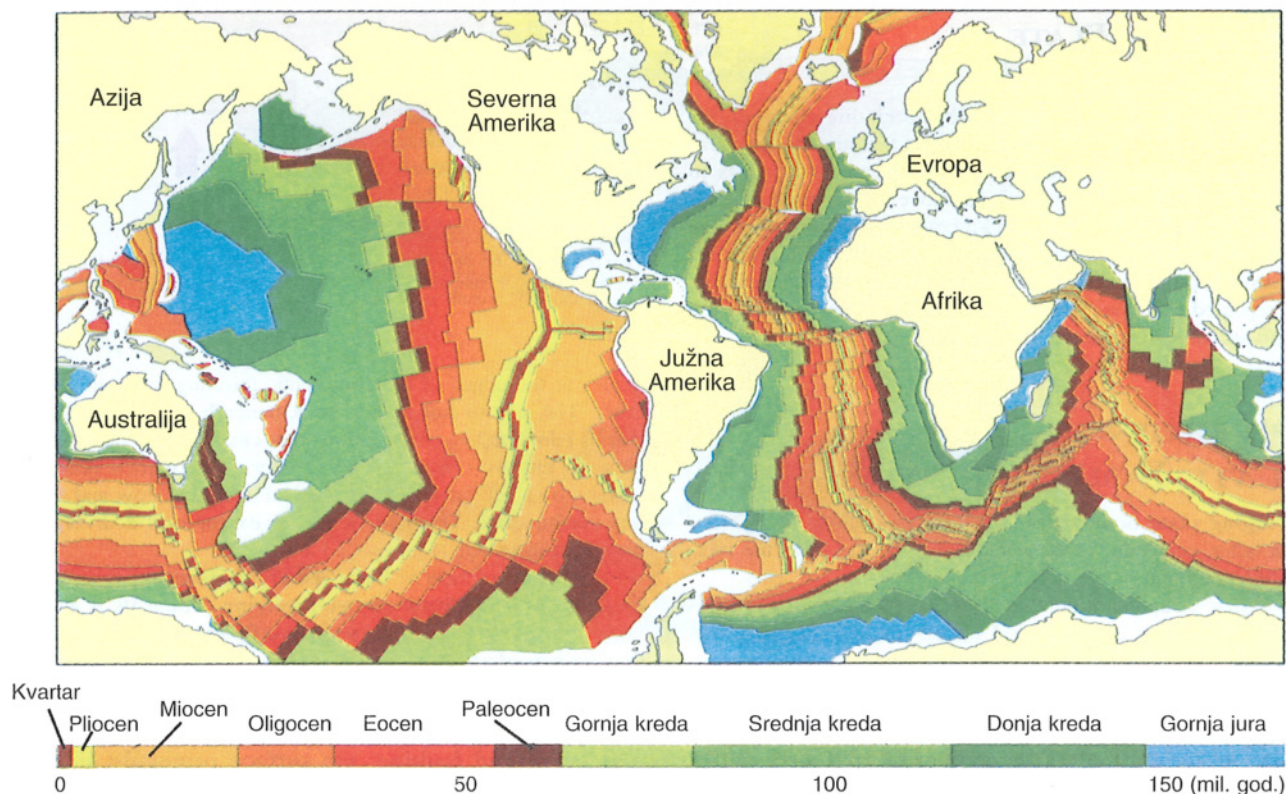


Sl. 19 Okeanska kora

paketom sedimenata debljine oko 300 m, zatim preseca zonu sa često brečiziranim pillow lavama, debljine oko 800 m i završava se paketom dajkova dijabaza, debljine oko 300 m. Dajkovi pokazuju samo jednu stranu zamrznutih rubova, što dokazuje da su injektovani jedan u drugi.

Dva su glavna faktora koja kontrolišu debljinu okeanske kore: temperatura gornjeg omotača ispod okeanskih riftova i brzina razmicanja ploča. Viša temperatura omotača daje veći stepen parcijalnog stapanja i prostranije područje koje je stopljeno. Za dati volumen omotača veći stepen parcijalnog stapanja stvara veću količinu magme koja izlivanjem formira deblju okeansku koru. Viša temperatura u toku Arhaika verovatno je omogućila stvaranje deblje okeanske kore (debljine do 20 km) nego što je danas.

Izlivanjem lava u područjima riftova bazalti zadobijaju namagnetisanje Zemljinog magnetnog polja. Daljim razmicanjem strana rifta (ploča) i injekcijom nove magme, stvaraju se bazaltne stene sa reversnim polaritetom u odnosu na prethodno formirane. Pomenute magnetne karakteristike su



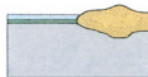
Sl. 20 Starost okeanskog dna na osnovu magnetnog polariteta bazalta

paralelne osama srednjeokeanskih riftova i otkrivene su u svim okeanima (sl. 20). Širine „magnetnih traka” su različite unutar svakog okeana, zavisno od brzine razmicanja ploča. Magnetna svojstva, utvrđena u okeanskoj kori, pokazuju da je brzina širenja duž centralnih riftnih zona različita, da varira s vremenom, od nekoliko mm do desetak cm za godinu.

Paleomagnetna proučavanja stena iz okeanske kore dala su osnovu za modernu teoriju tektonike ploča i širenja okeanskog dna. Mada je kretanje kontinenata sugerisano još u 17. veku, ono nije imalo podršku sve do početka 20. veka. *Vegener* (1912) je prvi ovu teoriju preciznije formulisao. On je pokazao vezu između obala kontinenata i sličnost u regionalnom rasprostranjenju permo karbonskih glacijacija na južnoj hemisferi. Kretanje kontinenata u prvo vreme, međutim, ne dobija podršku među geolozima, posebno engleskim i francuskim istraživačima. Razlog je odsustvo prihvatljivog mehanizma kretanja kontinenata koji imaju korene u omotaču, zbog čega se ne mogu kretati po Moho-u kao što se pretpostavljalo (*MacDonald* i drugi, 1964). Preokret dolazi 1960. godine, kada je Hesova hipoteza ponudila objašnjenje da se kontinenti kreću preko astenosfere, a ne po Moho diskontinuitetu.

Ofioliti

Tehnički uslovi danas omogućavaju bušenja u okeanima do dubine od 1500 m. Sastav dubljih delova okeanske kore može se, međutim, pretpostaviti i poređenjem sa asocijacijom stena koje se javljaju u ofiolitskim kompleksima.



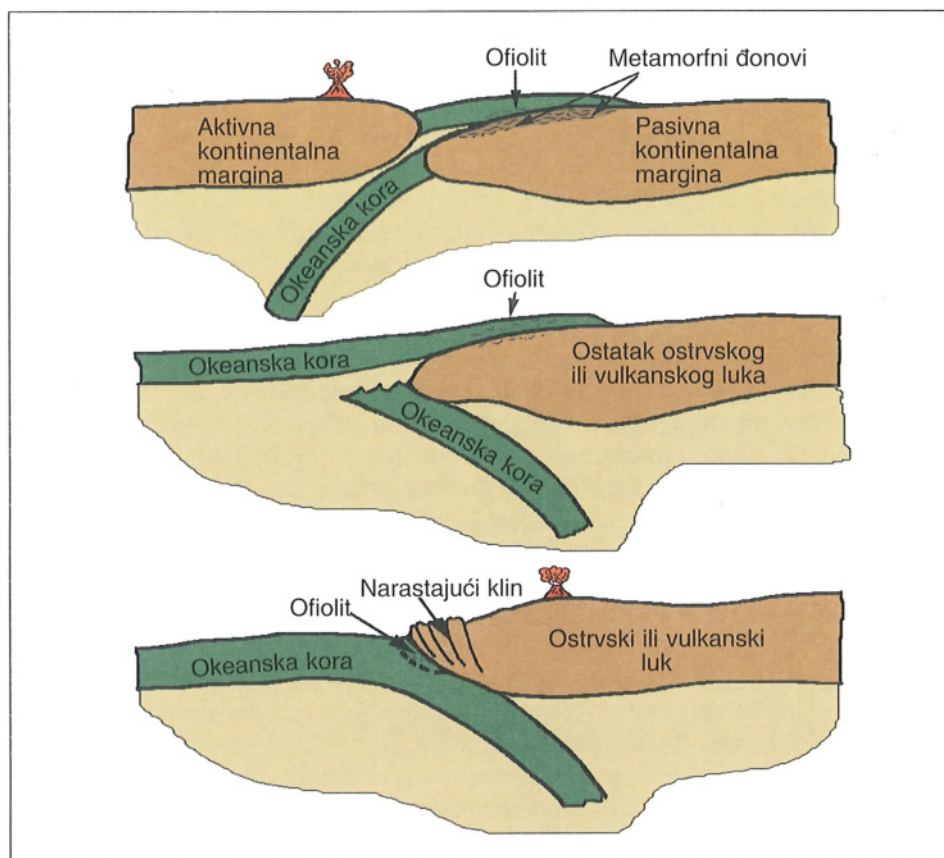
Ofioliti su tektonski smeštene bazične i ultrabazične stene za koje se smatra da predstavljaju fragmente okeanske kore i gornjeg omotača (donjih delova okeanske litosfere). Nastaju u srednjeokeanskim riftovima, basenima iza lukova i nezrelim ostrvskim lukovima. Za smeštaj ovih stena u više nivoe neophodna su intenzivna kretanja, zbog čega su ofioliti uvek u tektonskom kontaktu sa okolnim stenama, uz različit stepen metamorfnih promena.

Asocijacije stena karakterističnih za ofiolite opisane su širom sveta, ali ne postoji kompletna ofiolitska sekvenca na jednom mestu.

Ofioliti mogu biti smešteni na tri načina (sl. 21):

- A - obdukcijom ili nagurivanjem okeanske ploče na pasivnu kontinentalnu marginu za vreme kolizije;
- B - razbijanjem (cepanjem) dela poniruće okeanske ploče (okeanske kore) i obdukcovanjem na ostrvski ili vulkanski luk;
- C - dodavanjem kriški okeanske ploče kore na narastajući klin u sistemu ostrvskog luka.

U bazi ofiolita javljaju se metamorfne stene ili „donovi“, kako se često nazivaju, koji imaju sledeće karakteristike: (1) debljina im varira od 10 do 500 m; (2) lateralno se pružaju i do nekoliko desetina km; (3) pokazuju nagli pad stepena metamorfizma od vrha ka dnu; (4) jako su deformisani i imaju jasnu tektonsku folijaciju; (5) izgrađeni su od amfibolita (metamorfisanih bazičnih stena) i metasedimenata. Proučavanja ukazuju da su nastali



Sl. 21 Smeštaj ofiolita
(objašnjenje u tekstu)



metamorfizmom stena ispod ofiolita, za vreme njegovog kretanja od okeanskog područja ka površini. Ako je ova interpretacija tačna, ofioliti predstavljaju tektonski odvojene kriške tople okeanske litosfere.

Ofiolitski melanž je izgrađen od fragmenata različitih vrsta stena koje leže u tektonski prerađenom matriksu. U ofiolitskom melanžu sreću se stene koje pripadaju ofiolitima, zatim pelaški i abisalni sedimenti, grauvake i različite vrste metamorfnih i vulkanskih stena. Metamorfne stene, koje se ponekad nalaze u ofiolitskom melanžu, stvorene su na temperaturama i iznad 500°C i različitim pritiscima, što ukazuje da su bile u podlozi ofiolita ili okeanskoj kori pre smeštaja ofiolita. Većina ofiolitskog melanža nastala je tektonski za vreme smeštaja ofiolita.

U geološkoj literaturi često se sreće i izraz Alpinotipni peridotiti koji se koristi za serpentinisana ultramafitska tela „rasuta” u orogenim pojasevima. U sadašnji položaj dovedena su tektonskim a ne magmatskim procesima. Njihov odnos sa okolnim stenama je dalje menjan rasedanjem, internom deformacijom, dijapirskim smeštajem itd. Alpinotipni peridotiti po sastavu su najčešće lertzoliti i harzburgiti i većina stena nema kumulatnu već tektonitsku strukturu. Lertzoliti u alpinotipnim peridotitima obično sadrže i minerale sa aluminijom, što ukazuje da su ove stene nastale na visokim pritiscima.

Postoji hipoteza da Alpinotipni peridotiti predstavljaju intrudovane visokotemperaturne „dijapire” okeanske kore ili omotača, koji ponekad stvaraju kontaktno metamorfne oreole.

Alpinotipni peridotiti su nakon smeštaja skoro redovno serpentinisani, deformisani i tektonski polomljeni, zbog čega se često nazivaju i „lopte” u orogenu. Ovakav način pojavljivanja otežava terensku interpretaciju njihovog položaja, jer su kretanja duž kontakta sa okolnim stenama nepravilna. Pojedini autori termin Alpinotipni peridotiti koriste u ograničenom obimu da bi isključili ofiolitsku asocijaciju, razlikujući Alpinotipne i ofiolitske peridotite.

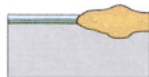
Spiliti

Spiliti su stene specifičnog mineralnog sastava i načina nastanka. Velike mase ovih stena stvarane su u srednjem trijasu i srednjoj juri. Spiliti mogu biti delovi okeanske kore i ofiolita, ali se javljaju i u asocijaciji sa kvarckeratofirima i keratofirima, klastičnim sedimentima itd. Veoma retko spiliti grade i samostalne izlive.

Spiliti su bazične stene, izgrađene od albita, hlorita, epidota, coisita, relikata piroksena itd. Javljaju se kao submarinske lave, često i kao jastučaste (pillow) lave, zonarne građe, sa centralnim delovima bogatijim natrijumom i siromašnijim magnezijumom i marginama izgrađenim od devitrifikovanog stakla. U mnogim izlivima spilita zapažaju se mandole kalcita, hlorita, zeolita, pumpelita itd. (Vallance, 1965, 1969).

U nekim orogenim pojasevima spiliti su regionalno metamorfisani zajedno sa okeanskim sedimentima, dok se u drugim područjima javljaju zajedno sa sedimentima koji nisu metamorfisani. Mladi izlivi spilita su nađeni u Pacifičkom i Srednjeatlantskom riftu, u Indijskom okeanu, ali ovih stena nema među recentnim lavama na kopnu. U našoj zemlji spiliti su vrlo rasprostranjeni, starosti su trijaske ili jurske.

Stvaranje spilita je jedno od najkontraverznijih pitanja u magmatskoj petrologiji i mišljenja o njihovom nastanku su i danas različita. Navešćemo neke od hipoteza o stvaranju ovih stena:



- kristalisali su iz primarne spilitske magme. Nastanak spilita ili spilitske magme je favorizovan od ranijih autora, uključujući i *Am - stutca* (1974), ali nedostatak uočenih spilitskih erupcija kao i eksperimentalna proučavanja ukazuju da spilitska magma ne postoji;
- izdvojeni su iz bazaltne magme koja je asimilirala vodu ili kristalila u kontaktu sa morskom vodom. Po ovoj hipotezi kristalizacija normalne bazaltne magme je prva faza nastanka spilita. U spilitskim lavama se sreću relikti piroksena i bazičnog plagioklasa na osnovu kojih se može zaključiti da imaju slično ili isto poreklo kao i normalni bazalti, koji su u reakciji sa morskom vodom dobili sadašnji sastav. U nekim spilitima, međutim, hlorit se javlja i kao primarni mineral, čak zajedno sa svežim piroksenom. Za nastanak ovih stena veoma je važno poreklo vode koja je promenila bazalt u spilit. Hipoteze koje se oslanjaju na reakcije sa morskom vodom posebno su interesantne, jer su spiliti najčešće submarinski izliveni pa se smatra da morska voda koja sadrži natrijum u reakciji sa lavom omogućava albitizaciju i stvaranje ovih stena. Interakcija između lave i vode zavisi od pritiska (dubine), mesta i veličine izliva. U plitkoj vodi ključanje će delom izolovati lavu od okolne vode. Na dubini većoj od 3300 m pritisak morske vode sprečava ključanje, pa će lava biti neprekidno u kontaktu sa morskom vodom, čime se omogućava unos natrije za stvaranje albita. Postoji, međutim, niz otvorenih pitanja o reakciji lave i morske vode. Tako na primer, bazaltne pillow lave sa Havaja, donešene sa dubine od preko 5000 m, nisu spilitizirane;
- nastali su dijagenetskim ili metasomatskim promenama bazalta. Hipoteza o dijagenezi podrazumeva iskristalisali bazalt i njegovu kasniju hidrotermalnu alteraciju. U slivovima bazičnih lava u Indiji prelaz između bazalta i spilita je postepen (*Vallance, 1974*). Spiliti iz Atlantika (*Melson i Van Andel, 1966*) i Indijskog okeana (*Cann, 1969*) nastali su dijagenetskom promenom bazalta iz srednjeokeanskih riftova. U ovim lokalitetima bazalti su alterisani u spilite, u uslovima koji se teško mogu definisati kao metamorfni;
- produkti su niskometamornih procesa bazalta. Novija proučavanja na morskom dnu otkrila su mnoge primere hidrotermalnih alteracija bazičnih stena i sedimenata. Hidrotermalno promenjene pillow lave javljaju se u Srednjeatlantskom riftu (*Humphris i Thomson, 1978*) u kojima se, osim uobičajenih alteracija, javlja i spilitska asocijacija minerala. Mineraloški ovo odgovara albitizaciji plagioklasa i stvaranju hlorita. Identične promene utvrđene su i u laboratorijskim uslovima, kada je bazalt reagovao sa morskom vodom na temperaturi od 260°C i pritisku od 500 bara pri odnosu vode i lave 1:50 (*Seyfried i Bischoff, 1977*).
- obrazovani su metamorfozom magmatskih stena gornjeg dela okeanske kore. U pojedinim oblastima spiliti se javljaju u asocijaciji sa regionalno metamorfnim stenama promenjenim do facije



zelenih škriljaca. Ove stene imaju metamorfan sklop, teksture su slabo škriljave do masivne, strukture blastoofitske do lepidoblastične, na osnovu čega se svrstavaju u regionalne, slabo metamorfisane stene. Prema ovoj hipotezi, sa mineralnom asocijacijom albit + klinopiroksen + hlorit + epidot spiliti su nastali metamorfozom bazičnih stena ili gornjeg dela okeanske kore.

Prelazna kora

Prelazna kora, kao i prelazna litosfera, prostorno su vezane za ostrvske lukove, odnosno aktivne kontinentalne margine. Ova područja su smeštena iznad subdukcionih zona i vrlo često su vulkanski aktivna. Stene koje se javljaju u prelaznoj kori variraju po sastavu, od bazalta preko andezita i dacita do trahita i riolita. Detaljne karakteristike pomenutih stena biće prikazane u magmatizmu ostrvskih lukova i magmatizmu aktivnih kontinentalnih margina.

Kontinentalna kora

Zemlja je jedina planeta u Sunčevom sistemu sa kontinentalnom korom. Dva najvažnija faktora koja su omogućila njeno stvaranje su: (1) Zemlja ima značajnu količinu vode i (2) verovatno je jedina planeta u kojoj je bilo kretanja ploča većih razmera u značajnijem vremenskom periodu.

Kontinentalna kora može biti debljine i do 80 km. Izgrađena je od dva „sloja”, različite gustine i sastava (sl. 22).

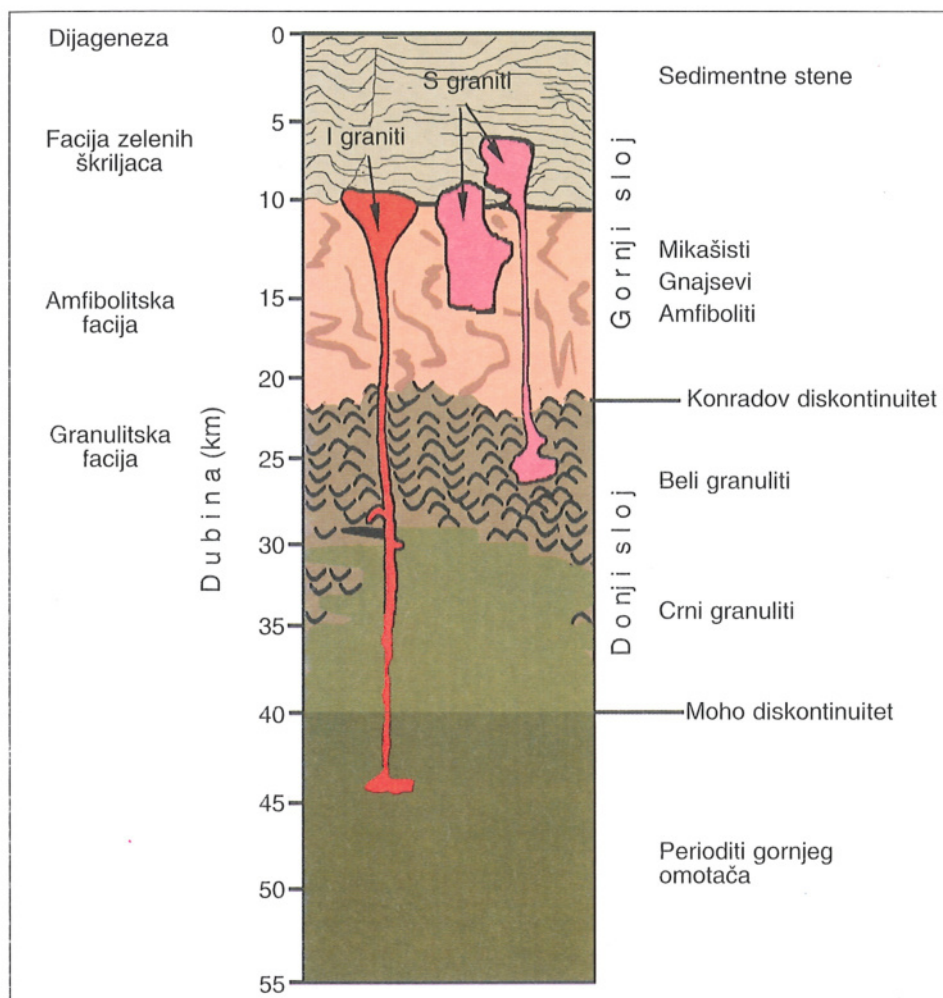
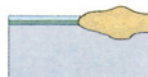
„Gornji sloj”, manje gustine, izgrađen je od oko 90% magmatskih, uglavnom kiselih (granitskih) stena i metamorfita (gnajseva) i oko 10% sedimentnih stena (dominiraju peščari i krečnjaci).

„Donji sloj”, veće gustine, izgrađen je od visokometamorfisanih i dehidratisanih metamorfnih stena kiselog i bazičnog sastava (beli i crni granuliti, amfiboliti). Granica između ova dva sloja naziva se Konradov diskontinuitet.

Najstarije stene kontinentalne kore su u Enderby Land-u na Antartiku (3.9 milijardi godina) i u jugozapadnom Grenlandu (3.8 milijardi godina). Prisustvo detritičnog cirkona u nekim Arhajskim metamorfnim sedimentnim stenama ukazuje da je na Zemlji postojala i starija kontinentalna kora koja verovatno nije sačuvana. Ako ovaj detritični cirkon dolazi iz kiselih magmatskih stena, „ostrva” kontinentalne kore postojala su i pre 4 milijardi godina. Pretpostavlja se da su najraniji graniti nastali u zonama subdukcija ili tonjenjem vlažne okeanske kore koja pri malom stepenu stapanja daje salsku magmu.

Proučavanja proterozojskih i arhajskih metamorfnih terena ukazuju na intenzivnu horizontalnu kompresiju zbog kolizije kontinenata sa ostrvskim lukovima, što je verovatno jedan od važnih mehanizama rasta kontinentalne kore, odnosno kontinenata. Kontinentalna kora može nastati i dodavanjem novih količina magmi, spajanjem narastajućih klinova na kontinentalnim marginama, navlačenjem, kolizijom itd. U kontinentalnoj kori generišu se i najveće mase granita.

Navedenim procesima stvara se kontinentalna kora znatno veće debljine (i do 80 km) od okeanske kore, koja je debljine do oko 12 km (sl. 23).



Sl. 22 Kontinentalna kora

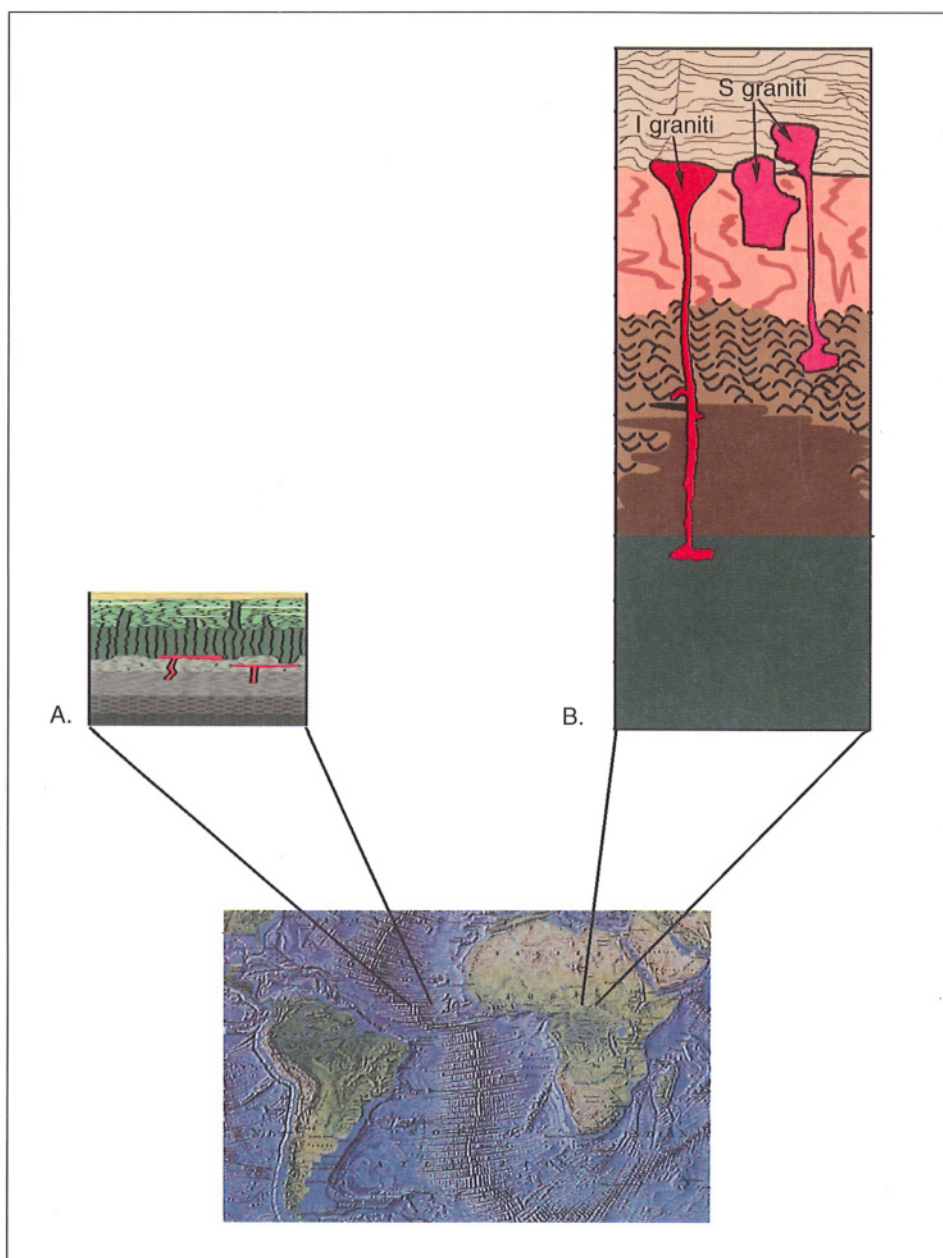
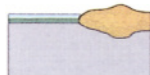
Kontinentalna kora se na osnovu geoloških i geofizičkih karakteristika (sl. 24) može podeliti na:

Kontinentalne i prekambrijske štitove, koji predstavljaju stabilne delove kontinenata, izgrađene od prekambrijskih stena sa vrlo malo ili bez sedimentnog pokrivača. Najvećim delom su izgrađeni od metamorfnih i kiselih magmatskih stena. Stari su od 500 miliona do preko 3.5 milijarde godina. Područja štitova pokazuju male varijacije u reljefu i tektonski su stabilni za duži vremenski period. Zahvataju oko 12% volumena ukupne kontinentalne kore, a najveći među njima su Afrički štit, Kanadski štit, Antartički štit itd.

Kontinentalne platforme su takode stabilni delovi kontinentalne kore, izgrađeni od prekambrijskih stena kao i štitovi, ali za razliku od prethodnih, pokrivaju ih sedimentne stene debljine i do 5 km.

Prekambrijski štitovi i platforme često se zajedno nazivaju kratonima, koji predstavljaju stabilne delove kontinenta u odnosu na susedne, mobilne pojaseve.

Paleozojski orogeni pojasevi su dužine od nekoliko stotina do nekoliko hiljada kilometara. Izgrađeni su od različitih vrsta magmatskih, metamorfnih i sedimentnih stena. To su duboko erodovani planinski venci sa slabom izraženim reljefom i relativnom tektonskom stabilnošću.



Sl. 23 Mesto stvaranja i debljina okeanske (A) i kontinentalne kore (B)

Mezozojsko-kenozojski orogeni (planinski) pojasevi su po veličini i sklopu slični paleozojskim orogenim pojasevima, ali su tektonski nestabilni. Tri najveća orogena kenozojska pojasa su Kordiljeri, Andi i Alpsko-Himalajski pojas. U njima se javljaju blokovi, danas platoi (Kolorado i Tibet) koji nisu pretrpeli deformacije koje su karakteristične za orogene pojaseve.

Terani su tektonski ograničeni segmenti kontinenata koji imaju drugačiju geološku građu, istoriju stvaranja, sastav i sklop od okolnog područja, odnosno okolnih terana sa kojima su, u većini slučajeva, u tektonskom kontaktu. Narastanje terana do kontinenata verovatno se javlja duž subdukcionih zona ili transformnih raseda.

Srasli terani indiciraju na veliko pomeranje od njihovog primarnog mesta. Paleomagnetna proučavanja potvrđuju ovu pretpostavku.



Sl. 24 Položaj Alpskih orogenih pojaseva, kontinentalnih štitova i platformi na Zemlji

Pretpostavlja se da je 30% Severnoameričkog kontinenta formirano srastanjem terana u poslednjih 300 miliona godina. Neki terani predstavljaju sisteme lukova ili komade kontinentalne kore, dok drugi mogu biti aktivni i aseizmički vulkanski grebeni, okeanski platoi itd. Brojni potencijalni terani postoje danas u okeanima, naročito ih ima u Pacifiku.



TEKTONIKA PLOČA

UVOD

Ideja da se kontinenti kreću postojala je još u 17. veku, ali je ovu hipotezu tek 1915. godine naučno obrazložio nemački geofizičar i meteorolog *Alfred Wegener* u radu **Stvaranje kontinenata i okeana**. Na osnovu paleomagnetnih, paleoklimatskih i paleontoloških proučavanja (reptila *Mesosaurus* i biljke *Glossopteris*), kao i identičnih glacijalnih sedimenata Afrike i Južne Amerike, *Wegener* je pretpostavio da je pre oko 200 miliona godina postojao prakontinent Pangea (sva zemlja) koji je komadan u manje delove, ploče, koje su putovale do sadašnjih položaja (sl. 25).

Wegener je smatrao da se kontinenti kreću po čvrstoj podlozi (okeanskoj kori, iznad Moho diskontinuiteta), pod uticajem gravitacije Meseca, ali predloženi mehanizam kretanja za većinu naučnika tog vremena nije bio prihvatljiv. *Alfred Wegener* je tragično izgubio život na Grenlandu, novembra 1930. godine, ne dokazavši svoju hipotezu.

Pedesetih godina ovog veka, detaljno su proučavani Atlantski i Pacifički okean, kada su u njima otkriveni okeanski grebeni i riftne zone, vulkanska aktivnost i područja zemljotresa. Stene okeanskog dna u ovim okeanima nisu bile starije od 160 miliona godina.

Na osnovu pomenutih podataka *Hess* (1962) je pretpostavio da su okeanski riftovi mesta razmicanja (odvajanja) kontinenata gde dolazi do izdizanja omotača i izlivanja magmi koje formiraju novu okeansku koru. U područjima podvlačenja (subdukcije) okeanska ploča podilazi pod okeansku ili kontinentalnu ploču, gde biva „pojeden“ (parcijalno do potpuno stopljena), zbog čega veličina i zapremina Zemlje ostaju isti. Ova Hesova hipoteza u literaturi je poznata kao *Širenje okeanskog dna* (*Sea floor spreading*).

Kasnih šezdesetih godina, novim istraživanjima i uz dve pomenute hipoteze, *Vegenerovog* koncepta kretanja kontinenata i Hessove ideje o širenju okeanskog dna, stvorena je teorija tektonike ploča.

Prema teoriji tektonike ploča, preko gornjeg dela omotača, astenosfere, koja je polutečna, leži čvrsta okeanska ili kontinentalna litosfera. Ova ljuska Zemlje je podeljena na brojne delove - „ploče“ koje se kreću po astenosferi (sl. 26).

Ploče su izgrađene od stena kontinentalne i okeanske litosfere (Afrička ploča, Južnoamerička ploča itd.) ili samo od stena okeanske litosfere (Pacifička ploča). Veličina ploče se tokom vremena menja. Dodavanjem nove magme u riftnoj zoni ona se povećava, dok se u subdukcionim zonama smanjuje. Ploče se ne kreću istom brzinom. Pravac i brzina njihovog kretanja određuje se na osnovu položaja transformnih raseda, merenjem sa satelita itd.



A. Pre 200 miliona godina



B. Pre 150 miliona godina



C. Pre 100 miliona godina



D. Pre 50 miliona godina



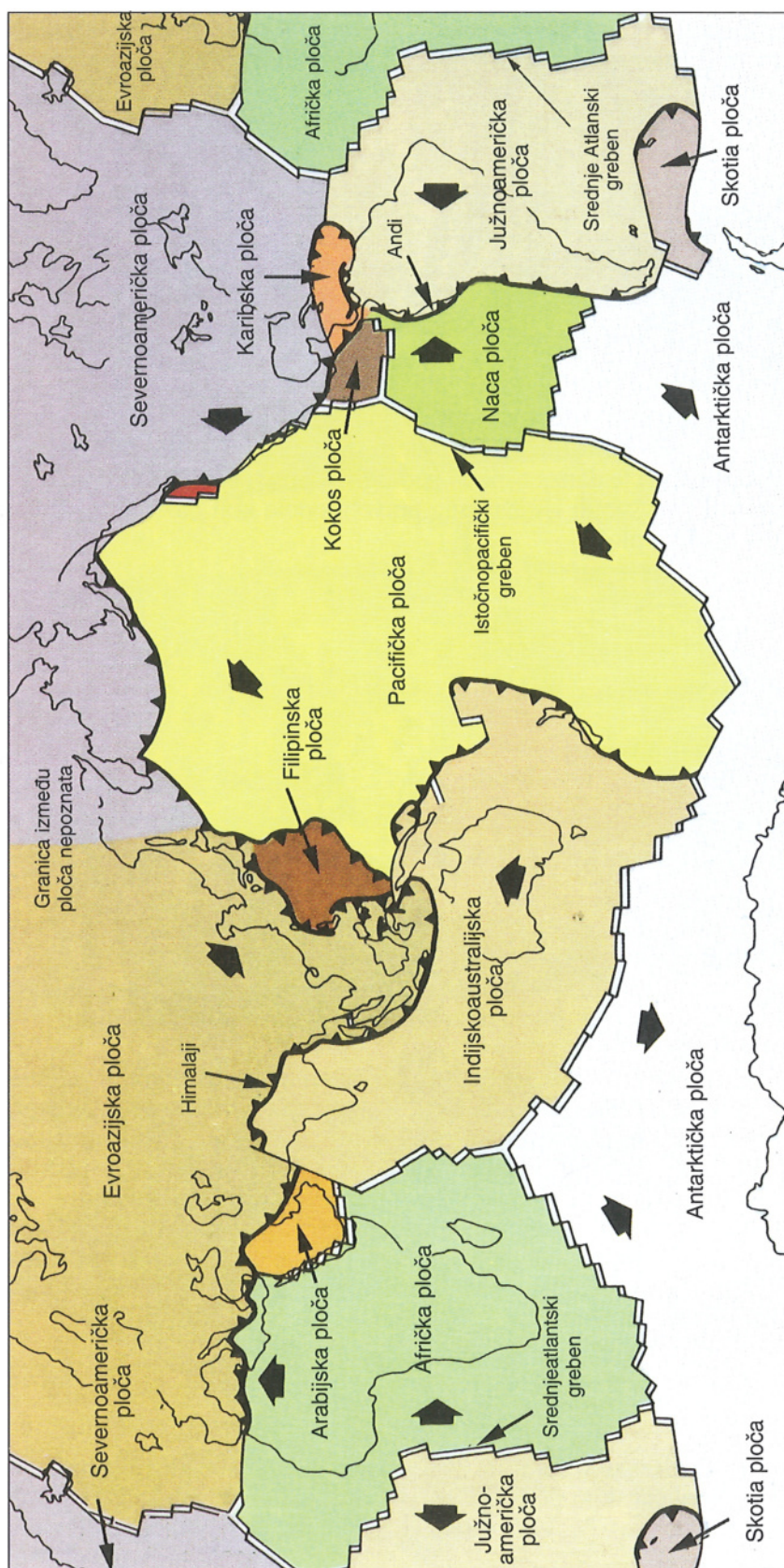
E. Sadašnji položaj kontinenata



F. Položaj kontinenata nakon 50 miliona godina



Sl. 25 Pangea i kretanje kontinenata u poslednjih 200 miliona godina



Sl. 26 Položaj večih ploča na Zemlji sa pravicima kretanja (crne strelice)



Pretpostavlja se da je konvekciono strujanje u omotaču glavni mehanizam kretanja ploča. Konvekciono strujanje (*convection current*) nastaje kretanjem dubljeg, toplijeg (lakšeg) materijala iz omotača ka površini (izlivanje magmi u riftnim zonama), uz istovremeno tonjenje hladnijeg, težeg materijala ka dubljim delovima (subdukovanje okeanske litosfere).

Na Zemlji postoji sedam velikih ploča: Severnoamerička, Južnoamerička, Afrička, Pacifička, Evroazijska, Australijska i Antarktička. Najveća je Pacifička ploča, koja se nalazi u bazi Pacifičkog okeana i izgrađena je samo od stena okeanske litosfere i pripada grupi okeanskih ploča. Većina ploča, međutim, izgrađena je od stena kontinentalne i okeanske litosfere (Afrička, Južnoamerička itd.) i pripadaju tzv. kontinentalnim pločama. Ploče srednje veličine su: Karipska, Naca, Filipinska, Arabijska, Kokos i Skotia.

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

GRANICE PLOČA

Zavisno od načina kretanja, postoje tri tipa granica ploča:

- granica razmicanja ili rift;
- granica podvlačenja ili subdukcija, i
- transformni rased (sl. 27).

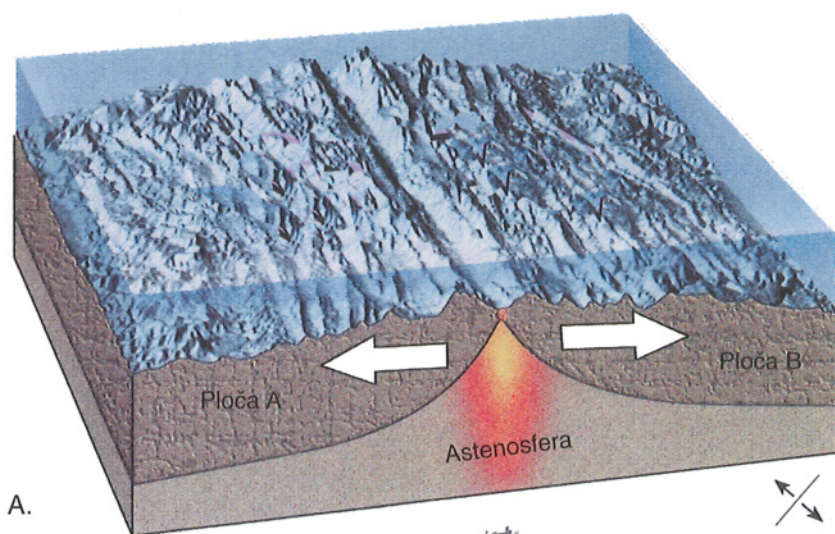
Veličina i oblik ploča, kao i njihov međusoban odnos, određeni su kombinacijom navedenih granica, tj. kretanja. Tako na primer, Naca ploča i Pacifička ploča su odvojene granicom razmicanja, riftom, a Naca ploča od Južnoameričke ploče granicom podvlačenja, subdukcijom (sl. 28). Na istoj slici prikazan je i položaj toplih tačaka koje se nalaze daleko od granica ploča i u kojima se javlja intenzivna vulkanska aktivnost (Havajska Ostrva, Jeloustonski park itd.).

Zavisno od vrste granica, ploče menjaju svoj oblik i veličinu, tj. narastaju ili se smanjuju (recikliraju). Antarktička i Afrička ploča su najvećim delom ograničene riftovima, zbog čega se povećavaju (narastaju), dok se Pacifička ploča duž severne i zapadne granice smanjuje, jer u područjima subdukcije ona se parcijalno do potpuno stapa, tj. recikliše.

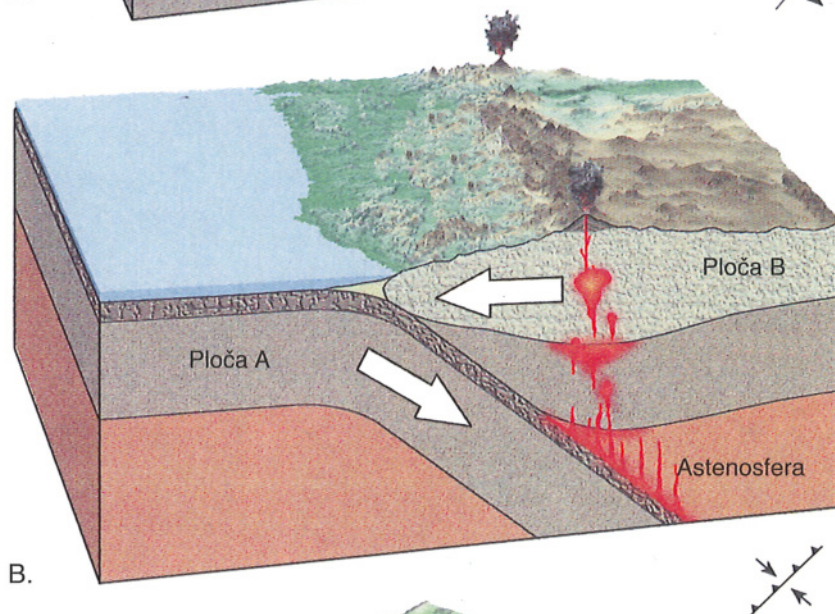
Granice ploča takođe menjaju svoj položaj. Rift može iznenada da promeni pravac pružanja, da postane neaktivan ili da nastane na drugom mestu. Subdukcija i transformni rasedi takođe migriraju, ponekad iznenada prestaju ili se pojavljuju.

Granica razmicanja ili rift

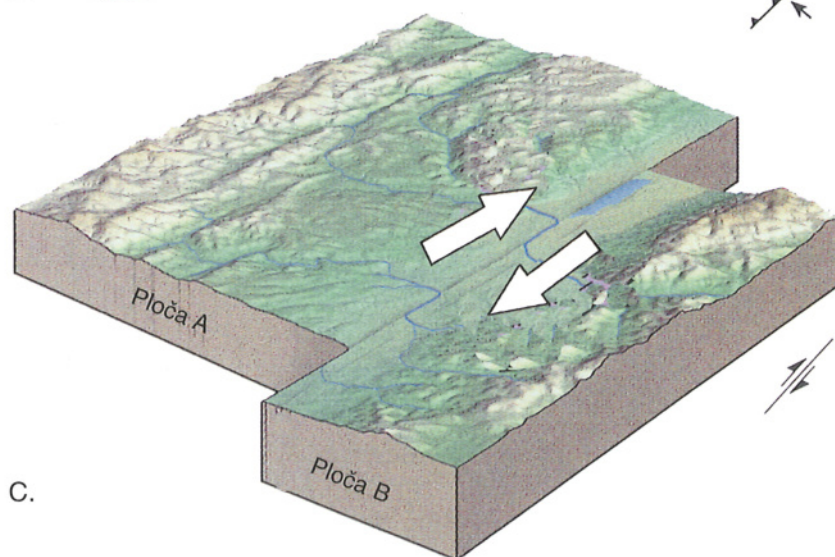
Granica razmicanja ili rift je mesto gde se dve ploče razmiču jedna od druge (u okeanskim područjima) ili unutar kontinenta kada dolazi samo do njihovog deljenja, tj. komadanja (Istočnoafrički rift). Granicu razmicanja



A.

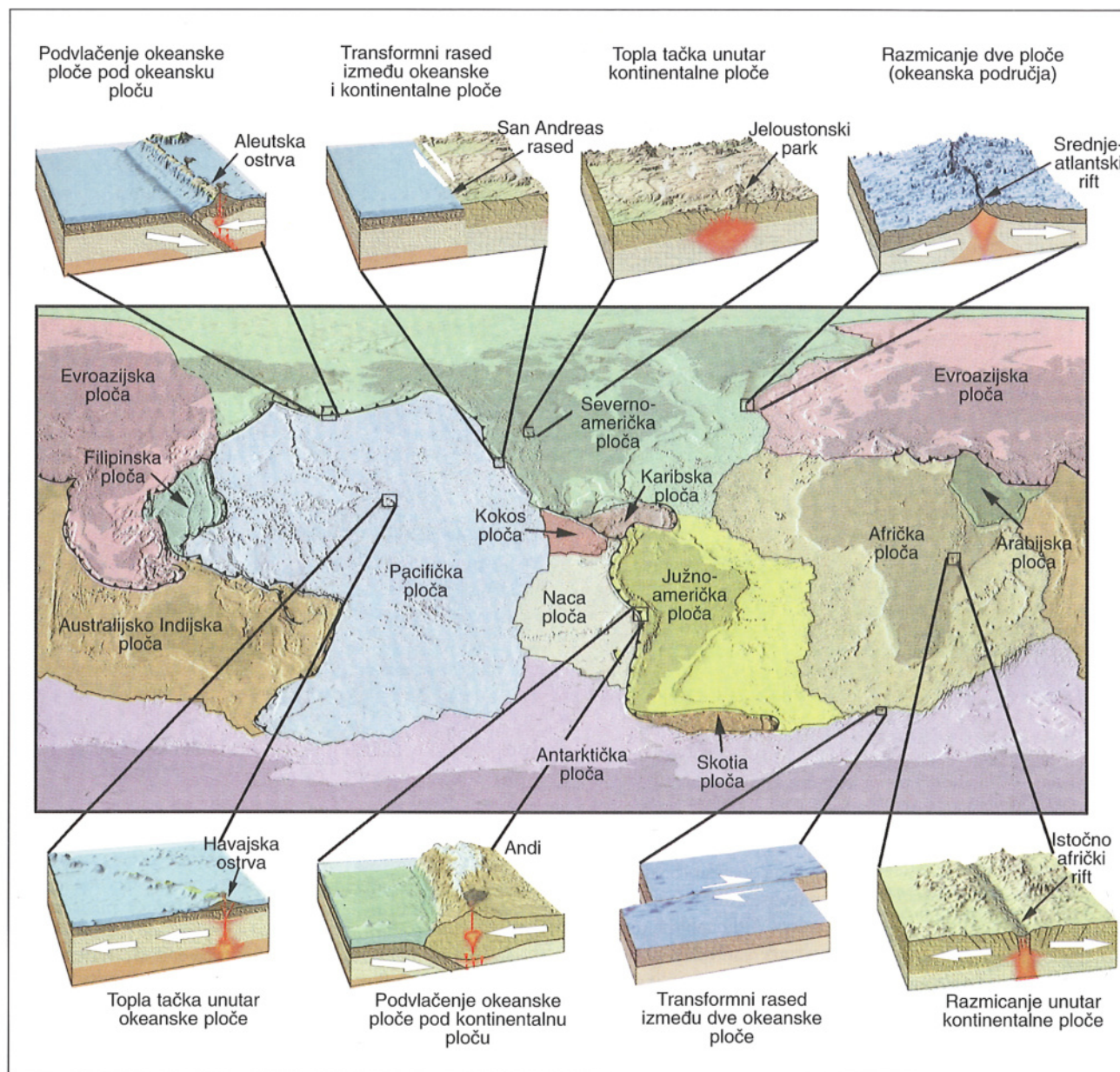


B.



C.

Sl. 27 Osnovni tipovi granica ploča:
A - razmicanje, rift
B - podvlačenje, subdukcija
C - transformni rased



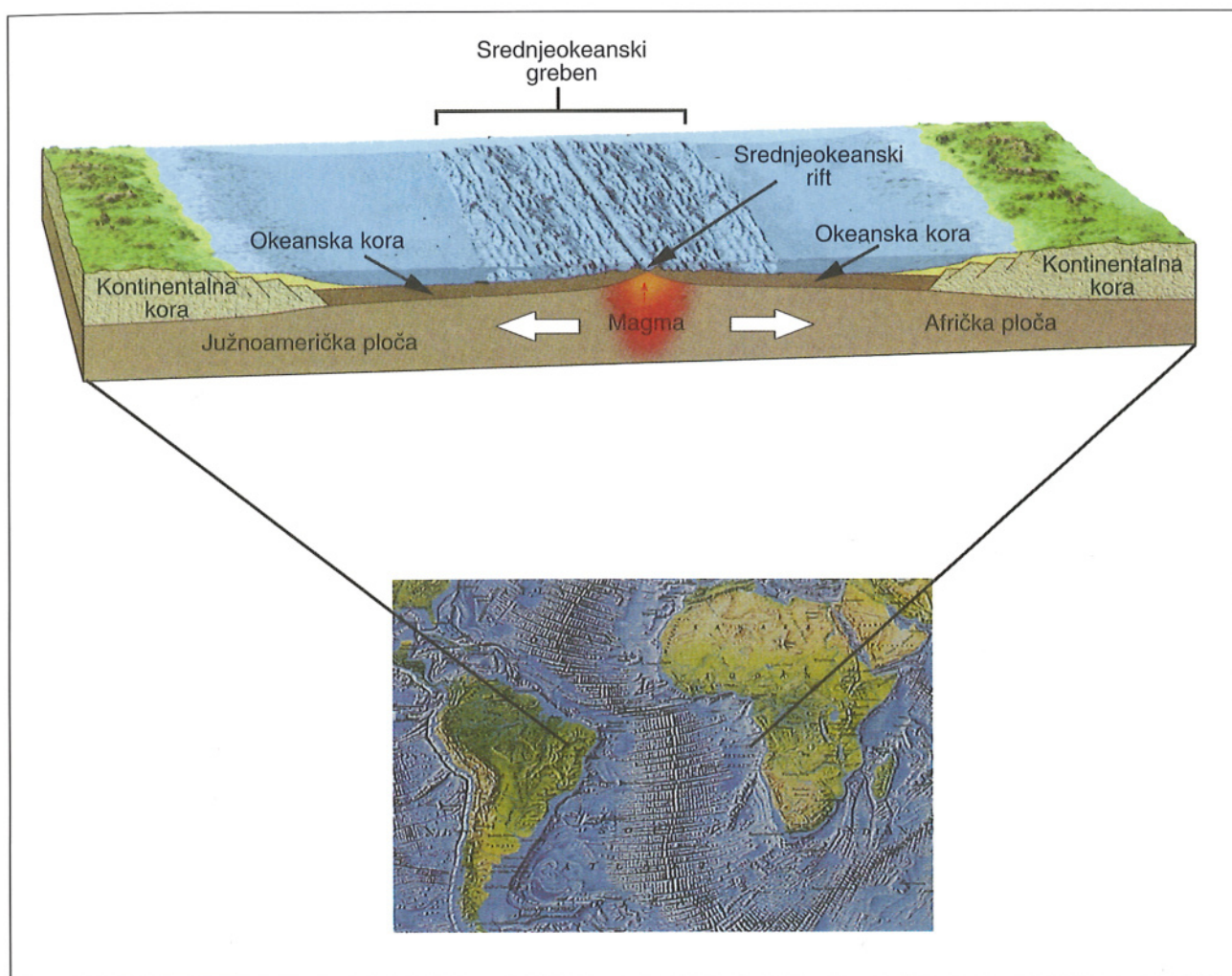
Sl. 28 Različiti tipovi granica ploča

ili rift čine sistemi paralelnih raseda širine do nekoliko desetina kilometara, a dužine i do nekoliko hiljada kilometara.

U okeanskim područjima granica razmicanja naziva se i srednjeokeanski rift ili okeanski rift, a u kontinentalnim područjima kontinentalni rift.

Granica razmicanja u okeanskim područjima

Razmicanjem dve ploče u okeanskim područjima, u srednjeokeanskom riftu, izliva se velika količina bazalta koja pomera (izgurava) „staru” okeanskukoruna obe strane rifta stvarajući novukorui srednjeokeanski greben (sl. 29). Pošto je veličina Zemlje ista, nova kora u srednjeokeanskom riftu

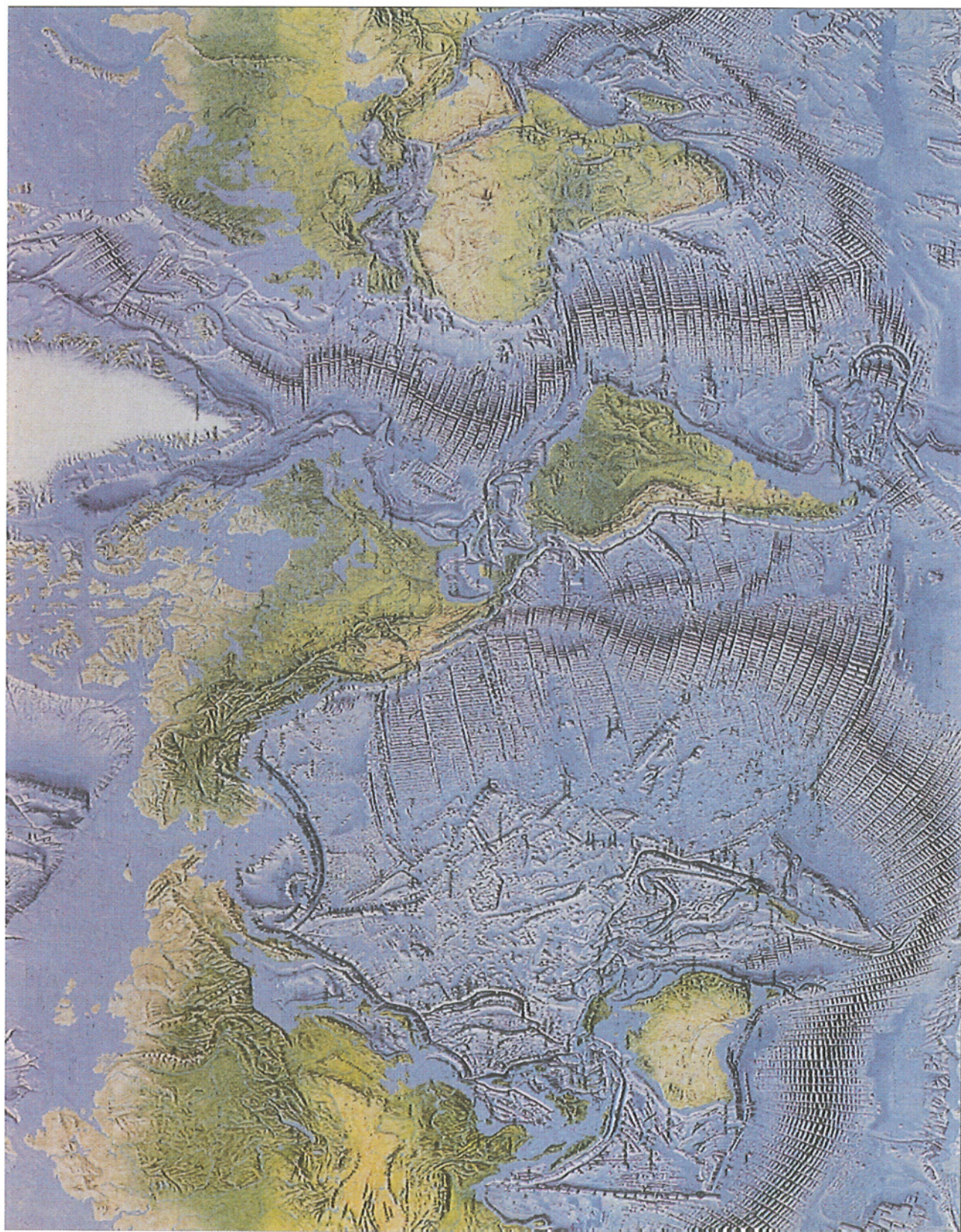


može nastati samo ako se ista količina stena, duž zona podvlačenja, subdukcije, unese u dubinu Zemlje. U toku geološkog vremena pojedini okeanski riftovi su se više puta otvarali i zatvarali. Sadašnja dinamika kretanja kontinenata započela je pre oko 200 miliona godina otvaranjem Atlantskog i Indijskog okeana, koji se još uvek povećavaju, uz istovremeno smanjenje Pacifika.

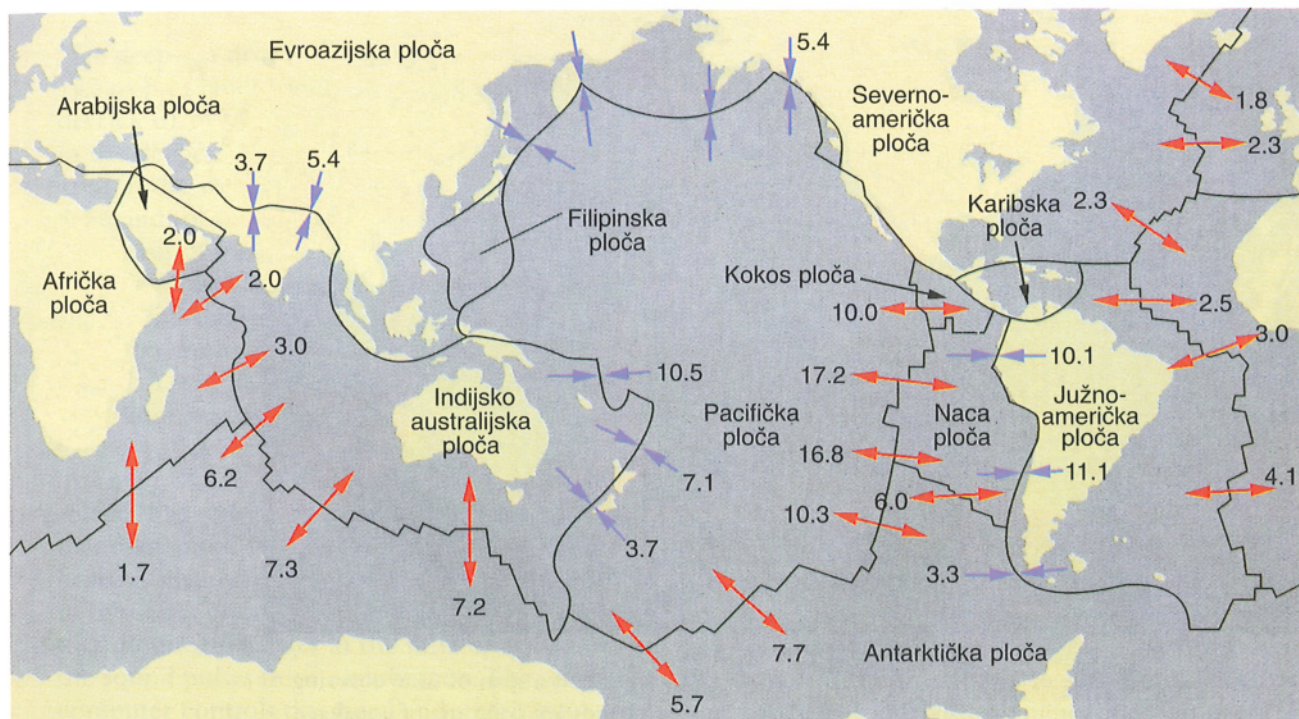
Srednjeokeanski grebeni predstavljaju ogromne podvodne planinske vence izgrađene od bazalta koji su izlivani u riftovima. Dužine su i preko 20.000 km (Atlantski okean, Pacifik), širine 1500 do 2000 km i visine 2 do 3 km iznad okeanskog dna. Srednjeokeanski grebeni imaju izražen reljef (morfologiju) i brojne vulkanske strukture koje su se razvile u toku 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 često su podeljeni na segmente. Javljaju se u svim okeanskim basenima (sl. 30).

Veličina i oblik srednjeokeanskog grebena zavise od brzine razmicanja ploča, tj. širenja okeanskog dna (sl. 31). Kod sporog širenja ploča (Atlantski okean) grebeni su morfološki izraženi, a u njihovim centralnim delovima tektonskim procesima stvaraju se riftne doline. Široke su nekoliko kilometara, a duboke jedan do dva kilometra. Morfološki odgovaraju grebe-

Sl. 29 Granica razmicanja ploča u okeanskom području



Sl. 30 Morfologija okeanskog dna



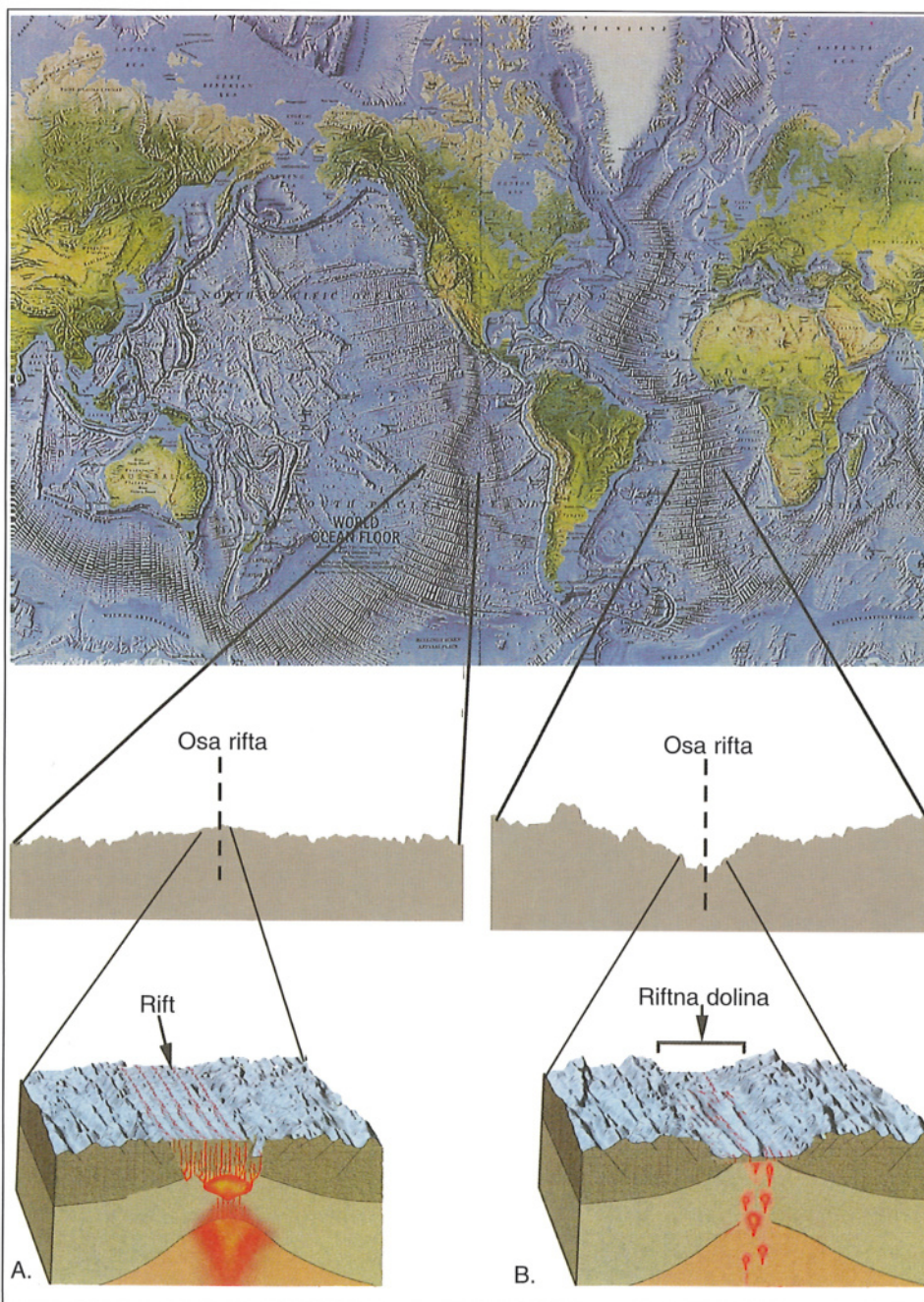
nima. Kod brzog širenja ploča (Pacifik) topografija okeanskog dna je manje izražena, pa su okeanski grebeni praktično bez riftne doline (sl. 32).

Pojedini autori u području srednjeokeanskog grebena izdvajaju i riftnu zonu koja se nalazi u centralnom delu srednjeokeanskog grebena ili riftne doline, ako je razvijena. U aktivnoj riftnoj zoni javljaju se slabi, plitki zemljotresi, visok prinos toplote, intenzivna tektonika (vertikalno kretanje delova okeanske kore) i vulkanska aktivnost.

U okeanskim područjima javljaju se i aseizmički grebeni, bez vulkanske i seizmičke aktivnosti ili je ona vrlo slaba. Zauzimaju oko 10% okeanskog dna, ali su retko proučavani pa se o njima malo zna. Poznato je više od 100 aseizmičkih grebena, naročito ih ima u Atlantskom okeanu (sl. 33) i zapadnom Pacifiku. Aseizmički grebeni mogu biti visine i nekoliko kilometara iznad morskog dna, a nekad se javljaju i iznad nivoa mora (u Indijskom okeanu). Ispod nekih od njih je okeanska kora debljine od 20-40 km u kojoj glavni minerali stena nemaju magnetnu orijentaciju. Proučavanjem uzoraka stena iz bušotina utvrđeno je da neki aseizmički grebeni imaju „granitsku” osnovu koja ukazuje da vode poreklo iz kontinentalne kore. Drugi aseizmički grebeni su vulkanskog porekla, vezani su za aktivnost toplih tačaka, a neki čak imaju oblik ostrvskog luka. Istraživanja pokazuju da se aseizmički grebeni kreću sa okeanskom pločom i da mogu biti transportovani do subdukcione zone. Mnogi aseizmički grebeni su izrasedani ili čak pripojeni kontinentalnim marginama. Vulkanske stene aseizmičkih grebena se hemijski i mineraloški razlikuju od bazalta srednjeokeanskih riftova, po sastavu su slični lavama okeanskih ostrva.

Specifičan slučaj je kada se riftovanjem razmiču tri ploče (sl. 34) stvarajući trojni spoj (*triple junction*). Postoji 16 načina stvaranja trojnog spoja (kombinovanjem riftova, rovova i transformnih raseda), ali je samo šest uobičajeno. Trojni spoj, zavisno od načina stvaranja, može biti tektonski sta-

Sl. 31 Brzina (cm/god) razmicanja (crvene strelice) i brzina sučeljavanja (plave strelice), pojedinih ploča

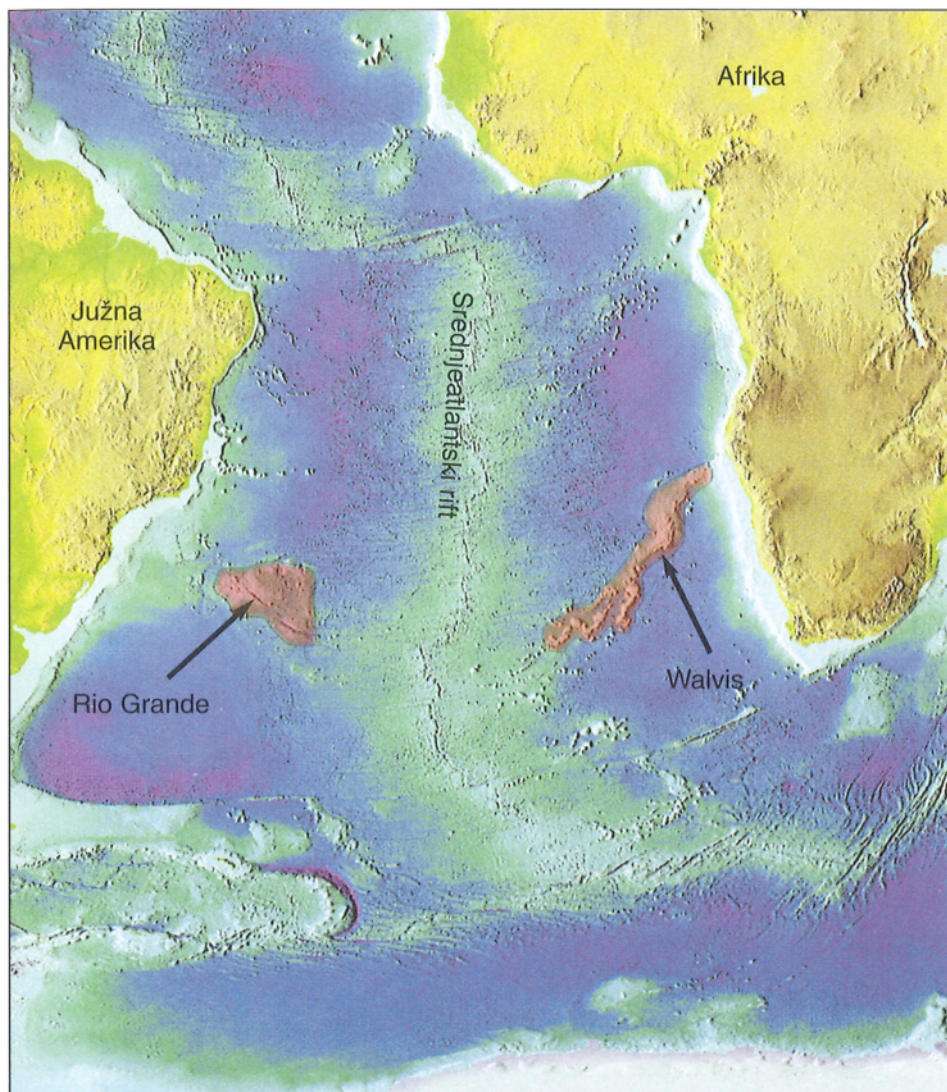


Sl. 32 Morfologija srednje-oceanskog grebena:

- A - rift sa brzim razmicanjem ploča
- B - rift sa sporim razmicanjem ploča

bilan ili nestabilan. Proučavanjem razvoja trojnog spoja dobijaju se važni podaci o međusobnom odnosu ploča.

U okeanskim područjima javljaju se i riftovi koji se umnožavaju (*propagating rifts*) nastali složenim tektonskim procesima. Riftovi koji se umnožavaju su posebna vrsta rift-transformnog raseda kada se jedan od riftnih segmenata širi (raste) u stariju koru koja se nalazi blizu transformnog raseda. Premešteni riftni segment inicira novu magmatsku aktivnost. Ovaj specifičan režim tektonskog razvoja ima velikog uticaja na razvoj riftnih magmi. Za umnožavajuće riftove vezuju se najizdiferenciranije magme poznate u riftnim zonama, sastava od bazalta do riodacita.



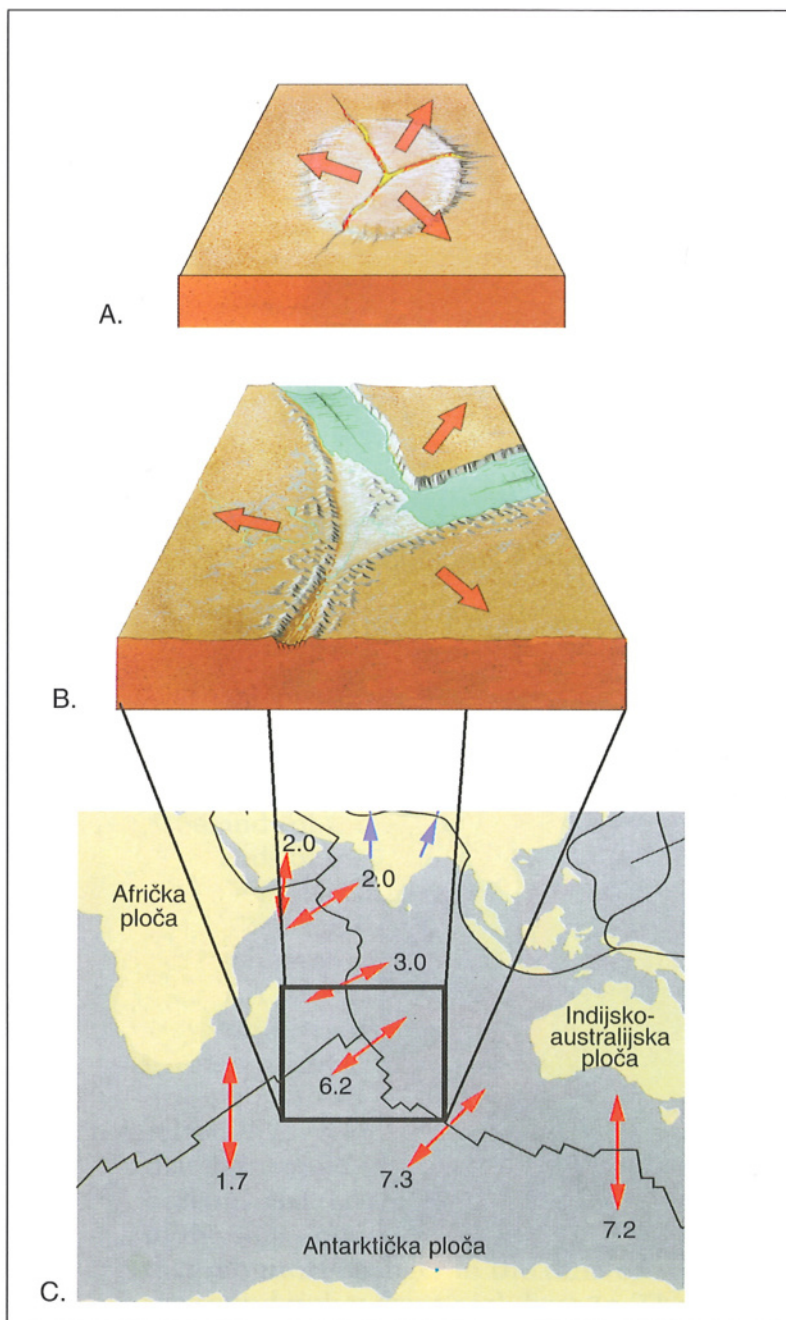
Sl. 33 Dva najveća aseizmička grebena u južnom delu Atlantskog okeana: Rio Grande i Walvis

Granica razmicanja - rift unutar kontinenata

Razmicanjem duž rifta unutar kontinenata, kao i kod srednjeokeanskih grebena, stvaraju se riftne doline koje morfološki odgovaraju grabenu (sl. 35). Duž normalnih raseda izliva se bazaltna magma i formira vulkanske kupe ili vulkanske ploče (plateo). Istočnoafrički rift je primer početka razlamanja (riftovanja) kontinenta (Afrike) uz intenzivnu vulkansku aktivnost. U kontinentalnim riftovima je, zbog izdizanja omotača, visok prinos toplote. U njima se javljaju i plitki, slabi zemljotresi, jer se žarišta nalaze na malim dubinama.

Daljim razvojem riftne doline unutar kontinenta stvara se nova okeanska kora, odnosno srednjeokeanski rift koji deli kontinent na dve nove ploče. Crveno more je klasičan primer ovakvog razmicanja gde se Arabijska ploča odvojila od Afrike.

Neki riftovi u kontinentalnim područjima se ne razvijaju potpuno (tzv. pasivni riftovi) kada se stvaraju samo riftne doline (graben), bez vulkanske aktivnosti (rift Rio Grande, graben Rajne itd.).

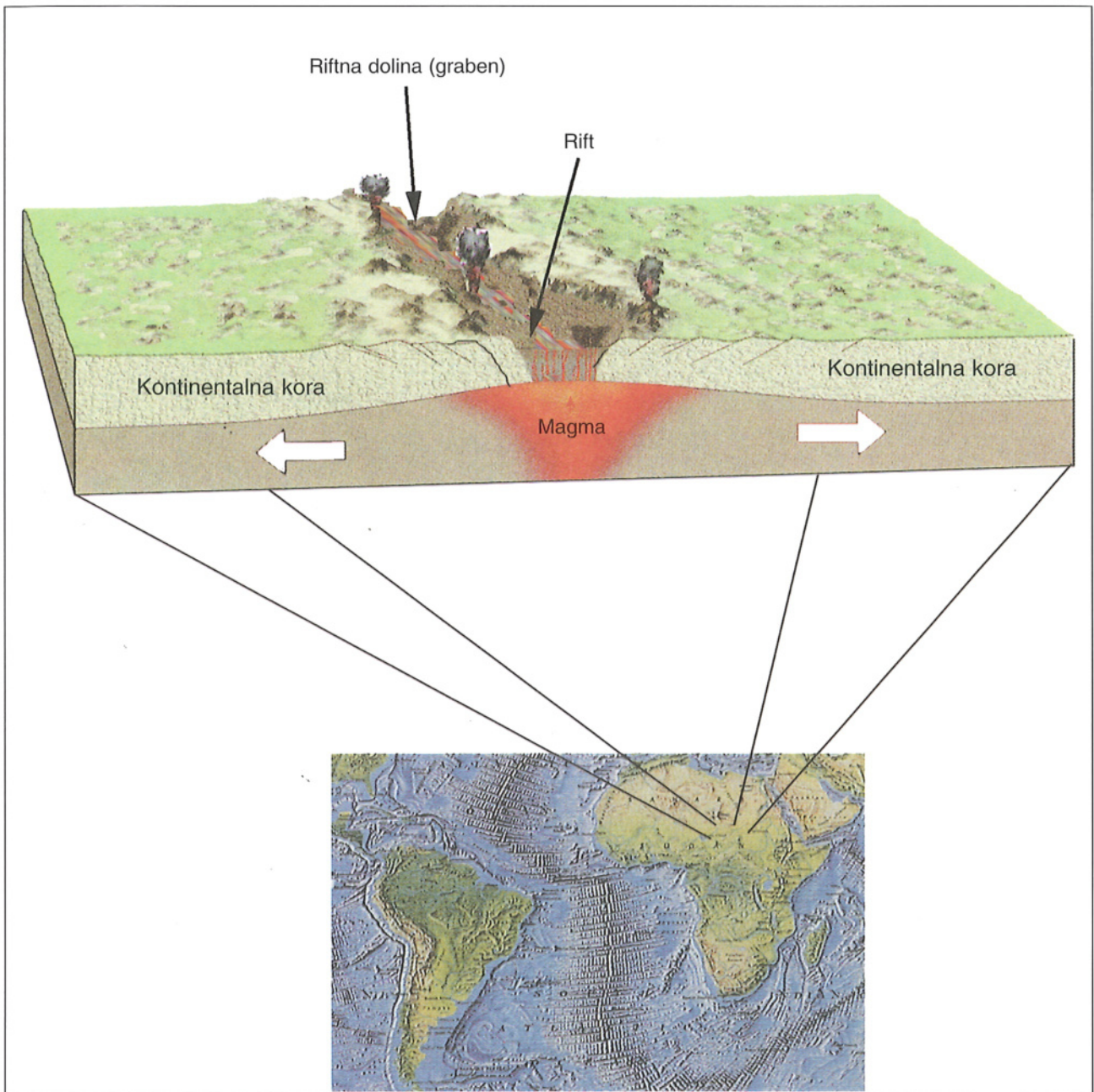


Sl. 34 Stvaranje trojnog spoja razmicanjem (riftingom) ploča:

- A - početak razmicanja tri ploče
- B - trojni spoj
- C - trojni spoj Afrike, Indijskoaustralijske i Antarktičke ploče

Granica razmicanja - rift u basenima iza luka

Tektonskim razlamanjem (cepanjem) ostrvskog luka u području rifta stvara se nova okeanska kora koja je po sastavu slična kori u srednjeokeanskim grebenima. Razlamanje ostrvskog luka i stvaranje rifta nastaje zbog izdizanja dijapira iz omotača ispod ostrvskog luka ili odvajanjem (kidanjem) subdukovane ploče u dubokim delovima omotača. Pojedini autori pretpostavljaju da razlamanje ostrvskog luka nastaje kada se u delu omotača iznad subdukovane ploče stvara novi konvekcionni krug strujanja koji izaziva dalje cepanje okeanske kore.



Granica podvlačenja ili subdukcija

Granica podvlačenja ili subdukcije je mesto gde se jedna ploča podvlači (subdukuje) pod drugu stvarajući duboki okeanski rov (*trench*). Ta područja nazivaju se i subdukcionim zonama. Smatra se da se ploče subdukuju do 670 km dubine gde se parcijalno stapaju, tj reciklišu. Ugao subdukcije menja se sa dubinom, verovatno zbog kidanja ili deformacije subdukovane ploče.

U subdukcionim zonama javljaju se jaki zemljotresi (Beniof seizmička zona) koji počinju u okeanskom rovu i idu duž subdukcione zone

Sl. 35 Razmicanje (riftovanje) unutar kontinenta



duboko u područje omotača. Karakter granice podvlačenja zavisi od sastava stena, ugla i brzine subdukcije. Podvlačenje može biti:

- okeanske ploče pod okeansku ploču,
- okeanske ploče pod kontinentalnu ploču, i
- kontinentalne ploče pod kontinentalnu ploču, kada ne dolazi do znatno dubljeg podvlačenja već sudara tj. sučeljanja ploča i stvaranja kolizionih ili sutur zona (Himalaji).

Podvlačenje, subdukcija okeanske ploče pod okeansku ploču

Podvlačenjem okeanske ploče pod drugu okeansku ploču stvara se okeanski rov (*trench*), a na ploči koja se nalazi iznad formira se ostrvski luk sa bazaltnim ili andezitskim vulkanizmom koji je paralelan pružanju okeanskog rova (sl. 36). Udaljenost ostrvskog luka od okeanskog rova zavisi od ugla subdukcije, obično je od 100 do 200 km. Duž subdukcione zone, kako što je pomenuto, javljaju se jaki zemljotresi (Beniof seizmička zona).

Okeanski rov je područje gde jedna ploča počinje da se podvlači pod drugu. To je uska zona, dubine preko 10 km, širine nekoliko desetina km i dužine nekoliko stotina km. Okeanskih rovova najviše ima u Pacifiku gde se nalazi i Marijanski rov se najvećom dubinom okeana na Zemlji (oko 11 km). Okeanski rovovi imaju vrlo nizak prinos toplote (*very low heat flow*) i vrlo nisku gravitacionu anomaliju u odnosu na srednjeokeanski rift. Položaj okeanskog rova se menja s vremenom, zbog čega se menja i položaj ostrvskog luka.

Deo sedimenata sa ploče koja nije subdukovana biva odnešen (transportovan) u okeanski rov kada se subdukcionim procesima ubiraju i metamorfišu u uslovima visokih pritisaka i niskih temperatura stvarajući narastajući klin (*accretion wedge*). Veličina narastajućeg klina zavisi od količine klastičnog materijala prinetog u okeanski rov, zbog čega neki ostrvski lukovi imaju male narastajuće klinove ili oni čak izostaju.

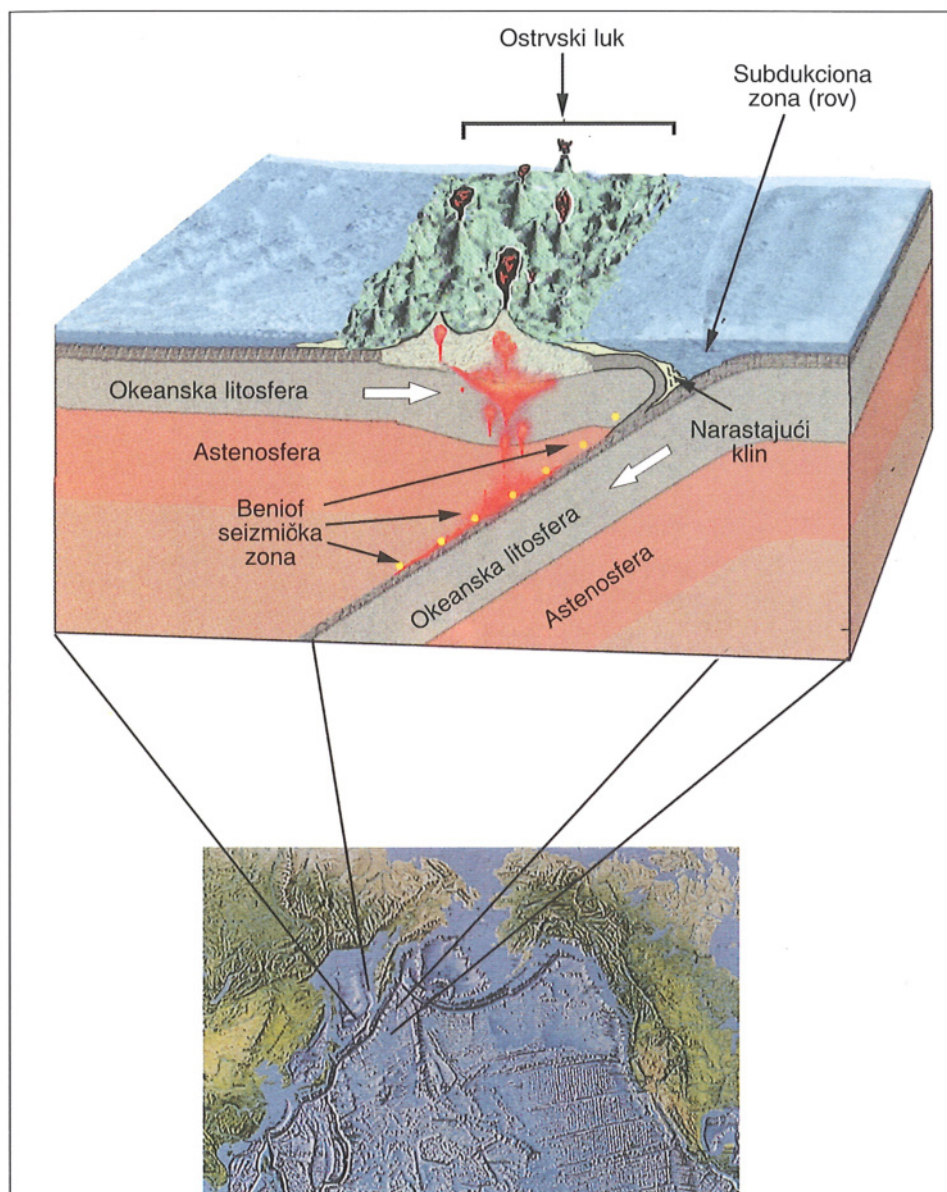
Podvlačenje okeanske ploče pod kontinentalnu ploču

Podvlačenjem okeanske ploče pod kontinentalnu ploču stvara se aktivna kontinentalna margina i okeanski rov (*trench*) a na kopnenom delu vulkanski ili magmatski luk (sl. 37). Veličina, položaj i morfološka svojstva okeanskog rova su veoma slični ili identični kao i kod podvlačenja okeanske ploče pod okeansku ploču.

U vulkanskom luku dominiraju andeziti, a od plutonskih stena granodioriti. Duž subdukcione zone javljaju se jaki i duboki zemljotresi (Beniof seizmička zona).

Narastajući klin je izgrađen od različitih vrsta stena i veći je nego kod subdukcije okeanske ploče pod drugu okeansku ploču. Nastaje prinosom (suljavanjem) klastičnog materijala sa kontinentalne ploče u rov uz učešće okeanskih sedimenata. Stene su ubrane i metamorfisane u uslovima visokih pritisaka i niskih temperatura.

Aktivna kontinentalna margina ima kratak (uzan) kontinentalni šelf bez široke kontinentalne padine i abisalne zaravni koja se javlja uz pasivnu kontinentalnu marginu.

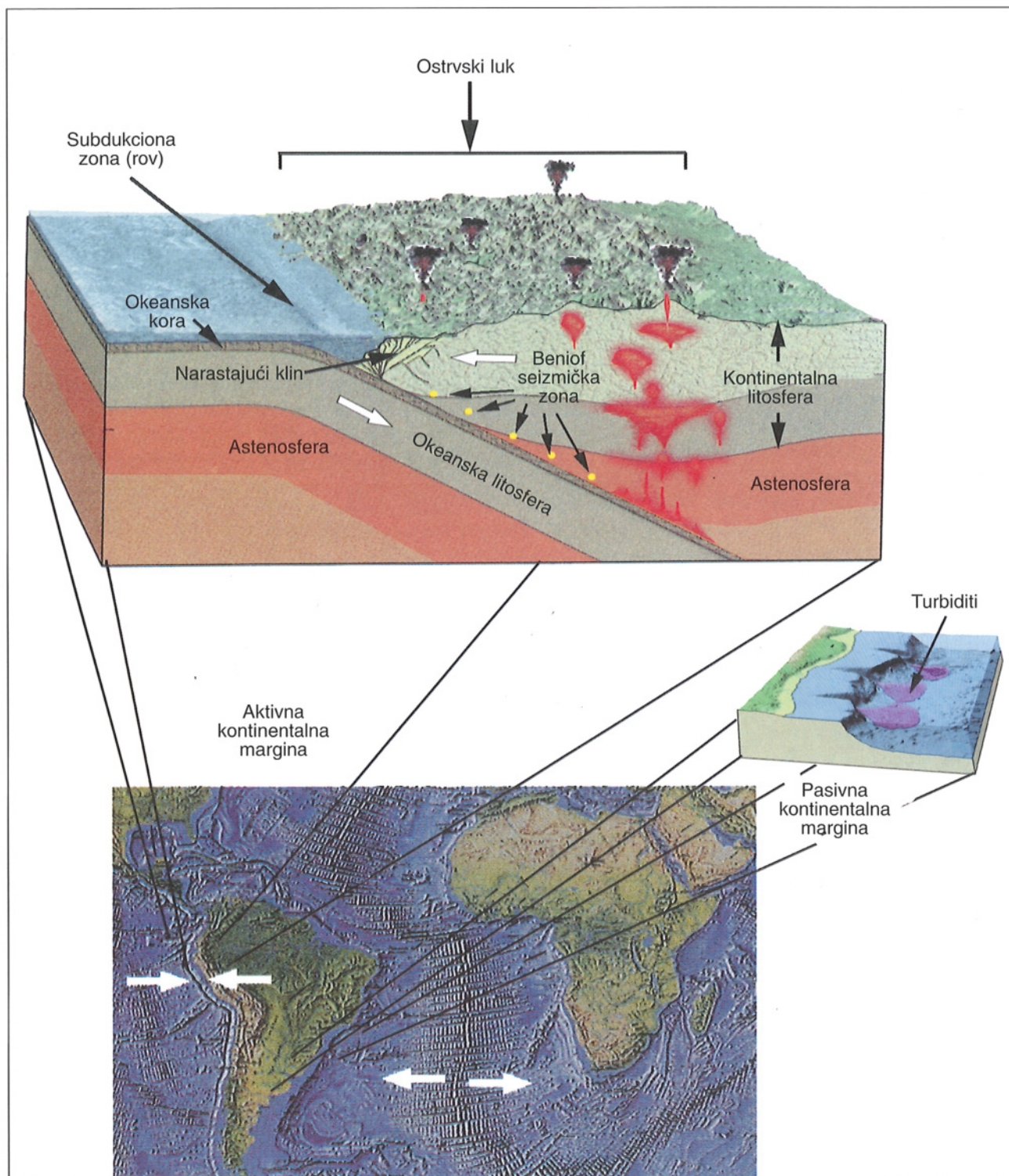


Sl. 36 Podvlačenje okeanske ploče pod okeansku ploču (ostrvski luk)

Pasivna kontinentalna margina se javlja u području bez tektonske aktivnosti, daleko od granice ploča i praktično je bez vulkanizma i zemljotresa (Istočne obale Severne i Južne Amerike). Pasivna kontinentalna margina uključuje kontinentalni šelf, kao i kontinentalnu padinu i abisalnu zaravan na kojima se stvaraju flišni, odnosno turbiditni sedimenti.

Sučeljavanje dve kontinentalne ploče

Najsloženiji tip magmatizma u aktivnim kontinentalnim marginama je kada se dve kontinentalne ploče ne subdukiju (stene su male specifične gustine), već sudaraju, tj. sučeljavaju stvarajući sutur zonu sa intenzivnom tektonikom, metamorfizmom i magmatskom aktivnošću.



Sl. 37 Podvlačenje okeanske ploče pod kontinentalnu ploču (vulkanski luk)

Smatra se da je između dve kontinentalne ploče, pre sučeljavanja, morao biti okeanski prostor koji je subdukovan ispod jedne od kontinentalnih ploča.

Područje sučeljavanja ili kolizije postaje zona odebljale kore i vrlo složene tektonike i magmatske aktivnosti kada se stvaraju ogromni planinski



venci, Himalaji (sl. 38), Alpi, Apalaške planine, Ural itd. Posle kolizije, u fazi dekompresije, nastaju intruzivne kisele do intermedijarne stene i izlivaju lave andezitsko-dacitskog sastava praćenog alkalnim vulkanskim stenama.

Transformni rasedi

Transformni rasedi su specifična horizontalna kretanja ploča subparalelna do paralelna smeru širenja rifta, bez njihove destrukcije ili narastanja. Duž nekih transformnih raseda javljaju se slabi, plitki zemljotresi ili vulkanska aktivnost.

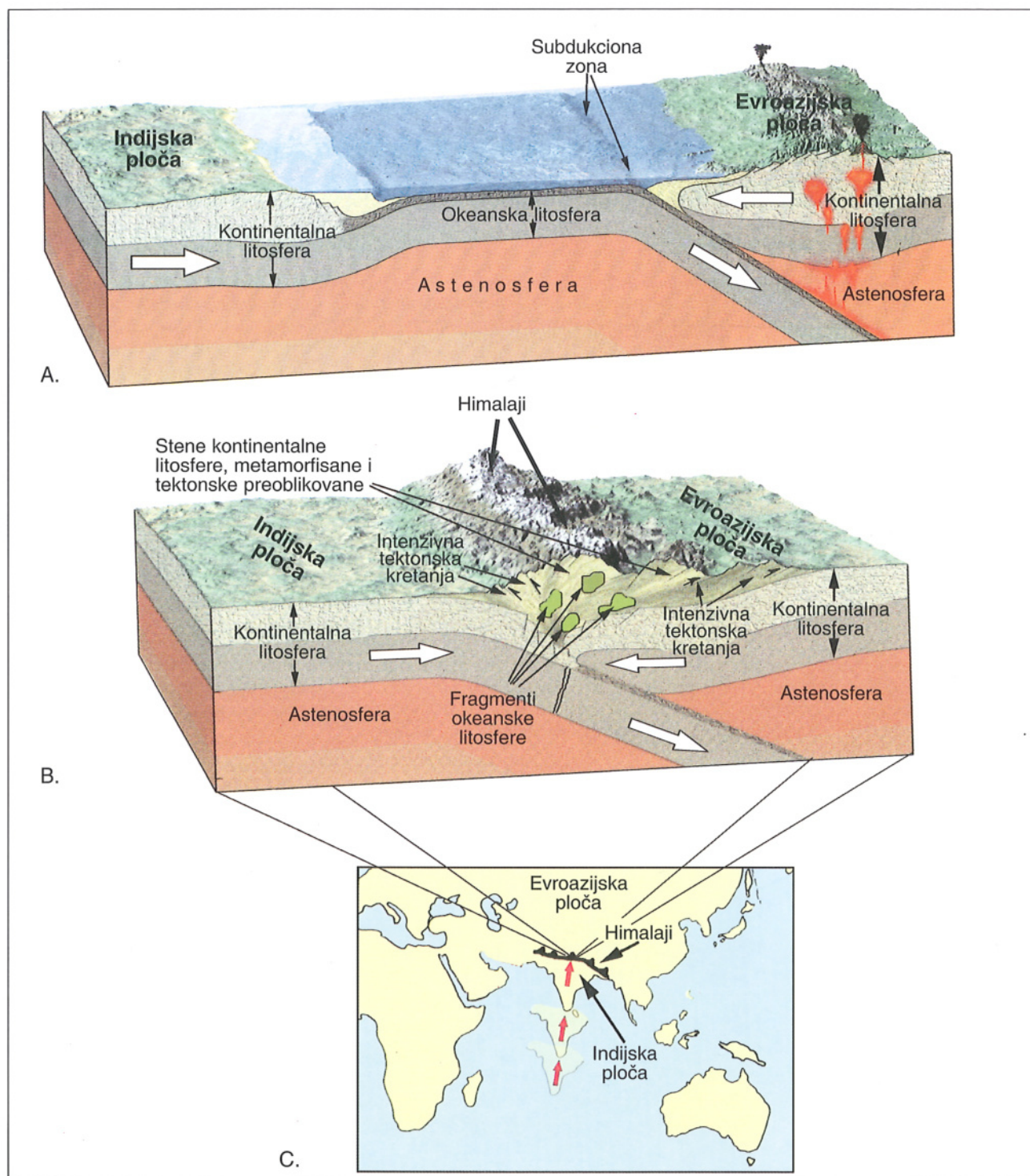
Postoje tri tipa transformnih raseda: rift-rift, rift-rov i rov-rov rasedi. Najčešći su rift-rift transformni rasedi (sl. 39A). Transformni rased može biti i granica ploča. Najpoznatiji i najbolje proučeni primer ovakvog raseda je San Andreas transformni rased, koji je granica između Pacifičke i Severnoameričke ploče (sl. 39B). Transformni rasedi mogu prouzrokovati velike petrološke, strukturne i topografske diskontinuitete.

Bušanjem u područjima transformnih raseda u Srednjeatlantskom riftu omogućeno je uzimanje uzoraka različitih vrsta stena iz donjeg dela okeanske kore (harcburgita, lerzolitita, gabrova, amfibolitita itd.).

VILSONOV CIKLUS

Otvaranje i zatvaranje okeanskih basena praćeno stvaranjem okeanske litosfere, a zatim njenim subdukovanjem, poznato je pod imenom Vilsonov ciklus (*Burke i Segnor*, 1979), (sl. 40). Ovaj ciklus počinje razlamanjem kontinentalne litosfere duž riftnih zona, kada se stvara okeanski basen (sl. 40 A, B). Dok se basen kontinualno širi, formira se okeanska litosfera i talože sedimentne stene (sl. 40 C, D). U središnjem delu stvara se okeanski rift sa određenom asocijacijom magmatskih stena. Nakon najvećeg širenja (ekstenzije) počinje zatvaranje basena sa subdukcijom na jednoj ili obe margine i okeanski basen se sužava (sl. 40 E, F). Rezultat zatvaranja je sučeljavanje (kolizija) kontinent-kontinent (sl. 40 G). Za vreme kolizije, stene okeanske litosfere često bivaju dovedene preko stena pasivnih i/ili aktivnih kontinentalnih margina. Postoje dokazi da se Vilsonov ciklus na jednom mestu može javiti više puta.

Najintenzivniji geološki procesi javljaju se na granicama ploča. U njima se, uz složenu tektonsku aktivnost, stvara i većina magmatskih stena: bazalti srednjeokeanskih riftova, bazične i alkalne stene unutar kontinentalnih riftova, vulkanske i intruzivne stene ostrvskih i vulkanskih lukova i bazalti basena iza luka (sl. 41). Petrologija i nastanak stena u pomenutim tektonskim sredinama, uz bazalte okeanskih ostrva koji se stvaraju unutar okeanskih ploča, biće prikazana u narednim poglavljima.

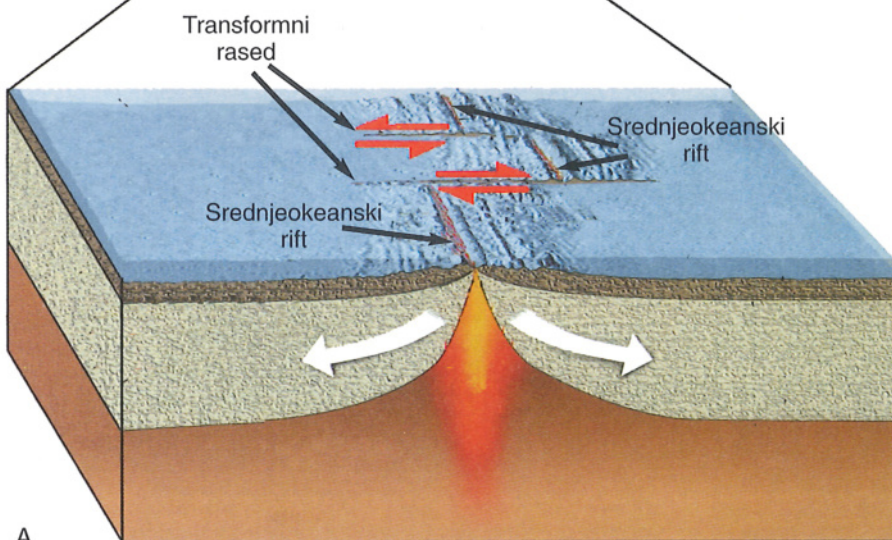
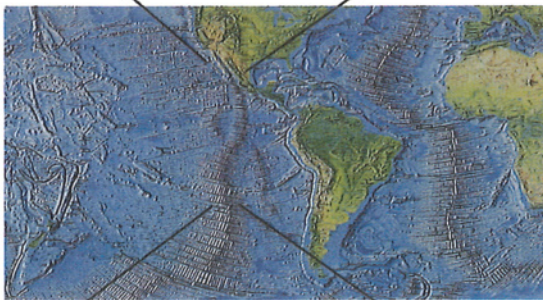


Sl. 38 Stvaranje planinskog venca Himalaja:

- A - subdukcija okeanske ploče pod kontinentalnu ploču
- B - sučeljavanje dve kontinentalne ploče (Indijske i Evroazijske ploče)
- C - pravac kretanja Indijske ploče (crvene strelice)

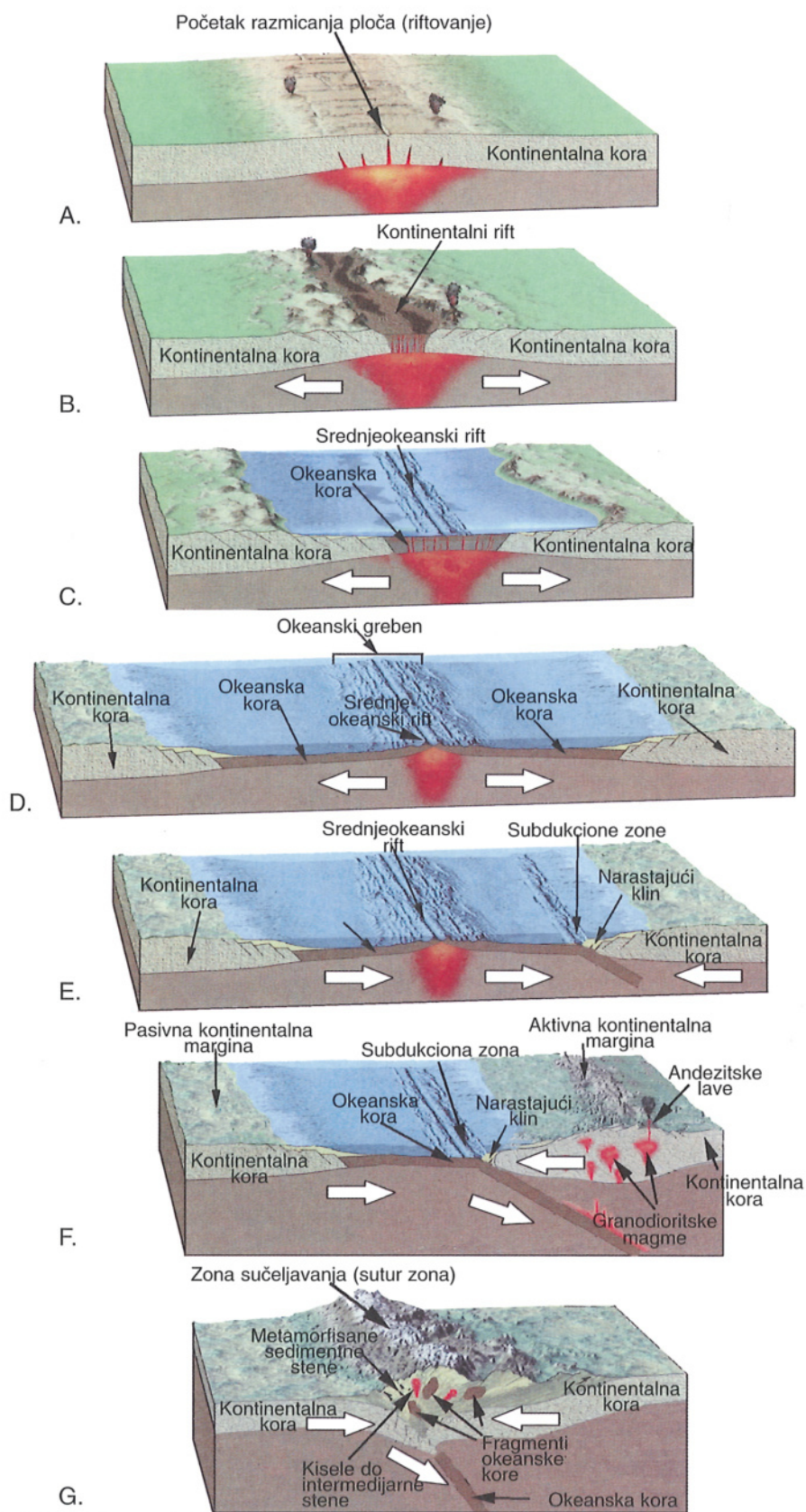


B.

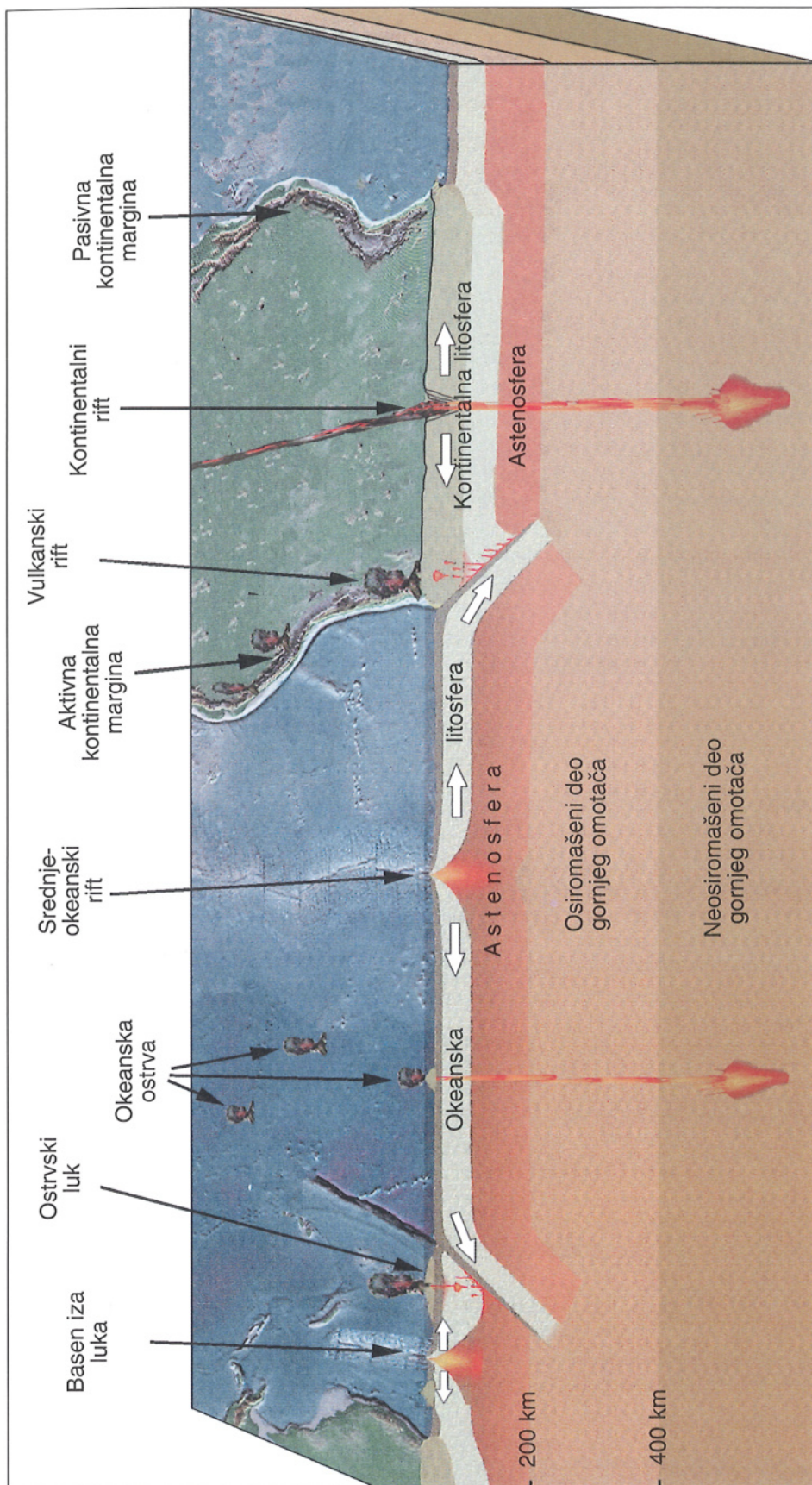


A.

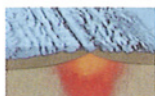
Sl. 39 Transformni rased:
A - na srednjeokeanskom
riftu
B - San Andreas rased



Sl. 40 Vilsonov ciklus
(objašnjenje u tekstu)



Sl. 41 Tektonske sredine stvaranja magmatskih stena



MAGMATIZAM SREDNJEOKEANSKIH RIFTOVA

UVOD

Prema teoriji tektonike ploča, srednjeokeanski riftovi su granice između ploča duž kojih se stvara nova okeanska kora. Parcijalnim stapanjem omotača i adiabatskom dekompresijom (pad pritiska bez gubitka ili prinosa toplote), u uskoj zoni izdizanja nastaju bazaltne magme koje se kroz tenzione pukotine (riftove) izlivaju na okeansko dno. Razmicanjem ploča novostvorena okeanska kora se odgurava na obe strane od ose rifta. Intenzivnim tektonskim pokretima, duž raseda u centralnoj riftnoj zoni mogu se izneti gabrovi i peridotiti iz dubljih delova kore ili gornjeg omotača. Većina okeanskih riftova nastala je daljim razvojem kontinentalnih riftova (sl. 42).

U okeanskim riftovima se javljaju slabi, plitki zemljotresi, koji se vezuju za razlamanja, utiskivanje i izlivanje bazaltnih magmi.

SMEŠTAJ MAGME I NJENO IZLIVANJE

Model stvaranja okeanske kore razmicanjem dve ploče pretpostavlja postojanje magmatskog rezervoara ispod ose rifta. Prisustvo magmatskih rezervoara dokazano je seizmičkim proučavanjima, ali se vrlo malo zna o njihovoj veličini i obliku. U Istočnopacifičkom grebenu male brzine seizmičkih talasa ispod riftne zone ukazuju na prisustvo tečnih faza koje najverovatnije predstavljaju magmatske rezervoare.

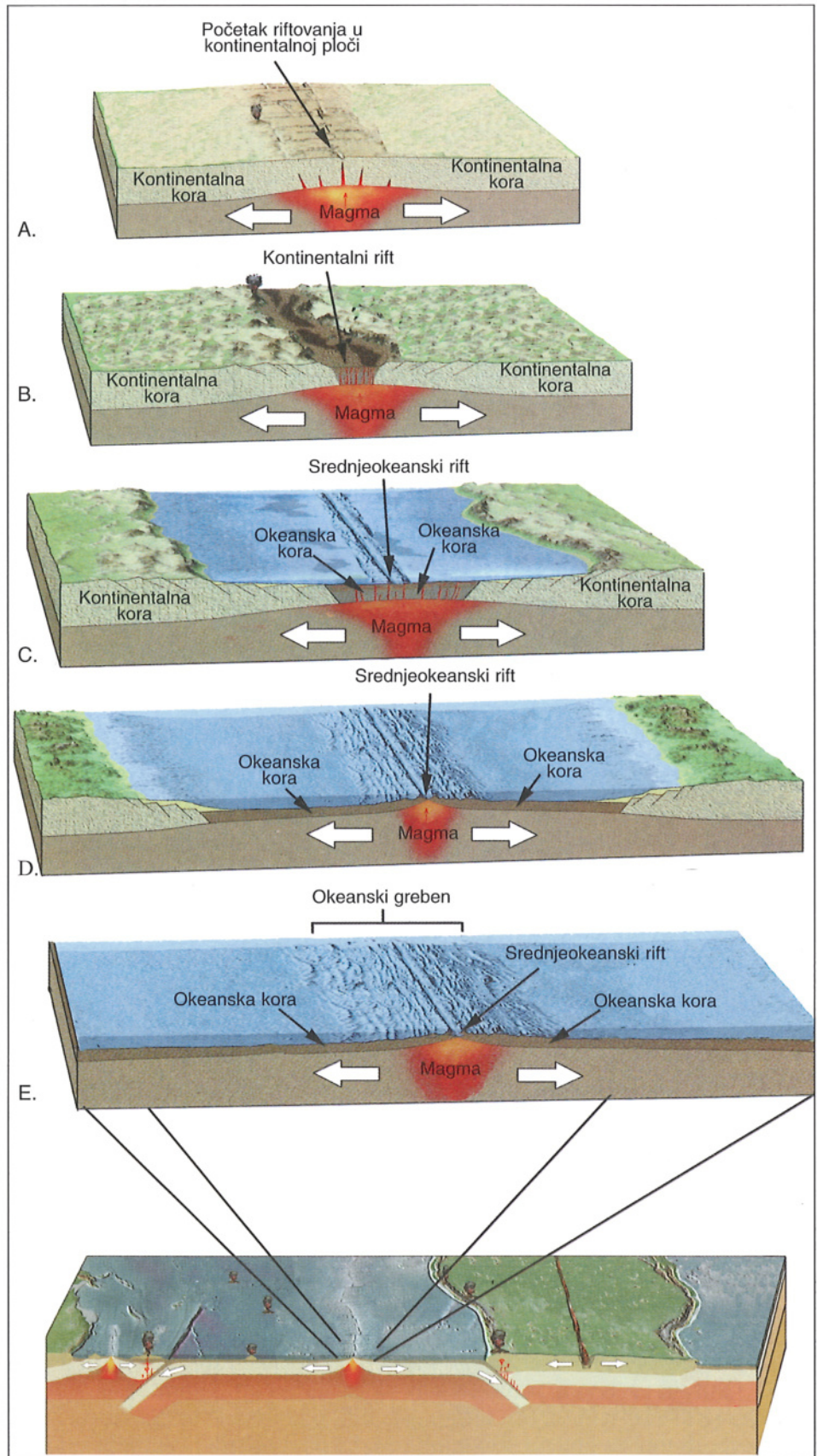
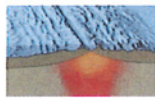
Magmatski rezervoari mogu biti zatvoren ili periodično otvoren sistem što se smatra verovatnijim. Pretpostavlja se da se stalni magmatski rezervoari ne mogu formirati ispod rifta ako je brzina razmicanja ploča manja od 0.5 do 0.9 cm za godinu.

Veličina i položaj magmatskih rezervoara zavise od brzine širenja rifta. Riftovi sa brzim razmicanjem ploča imaju velike magmatske rezervoare, dok riftovi sa sporim razmicanjem imaju male, nepovezane rezervoare (sl. 43).

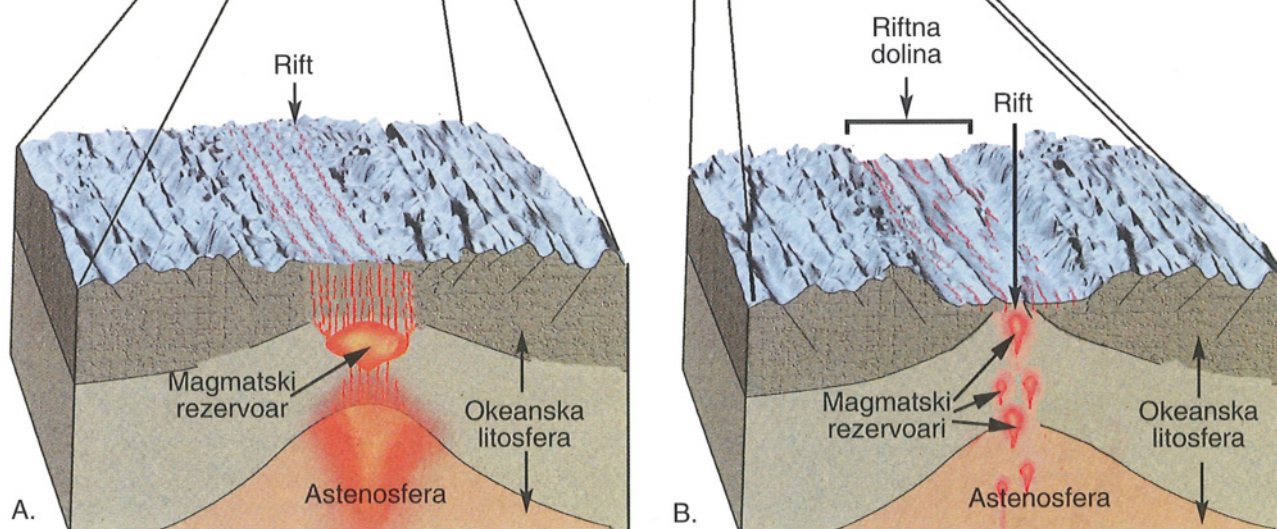
Okeanski riftovi sa brzim razmicanjem ploča

Okeanski riftovi, nastali brzim razmicanjem, imaju nizak reljef, tj. izlive bazaltnih lava koje često formiraju „vulkanska jezera” i tanke ploče bazalta. Ove zaravni predstavljaju osnovnu morfološku razliku u odnosu na riftove nastale sporim razmicanjem ploča, koji imaju izraženu morfologiju.

Riftovi sa brzim razmicanjem ploča najvećim delom se javljaju u Pacifiku (Istočnopacifički rift, Galapagos itd.) u kojima je brzina razmicanja ploča i do 18 cm za godinu. Za razliku od Atlantskog rifta, Pacifički rift nije



Sl. 42 Stvaranje srednjeokeanskog rifta



paralelan sa ivicama kontinenata i nema jasno definisane riftne doline. Širina Pacifičke riftne zone je oko 2.5 do 3 km.

Cann (1970) je na osnovu teorijskih razmatranja i strukture okeanske kore pretpostavio da se ispod riftova sa brzim razmicanjem ploča nalaze veliki magmatski rezervoari. Dok se rift širi, magma ulazi u prostor magmatskog rezervoara i počinje da kristališe, prvo u gornjem delu rezervoara, zatim po obodima i dnu, tj. gde je hlađenje najbrže.

Prinos magme iz omotača u rezervoar je periodičan i zavisi od brzine širenja rifta. U periodima između dva prinosa, magma koja je u rezervoaru frakcioniše dajući prvo iskristalisale olivine i plagioklase i diferencirane rastope obogaćene inkompatibilnim elementima. Kada nova količina magme

Sl. 43 Veličina, oblik i položaj magmatskih rezervoara ispod:

- A - rifta sa brzim razmicanjem ploča
- B - rifta sa sporim razmicanjem ploča



ude u rezervoar, meša se sa ostatkom „stare” magme ili formira privremeno „jezero” pri dnu rezervoara. Lava se izliva na okeansko dno kada pritisak u magmi nadvlada litostatički pritisak i probije krov rezervoara. Ovi procesi verovatno deluju istovremeno sa razmicanjem ploča i injektovanjem nove magme u magmatski rezervoar. Zbog veće brzine razmicanja ploča i prisustva većih magmatskih rezervoara, u Istočnopacifičkom riftu vulkanska aktivnost je intenzivnija nego u Atlantskom riftu.

Aktivna hidrotermalna polja („crni dimnjaci”) javljaju se uglavnom u riftovima sa brzim širenjem ploča. Ona su skoro otkrivena i predstavljaju specifičnu osobinu ovih riftova.

Okeanski riftovi sa sporim razmicanjem ploča

Srednjeatlantski rift je primer rifta koji se sporo širi, 1-5 cm za godinu (Hekinian, 1982). U ovom području nema oslabljenja seizmičkih talasa, verovatno zbog odsustva većih magmatskih rezervoara ispod ose rifta (Fowler, 1976). Model rifta sa sporim širenjem takođe su dali i Nisbet i Fowler (1978) koji pretpostavljaju da ispod ose glavnog rifta ne postoji stalni magmatski rezervoar, već samo mali rezervoari u kojima ne dolazi do značajnije frakcionizacije magmi.

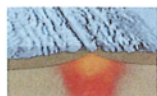
Saznanja o morfologiji i strukturi riftova i grebena nastalih sporim razmicanjem ploča dobijena su proučavanjem u Atlantskom okeanu, između 36 i 37°N, poznatom kao Famous područje. Ovaj deo Atlantskog okeana ima riftnu zonu širine 25-30 km, u kojoj se javljaju mali, izolovani vulkani (oko 300 m visine), odvojeni jedan od drugoga, ukazujući da vulkanska aktivnost u riftovima nastalim sporim širenjem ploča nije kontinualna.

PETROGENETSKI MODEL STVARANJA BAZALTA SREDNJEOKEANSKIH RIFTOVA

Bazaltne magme se obrazuju i akumuliraju ispod riftova izdizanjem materijala gornjeg omotača koji se parcijalno stapa usled adiabatske dekompresije. Izdizanje je najvećim delom prouzrokovano konvekcijom strujanja u gornjem omotaču, kada se vrši i transport toplote iz unutrašnjosti Zemlje. Konvekcijom strujanje je verovatno i glavni uzročnik kretanja ploča.

O’Nions i drugi (1979) smatraju da je izvor bazaltnih magmi srednjeokeanskih riftova gornji omotač osiromašen inkompatibilnim elementima koji su ranije „potrošeni” za gradnju prve kontinentalne kore. Pomenuti autori pretpostavljaju da je materijal za kontinentalnu koru izdvajan kroz dugo geološko vreme, pri čemu je samo gornji deo omotača učestvovao u procesima njenog stvaranja. Donji deo gornjeg omotača (između 400 i 670 km) je pri stvaranju kontinentalne kore najvećim delom ostao nepromenjen, tj. neosiromašen u pojedinim elementima, i najverovatnije predstavlja izvor bazalta okeanskih ostrva i bazalta unutar kontinentalnih ploča. Pomenutom pretpostavkom se objašnjava zašto je većina bazalta srednjeokeanskih riftova (MORB-a) osiromašena krupnim katjonima malih naelektrisanja (Cs, Rb, K, Ba, Pb i Sr) i zašto su odnosi K/Rb, K/Ba i Sr/Rb veći nego u bazaltima stvorenim u drugim tektonskim sredinama.

Smeštaj bazaltnih magmi u srednjeokeanskim riftovima je veoma složen proces. Intenzivna vulkanska aktivnost i ogromna količina bazaltnih lava u srednjeokeanskim riftovima, kao i njihova hemijska uniformnost,



naveli su prve istraživače na pretpostavku da ove stene predstavljaju primarne magme, izdvojene direktno iz omotača bez kasnijih modifikacija na putu ka površini (*Engel i drugi, 1965*). Novija proučavanja pokazuju da su bazaltne magme srednjeokeanskih riftova diferencirane različitim procesima, uključujući frakcionu kristalizaciju, mešanje magmi i kontaminaciju okeanskom korom.

Veoma važno pitanje u proučavanju bazalta stvorenih u ovoj geotektonskoj sredini je određivanje izvornog materijala koji je dao bazalte i mehanizma njihovog izdvajanja. Hemijski sastav bazalta ukazuje na značajne razlike u procesima stvaranja ovih stena i zavisi od više faktora:

- sastava omotača;
- stepena parcijalnog stapanja;
- dubine izdvajanja magmi iz omotača;
- frakcione kristalizacije i kontaminacije, i
- načina i brzine smeštaja magmi.

Bazaltna magma toleitskog sastava je dominantna u srednjeokeanskim riftovima. Smatra se da najvećim delom nastaje parcijalnim stapanjem lerzolitnog omotača (20-30%) na pritiscima 10-20 kbara, što odgovara dubini od oko 30-60 km (sl. 44). Pri višim pritiscima i stepenu parcijalnog stapanja stvaraju se pikritske magme, a pri vrlo visokom stepenu parcijalnog stapanja omotača (više od 35%), rastop ima komatitske karakteristike (*Jaques i Green, 1980*).

Na osnovu geofizičkih podataka, značajnije parcijalno stapanje u omotaču odvija se na dubinama od 60-80 km a izdvajanje veće količine rastopa na dubinama od oko 20-30 km (*Flower, 1981*). Pojedini autori (*O'Hara, 1968, 1982*), međutim, pretpostavljaju da bazalti srednjeokeanskih riftova potiču iz pikritske primarne magme, koja je pretrpela frakcionizaciju olivina na putu ka površini.

Frakciona kristalizacija ima velikog uticaja na mineralni i hemijski sastav bazalta stvorenih u srednjeokeanskim riftovima i zavisi i od brzine širenja rifta. Naime, procesi kristalizacije u rezervoarima ispod riftova sa brzim širenjem znatno se razlikuju od kristalizacije bazalta ispod riftova sa sporim širenjem, gde su magmatski rezervoari manji i verovatno međusobno nepovezani.

Frakcionizacija bazalta je dokazana i eksperimentalno. *Stolper (1980)* je utvrdio da primarni sastav bazalta srednjeokeanskih riftova leži blizu trojnog eutektikuma olivin + diopsid + plagioklas. Ovo je saglasno razmatranjima da bazalti srednjeokeanskih riftova nisu primarne magme, već da su nastali frakcionom kristalizacijom magmi pikritskog sastava. Frakciona kristalizacija je verovatno razlog zašto su pikritske i komatitske stene veoma retke u srednjeokeanskim riftovima.

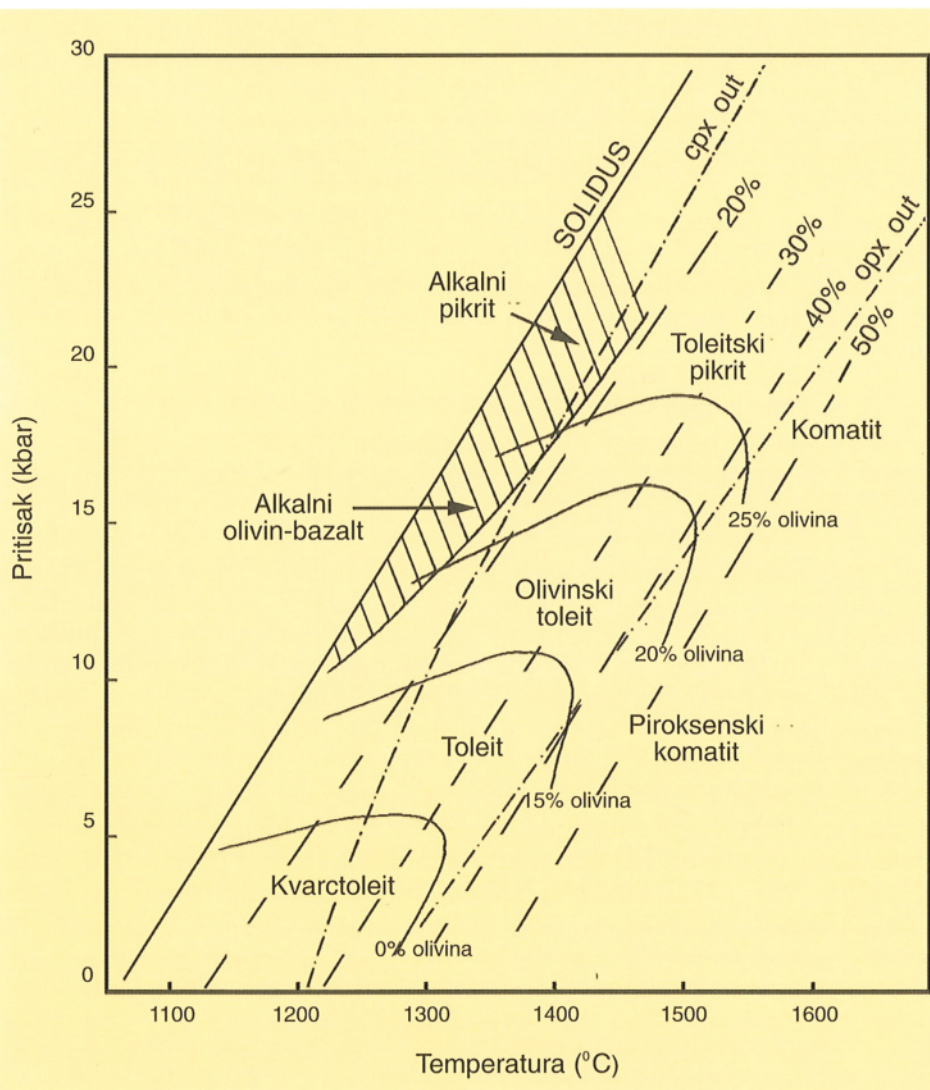
Većina modela kristalizacije bazaltne magme u rezervoarima pretpostavlja izdvajanje ultramafitskih kumulata i kristalizaciju gabrova i bazalta iz diferenciranog rastopa. Postoji niz otvorenih pitanja koja se moraju imati u vidu kada se objašnjavaju procesi kristalizacije u pomenutim uslovima. To su: karakter diferencijacije magme, mogućnost neprekidnog dopunjavanja magmatskih rezervoara, da li i koliko se magme niskog i visokog stepena parcijalnog stapanja mogu mešati itd.



Sl. 44 Parcijalno stapanje ler-zolita (eksperimentalni podaci *Jaques i Green, 1980*)

Legenda:

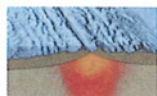
- isprekidana linija, stepen parcijalnog stapanja ler-zolita
- puna zakrivljena linija, normativni sadržaj olivina u rastopu
- isprekidana linija sa tačkama, stabilnost piroksena
- cpx-out, iščezavanje klinopiroksena
- opx-out, iščezavanje ortopiroksena



PETROGRAFIJA SREDNJEOKEANSKIH RIFTOVA

Olivin, spinel i plagioklasi su minerali koji prvi kristališu u bazaltima srednjeokeanskih riftova. Nakon njih se stvara augit, a među poslednjima kristališu Fe-Ti oksidi (*Bender i drugi, 1978; Walker i drugi, 1979; Bryan, 1983*). Amfibol je veoma redak i uočen je samo u alkalnim bazaltima.

Sastav fenokristala olivina varira od Fo₇₃ - Fo₉₁. Zrna ovog minerala najčešće su idiomorfna, a pravilnost kristala opada u varijetetima bogatijim piroksenom. Sadržaj anortita u plagioklasima varira od An₄₀ do An₉₅. U bazaltima iz riftova sa brzim razmicanjem ploča (Istočnopacifički rift) plagioklasi imaju sastav od An₅₆-An₈₈ a u bazaltima iz riftova sa sporim razmicanjem ploča (Srednjeatlantski rift) su bazičniji, od An₇₅ do An₉₅ (*Hekinian, 1982*). Razlika u hemijskom sastavu ovog minerala objašnjava se većim stepenom diferencijacije bazalta Istočnopacifičkog rifta od bazalta Srednjeatlantskog rifta. Klinopirokseni bazalta srednjeokeanskih riftova po hemijskom sastavu odgovaraju diopsid-augitu i generalno imaju homogen sastav, Wo₃₅₋₄₀, En₅₀, Fs₁₀₋₁₅. Subkalcijski augiti i Mg-pižoniti su retki.



Spinel (Mg-hromit ili Cr spinel) se javljaju u pikritima ili bazaltima bogatim olivinom (najčešće kao inkluzije u olivinu) dok su u bazaltima bogatim plagioklasom veoma retki.

Komatiti su stene specifičnog hemijskog sastava. Prvi put su opisane na lokalitetu Barberton u Južnoj Africi gde se javljaju kao izliv debljine oko 800 m, u asocijaciji sa ultrabazičnim, bazičnim i kiselim lavama. Po sastavu, komatiti variraju od bazalta (bazaltni komatiti) do ekstremno ultrabazičnih tipova sa više od 20% MgO (peridotitski komatiti). Visoka MgO i niska Al_2O_3 odražava visok sadržaj olivina i nizak sadržaj feldspata. *Arndt i Nisbet* (1982) smatraju da termin komatit treba ograničiti samo za ultrabazične stene sa sadržajem MgO više od 18%, dok stene sa manje magnezijuma treba zvati komatitski bazalt. Komatiti sadrže dendritske kristalne forme olivina i piroksena koji ovoj steni daju specifičnu strukturu. Većina petrologa pretpostavlja da peridotitski omotač pri visokom stepenu parcijalnog stapanja može biti izvor komatitskih magmi. Pri temperaturi od $1650^{\circ}C$, potrebnoj za njihovo stvaranje, gornji omotač mora biti znatnije stopljen. *McKenzie* (1984) je pri tom ukazao da se visoke temperature neophodne za nastanak komatita mogu dostići samo ako je izvorno područje ovih magmi na velikim dubinama, možda i većim od 150 km. Lave iz brojnih područja opisane su kao bazaltski komatiti ili komatitski bazalti, ali su tipični komatiti ograničeni na arhajske pojaseve u južnoj Africi, zapadnoj Australiji i istočnoj Kanadi. Oni spadaju među najstarije stene na Zemlji. Komatitske lave Barbertona su, na primer, probijene granitima čija je starost 3.2 do 3.4 milijardi godina. U mladim formacijama komatiti su znatno ređi. Među najmlađim predstavnicima ove grupe stena su bazaltni komatiti kredne ili tercijarne starosti u Kolumbiji, sa sadržajem MgO od 15-20%. Jedna od interesantnijih ideja o stvaranju komatita na Zemlji je da su ove stene nastale udarom meteorita, kada su spoljni delovi naše planete pretrpeli intenzivno stapanje, kao što se to verovatno dogodilo na Mesecu.

Hemijski sastav bazalta srednjeokeanskih riftova

Proučavanjem bazalta srednjeokeanskih riftova utvrđeno je da su ove stene različitog mineralnog i hemijskog sastava, čak i unutar jednog lokaliteta. Tako na primer, na Islandu i severnom delu Atlantskog rifta oko 90% lava su bazalti toleitskog sastava, ali se u obodnim delovima ovih riftnih zona javljaju alkalni bazalti.

Bazalti srednjeokeanskog rifta sadrže od 47-51% SiO_2 , 14-17% Al_2O_3 , 6-12% MgO, ispod 0.3% K_2O itd. Toleitskog su do subalkalnog karaktera a alkalni bazalti su retki. Na osnovu sadržaja glavnih elemenata, bazalti srednjeokeanskih riftova su slični toleitima okeanskih ostrva i toleitima ostrvskih lukova, ali ove stene imaju niže sadržaje inkompatibilnih elemenata, Ti, P, K, Rb i Ba. Nizak sadržaj K_2O naročito je dobar indikator za razlikovanje bazalta srednjeokeanskih riftova od bazalta stvorenih u drugim tektonskim sredinama (*Pearce, 1976*).

U srednjeokeanskim riftovima se izlivaju bazalti sličnog ili identičnog mineralnog sastava, ali sa različitim sadržajem mikroelemenata, elemenata retkih zemalja i izotopa. U ovoj geotektonskoj sredini generalno se mogu izdvojiti dve grupe bazalta: N-tip bazalti (tzv. normalni bazalti) i P-tip bazalti (tzv. plume bazalti).

N-tip bazalti su znatno više zastupljeni. Smatra se da ove stene potiču iz gornjeg dela omotača, do 400 km dubine, koji je osiromašen pojedinim



mikroelementima, verovatno još u fazi formiranja prve kontinentalne kore (tabela 1). Ove stene javljaju se u Pacifiku i u Atlantiku, južnije od 30° .

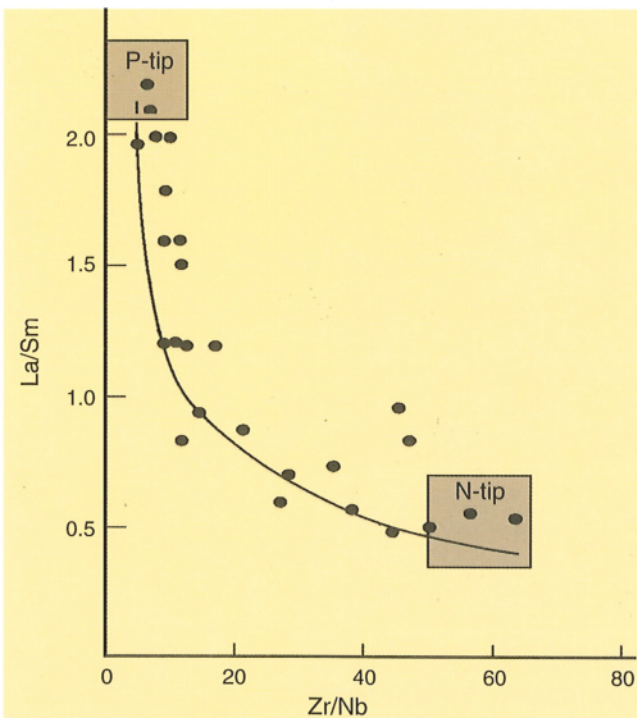
P-tip bazalti imaju veće sadržaje elemenata lakih retkih zemalja (LREE) i inkompatibilnih elemenata i viši odnos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od N-tipa bazalta, mada se sreće i kontinuiran prelaz između pomenutih stena. Pretpostavlja se da su P-tip bazalti izdvojeni iz donjeg, neosiromašenog dela gornjeg omotača (ispod 400 km dubine), mada ima mišljenja da ove stene potiču iz obogaćenih „kapljica” u omotaču (*hot-spot rastopa*). P-tip bazalti se javljaju u severnom Atlantiku (severnije od 30°) i na Galapagosu. Pojedini autori izdvajaju i E-tip bazalta (tzv. „obogaćeni” bazalti) koji su po hemijskim svojstvima veoma slični P-tipu bazalta.

Grupa elemenata sa velikom valentnošću (Th, U, Zr, Hf, Nb i Ta) spada u inkompatibilne elemente i rezistentna je na hidrotermalne i površinske alteracije (uključujući Ti, Y, P, Sr itd.), zbog toga se često koriste za izradu diskriminacionih dijagrama bazalta stvaranih u različitim tektonskim sredinama.

Odnos sadržaja Zr/Nb i La/Sm su naročito indikativne diskriminante. Tako na primer, N-tip bazalti srednjeokeanskih riftova imaju odnos sadržaja ovih elemenata veći od 50, dok je u P-tipu bazalta taj odnos znatno manji, oko 10 (sl. 45). Ove dve grupe bazalta razlikuju se i po sadržaju elemenata retkih zemalja. N-tip bazalti su, u odnosu na P-tip bazalte znatno siromašniji u elementima lakih retkih zemalja (LREE) (sl. 46).

Postoji veliki broj geohemijskih diskriminacionih dijagrama za razlikovanje bazalta srednjeokeanskih riftova od bazalta stvaranih u drugim tek-

Sl. 45 Odnos sadržaja Zr/Nd i La/Sm u P-tipu bazalta i N-tipu bazalta iz Pacifičkog i Atlantskog okeana (*Le Roex* i drugi, 1983; *Sun* i drugi, 1979)



Sl. 46 Normalizacioni dijagram N-tipa bazalta i P-tipa bazalta srednjeokeanskih riftova (*Schilling* i drugi, 1983)

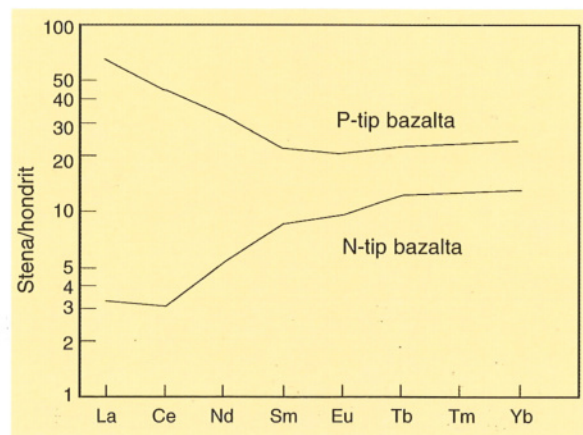




Tabela 1 Hemijski sastav N-tip bazalta i P-tip bazalta srednjeokeanskih riftova (*Schilling* i drugi, 1983).

Sadržaj oksida	N-tip bazalti		P-tip bazalti	
	1	2	1	2
SiO ₂	48.77	50.55	48.72	47.74
TiO ₂	1.15	1.31	1.46	1.59
Al ₂ O ₃	15.90	16.38	15.81	15.12
Fe ₂ O ₃	1.33	1.27	1.66	2.31
FeO	8.62	7.76	7.62	9.74
MnO	0.17	0.16	0.16	0.20
MgO	9.67	7.80	7.90	8.99
CaO	11.16	11.62	11.84	11.61
Na ₂ O	2.43	2.79	2.35	2.04
K ₂ O	0.08	0.09	0.50	0.19
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.22	0.18
H ₂ O	0.30	0.29	0.42	0.42
Mikroelementi (ppm)				
La	2.1	2.73	13.39	6.55
Sm	2.74	3.23	3.93	3.56
Eu	1.06	1.12	1.30	1.29
Yb	3.20	3.01	2.37	2.31
K	691	822	4443	1179
Rb	0.56	0.96	9.57	2.35
Cs	0.007	0.012	0.123	0.025
Sr	88.7	106.4	243.6	152.5
Ba	4.2	10.7	149.6	36.0
Sc	40.02	36.47	36.15	39.49
V	262	257	250	320
Cr	528	278	318	330
Co	49.78	40.97	44.78	57.73
Ni	214	132	104	143

tonskim sredinama, ali nijedan od njih nije sam dovoljan za definisanje tektonske sredine stvaranja ovih stena. Ovo je naročito važno u proučavanju bazalta mezozojske i paleozojske starosti. Zbog toga se diskriminacioni dijagrami moraju koristiti zajedno sa drugim geološkim podacima.

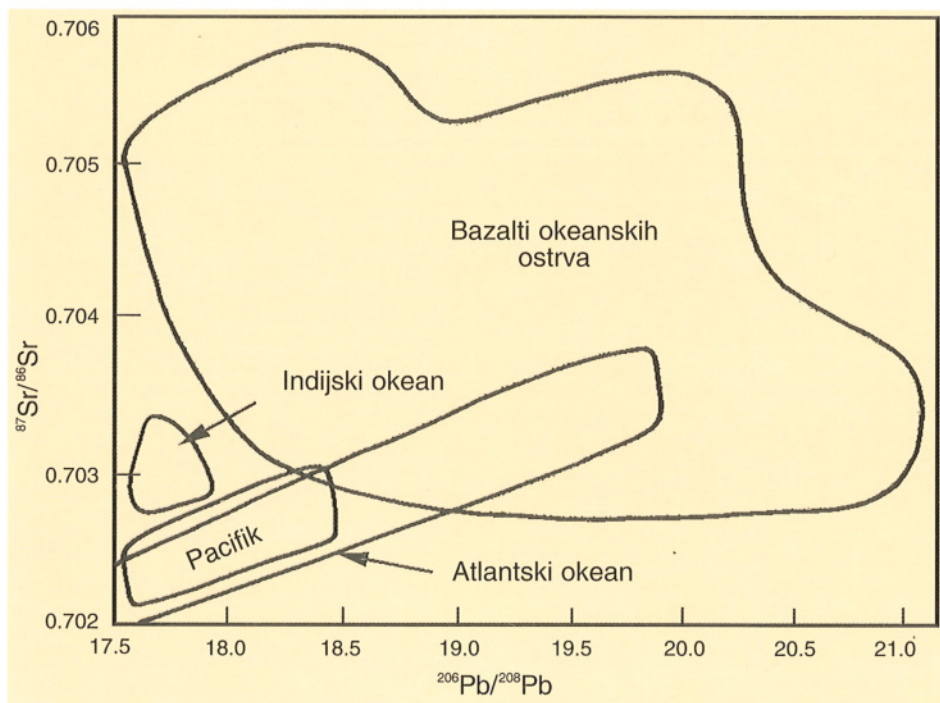
Sadržaj izotopa

Sadržaj izotopa u bazaltima srednjeokeanskih riftova zavisi od stepena parcijalnog stapanja, heterogenosti omotača, dinamike i karaktera frakcionih procesa u magmatskom rezervoaru, stepena kontaminacije itd.

Proučavanja izotopa Sr, Nd i Pb ukazuju na heterogenost izvora bazalta srednjeokeanskih riftova.



Sl. 47 Odnos sadržaja izotopa olova i stroncijuma u bazaltima srednjeokeanskih riftova različitih lokaliteta i bazalta okeanskih ostrva (Staudigel i drugi, 1984)



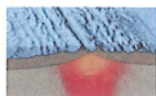
N-tip bazalti srednjeokeanskih riftova imaju nizak odnos sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, od 0.7024 do 0.7030 dok je kod P-tipova taj odnos viši od 0.7030. Generalno uzev, bazalti Istočnopacifičkog grebena imaju znatno užu raspon odnosa sadržaja izotopa Sr, Nd i Pb nego bazalti iz Indijskog okeana, Atlantskog rifta ili bazalta okeanskih ostrva (White i drugi, 1987), verovatno zbog većeg stepena parcijalnog stapanja koji je vezan za riftove sa brzim širenjem (sl. 47).

Sadržaj volatila

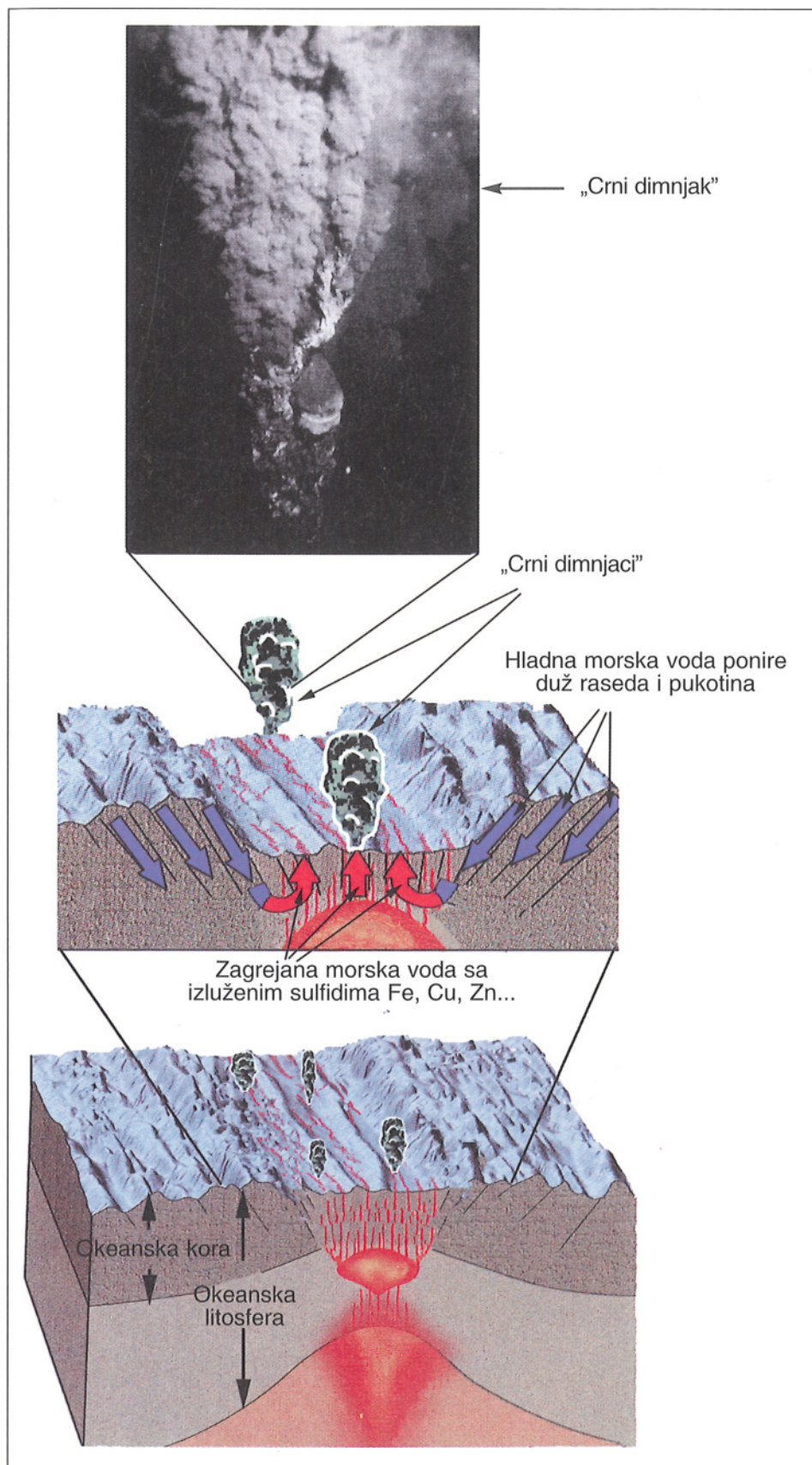
Sadržaj volatila u bazaltima srednjeokeanskih riftova je mali, od 0.2 do 1%, mada su šupljine i mandole u ovim stenama česte. Nastale su reakcijom lave i morske vode a njihovo stvaranje zavisi i od dubine na kojoj su bazalti izliveni (Moore, 1965).

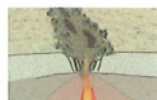
Hidrotermalne pojave u okeanskim riftovima značajne su za razumevanje alteracija stena okeanskog dna. Hidrotermalni rastvori su, u stvari, morska voda koja se poniranjem duž pukotina i raseda blizu rifta zagreva, i potom, u vidu toplih izvora „vraća” noseći rastvoreni sumpor i metale izlužene iz bazaltne magme. Među njima dominiraju bakar, olovo, cink i gvožđe. Pomenutim mehanizmom objašnjavaju se i pojave bakra u ofiolitima Trodosa (Kipar) i Omana.

Hidrotermalne pojave u srednjeokeanskom riftu prvi put su otkrivene u području Galapagosa, 1977. godine. Slična hidrotermalna polja nalaze se i u Istočnopacifičkom riftu, gde je temperatura hidrotermalnog rastvora oko 350°C. Zbog izlučivanja sulfida kao koloida koji su karakteristične crne boje, ove pojave se nazivaju „crni dimnjaci” (black smokers) (sl. 48). Znatno češće se javljaju u riftovima sa brzim razmicanjem ploča.



Sl. 48 Nastanak „crnih dimnjaka” u riftovima sa
brzim razmicanjem ploča





MAGMATIZAM UNUTAR KONTINENTALNIH PLOČA

UVOD

Magmatizam unutar kontinentalnih ploča javlja se u riftovima koji predstavljaju područja širenja, tj. fragmentiranja kontinentalne litosfere. Rift morfološki odgovara grabenu, odnosno depresiji sa izdignutim krilima sa strane.

Kontinentalni riftovi nastaju izdizanjem omotača duž oslabljenih zona (raseda) ili se omotač diže zbog širenja (istezanja) kontinentalne litosfere. U prirodi verovatno postoji niz procesa koji su između ova dva slučaja. Za magmatizam unutar kontinentalnih ploča važno pitanje je i koliko neko područje, u prostoru i vremenu, ima uslova za stvaranje riftova.

U riftovima unutar kontinentalne litosfere su velika izdizanja i spuštanja blokova, visok toplotni tok i pojave magmatizma koje ukazuju na zone istanjenja litosfere. U Istočnoj Africi, ispod rifta Kenije, kontinentalna litosfera je oko 20% tanja od litosfere susjednog kratona (*Fairhead i Reeves, 1977*). Riftovi mogu biti dugi i više stotina km, a široki nekoliko desetina km. Duboki rasedi u riftovima su važni putevi za kretanje magme ka površini.

Daljim razvojem kontinentalnog rifta stvaraju se okeanski baseni.

Na sl. 49 dat je raspored aktivnih riftova unutar kontinentalnih ploča i položaj nekoliko starih riftova poput Bajkalskog rifta, permskog grabena Osla (Norveška) itd.

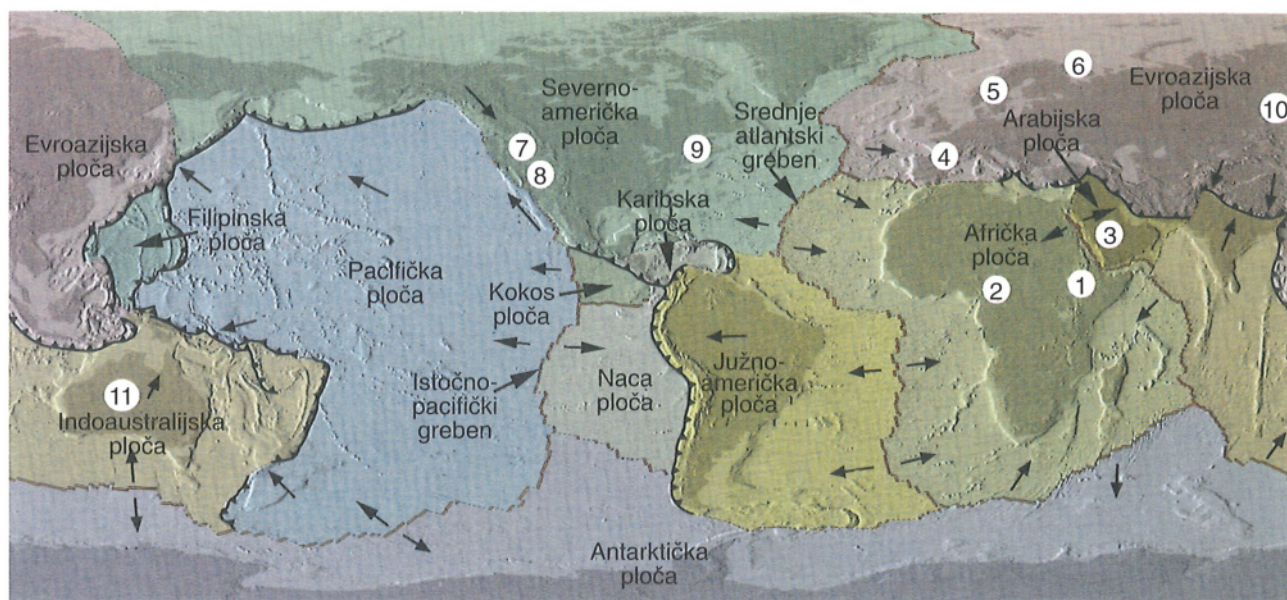
Afričkoarabijski rift je najveća aktivna zona kontinentalnog riftinga na Zemlji (*Shudofsky, 1985*). Zbog toga je predmet opsežnih geoloških i

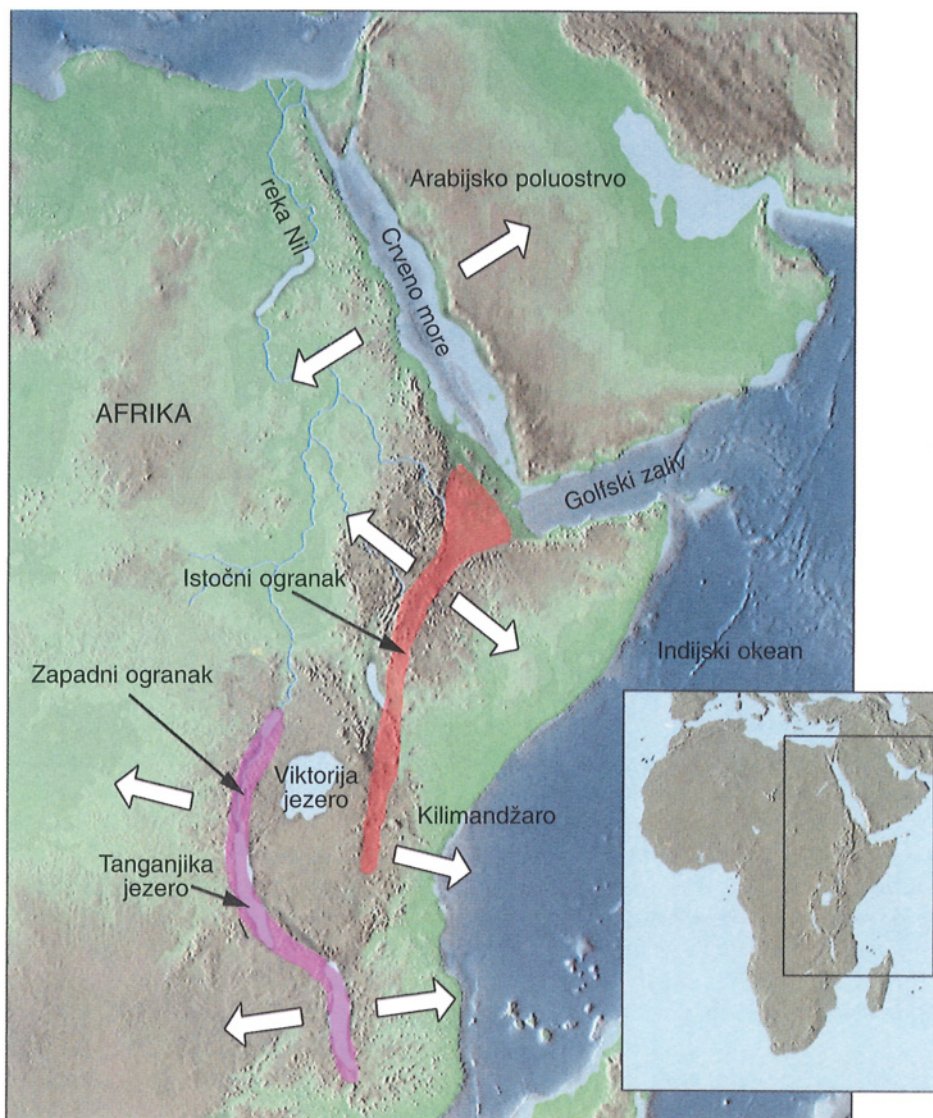
Sl. 49 Položaj glavnih kontinentalnih riftova na Zemlji:

1. Istočnoafrički rift
2. Kamerunski rift
3. Rift Crveno More - Adenski zaliv
4. Centralnoevropska vulkanska zona
5. Oslo greben (permski)
6. Poluostrvo Kola (prekambrijsko-karbon-ski)
7. Range provincija
8. Rio Grande rift
9. Monterejan provincija
10. Bajkalski rift
11. Rift jugoistočne Australije

Legenda:

- | | |
|-------------------|-----|
| Zone razmicanja | ↗ ↘ |
| Zone sučeljavanja | ↖ ↗ |
| Transformni rased | ↔ |





Sl. 50 Istočnoafrički rift

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). U ovom poglavlju posebnu pažnju posvetićemo Istočnoafričkom riftu u kome se javlja raznovrsna tektonska i magmatska aktivnost. Riftovanje i magmatizam u Istočnoafričkom riftu traju od perma do kvartara. To je danas najveći aktivni rift unutar kontinentalnih ploča, sa znatno većom zapreminom vulkanskih stena nego kod drugih aktivnih riftova. Istočnoafrički rift se deli na Istočni i Zapadni ogranak (sl. 50) koji se odlikuju različitim sastavom i intenzitetom vulkanizma (Williams, 1982).



NASTANAK I RAZVOJ KONTINENTALNOG RIFTA

Kontinentalni rift, kao što je pomenuto, nastaje izdizanjem omotača uz istovremeno istezanje (istanjenje) kontinentalne litosfere. U centralnim delovima riftova (u osi grabena) javlja se uska pozitivna gravitaciona anomalija, verovatno zbog prisustva većih masa bazaltnih stena koje su tu iskristalisale nakon utiskivanja magme (Searle, 1970; Cordell, 1978; Ramberg i drugi, 1978).

Razvoj kontinentalnog rifta obuhvata sledeće faze (sl. 51):

- istezanje (istanjenje) i rasedanje kontinentalne litosfere,
- dijapirsko uzdizanje omotača i astenosfere,
- stvaranje rifta, tj. grabena i razvijanje širokih, plitkih depresija na površini,
- injektovanje magme i izlivanje lava.

Razvoj kontinentalnog rifta zavisi od karaktera tektonskih procesa koji imaju velikog uticaja i na način izlivanja lava. Kontinentalni riftovi su najčešće asimetrični a glavna kretanja magmi su duž normalnih raseda (Bosworth, 1985). Magmatska aktivnost je najvećim delom periodična. Zbog visoke temperature bazaltnih magmi, u riftovima dolazi do značajne kontaminacije kontinentalnom litosferom, procesa asimilacije i frakcione kristalizacije.

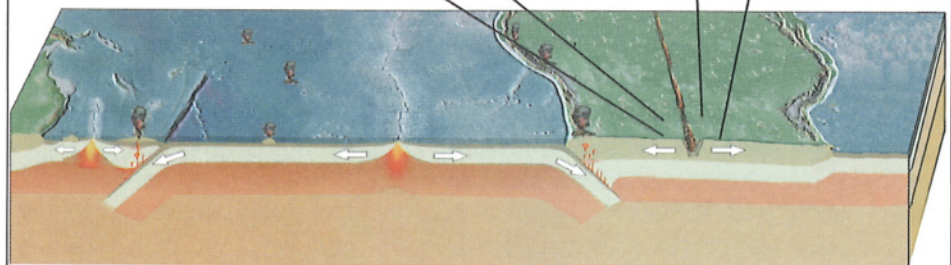
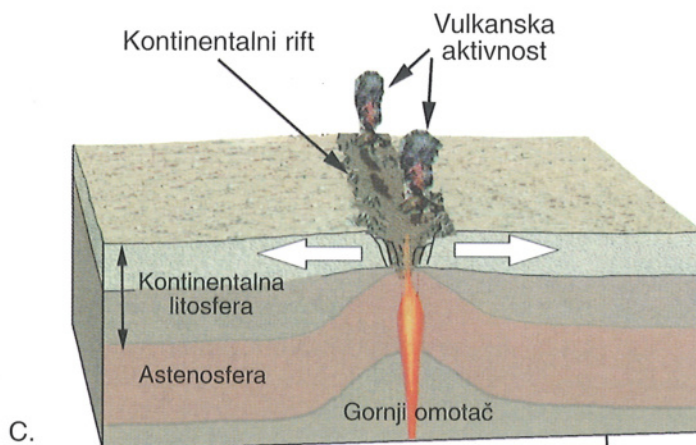
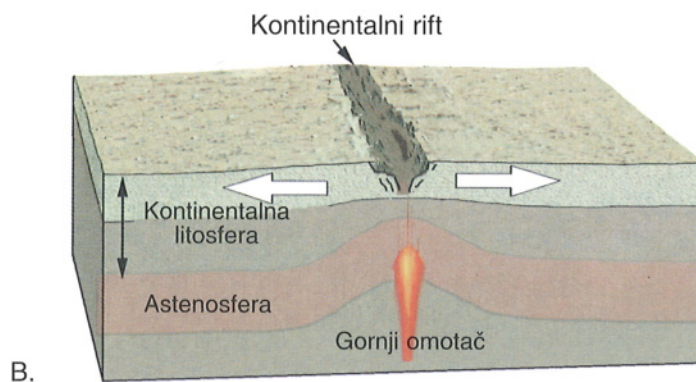
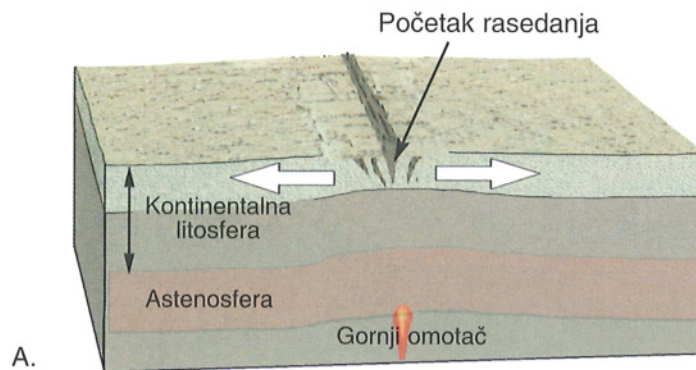
Stvaranje rifta može biti prekinuto u početnoj fazi, ali se on može razviti i u okeanski basen.

U nastanku riftova moguća su dva krajnja slučaja (Sengor i Burke, 1978), (sl. 52):

- *aktivan rifting* - kada se izdizanjem i istanjenjem kontinentalne litosfere stvara rift praćen vulkanizmom (Istočnoafrički rift);
- *pasivan rifting* - kada se kontinentalna litosfera samo istanjuje, ali bez, ili sa vrlo slabom vulkanskom aktivnošću (graben Rajne).

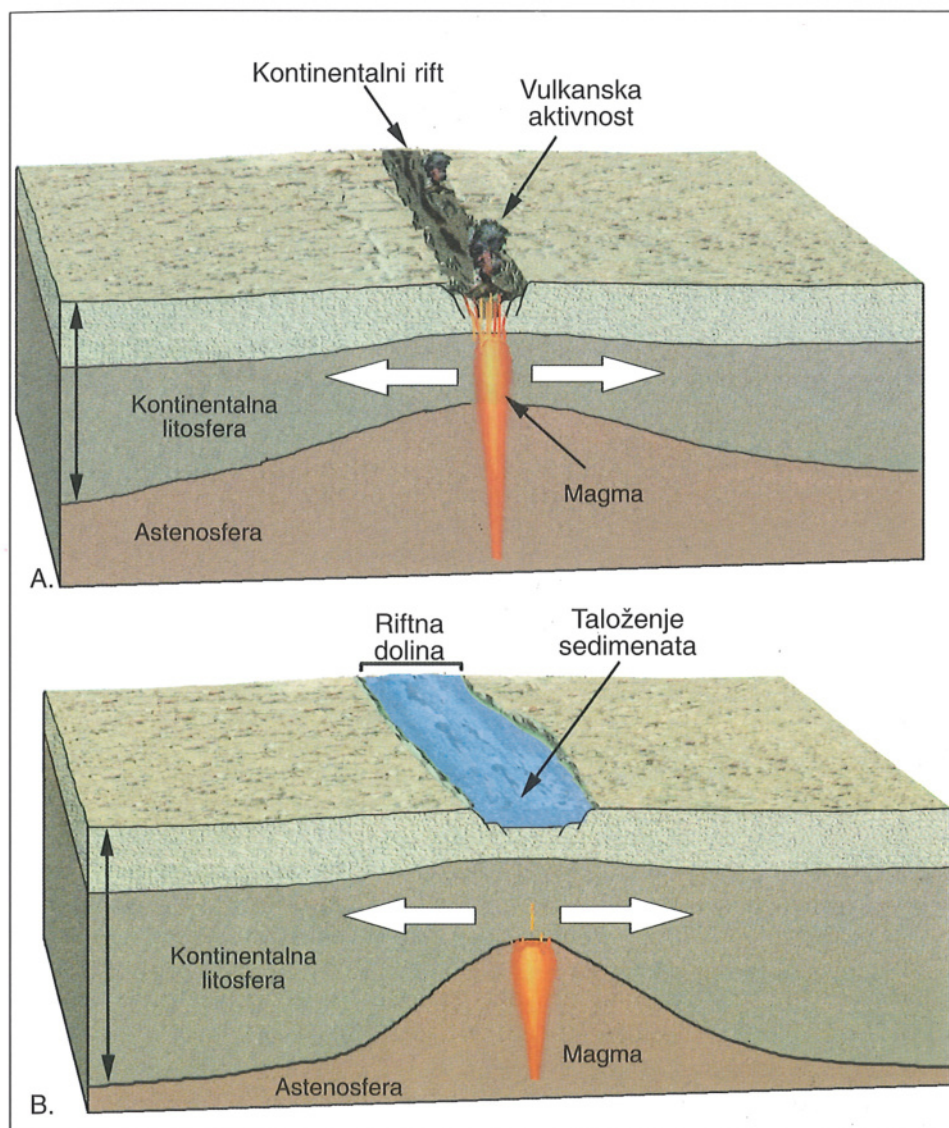
Barberi i drugi (1982) izdvajaju riftove niskog vulkanizma i riftove visokog vulkanizma koji se razlikuju po genezi i vrsti stena koje se u njima javljaju. Riftovi niskog vulkanizma imaju malu količinu vulkanskih stena, nizak stepen širenja kontinentalne litosfere i diskontinuiranu vulkansku aktivnost. U riftovima niskog vulkanizma dominiraju alkalne i silicijom nezasićene bazične stene. Primeri su zapadni ogranak Istočnoafričkog rifta, graben Rajne i rift Bajkala.

Riftovi visokog vulkanizma se odlikuju visokim stepenom širenja kontinentalne litosfere i bimodalnim magmatizmom, tj. asocijacijom bazičnih i kiselih magmi, istovremeno izlivenih u riftu. Tako fonoliti asociiraju sa nefelinitima i bazanitima, trahiti sa alkalnim bazaltima, peralkalni rioliti sa alkalnim bazaltima i subalkalni rioliti sa subalkalnim bazaltima. Kisele vulkanske stene u kontinentalnim riftovima su nastale frakcionom kristalizacijom prostorno i vremenski asociiranih bazalta. Sadržaj mikroelemenata i radioaktivnih izotopa potvrđuje pretpostavku o frakcionoj kristalizaciji, mada je u pojedinim slučajevima i osporava ukazujući 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.



Sl. 51 Stvaranje kontinentalnog rifta:

- A - istezanje i rasedanje kontinentalne litosfere
- B - dijapirsko izdizanje omotača i stvaranje rifta
- C - utiskivanje magme i izlivanje lave

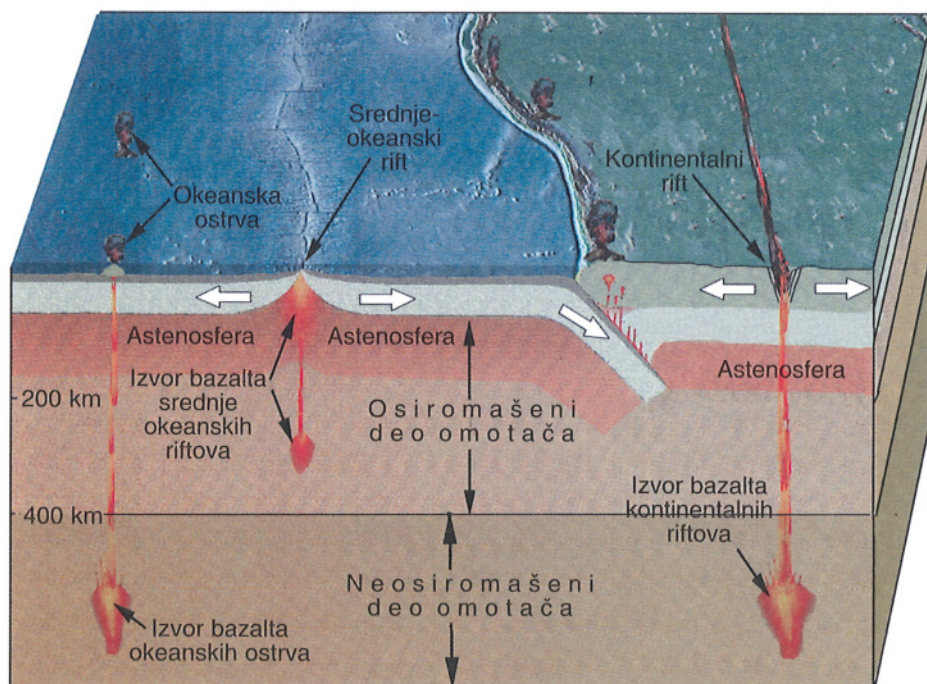
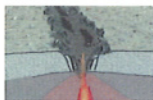


Sl. 52 Aktivni (A) i pasivni kontinentalni rift (B)

PETROGENETSKI MODEL STVARANJA VULKANSKIH STENA U RIFTOVIMA KONTINENTALNIH PLOČA

Stene kontinentalnog riftnog magmatizma po sastavu variraju od sub-alkalnih bazalta i riolita preko alkalnih bazalta, lamprofira, do silicijom nezasićenih bazanita i nefelinita, ultrakalijskih stena i ponekad leucitita. U zonama izrazitog istezanja (Etiopiji), bazalti imaju toleitski sastav. U nekim riftovima sa silicijom nezasićenim vulkanskim stenama javljaju se kimberliti i karbonatiti. Kontinentalni riftni magmatizam može biti i eksplozivan kada piroklastiti preovlađuju nad vulkanitima (Bailey, 1985).

Bazalti kontinentalnih riftova su najvećim delom alkalnog karaktera, imaju visok sadržaj inkompatibilnih elemenata i izotopa, zbog čega se pretpostavlja da ove stene kristališu iz magmi nastalih parcijalnim stapanjem neosiromašenog, dubljeg dela gornjeg omotača. U toku istezanja ili rasedanja kontinentalne litosfere bazaltne magme se kreću naviše i smeštaju ispod ose rifta formirajući male rezervoare. Toplota magme povećava temperaturu



Sl. 53 Izvor bazaltnih magmi kontinentalnih riftova, okeanskih ostrva i srednjeokeanskih riftova

okolnih stena i dovodi do njihovog parcijalnog stapanja. Kontaminacija stena kontinentalne litosfere verovatno je „neizbežan” proces za većinu magmi smeštenih u kontinentalnim riftovima. Step en kontaminacije zavisi od hemijskog sastava i temperature magme, sastava okolnih stena, prisustva fluida itd.

Bazalti stvoreni u riftovima unutar kontinentalnih ploča i bazalti okeanskih ostrva imaju sličan sadržaj mikroelemenata i izotopa. Pojedini autori zato smatraju da ove stene, stvorene u različitim tektonskim sredinama, vode poreklo iz istog izvora, neosiromašenog, dubljeg dela omotača (sl. 53).

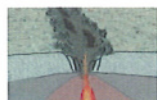
Povećan sadržaj inkompatibilnih elemenata, elemenata retkih zemalja i različit sadržaj izotopa od bazalta stvorenih u srednjeokeanskim riftovima, potvrđuje pomenutu pretpostavku. Bazalti srednjeokeanskih riftova nastaju parcijalnim stapanjem osiromašenog dela omotača na manjim dubinama, uz znatno učešće astenosfere, zbog čega su siromašniji inkompatibilnim elementima, elementima retkih zemalja i imaju drugačiji sastav izotopa.

PETROGRAFIJA VULKANSKIH STENA UNUTAR KONTINENTALNIH RIFTOVA

Vulkanske stene generisane u kontinentalnim riftovima su porfirske strukture sa fenokristalima plagioklasa, klinopiroksena i olivina, koji se nalaze u holokristalastoj do hijalinskoj osnovnoj masi.

Plagioklas je dominantan fenokristal, sastava od bitovnit-labradoru u bazaltima do oligoklasa u kiselijim stenama.

Klinopiroksen je dominantan bojeni mineral. Po sastavu varira od augita u bazičnim stenama do hedenbergita u trahitima i riolitima ili egirin-augita u fonolitima.



Olivin se javlja u većini bazičnih stena, ali i u kiselijim diferencijatima kontinentalnih riftova. U bazičnim stenama sadržaj forsterita je oko 80%, dok u intermedijarnim, više diferenciranim stenama dominira olivin bogat gvožđem.

Bojeni minerali sa vodom (hornblenda i biotit) su retki, ali se sreću u stenama sastava od bazalta do riolita.

Vrlo specifičan mineralni sastav imaju ultrakalijske stene, lamprofiri, lamproiti, trahiti, fonoliti, kimberliti i karbonatiti, koje se javljaju u pojedinim kontinentalnim riftovima. O njima će biti više reči na kraju ovog poglavlja.

HEMIJSKI SASTAV VULKANSKIH STENA UNUTAR KONTINENTALNIH RIFTOVA

Vulkanizam kontinentalnih riftnih zona obuhvata širok opseg sastava stena od bazalta do trahita i riolita. Većina riftova pokazuje periodičnu magmatsku aktivnost (istočni ogranak Istočnoafričkog rifta) verovatno zbog složenih tektonskih procesa i promene položaja omotača ispod rifta, što uslovljava različit hemizam, preovlađujući tip i međusoban odnos izlivenih lava.

Pri proučavanju hemizma stena stvorenih u kontinentalnim riftnim zonama mora se imati u vidu i kontaminacija izvornih magmi kontinentalnom litosferom.

Na tabelama 2, 3, 4 i 5 dati su sadržaji glavnih oksida i mikroelemenata ultrakalijskih stena, bazalta i asociраних stena Istočnoafričkog rifta i Etiopije. Podaci se mogu smatrati reprezentativnim za sastav većine vulkanskih bazičnih i alkalnih stena stvorenih u kontinentalnim riftovima.

Bazalti po sastavu variraju od niskokalijskih (u Etiopiji) do jako alkalnih bazalta (Istočnoafrički rift) pri čemu sadržaj Na_2O preovlađuje nad K_2O , osim kod ultrakalijskih lava zapadnog ogranka Istočnoafričkog rifta. Za stene koje pokazuju kontinuirane prelaze u hemijskom sastavu kiseli vulkaniti su nastali frakcionom kristalizacijom asociраних bazalta a za bimodalne sastave geneza bazičnih i kiselih stena je znatno složenija.

Bazaltne stene kontinentalnih riftova imaju veći sadržaj K_2O od bazalta srednjeokeanskih riftova.

Sadržaj mikroelemenata u vulkanskim stenama unutar kontinentalnih riftova

Većina vulkanskih stena kontinentalnih riftova ima nizak sadržaj kompatibilnih elemenata (nikla, kobalta, vanadijuma i drugih) i povećan sadržaj inkompatibilnih elemenata koji zaostaju u rastopu nakon frakcionisanja pojedinih minerala (najvećim delom olivina i piroksena) ili ulaze u magmu pri kontaminaciji sa stenama kontinentalne litosfere (Tabele 2, 3, 4 i 5).

Na sl. 54 prikazan je sadržaj mikroelemenata u bazaltima riftova istočnog ogranka Istočnoafričkog rifta. Elementi su poređani sleva nadesno po opadanju inkompatibilnosti. Podaci su normalizovani na vrednosti hondrita, osim Rb, K, i P koji su svedeni na vrednosti primarnog omotača (Thomson i drugi, 1984). Ispitivane stene imaju više sadržaje pojedinih inkompatibilnih mikroelemenata u odnosu na hondrite, posebno Ba, Rb, K,



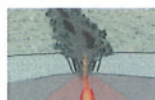
Ultrakalijske stene			
%	1	2	3
SiO ₂	43.22	37.69	43.15
TiO ₂	4.53	5.64	3.71
Al ₂ O ₃	9.98	7.37	12.24
Fe ₂ O ₃	12.55	13.72	13.08
MnO	0.17	0.20	0.20
MgO	8.80	8.61	8.54
CaO	11.56	16.84	11.83
Na ₂ O	2.69	1.16	2.03
K ₂ O	4.77	3.50	3.40
P ₂ O ₅	0.55	1.01	0.62
Mikroelementi (ppm)			
Cr	464	173	369
Ni	124	60	74
V	350	449	-
Rb	115	69	127
Sr	1411	2252	1005
Y	15	14	29
Zr	280	326	306
Nb	209	269	108
Ba	1376	1496	1119
La	148.1	171	81
Ce	277.1	327.8	164
Nd	105.6	128.5	64
Sm	14.0	17.3	10.7
Eu	3.5	4.5	3.0
Gd	8.1	8.0	8.1
Dy	4.9	4.9	-
Er	1.6	1.6	-
Yb	1.2	1.1	2.1
Th	-	-	11.3
Ta	-	-	9.1
Hf	-	-	104
U	-	-	2.3

Tabela 2 Sadržaj glavnih oksida i mikroelemenata tri ultrakalijske stene iz zapadnog ogranka Istočnoafričkog rifta (Davis i Loyd, 1988; Thomson i drugi, 1984)



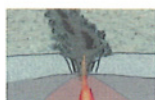
Bazalti i fonoliti					
%	1	2	3	4	5
SiO ₂	41.43	50.07	58.28	65.04	55.74
TiO ₂	3.64	2.23	0.81	0.22	0.85
Al ₂ O ₃	11.87	16.37	15.99	15.77	18.26
Fe ₂ O ₃	2.74	1.63	1.69	0.90	1.51
FeO	11.55	9.32	7.11	2.84	4.63
MnO	0.23	0.25	0.31	0.17	0.25
MgO	10.52	2.93	0.74	0.15	1.01
CaO	11.10	5.96	2.79	0.99	2.57
Na ₂ O	2.23	5.71	6.69	6.98	8.53
K ₂ O	1.48	2.74	4.16	5.57	4.82
P ₂ O ₅	0.94	1.18	0.51	0.10	0.41
H ₂ O	0.87	0.28	0.27	0.49	0.36
CO ₂	0.07	0.89	0.01	0.07	0.02
S	0.01	0.05	0.05	0.04	0.04
F	-	-	0.12	0.36	0.15
Mikroelementi (ppm)					
Rb	52	56	88	168	94
Ba	622	1028	1337	236	1324
Sr	1230	1375	481	26	881
Pb	4	8	11	29	12
Th	5	5	13	39	15
U	<1	1	2	2	<1
La	73	81	96	228	107
Ce	100	149	161	314	167
Y	26	29	44	88	33
Zr	197	283	545	1119	545
Nb	59	86	127	301	145
Sc	22	9	7	2	3
V	350	113	14	<1	23
Ni	137	2	<1	<1	<1
Cu	84	38	14	7	11
Zn	100	113	111	157	107
Ga	16	18	22	30	21

Tabela 3 Sadržaj glavnih oksida i mikroelemenata bazanitfonolitske serije rifta Kenije (*Price i drugi, 1985*)



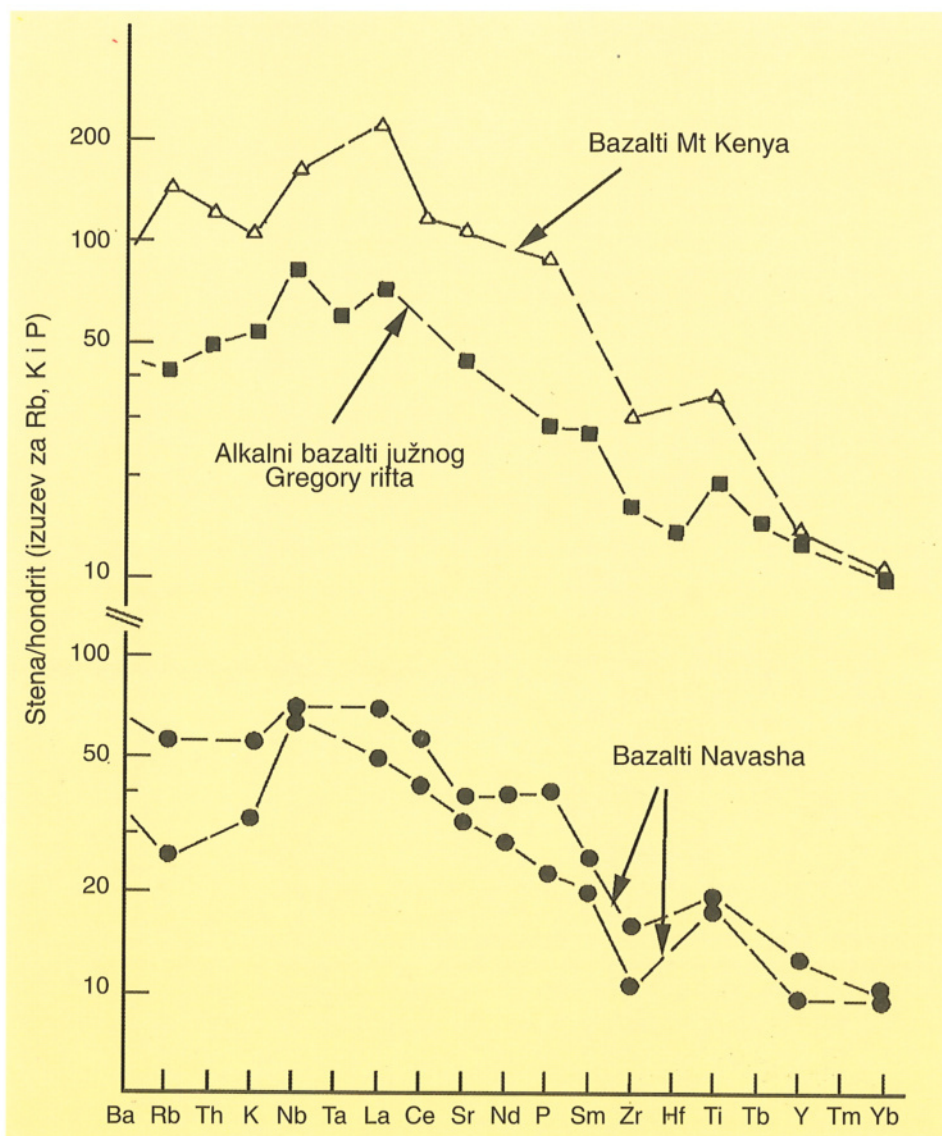
Alkalni bazalti i trahiti				
%	1	2	3	4
SiO ₂	47.93	47.48	58.48	63.65
TiO ₂	2.11	3.09	1.57	0.94
Al ₂ O ₃	15.01	14.31	16.16	14.12
Fe ₂ O ₃	2.99	3.40	1.59	2.01
FeO	8.96	10.21	4.78	6.03
MnO	0.20	0.25	0.21	0.27
MgO	6.94	5.43	2.14	0.04
CaO	12.05	10.83	4.61	1.31
Na ₂ O	2.69	3.07	5.53	6.34
K ₂ O	0.80	1.29	4.04	5.22
P ₂ O ₅	0.32	0.64	0.39	0.07
Mikroelementi (ppm)				
Sc	37	30	14	5.6
Cr	83	97	20	-
Co	47	44	14	1.1
Ni	76	67	-	-
Rb	15	30	67	115
Sr	428	415	337	10
Ba	300	510	1040	160
Y	24	45	44	93
La	24.7	45.2	76.7	152
Ce	-	-	128	185
Nd	-	51	57	91
Sm	5.48	9.42	10.83	17.9
Eu	1.86	2.69	3.39	3.17
Tb	0.90	1.28	1.32	2.4
Yb	2.6	3.4	3.6	8.9
Lu	0.41	0.61	0.58	1.64
Zr	112	183	259	764
Hf	2.9	4.7	9.0	17.7
Nb	35	55	113	207
Ta	1.4	2.6	5.2	11.1
Th	2.5	5.0	10.4	19.4

Tabela 4 Sadržaj glavnih oksida i mikroelemenata serije alkalnih bazalta i trahita, rifta Kenije (Baker i drugi, 1977)



Bazalti - rioliti				
%	1	2	3	4
SiO ₂	46.75	56.81	65.02	72.11
TiO ₂	2.30	1.76	0.36	0.38
Al ₂ O ₃	13.93	13.88	14.88	9.35
Fe ₂ O ₃	3.20	0.70	1.75	2.30
FeO	8.08	9.37	3.48	3.80
MnO	0.19	0.29	0.13	0.21
MgO	9.75	2.13	0.04	<0.01
CaO	10.08	5.04	1.34	0.34
Na ₂ O	2.70	5.00	5.90	5.74
K ₂ O	0.80	2.15	4.30	4.40
P ₂ O ₅	0.35	0.72	0.04	0.01
Mikroelementi (ppm)				
Cr	370	6	56	77
Ni	75	6	2	8
Rb	18	49	106	147
Sr	382	360	60	3
Zr	121	405	902	1170
Ba	250	408	736	<10
La	19.6	60.0	111.5	159.5
Ce	35.9	114.5	193.8	287.4
Nd	21.8	70.7	93.0	129.2
Sm	4.5	16.6	17.4	27.0
Eu	1.7	5.3	3.3	3.3
Gd	4.3	17.4	13.8	25.0
Dy	4.1	13.9	15.4	26.0
Yb	1.9	7.0	10.3	14.1
Th	-	4.7	-	14.9
Hf	4	14	27	32
U	0.65	1.65	-	3.5

Tabela 5 Sadržaj glavnih oksida i mikroelemenata serije bazalta-riolita, rift Etiopije (*Barberi i drugi, 1975*)



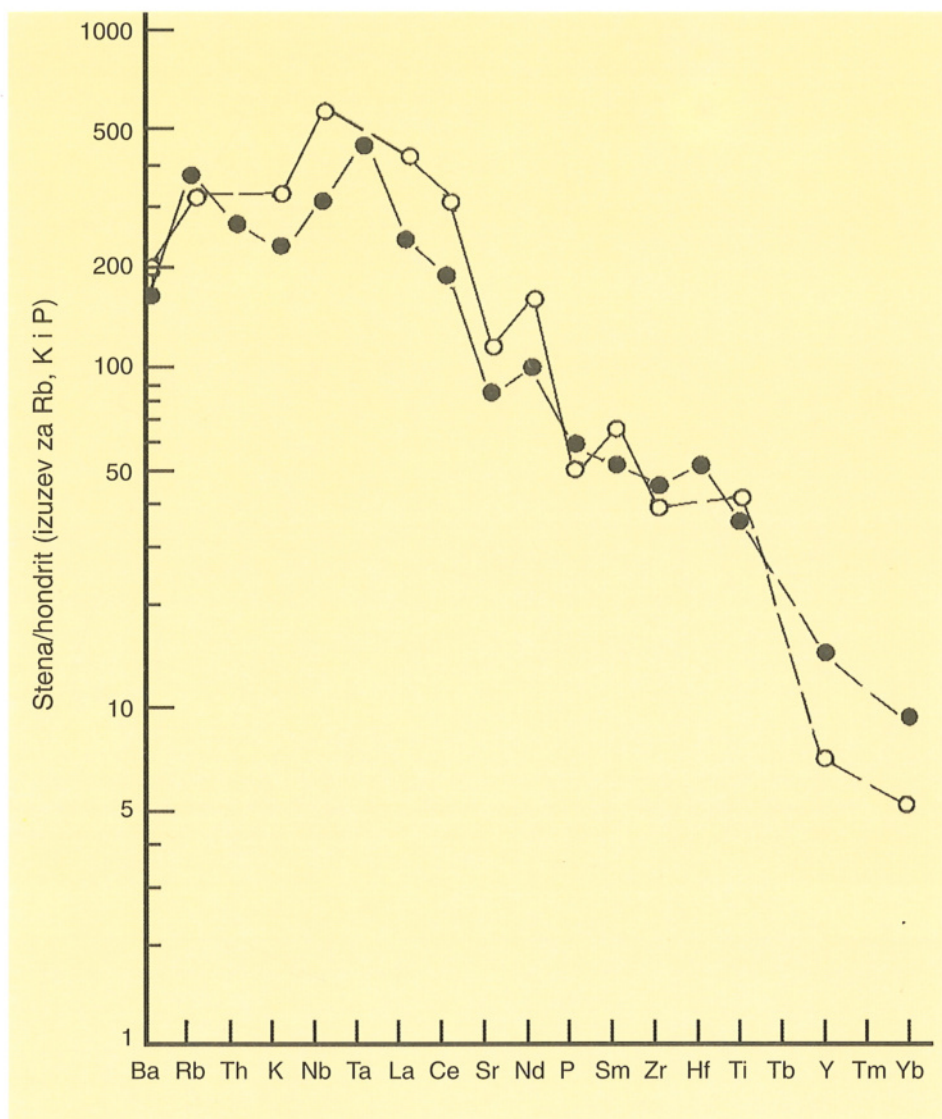
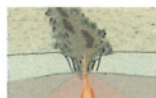
Sl. 54 Normalizacioni dijagram bazalta kontinentalnih riftova istočnog ogranka Istočnoafričkog rifta (Thomson i drugi, 1984)

Nb itd. Znatno veće obogaćenje pomenutih inkompatibilnih elemenata imaju ultrakalijske stene zapadnog ogranka Istočnoafričkog rifta (sl. 55).

Bazalti kontinentalnih riftova su bogatiji inkompatibilnim elementima i od bazalta stvaranih u srednjeokeanskim riftovima. Tako na primer, bazalti rifta Rio Grande imaju dva do deset puta veće sadržaje K, Sr, Rb i Ba od bazalta srednjeokeanskih riftova (sl. 56)

Stene Istočnoafričkog rifta, sastava od bazalta do riolita, imaju ujednačen odnos sadržaja pojedinih inkompatibilnih elemenata (Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr i Rb/Zr itd.) i ukazuju da bazalti, i njihovom frakcionom kristalizacijom generisane asociirane kisele stene, vode poreklo iz iste magme, pri čemu nije bilo značajnije kontaminacije sa stenama kontinentalne litosfere.

Sadržaj mikroelemenata u bazaltima kontinentalnih riftova je sličan bazaltima okeanskih ostrva, pa se pretpostavlja da ove dve grupe stena vode poreklo iz istog izvora, neosiromašenog donjeg dela gornjeg omotača. Pojedini autori, međutim, smatraju da ovaj zaključak ne treba olako prihvatiti, jer sličan geohemijski sastav imaju i stene donjeg dela kontinentalne litosfere.

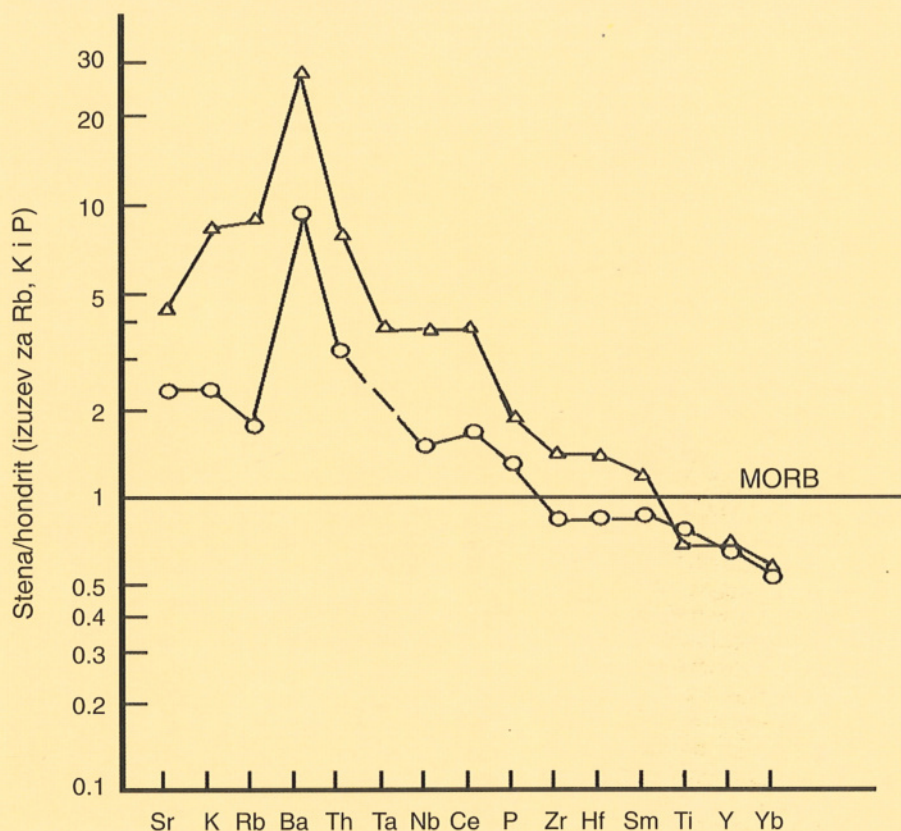


Sl. 55 Normalizacioni dijagram ultrakalijskih stena zapadnog ogranka Istočnoafričkog rifta (Thomson i drugi, 1984)

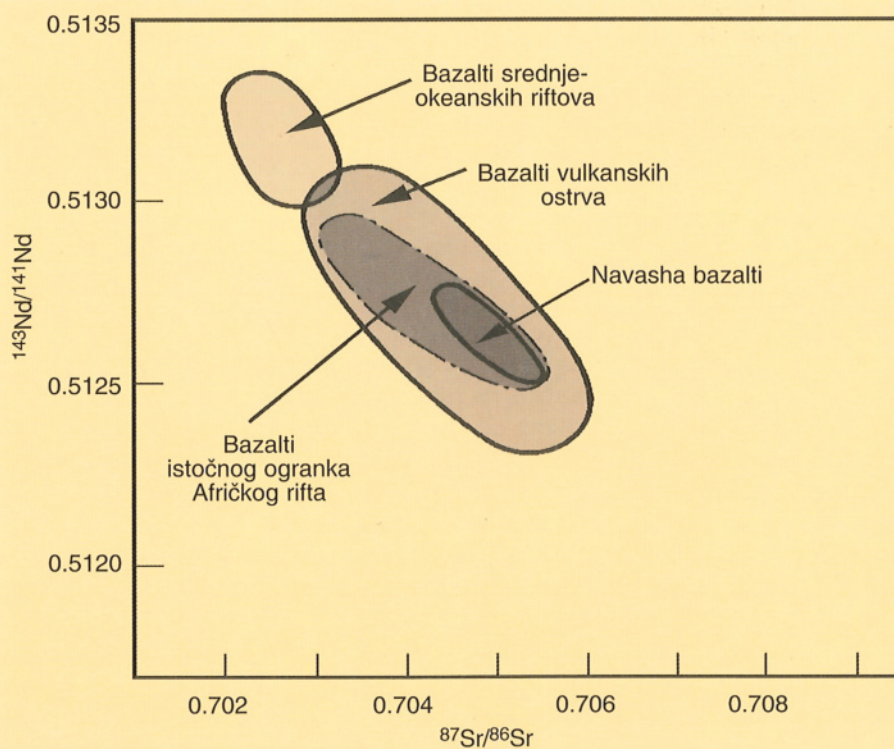
Sadržaj izotopa

Sadržaj i međusoban odnos izotopa $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u bazaltima kontinentalnih riftova je sličan ili čak identičan sa bazaltima okeanskih ostrva čime se potvrđuje hipoteza da ove dve grupe stena vode poreklo iz neosiromašenog donjeg dela gornjeg omotača. U odnosu na bazalte generisane u srednjeokeanskim riftovima, bazalti kontinentalnih riftova i bazalti okeanskih ostrva imaju manji odnos sadržaja izotopa $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd}$ i veći odnos sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (sl. 57).

Sadržaji i odnosi pojedinih izotopa mogu ukazati i na vrstu i stepen kontaminacije bazalta kontinentalnih riftova. U kontaktu bazalta sa stenama kontinentalne litosfere, posebno viših delova kontinentalne kore, dolazi do asimilacije salskog materijala, zbog čega ove stene mogu biti obogaćene pojedinim izotopima.



Sl. 56 Diskriminacioni dijagram bazalta rifta Rio Grande normalizovanih na sastav bazalta srednjeokeanskih riftova, MORB-a (Pearce, 1983)



Sl. 57 Odnos sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd}$ u bazaltima istočnog ogranka Istočnoafričkog rifta, vulkanskih ostrva i bazalta srednjeokeanskih riftova (Norry i drugi, 1980)

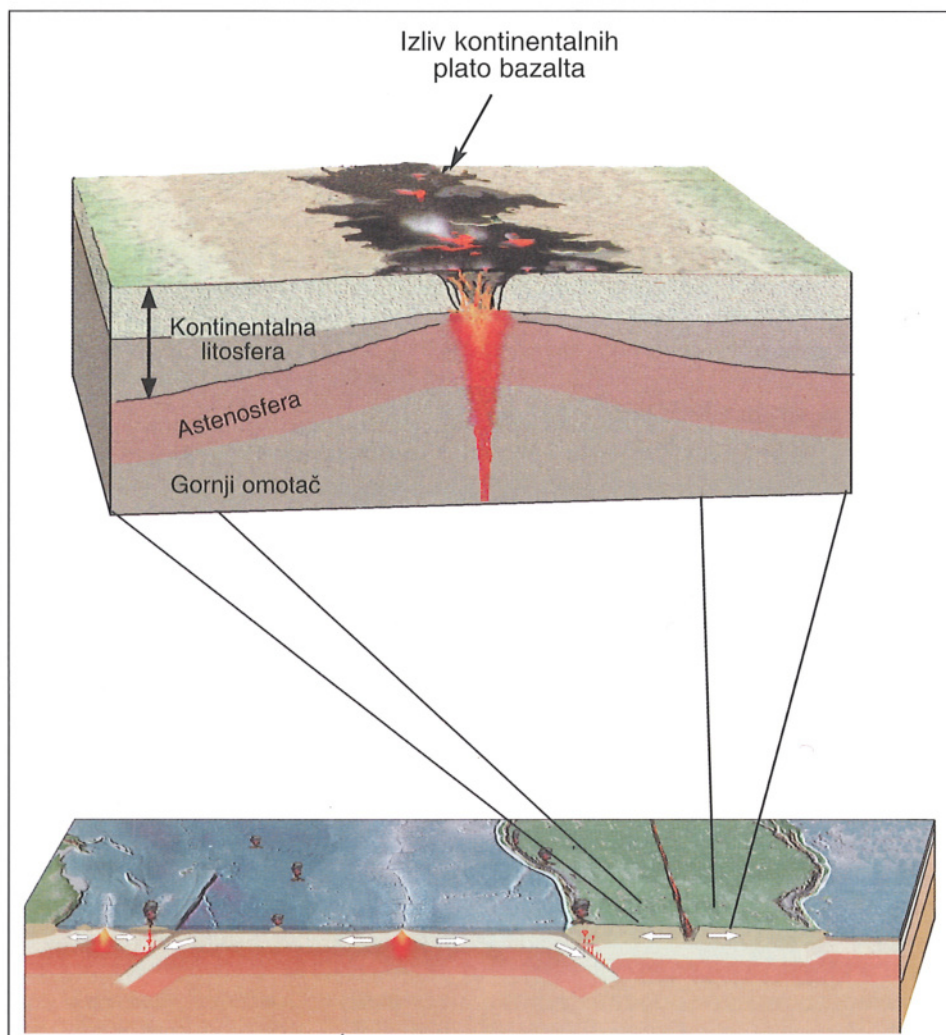


KONTINENTALNI PLATO BAZALTI

Kontinentalni plato bazalti takođe nastaju u riftovima unutar kontinentalnih ploča. Bazaltne lave na površinu dospevaju duž dubokih tektonskih razloma (riftova), retko kroz centralni vulkanski kanal. Kontinentalni plato bazalti stvarani su poslednjih milijardu godina. Ove stene, za razliku od bazalta kontinentalnih riftova koji se izlivaju u samom riftu, pokrivaju velike površine kontinenata gradeći vulkanske provincije.

Vulkansku provinciju čine subhorizontalni do horizontalni izlivi ili platoi bazaltnih lava, površine nekoliko desetina do nekoliko stotina kvadratnih kilometara, koji leže na kontinentalnoj kori (sl. 58), zbog čega se i nazivaju kontinentalni plato bazalti (*CFB - continental floor basalts*).

Starije vulkanske provincije kontinentalnih plato bazalta (*Keweenawkan, Siberian*) javljaju se u riftovima unutar kontinentalnih ploča, dok su mlađe vulkanske provincije (*Parana, Decan* itd.) vezane za područja razmiicanja kontinenata i stvaranja novih okeanskih basena. Bazalti Parane (Istočni deo Južne Amerike) prethodili su odvajanju Afričkog kontinenta od Južne Amerike i otvaranju Atlantskog okeana; magmatizam u vulkanskoj provinciji Dekan (Indija) je usledio nakon raspada Gondvane itd. Najmlađi kontinentalni plato bazalti su iz Kolumbije (SZ SAD), stvarani pre 17 do 6 mili-



Sl. 58 Izliv kontinentalnih plato bazalta



ona godina, vezani su za vulkansku aktivnost Jeloustonskog parka (područje tople tačke) koja je bazaltno - riolitskog, tj. bimodalnog karaktera.

Postanak kontinentalnih plato bazalta

Smatra se da kontinentalni plato bazalti nastaju frakcionom kristalizacijom pikritske magme na niskim pritiscima dajući niz izlivnih stena, sastava od bazalta do riolita. Te guste pikritske magme akumuliraju se kao kompleksi silova i dajkova u donjim delovima kontinentalne kore. Intenzivnom frakcionom kristalizacijom bitno se smanjuje gustina i viskozitet ostatka pikritskog rastopa, što mu omogućava dalji uspon i izlivanje na površinu. Područja akumulacije predstavljaju i magmatske rezervoare pa se pretpostavlja da u donjim delovima kontinentalne kore moraju postojati značajni gabroidni i ultrabazični kumulati, koji po zapremini premašuju izlive bazalta na površini. Magma iz rezervoara veoma retko se izliva na površinu bez zadržavanja. Smatra se da pre erupcije najmanje dva puta zastaju u kori i da na svakom od staništa ponovo frakcionišu i kontaminiraju sa kontinentalnom korom. Vrlo retke, veće pojave pikrita, potvrda su za ovu pretpostavku.

Postoji i hipoteza da kontinentalni plato bazalti nastaju parcijalnim stapanjem dela omotača bogatijeg gvožđem (*Wilkinson i Binns, 1977*), ili parcijalnim stapanjem omotača u uslovima zasićenim vodom.

Kontinentalni plato bazalti se u reakciji sa okolnim stenama u različitom stepenu kontaminiraju. Intenzitet kontaminacije zavisi od temperature magme, dubine i veličine rezervoara u kojima je magma smeštena, načina i količine priliva magme, vremena njenog zadržavanja u rezervoaru, sastava okolnih stena i količine vode.

Magma se najpre kontaminiraju stenama kontinentalne kore, koje imaju nižu tačku stapanja (gnajsevi, mikašisti), kada asimiliraju alkalije i siličiju. Kontaminacija je najveća u obodnim delovima rezervoara gde je dodir magme sa okolnim stenama, u kanalima (dajkovima) kojima se rezervoar puni magmom ili u kanalima (dajkovima) koji vode od rezervoara ka površini. O stepenu i vrsti kontaminacije biće reči i u poglavlju o hemijskom sastavu kontinentalnih plato bazalta.

Petrografija kontinentalnih plato bazalta

Vulkanske provincije kontinentalnih plato bazalta su najvećim delom izgrađene od toleitskih bazalta i podređeno (manje od 10%) kiselih vulkanskih stena koje se javljaju u gornjem delu izliva. Piroklastične stene su veoma retke. Lave intermedijarnog sastava u većini vulkanskih provincija izostaju, pa je vulkanizam koji je dao kontinentalne plato bazalte bimodalan, tj. bazaltno-riolitskog tipa. Jedan od primera je i Jeloustonski park. Stene ovog područja nastale su kretanjem Severnoameričke ploče preko tople tačke koja se nalazi ispod Jeloustonskog parka (*Menzies i drugi, 1984*).

Bazalti su porfirske strukture, izgrađeni od fenokristala plagioklasa i bojenih minerala koji leže u hipokristalnoj do hijalinskoj, retko holokristalnoj, osnovnoj masi. Sadrže do 25% fenokristala, mada u pojedinim provincijama (Kolumbija i Parana) preovlađuju varijeteti sa vrlo malo fenokristala ili su čak bez njih.

Plagioklas je najzastupljeniji mineral, dok se od bojenih minerala sreću augit, pižonit i olivin (retko). Ti-magnetit je najčešći akcesorni mineral.



Zbog velikog broja varijeteta stena, posebno je zanimljiva vulkanska provincija Parane (Južna Amerika) u kojoj se javljaju stene sastava od bazalta do riolita. Bazalti sadrže fenokristale plagioklasa (An_{50-80}), augita i pižonita. U asociiranim andezitima i dacitima fenokristali plagioklasa su kiseliji (An_{50-65}), olivin odsutan a intersticijski kvarc se javlja u osnovnoj masi. U kiselim vulkanitima (riodacitima i riolitima) karakteristični fenokristali su plagioklasi, Ca-pirokseni, sanidin i metalni minerali dok su alkalni feldspati i kvarc uobičajeni minerali osnovne mase.

Hemijski sastav kontinentalnih plato bazalta

Većina kontinentalnih plato bazalta po hemijskom sastavu odgovara toleitima sa višim sadržajem K_2O u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova. U tabeli 6 dat je hemizam bazalta u nekoliko kontinentalnih vulkanskih provincija, a radi poređenja, dati su i sadržaji glavnih oksida i mikroelemenata za normalne bazalte srednjeokeanskih riftova (N-MORB) i obogaćene bazalte srednjeokeanskih riftova (E-MORB), kao i tipičan bazalt okeanskih ostrva. Jasno se uočava sličnost u hemijskom sastavu između bazalta kontinentalnih plato bazalta i bazalta okeanskih ostrva.

Kontinentalni plato bazalti imaju niske Mg vrednosti ($Mg/(Mg+Fe)$), manje od 0.7, ukazujući da potiču iz omotača bogatijeg gvožđem. Vrlo nizak sadržaj Ni i nizak odnos $CaO:MgO$ u kontinentalnim plato bazaltima potvrđuje pretpostavku da su ove stene nastale frakcionom kristalizacijom pikrita na niskim pritiscima. Retki izlivi pikrita u provincijama Dekan i Karoo primer su za sastav primarne magme koja je frakcionisanjem olivina dala magme iz koje su kristalisali kontinentalni plato bazalti u ovom području.

U provinciji Parana javljaju se dva tipa bazalta; bazalti sa niskim sadržajem P_2O_5 i TiO_2 (LPT), koji preovlađuju u južnom delu provincije, i bazalti sa visokim sadržajem P_2O_5 i TiO_2 (HPT), koji se javljaju na severu (Bellieni i drugi, 1984; 1986; Mantovani i drugi, 1985; Fodor, 1987). Oba tipa bazalta pretrpela su frakcionu kristalizaciju na niskim pritiscima i kontaminaciju korom, što je dovelo do stvaranja silicijumom bogatijih magmi.

Zbog odsustva vulkanskih stena sa sadržajem SiO_2 između 54 i 63%, neke kisele magme u provinciji Parana verovatno su nastale parcijalnim stapanjem donjeg dela kontinentalne kore u fazi otvaranja Atlantskog okeana (Bellieni i drugi, 1986). Sličan model stvaranja riolitских lava u vulkanskoj provinciji Karoo (Južna Afrika) predložili su Cleverly i drugi (1984).

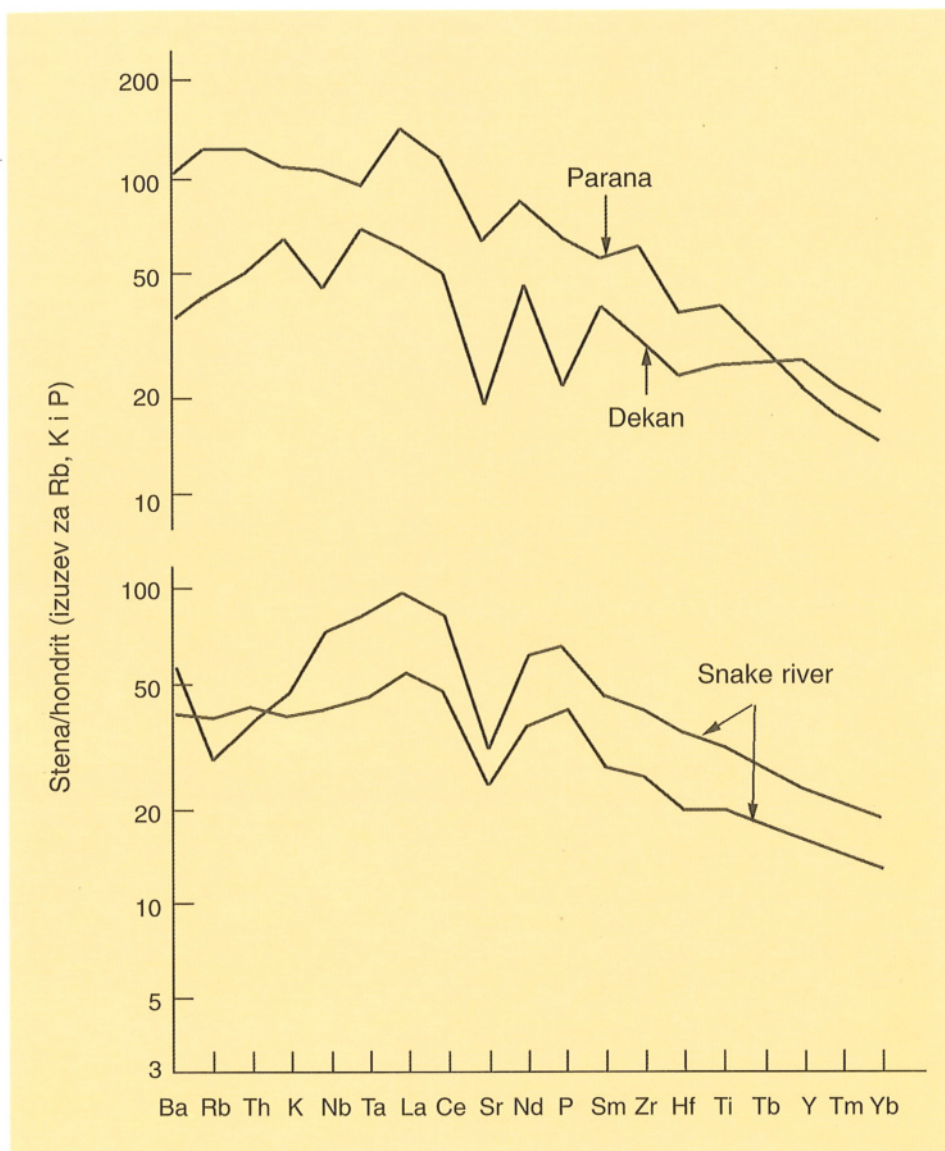
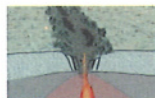
Sadržaj mikroelemenata u kontinentalnim plato bazaltima

Kontinentalni plato bazalti u odnosu na primarne magme iz kojih potiču imaju niže sadržaje kompatibilnih mikroelemenata i više sadržaje inkompatibilnih mikroelemenata zbog frakcione kristalizacije. Na sl. 59 prikazan je varijacioni dijagram mikroelemenata stena iz vulkanskih provincija kontinentalnih bazalta Parane, Dekana i Snake river, sveden na vrednosti sastava hondrita (osim Rb, K i P). Kontinentalni plato bazalti iz pomenutih provincija, naročito iz Parane, znatno su obogaćeni inkompatibilnim elementima u odnosu na hondrit. Ove stene imaju sličan hemijski sastav, posebno sadržaje mikroelemenata sa bazaltima okeanskih ostrva.



%	Snake river			Parana	Zapadni Grenland	Okean. Ostrva	N-MORB	E-MORB
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46.18	45.89	50.56	50.75	44.20	50.36	50.40	51.18
TiO ₂	2.06	3.33	2.57	3.95	0.88	3.62	1.36	1.69
Al ₂ O ₃	14.47	14.63	13.83	13.51	8.34	13.41	15.19	16.01
Fe ₂ O ₃	13.52	16.46	13.79	14.24	12.85	13.63	10.01	9.40
MnO	0.19	0.21	0.17	0.19	0.18	0.18	0.18	0.16
MgO	9.99	6.46	5.12	4.21	25.36	5.52	8.96	6.90
CaO	9.68	9.37	9.62	8.45	8.30	9.60	11.43	11.49
Na ₂ O	2.63	2.84	2.65	2.80	0.43	2.80	2.30	2.74
K ₂ O	0.61	0.65	0.93	1.58	0.36	0.77	0.09	0.43
P ₂ O ₅	0.44	0.69	0.22	0.66	0.07	0.42	0.14	0.15
Mikroelementi (ppm)								
Ba	298	464	239	653	31	191	20	86
Be	0.7	1.1	0.7	1.6	0.1	1.1	-	-
Cr	256	107	44	20	970	81	346	225
Cu	59	50	202	74	60	98	-	-
Ga	20	24	24	25	10	22	-	-
Hf	3.87	7.18	4.49	7.22	1.16	5.95	-	-
Nb	15.1	25.5	15.9	37	1.5	21.5	2.1	8.6
Ni	193	44	44	43	1090	78	177	132
Pb	5	3	-	6	2	2	-	-
Rb	13.7	10.4	15	44	12.3	15.4	2.3	10.3
Sr	295	370	219	732	76	395	98	155
Ta	0.93	1.68	1.39	1.88	0	1.5	-	-
Th	1.78	1.62	2.12	5.33	0.58	1.64	-	-
Y	31	48	50	42	12.5	42	37	39
Zn	97	131	149	127	64	119	-	-
Zr	167	295	203	398	39	227	97	121
La	18.3	32.3	19.3	46	5.55	24	2.95	6.92
Ce	41.2	74	43.0	100	-	53	12.0	17.8
Pr	4.8	8.4	5.2	11.0	-	6.0	-	-
Nd	23	39	27.6	51	6.55	35.1	9.9	13.6
Sm	5.6	9.4	7.6	10.9	2.1	8.9	3.91	4.64
Eu	1.94	3.35	2.47	3.5	0.73	2.98	1.41	1.55
Gd	5.7	9.6	8.4	9.9	2.3	9.1	6.4	6.0
Dy	5.26	8.28	8.18	7.61	2.32	7.58	5.6	-
Ho	1.05	1.60	1.55	1.42	0.46	1.41	-	-
Er	3.08	4.44	4.20	3.79	1.29	3.64	-	-
Yb	2.78	4.06	3.63	3.07	1.15	3.04	3.61	3.46
Lu	0.42	0.61	0.53	0.45	0.17	0.42	0.50	0.46

Tabela 6 Hemijski sastav kontinentalnih plato bazalta i bazalta stvorenih u drugim tektonskim sredinama

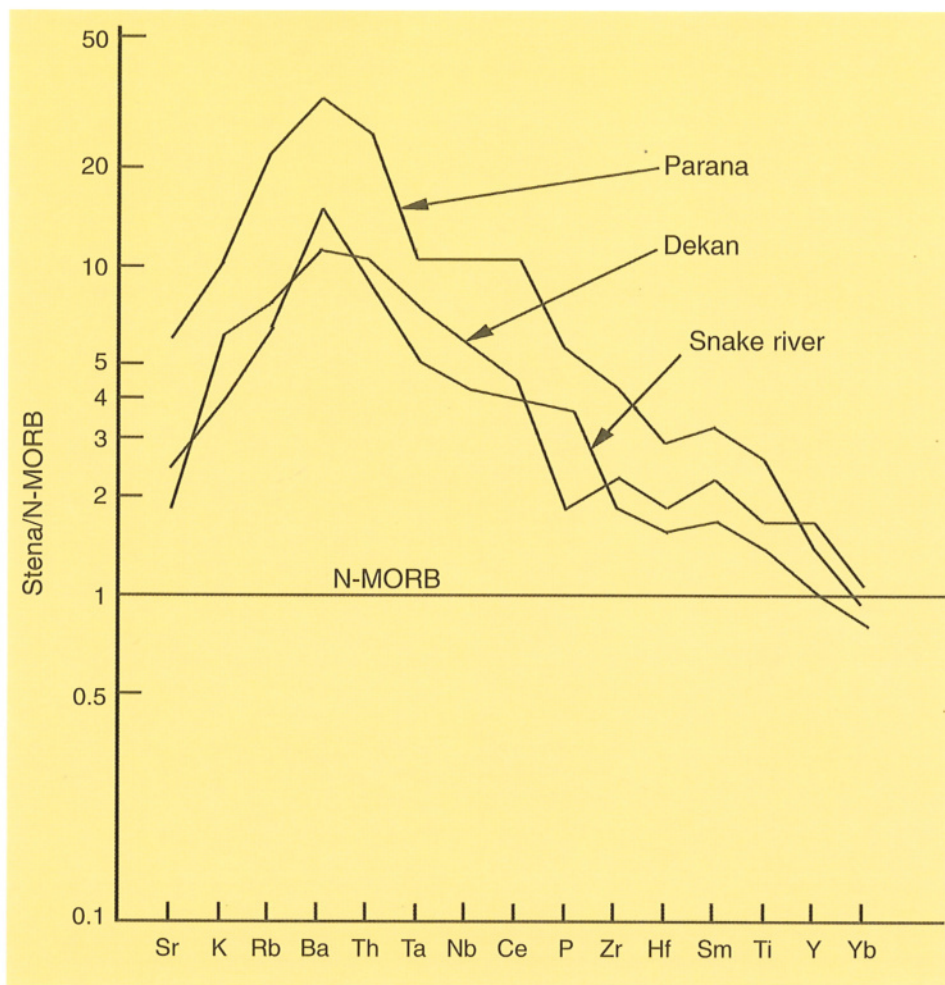


Sl. 59 Varijacioni dijagram kontinentalnih plato bazalta Parane, Provincije Dekan i Snake river, normalizovan na sastav hondrita (Thomson, 1982)

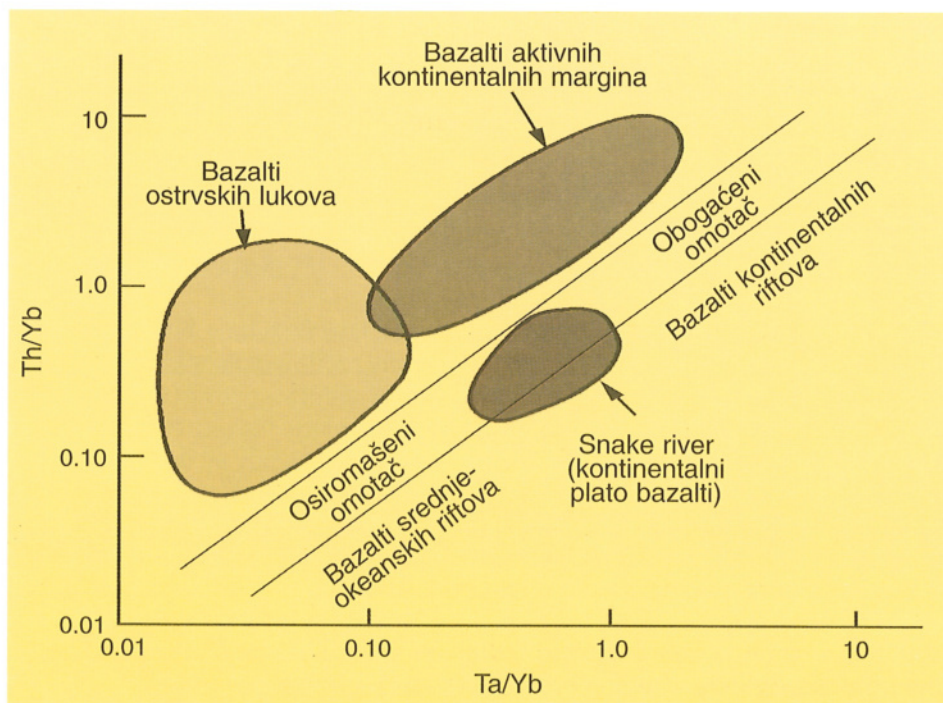
Zbog različitih uslova kristalizacije i mesta stvaranja (sl. 60), kontinentalni plato bazalti u poređenju sa bazaltima stvaranim u srednjeokeanskim riftovima, imaju znatno više sadržaje inkompatibilnih elemenata, osim za Y i Yb.

Sličan hemijski sastav kontinentalnih plato bazalta i bazalta okeanskih ostrva i njihova razlika u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova su, kao što je pomenuto, razlog zbog čega pojedini autori smatraju da ove stene vode poreklo iz različitih izvora. Kontinentalni plato bazalti (kao i bazalti kontinentalnih riftova), i bazalti okeanskih ostrva nastali su iz neosiromašenog, dubljeg dela gornjeg omotača, pri čemu su kontinentalni plato bazalti naknadno kontaminirani stenama kontinentalne kore. Bazalti srednjeokeanskih riftova su, međutim, nastali iz osiromašenog dela omotača koji se nalazi na manjim dubinama, uz znatan uticaj astenosfere.

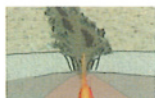
Odnos sadržaja Th/Yb i Ta/Yb potvrđuje pretpostavku da kontinentalni plato bazalti, kao i bazalti kontinentalnih riftova, vode poreklo iz neosiromašenog dela gornjeg omotača (sl. 61).



Sl. 60 Varijacioni dijagram kontinentalnih plato bazalta normalizovan na sastav N-MORB-a (Pearce, 1983)



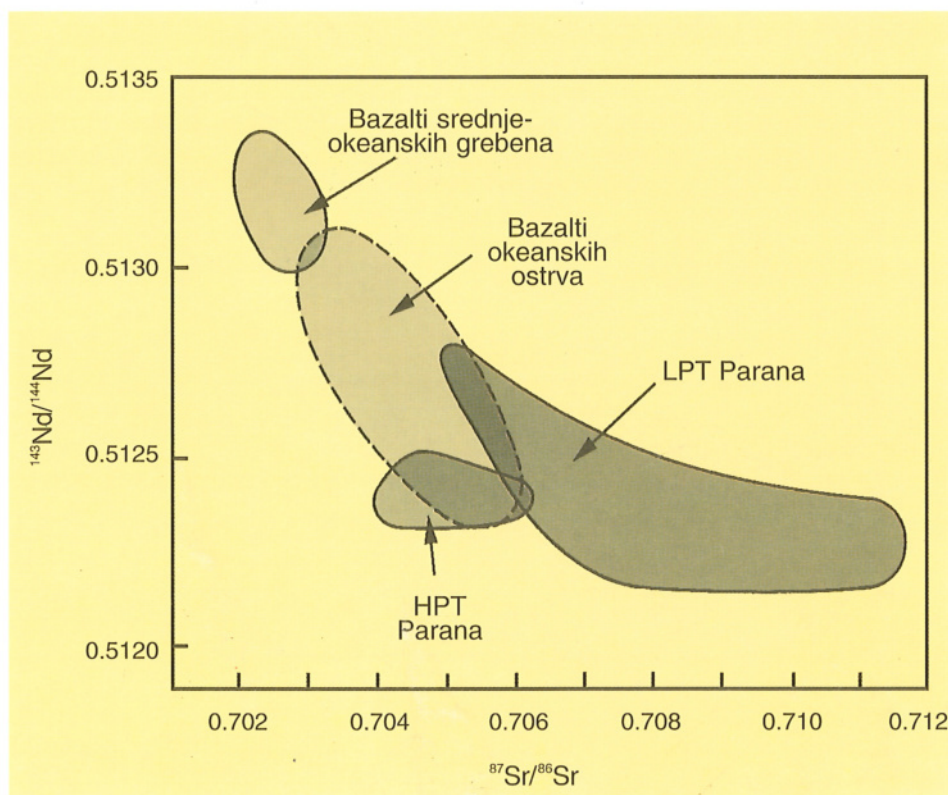
Sl. 61 Odnos sadržaja Th/Yb i Ta/Yb u bazaltima stvaranim u različitim tektonskim sredinama (Pearce, 1983)



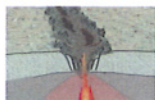
Radiogeni izotopi

Asimilacija stena iz kontinentalne kore je glavni uzrok visokog sadržaja i odnosa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u kontinentalnim plato bazaltima u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova i bazalta okeanskih ostrva (Thompson i drugi, 1984), (sl. 62). Visok sadržaj pomenutih izotopa imaju i magme koje potiču iz obogaćenog omotača (Menzies, 1983, Hawkesworth i drugi, 1983, 1984. itd.).

Jedan od problema u proučavanju geneze kontinentalnih plato bazalta na osnovu izotopskog sastava je i razdvajanje procesa kontaminacije korom, primarnog sastava magme i sastava obogaćenog omotača, odakle ove stene potiču. Sa pojavom većeg broja podataka o sadržaju izotopa stena donjeg dela kontinentalne kore, utvrđeno je da je izotopski sastav omotača i ovih stena veoma sličan, što otežava procenu stepena kontaminacije kontinentalnih plato bazalta sa stenama iz donjeg dela kontinentalne kore (Leeman i Hawkesworth, 1986).



Sl. 62 Odnos sadržaja izotopa $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u kontinentalnim plato bazaltima Parane, bazaltima okeanskih ostrva i bazalta srednjeokeanskih riftova (Hawkesworth i drugi, 1986; Pertini i drugi, 1987)



ALKALNI MAGMATIZAM UNUTAR KONTINENTALNIH PLOČA

Većina bazalta unutar kontinentalnih ploča i kontinentalnih plato bazalta ima nizak sadržaj kalijuma (prosečno ispod 1.1%), ali se sa ovim stenama javljaju i bazične stene bogate kalijumom ili alkalne kisele stene sa malo ili bez bazalta, koje ponekad grade i samostalne izlive. Među njima dominiraju lamprofiri, lamproiti, kimberliti, karbonatiti, nefeliniti, trahiti i fonoliti. Mineralni i hemijski sastav pomenutih stena jako varira. Stoga je njihovo ispitivanje složeno, posebno odredba sredine stvaranja jer se, osim unutar kontinentalnih ploča, ove stene generišu i u ostrvskim lukovima, aktivnim kontinentalnim marginama i okeanskim ostrvima.

Poreklo i stvaranje alkalnih magmi

Flogopit je glavni bojeni mineral i nosilac kalijuma u većini alkalnih vulkanskih stena, pa su rastopi sa vodom veoma važni za stvaranje magmi iz kojih ove stene kristališu. Postoji nekoliko hipoteza o nastanku flogopita od kojih je najviše prihvaćena o metasomatozi dubljeg dela gornjeg omotača, koju favorizuju „kimberlitski” autori.

Prisustvo flogopita, visok sadržaj inkompatibilnih elemenata i izotopa ukazuje da magme bogate alkalijama (prvenstveno kalijom) nastaju niskim stepenom parcijalnog stapanja neosiromašenog dela gornjeg omotača (ispod 400 km) koji sadrži vodu (Boettcher i O'Neil, 1980). Osnovno pitanje je da li se ove magme stvaraju zbog ulaska fluida u omotač ili se generišu iz omotača bogatog fluidima.

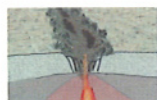
Pojedini autori, međutim, smatraju da magme bogate alkalijama nastaju na znatno manjim dubinama, frakcionom kristalizacijom i diferencijacijom bazaltnih magmi i njihovom asimilacijom stena kontinentalne litosfere ili kontaminacijom bazaltne, nefelinitske i karbonatitske magme sa kiselim magmatskim i sedimentnim stenama.

Petrografija alkalnih vulkanskih stena, kimberlita i karbonatita

U narednom tekstu daćemo kratak petrografski prikaz alkalnih stena koje se najčešće javljaju u područjima kontinentalnih ploča: lamprofira, lamproita, kimberlita, karbonatita, nefelinita, trahita i fonolita.

Lamprofiri

Lamprofiri su stene porfirske strukture, izgrađene od fenokristala biotita i/ili flogopita, amfibola, i feldspata, koji leže u sitnozrnoj osnovnoj masi. Prema hemijskom sastavu, dele se na alkalne, kalkoalkalne i ultramafitske. Pojedini autori kalkoalkalne lamprofire smatraju hipoabisalnim ekvivalentima kalijskih vulkanskih stena vezanih i za subdukciju, a alkalne lamprofire žičnim stenama vezanim za alkalne bazalte, bazanite i nefelinite. Ultrabazični lamprofiri nemaju vulkanskog ekvivalenta. Ove stene ponekad sadrže i vrlo malo SiO_2 (ispod 15%) kada prelaze u karbonatite.



Lamproiti

Lamproiti su sitnozrne stene, porfirske strukture, izgrađene od flogopita, K-Ti rihterita, olivina (Fe_{94-87}), diopsida, sanidina i leucita. Od sporednih minerala javljaju se vadeit, apatit, magnezijumhromit, ilmenit i perovskit. Dijamant je važan akcesorni mineral u nekim lamproitima.

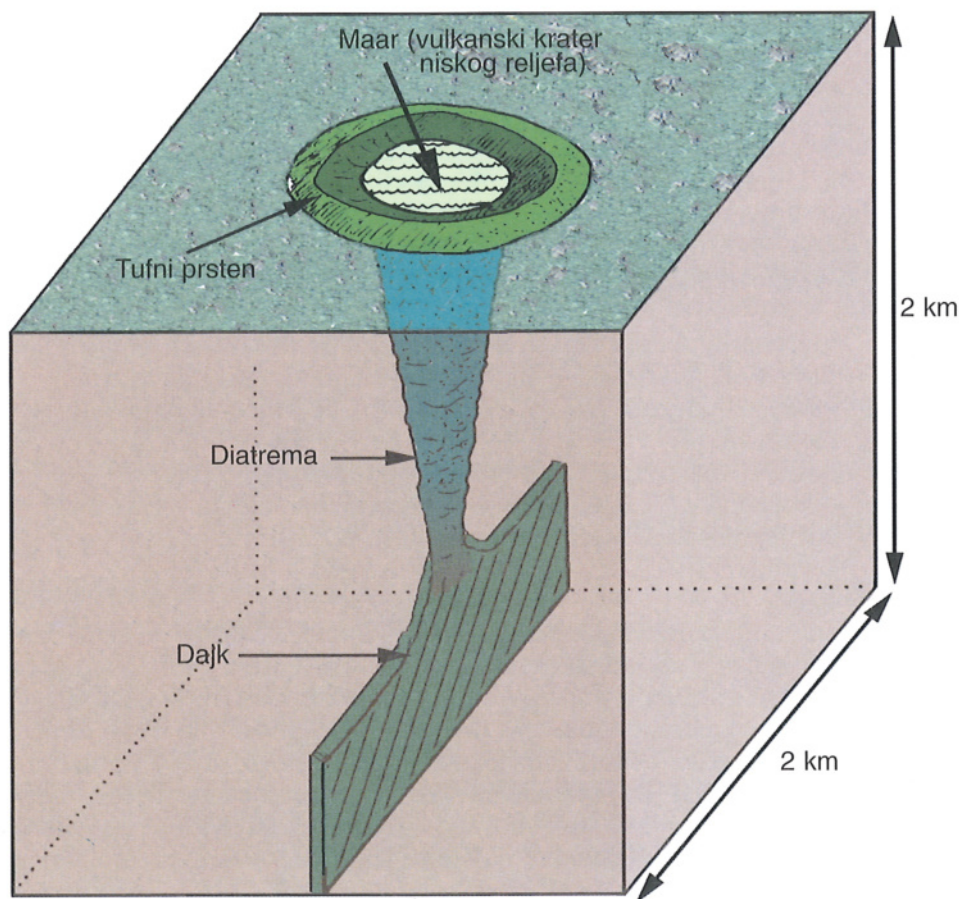
Analcim, karbonati, hlorit, zeoliti, barit su česti sekundarni minerali ovih stena. U većini lamproita olivin je delom ili potpuno zamenjen serpentinom, idingsitom, karbonatom i kvarcom.

Lamproiti se javljaju kao dajkovi i silovi, ponekad i u dijatremama i pajpovima. Ove stene se najvećim delom obrazuju u postorogenim fazama u područjima kontinentalnih kolizija, ali se sreću i na marginama kratona, za razliku od kimberlita koje se javljaju u unutrašnjim delovima kratona. Španski lamproiti, međutim, vezani su za mlade subdukcione magmatske procese.

Sličan geohemijski sastav olivinskih lamproita i nekih tipova kimberlita sa liskunima (flogopitom) ukazuje da ove dve grupe stena vode poreklo iz istog izvora u omotaču (Dawson, 1987). Lamproiti se prema mineralnom sastavu dele na varijetete: madupite, orendite, katungite, mafurite, fortunite, verite itd., ali se ova imena u savremenoj petrologiji retko koriste.

Kimberliti

Kimberliti su specifični predstavnici kontinentalnog magmatizma (sl. 63). Javljaju se u starim kratonima, mada je tektonska sredina stvaranja ovih



Sl. 63 Način pojavljivanja kimberlita



stena još uvek predmet značajnih debata pa će ove stene biti detaljnije prikazane.

Kimberliti su kalijske ultrabazične stene bogate volatilima. Javljaju se kao vulkanske diatreme, pajpovi, silovi i dajkovi.

Ove stene se najčešće javljaju duž reaktiviranih prekambrijskih rasednih zona. U zapadnoj Africi, Angoli i Namibiji kimberliti su intrudovani nakon otvaranja Južnoatlantskog okeana. Smeštaj kimberlita u istočnom delu Severne Amerike verovatno je vezan za otvaranje Severnog Atlantika koji je reaktivirao staru frakturu (Taylor, 1984).

Većina autora smatra da kimberliti kristališu iz „kapljica” (pluma) neosiromašenog dela omotača ispod starih kratonskih jezgara. Pretpostavlja se da je mala količina flogopita i karbonata već bila u izvornom području i da su ovi minerali izdvojeni u prvoj fazi stvaranja parcijalnog stapanja. Pojedini autori ovu mogućnost osporavaju zbog teškoća pri izdvajanju tako male količine rastopa od čvrstog ostatka. Kimberliti nisu uočeni u okeanskim područjima ili u mladim ubranim pojasevima.

Mitchell (1986) je napisao sjajnu knjigu o mineralogiji kimberlita zbog čega ćemo samo sumarno prikazati petrografiju ovih stena.

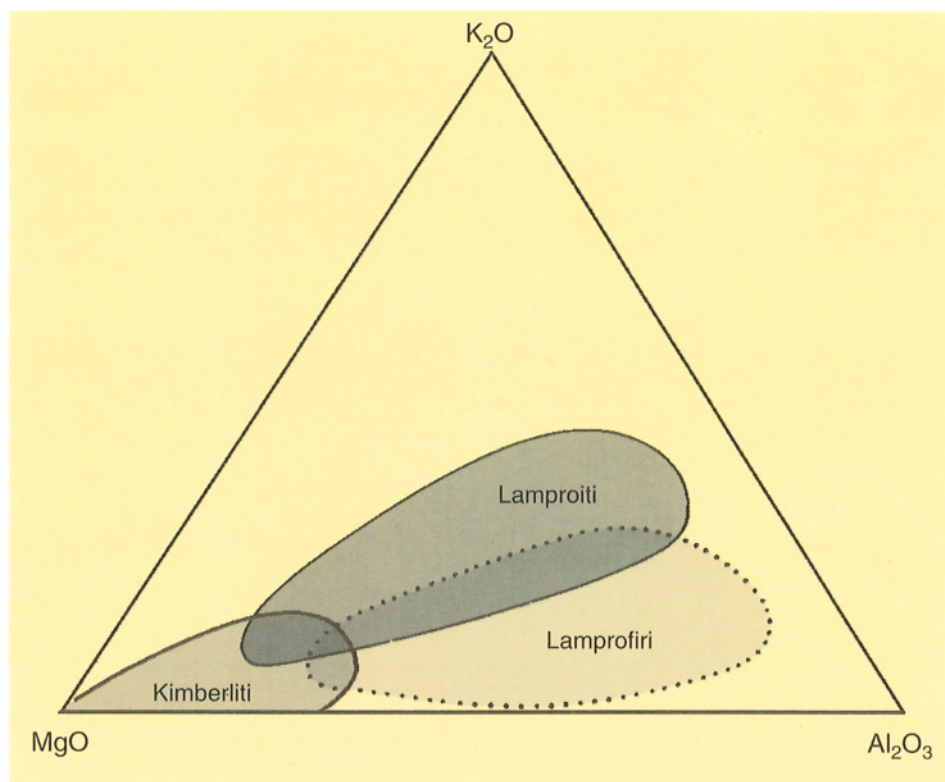
Kimberliti su varijabilnog mineralnog sastava i sklopa, strukture i teksture. Izgrađeni su od olivina, flogopita, hromnog spinela, magnezijskog granata, hromnog piroksena i kalcita koji se javljaju kao krupni kristali. Ove stene ponekad, kao akcesorni mineral, sadrže i dijamant. Olivin je najzastupljeniji mineral, mada u nekim kimberlitima izostaje. Često je serpentinisan i karbonatisan. Karbonati u kimberlitima su primarni konstituenti a ne supergenog (sekundarnog) nastanka. Kalcit se javlja kao mineral osnove, ponekad ima forme tipične za magmate (izdužena zrna) ili dendritske „quench” (naglo hladene) kristale. Način pojavljivanja kalcita uz ostala svojstva ukazuje da su kimberliti naglo izdizani na površinu zbog čega su manje frakcionisani od magmi koje su „normalno” izdvojene iz omotača.

Na osnovu mineralnog sastava razlikujemo dva petrografska tipa kimberlita: kimberlite sa flogopitom i kimberlite bez flogopita. Kimberliti sa flogopitom u matriksu imaju značajnu količinu kalcita i diopsida (Dawson 1987).

Na osnovu načina pojavljivanja, razlikujemo tri tipa kimberlita:

- masivni kimberliti koji su intrudovani dajkovi ili grade pajpove;
- intruzivne kimberlitske breče izgrađene od fragmenata minerala i stena koji leže u kimberlitskom matriksu. Najčešće se javljaju u pajpovima, i
- kimberlitske tufove i tufo-breče (pod tufovima i brečama podrazumeva se sitno drobljen kimberlitski materijal) izgrađene od fragmenata minerala i stena koji su cementovani sekundarnim mineralima. Uočeni su samo u pajpovima.

Kimberliti sadrže i uklopke (ksenolite) ultrabazičnog sastava, nodule olivina, piroksena i granata koji ukazuju na mineralni sastav gornjeg omotača i dubinu iz koje kimberliti potiču. Ultramafitski ksenoliti po sastavu odgovaraju dunitima, harcburgitima, spinel-lerzolitima, granatskim lerzolitima i eklogitima. Eklogitski ksenoliti u kimberlitima se ne smatraju primarnim materijalom omotača. Oni verovatno predstavljaju metamorfisane magmatske kumulate ili ostatke subdukovane okeanske kore. Kimberliti takođe sadrže i ksenolite iz kontinentalne litosfere, koju su ove magme probile na putu ka površini.



Sl. 64 Klasifikacija kimberlita, lamproita i lamprofira na osnovu sadržaja oksida MgO, Al_2O_3 i K_2O (Bergman, 1987)

Kimberliti sa dijamantima nađeni su samo u područjima izgrađenim od kontinentalne kore starije od 2.4 milijardi godina, dok su kimberliti koji se javljaju u mlađim terenima obično bez dijamanta.

Kontaktni metamorfizam sa okolnim stenama je slabo razvijen jer su intruzije male, pa se veći oreoli i ne očekuju.

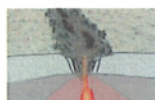
Hemijski sastav kimberlita jako varira. Sadržaj SiO_2 se kreće od 20-50%, MgO od 14-40%, CaO 2-14% i do 0.5% K_2O , zavisno od količine i vrste ksenolita, odnosa kristala i matriksa i količine volatila. Na trokomponentnom dijagramu odnosa oksida K_2O -MgO- Al_2O_3 prikazana je razlika u sastavu kimberlita, lamproita i lamprofira (sl. 64).

Kimberliti su često udruženi sa bazičnim magmatitima. Kimberlitski pajp u Transvalu sadrži gablo a u Namibiji dolerit. U Čehoslovačkoj kimberliti se javljaju u tercijarnoj vulkanskoj oblasti koja uključuje alkalne bazalte, nefelinite i melilite i leucite. U Kvebeku je uočen postupan prelaz od kimberlita ka karbonatitima. U severnom Sibiru pikritske lave se smatraju ekstruzivnim ekvivalentom kimberlita koji se javljaju u istom području.

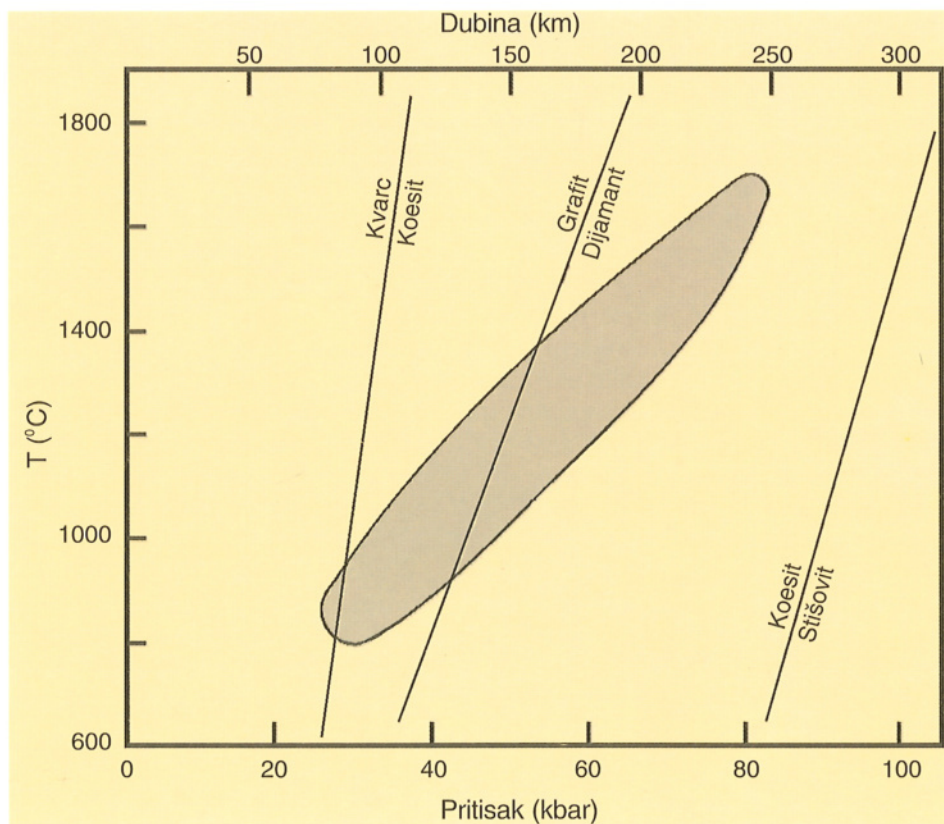
Temperatura i dubina na kojoj se kimberlitska magma izdvaja iz izvora u omotaču može se odrediti na osnovu termostabilnosti flogopita, dijamanta, koesita, piroksena, ultramafitskih ksenolita itd.

Prema eksperimentalnim podacima, flogopit je stabilan na pritiscima do 50 kbara i temperaturama iznad 900°C . Na višim P-T uslovima on prelazi u granat koji sadrži kalijum.

Dijamant je stabilna forma ugljenika na pritiscima iznad 45 kbara i temperaturama od 1000 - 1200°C . Inverzionu krivu grafit-dijamant pokazuje da je za stvaranje dijamanta neophodna dubina od oko 135 km, pa se smatra da kimberliti koji nose dijamante moraju biti stvoreni ispod ove dubine (sl. 65).



Sl. 65 Procena uslova nastanka kimberlita na osnovu ksenolita iz omotača (osenčeno), stabilnosti dijamanta i koesita (Mitchell, 1986)



Pirokseni su takođe pogodni za odredbu nastanka kimberlita jer se na osnovu njihovog hemijskog sastava, sadržaja kalcijuma u klinopiroksenu i sadržaja aluminijuma u enstatitu, može izračunati temperatura i pritisak na kojima su ovi minerali kristalisali. Dobijene vrednosti slažu se sa prethodno pomenutim rezultatima.

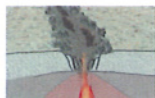
Uslovi nastanka kimberlita dobijeni na osnovu asocijacije minerala u ksenolitima i nodulama, međutim, daju niže vrednosti, tj. manju dubinu stvaranja, zbog čega postoji značajno neslaganje o uslovima nastanka kimberlita (Mitchell, 1986).

Sačuvana stabilna forma ugljenika (dijamant) kao i delimično stopljeni peridotitski ksenoliti i ultramafitske nodule, dokaz su brzog kretanja kimberlitske magme ka površini. U toku kretanja ka površini, na oko 60 km dubine (što odgovara pritisku od 20 kbara) karbonat počinje da disocira oslobađajući CO_2 . Sa dizanjem magme nastavlja se izdvajanje CO_2 prouzrokujući eksplozivnost erupcija u plićim nivoima.

Karbonatiti

Karbonatiti su magmatske stene izgrađene od primarnog kalcita, dolomita ili ankerita, ali sadrže i „egzotične” minerale: monticelit, melilit, apatit, pirohlor itd. Ove stene grade samostalne masive ili su asociirane sa alkalnim bazaltima, kimberlitima i drugim alkalnim stenama. Stvaranje karbonatitske ili kimberlitske magme zavisi od količine flogopita ili karbonata u ishodnom materijalu.

Karbonatiti kao primarna magma mogu nastati parcijalnim stapanjem omotača koji sadrži karbonate. Wendlandt i Mysen (1980) su dobili karbo-



natitski rastop kao prvi produkt stapanja prirodnog granatskog lerzolitita u prisustvu CO_2 , na pritiscima od 30 kbara. Isti materijal stopljen u prisustvu CO_2 , na pritisku od 15 kbara daje rastop toleitskog sastava.

Ekstremno nizak viskozitet karbonatita može biti značajan faktor u izdvajanju i izdizanju ovih magmi ka površini. Karbonatitska magma se izdvaja iz izvornih stena čak i kada je stepen stapanja samo oko 0.1%, dok silikatni rastop, pri ovakvom niskom stepenu parcijalnog stapanja još uvek ostaje sa čvrstim ostatkom (McKenzie, 1985).

Karbonatiti mogu nastati i kao krajnji produkt diferencijacije silikatnog rastopa koji sadrži rastvorene karbonate. Zbog niskog viskoziteta karbonatitskog rastopa frakcionizacija je lakša nego u silikatnim sistemima. Dolomit i ankerit, koji su teži od kalcita, u toku kristalizacije verovatno tonu usled gravitacije. U nekim karbonatitskim intruzijama, međutim, ankerit je kristalisao poslednji, što ukazuje da tonjenje kristala nije jedini mehanizam diferencijacije karbonatita.

Stene oko većine karbonatita i nekih alkalnih ultrabazičnih intruziva su metasomatski promenjene. Taj, u suštini alkalni metasomatizam, naziva se fenitizacija. On podrazumeva zamenu kvarca alkalnim feldspatom, feldspata nefelinom i stvaranje alkalnih mafičnih minerala kao što su egirin i arfvedsonit.

Fenitizacija se javlja i oko ijolitskih intruzija koje su ponekad praćene karbonatitima.

Fenitizacija je dobila ime po lokalitetu Fen u Norveškoj, gde je prvi put i opisana.

Nefeliniti

Nefelinite smo priključili ovde, mada nisu kalijske vulkanske stene, zbog asocijacije sa alkalnim stenama koje se javljaju u kontinentalnim, ali i u okeanskim područjima.

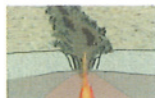
Najveće pojave nefelinita na kontinentima su u Istočnoj Africi gde su ove stene asocirane sa karbonatitima. Nefelinita ima i u Francuskoj, Nemačkoj i Čehoslovačkoj.

Nefeliniti se takođe sreću i u izolovanim vulkanima, nastalim daleko od osa riftova (Havajska Ostrva). U Atlantskom okeanu nefelinitske lave su asocirane sa alkalnim bazaltima i fonoitima. *Le Bas* (1977) je opisao karbonatit-nefelinitsku asocijaciju u kojoj su osnovni članovi karbonatiti, nefeliniti, ijoliti, pirokseniti i feniti.

Nefeliniti su stene izgrađene od nefelina i klinopiroksena, mada se sreću olivin, leucit, melilit itd. Plutonski ekvivalenti nefelinita su varijabilnog sastava od vulkanita. U nekim područjima, nefeliniti su asocirani sa trahibazaltima, fonolitima, nefelin-sijenitima ili ultramafitima.

Magme bogate natrijom i siromašne silicijom mogu se formirati „kristalnom flotacijom” (penjanjem kristala ka površini), koncentracijom volatila blizu krovine magmatskog rezervoara ili frakcionom kristalizacijom olivin bazanita. *Bailley i Schairer* (1966) smatraju melilitsku magmu primarnim izvorom stena bogatih nefelinom.

Ekperimentalna proučavanja, vršena na stenama iz omotača, ukazuju da nefeliniti mogu nastati niskim stepenom parcijalnog stapanja omotača, na visokom pritisku i temperaturi i visokom P_{CO_2} . Ako je nefelinit prvi produkt parcijalnog stapanja omotača koji će daljim stapanjem dati bazalte, tada su nefelinitske magme prvo izlučene. Ovakva veza je uočena u Karo provinciji u Južnoj Africi.



Trahiti i fonoliti

Trahiti, fonoliti i njihovi plutonski ekvivalenti, sijeniti i nefelinsijeniti su retke stene. U kontinentalnim vulkanskim provincijama trahitske i fonolitske stene više su zastupljene nego u okeanskim područjima. Kontinentalna kora verovatno deluje kao filter za uspon težih bazaltnih magmi ali dozvoljava „prolaz” kiselijim, lakšim diferencijatima (Gill, 1973). U kontinentalnim područjima javljaju se sa nefelinitima, ijolitima i karbonatitima, a u okeanskim područjima asocirani su sa alkalnim bazaltima. Postoji više hipoteza o poreklu magme i mestu stvaranja trahita i fonolita:

- zbog male zastupljenosti ovih stena smatra se da ne postoji primarna magma, već da trahiti i fonoliti predstavljaju ostatke diferencijata alkalnih bazalta ili nefelinita. U nekim provincijama, međutim, fonoliti nisu praćeni bazaltima, pa se pretpostavlja da ove stene mogu kristalisati i iz primarnih magmi. Pojave ovih stena na poluostrvu Kola u Rusiji i u Istočnoj Africi gde se trahiti, fonoliti i njihovi intruzivni ekvivalenti javljaju u većim masama nego obližnji gablo i bazalti, mogu biti dokaz da ove stene kristališu iz fonolitsko toleitskih magmi.

- interesantna je i hipoteza da su ove stene nastale kontaminacijom kiselih stena sa krečnjacima, tj. desilifikacijom, koju je predložio *Daly* još početkom ovog stoleća. Ona danas nije prihvaćena jer se smatra da krečnjaci ne mogu izvršiti toliku desilifikaciju magme, uprkos prisustvu karbonatnih stena kao uklopaka u nekim trahitima i fonolitima. Pri tom, ako je kontaminacija važan proces u stvaranju fonolita - ona mora biti vrlo intenzivna.

- vrlo niskim stepenom parcijalnog stapanja primarnog peridotita, koji ima manje od 1% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, može se dobiti alkalna magma sa $>10\%$ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, ali je tako malu količinu rastopa teško izdvojiti iz čvrstog ostatka.

Nastanak trahita i fonolita može se vezati i za kontinentalnu koru. Da bi rastop imao sastav nefelin-sijenita, „početni materijal” mora imati hemijski sastav u kome je odnos $\text{Si}/(\text{Na}+\text{K})$ manji od 3:1. Većina sedimentih stena uglavnom ne zadovoljava ovaj kriterijum. Jedino stapanjem karbonatnih glina i nekih evaporita mogu se dobiti rastopi trahitskog i fonolitskog sastava.

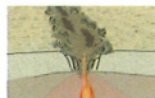
Stvaranje alkalnih vulkanskih stena u drugim geotektonskim sredinama

Alkalne magme stvaraju se i u drugim tektonskim sredinama:

- za vreme ili posle kolizije kontinenata, tj. zatvaranja okeanskih basena. Pojave kalijskih lava stvorenih u ovim tektonskim sredinama sreću se u vulkanskim provincijama Mediterana (Romanja u Italiji, u Anatoliji, u Turskoj, Iranu itd.) i genetski se vezuju za sučeljavanje Afričke i Evropske ploče. Stvarane su od neogena do kvartara.

Područje Romanja u Italiji je jedna od klasičnih pojava alkalnih lava. U njoj se javlja spektar magmi bogatih kalijom, koje su se probijale kroz okolne sedimente (krečnjake, laporce i gline) zbog čega je kontaminacija stena veoma izražena, naročito u severnom delu provincije.

- iznad subdukcionihi zona, gde su alkalne stene asocirane sa članovima kalkalkalne serije (aktivne kontinentalne margine) ili sa bazaltima ostrvskih lukova. Primer su pojave leucitskih lava u Indoneziji i južnoj Italiji



(Vezuv, Stromboli itd.). Postoje, međutim, i značajne razlike u mišljenju o stvaranju i tektonskom smeštaju alkalnih stena u aktivnim kontinentalnim marginama i ostrvskim lukovima zbog složenog tektonskog sklopa ovih područja i uticaja okeanske i kontinentalne litosfere i astenosfere na njihov sastav (Cundari, 1980, Edgar, 1980).

- u vulkanskim ostrvima koja se udaljena od aktivnih tektonskih područja (srednjeokeanskih riftova). Alkalne stene su asocirane sa bazaltima koji su generisani iz kapljica („pluma”) magmi koje potiču iz neosiromašenog dela gornjeg omotača. Zato imaju povećan sadržaj inkompatibilnih elemenata i specifičan sastav izotopa u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova.

BIMODALNI MAGMATIZAM

U pojedinim kontinentalnim riftovima javlja se i bimodalni magmatizam, tj. istovremeno prisustvo kiselih i bazičnih stena u jednoj vulkanskoj provinciji ili riftu. Brojni mehanizmi su predloženi za stvaranje bimodalnih magmi. Pomenućemo samo najvažnije:

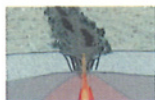
- izdvajanje nemešljivog rastopa. Vulkanske stene kontinentalnih područja ponekad sadrže globule stakla (veličine od 10-15 mm) koegzistentnih salskih i femskih komponenti. Salske globule po sastavu odgovaraju granitima a mafitske Fe-bogatom piroksenu. Javljaju se u bazičnim i intermedijarnim vulkanitima i generalno se interpretiraju kao produkti tečnog nemešanja;

- parcijalnim stapanjem omotača. Proučavanja pokazuju da se salski i femski rastopi mogu izdvojiti parcijalnim stapanjem ultrabazičnih stena u prisustvu vode, ali se ovaj mehanizam stvaranja smatra malo verovatnim;

- frakcionom kristalizacijom bazaltnih magmi, pri čemu se stvara zonarni magmatski rezervoar u kome se kisela magma akumulira na vrhu a bazična na dnu, sa uskom zonom od intermedijarne magme između. Asocijacija pomenutih stena javlja se u nekim velikim strato vulkanima, ali i na aktivnim kontinentalnim marginama;

- selektivnim erupcijama ili selektivnim „zaostacima” mogu se stvoriti mafitske i salske magme. Ovaj mehanizam objašnjava zašto u mnogim vulkanskim lukovima (posebno okeanskim) sa bimodalnim magmatizmom i salske i bazične magme imaju sličan ili čak identičan sadržaj pojedinih mikroelemenata i izotopa.

- parcijalnim stapanjem gornjeg omotača, uz stapanje i delova kontinentalne kore, podrazumeva dva izvora. Neke bimodalne asocijacije stena iz kontinentalnih riftova imaju različit izotopski sastav i sadržaj inkompatibilnih elemenata koji ukazuju na različite izvore. Izotopski sastav bazalta odgovara omotaču a kiseli vulkaniti (ili graniti) imaju izotopski sastav koji odgovara kontinentalnoj litosferi. Asocijacija pomenutih stena se objašnjava parcijalnim stapanjem gornjeg omotača, kada se stvaraju bazalti koji potpomažu stapanje donjeg dela kontinentalne litosfere ili kontinentalne kore u kojoj se stvaraju kisele magme. Primer je anorogeni Pikes Peak batolit u Koloradu, koji je nastao od magmi obrazovanih stapanjem kontinentalne kore prouzrokovanim intruzijom bazaltne magme (Barker i drugi, 1975).



GRANITI

Najveće mase granita stvaraju se u kontinentalnoj litosferi, ali ove se stene generišu i u drugim tektonskim sredinama.

Postoji veliki broj publikacija o nastanku granita. Između 1929. i 1969. godine, uz magmatsko poreklo, znatan broj geologa je smatrao da graniti nastaju metasomatskim procesima koje su opisali kao granitizaciju. Pretpostavljalo se da sedimentne ili druge negranitske stene uz prinos pojedinih komponenti (uglavnom K i Na) mogu biti transformisane u granite, čak i bez prolaska kroz stopljeno stanje. Nakon eksperimentalnih proučavanja granita Tatla i Boven, napuštene su pomenute hipoteze o nastanku ovih stena i prihvaćeno je mišljenje da graniti nastaju parcijalnim stapanjem sedimentnih ili metamorfnih stena ili diferencijacijom bazaltne ili andezitske magme.

Winkler (1974) je eksperimentalno pokazao da se rastop granitskog sastava može stvoriti parcijalnim stapanjem sedimentnih stena kao što su glinci i grauwake. Stapanje počinje na oko 650-700°C, zavisno od vrste stena, pritiska i prisustva vode.

Asocijacija metamorfnih minerala u eklogitima i granulitima ukazuje da je temperatura u donjim delovima kontinentalne kore i do 900°C, što je dovoljno za parcijalno stapanje stena. Uz pretpostavku da se sedimenti stapaju samo oko 50%, primarna voda je dovoljna za zasićenje novostvorenog granitskog rastopa. Višak vode kasnije ulazi u pegmatitski rastop ili se stvara u hidrotermalni rastvori.

Parcijalnim stapanjem kontinentalne kore stvara se veliki broj petrografskih vrsta granitskih stena. Sa porastom stepena parcijalnog stapanja graniti se obogaćuju feldspatima a dodavanjem asimiliranog materijala, u njihov sastav ulaze hornblenda i plagioklasi kada ove stene prelaze u granodiorite i kvarcdiorite.

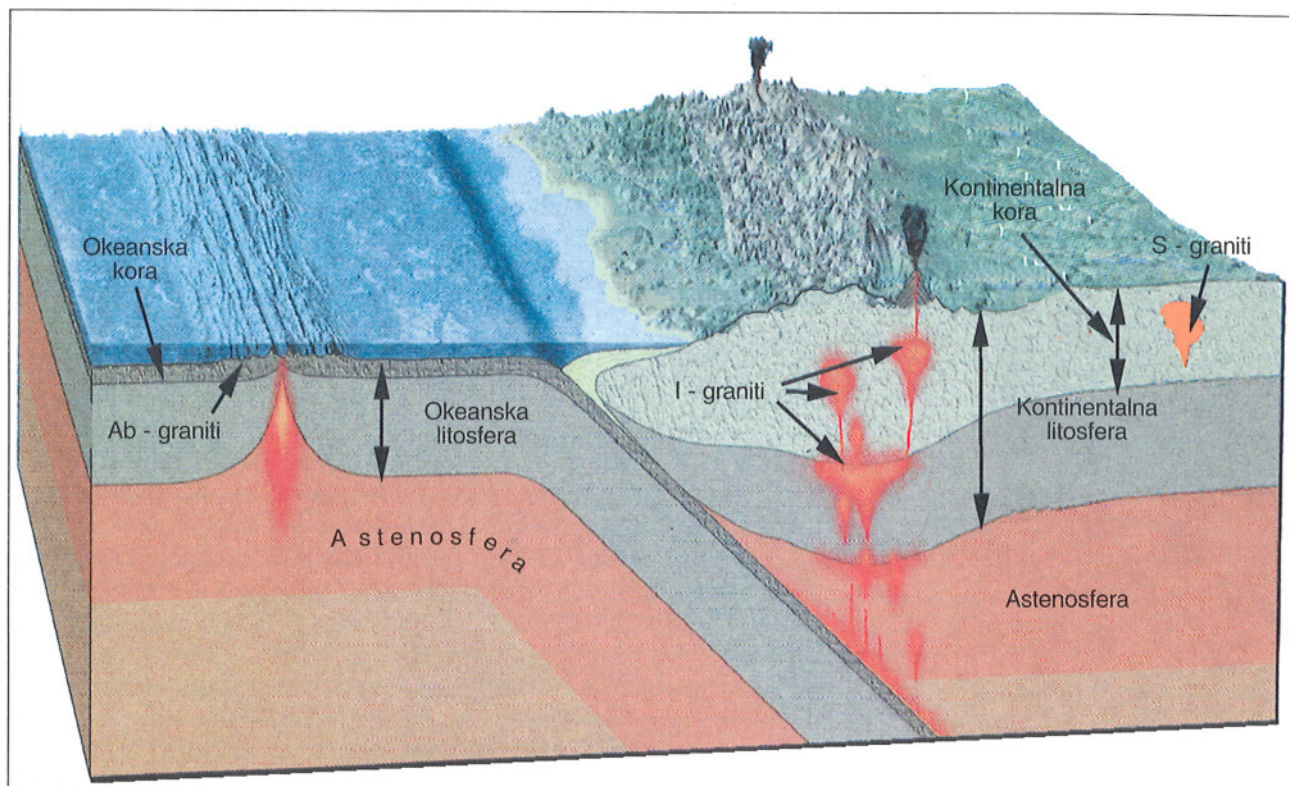
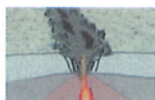
Stepen stapanja kontinentalne kore zavisi od:

- debljine kontinentalne kore;
- geotermalnog gradijenta, i
- utiskivanja većih masa bazičnih magmi u ili kroz kontinentalnu koru.

Graniti takođe nastaju i frakcionom kristalizacijom bazalta srednjeoceanskih riftova (albitski graniti) ili frakcionom kristalizacijom i kontaminacijom kalkalkalnih bazalta u područjima aktivnih kontinentalnih margina (I-graniti).

Postoji veliki broj klasifikacija granita koje baziraju na različitim kriterijumima. U petrologiji magmatskih stena često se koristi podela granita na osnovu odnosa sadržaja alkalija i aluminije, tako što se izdvajaju dve grupe ovih stena: peralkalni graniti i peraluminijski graniti:

Peralkalni graniti imaju odnos katjona $(K+Na)/Al$ veći od 1. Višak Na i K i manjak Al, zajedno sa Fe i Mg, omogućava formiranje ribekita, arfesonita, egirina, egirin-augita itd. Peralkalni graniti se javljaju u stabilnim kontinentalnim regionima, ali ovih stena ima i u okeanskim područjima (Island, Azori, Atlantik, Indijskom okeanu itd.), kada su asociirani sa alkalnim bazaltima, trahitima, fonolitima itd. Peralkani graniti su bogatiji pojedinim mikroelementima (Zr, Nb, U, elementima retkih zemalja) od peraluminijskih granita.



Peraluminijski graniti imaju odnos katjona $(K+Na+2Ca)/Al$ manji od 1. Zato ove stene kao bitne minerale sadrže muskovit, biotit i kvarc, ponekad topaz, andaluzit, kordijerit. Peraluminijski graniti su ograničeni na kontinentalna područja.

Prema poreklu materijala od koga su nastali, graniti se dele na I-granite i S-granite (White i Chappel, 1977).

I-graniti nastaju parcijalnim stapanjem najplićih delova gornjeg omotača, verovatno uz učešće metamorfnih stena donjeg dela kontinentalne kore (sl. 66). Smatra se da najveće mase I-granita nastaju u područjima aktivnih kontinentalnih margina.

I-graniti imaju visok sadržaj Na i Ca. Izgrađeni su od alkalnog feldspata intermedijarnog plagioklasa i kvarca. Od bojenih minerala dominira hornblenda, dok je diopsid čest kao normativni mineral. Prema mineralnom sastavu, ove stene variraju od granita preko granodiorita do kvarcdiorita.

Odnos sadržaja izotopa $^{87}Sr/^{86}Sr$ u I-granitima je generalno ispod 0.708.

S-graniti nastaju parcijalnim stapanjem metamorfnih stena para porekla, gnajseva i mikašista u gornjem delu kontinentalne kore (iznad Konradovog diskontinuiteta). Zbog visokog sadržaja kalije, aluminije i silicije glavni minerali u S-granitima su alkalni feldspati (ortoklas, mikroklin), muskovit, biotit i kvarc a od normativnih minerala čest je korund. Odnos sadržaja izotopa $^{87}Sr/^{86}Sr$ je veći od 0.710.

Albitski graniti su specifična grupa granita koja se javlja u okeanskim područjima. Nastaju frakcionom kristalizacijom bazalta srednjeokeanskih riftova. Izgrađeni su od albita, hornblende, biotita, klinopiroksena (retko) i kvarca. Često sadrže i primaran epidot. Grade žice, nepravilna tela, retko veće mase u okeanskoj kori (ofiolitima).

Sl. 66 Tektonska sredina stvaranja I-tipa granita, S-tipa granita i Ab-granita



Prema vremenu nastanka u kolizionim područjima (sučeljavanja kontinentalne litosfere), graniti se prema vremenu nastanka dele na pre, sin i postkolizione granite (Pearce i drugi, 1984).

Prekolizioni graniti se stvaraju pre početka kolizije kontinentalne litosfere i imaju sastav I-granita. Nastaju, kao što je pomenuto, parcijalnim stapanjem gornjeg omotača i stena donjeg dela kontinentalne kore. Sastav im varira od granodiorita do kvarcdiorita.

Postkolizioni graniti nastaju nakon prestanka kompresije (kolizije) kontinentalne litosfere i imaju sličan mineralni sastav, izotopske i geochemijske karakteristike kao i prekolizioni graniti.

Sinkolizioni graniti nastaju u fazi kompresije (kolizije) kontinentalne litosfere, tj. njenog parcijalnog stapanja. Ove stene su generalno leukograniti i imaju osobine S-tipa granita. Po hemijskom sastavu su peraluminijski, izgrađeni od alkalnog feldspata, muskovita, sa ili bez biotita. Sadržaj silicije prelazi 70% mase stene. Asocijacija mikroelemenata i izotopa u sinkolizionim granitima ukazuje da su ove stene nastale parcijalnim stapanjem dela kontinentalne kore bogate silicijom, aluminijom i alkalijama (gnajsevi, mikašisti, metasedimente stene). U ovom procesu voda je imala veliki uticaj na stepen parcijalnog stapanja i količinu stvorenog rastopa. Sinkolizioni graniti su često asocirani sa migmatitima.

Jedan od najpoznatijih kolizionih pojaseva je Himalajski pojas, koji se nalazi između Indije i Evroazije, i sadrži nekoliko tipova granitoida. Himalajski pojas je, kako je pomenuto, nastao sučeljavanjem Evroazijske i Indijske ploče. Tada su stvorene veće mase granita zbog kojih je u ovom području kontinentalna litosfera zadebljana.

Pegmatiti i apliti

Pegmatiti i apliti su asocirani sa granitskim intruzijama, rede ih srećemo u metamorfnim područjima, zajedno sa migmatitima. U granitima pegmatiti i apliti grade žice debljine do oko pola metra, retko i više, nastale u kasnoj fazi konsolidacije granitske magme. Obično se javljaju u gornjim delovima intruzija. Pegmatiti takođe grade i velika intruzivna tela kada se obrazuju iz granitske magme sa većom količinom vode.

U regionalno metamorfnim stenama pegmatiti i apliti se javljaju kao žice, segregati, sočiva ili nepravilna tela stvorena parcijalnim stapanjem parametamornih stena pri visokom stepenu metamorfizma (ultrametamorfizmom).

Pegmatiti su vrlo krupnozrne stene, izgrađene od alkalnog feldspata, muskovita, biotita i kvarca. Često sadrže granate, epidot, turmalin, beril, lepidolit itd. Ove stene ponekad postupno prelaze u partije bogate kvarcom. Pegmatiti su bogatiji kalijumom a siromašniji natrijom od aplita.

Mnogi pegmatiti su obogaćeni sa B, Be, F, Li, i Sn itd., koji se javljaju u turmalinu, berilu, topazu, lepidolitu i kasiteritu. Elementi retkih zemalja se takođe koncentrišu u pegmatitima zato što teško ulaze u sastav glavnih silikata koji grade magmatske stene.

Retko pojavljivanje pegmatita uz diorite i gabrove je zbog niskog sadržaja vode u magmama iz kojih ove stene kristališu.

Apliti kristališu iz leukokratne magme siromašne vodom. Zbog toga su ove stene sitnozrne i homogene. Izgrađeni su od alkalnog feldspata (ortoklasa, mikrokлина) i/ili albita i kvarca, sa vrlo malo muskovita. Najčešće grade žice debljine par santimetara, retko do pola metra. Sa povećanjem sadržaja muskovita prelaze u granite.



Anortoziti

Anortoziti su leukokratne stene koje nastaju frakcionom kristalizacijom andezita ili bazalta, tj. izdvajanjem plagioklasa kao kumulata. Unutrašnji pritisak vode je vrlo važan za stvaranje ovih stena.

Jedna od hipoteza o nastanku anortozitskih magmi je da su one produkt parcijalnog stapanja ultrabazičnih i bazičnih stena iz najvišeg dela gornjeg omotača ili najnižeg dela kore u prisustvu veće količine vode i ugljen-dioksida. Eksperimenti na hidratizanim peridotitima pokazuju da su prvo stvoreni rastopi bogatiji plagioklasima, a siromašniji piroksenima, tj. po sastavu su bliži anortozitima nego bazaltima. Parcijalnim stapanjem granatskog lerzolita u prisustvu vode, na 15 kbara, stvara se rastop u kome dominira bazični plagioklas, sa oko 84% normativnog anortita.

Parcijalnim stapanjem kontinentalne kore određenog sastava takođe se mogu stvoriti anortozitske magme (*Winkler i Von Platen, 1960*).

Anortoziti se javljaju i kao kumulatni slojevi u bazičnim intruzijama (*Stillwater, Bushveld* itd.) ili grade velike masive (masivni anortoziti) u prekambrijskim, visokometamorfisanim terenima (*Quebec* itd.). Hemijski sastav plagioklasa, koji je osnovni mineral anortozita, koristi se za razlikovanje kumulatnih, slojevitih anortozita u bazičnim intruzijama od masivnih anortozita koji su asocirani sa metamorfnim stenama.

U kumulatnim anortozitima plagioklas po sastavu odgovara labradoru (do 80% An). U većini masivnih anortozita, međutim, plagioklas je kiseliji, po sastavu odgovara andezinu (35-55% An). Plagioklas u ovim stenama ima i visok sadržaj kalijuma, što ukazuje na visoku temperaturu kristalizacije. U masivnim anortozitima sreću se i ortopirokseni sa aluminijom (sadrže do 9% Al_2O_3), što potvrđuje pretpostavku da ove stene kristališu na vrlo visokom pritisku i visokim temperaturama. Sporedni minerali u masivnim anortozitima su hematit i ilmenit.

Skoro svi poznati masivi anortozita javljaju se u Prekambrijumu zbog čega *Anderson i Morin (1969)* pretpostavljaju da je u ovoj geološkoj epohi morala biti epizoda sa velikim prinosom toplote koja je omogućila visoku temperaturu za stvaranje anortozitske magme. Degazacija (gubitak vode) gornjeg dela omotača verovatno je razlog što su u poslednjih milijardu godina stvarane male količine anortozita. Anortozitske lave u prirodi nisu zapažene.



MAGMATIZAM OSTRVSKIH LUKOVA

UVOD

Ostrvski lukovi su vezani za subdukcijske zone koje predstavljaju najsloženija tektonska područja na Zemlji 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 (sl. 67A). Većina jakih zemljotresa na Zemlji takođe je vezana za obode subdukovanih ploča (sl. 67B). Utvrđena je i veza između zemljotresa (dubine holocentra) i vulkanske aktivnosti. Na Novom Zelandu bila je serija zemljotresa sa holocentrom na dubini od 150 km, osam meseci pre erupcije (vulkan White Island), dok je serija zemljotresa sa holocentrom na dubini od 250 km bila 14 meseci pre erupcije.

Kako se Zemlja razmicanjem ploča ne širi, ekvivalentna zapremina litosfere mora biti subdukovana. Prema podacima Toksoza (1975), u razmerama današnje brzine kretanja ploča potrebno je oko 160 miliona godina da se subdukuje površina ekvivalentna površini Zemlje.

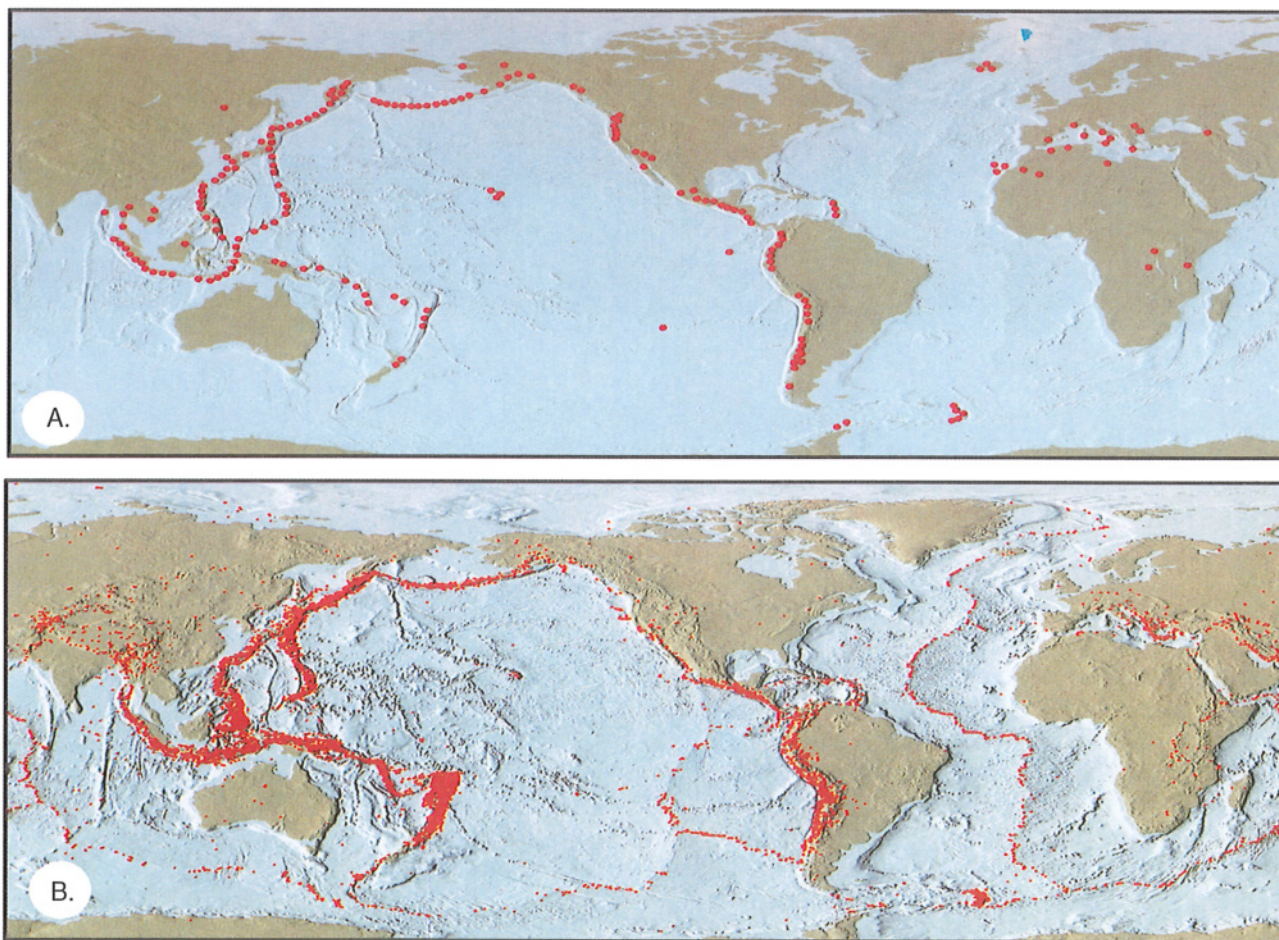
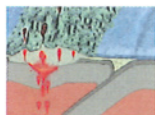
Ostrvski lukovi nastaju podvlačenjem (subdukcijom) okeanske ploče pod okeansku ploču (sl. 68). Subdukovane stene se progresivno metamorfišu privođenjem toplote iz okolnog omotača, ali i međusobnim trenjem. Metamorfizam počinje zeolitskom facijom koja se javlja u stenama pre subdukcije (metamorfizam okeanskog dna), dok u području podvlačenja pritisak i temperatura rastu od facije zelenih škriljaca, preko facije glaukofanskih škriljaca i amfibolitske facije do eklogitske facije. Krajnji stadijum metamorfizma je parcijalno stapanje stena (sl. 69). Stopljeni materijal, kao lakši, izbija na površinu obrazujući ostrvski luk. Intenzitet metamorfnih promena zavisi od temperaturnog režima, brzine i ugla podvlačenja ploča koji variraju od jedne subdukcijske zone do druge (Anderson i drugi, 1978, 1980; Wyllie, 1984).

U obrazovanju bazaltnih i andezitskih magmi koje su karakteristične za ostrvske lukove, rani petrogenetski modeli favorizovali su parcijalno stapanje subdukovane okeanske kore (Marsh i Carmichael, 1974; Green i Ringwood, 1968). Savremeniji modeli, međutim, ističu polifaznost procesa i pridaju veći značaj učešću omotača u stvaranju ostrvskog luka (Wilson i Davidson, 1984; Wyllie 1984; Arcullus i Powell, 1986).

Poznavanje toplotnih procesa i ponašanje seizmičkih talasa u subdukcionim zonama omogućava izvođenje zaključaka o načinu nastanka magmi i njihovo ponašanje u ostrvskim lukovima.

Izvori magme u ostrvskim lukovima mogu biti:

- okeanska litosfera, tj. okeanska kora izgrađena od metamorfisanih bazičnih stena i okeanskih sedimenata (pelaških glina, silicijskih



Sl. 67 Položaj aktivnih vulkana
(A) i zemljotresa na
Zemlji (B)

stena, karbonatnog mulja i terigenih klastičnih sedimenata) kao i peridotita,

- deo omotača iznad subdukovane ploče,
- astenosfera.

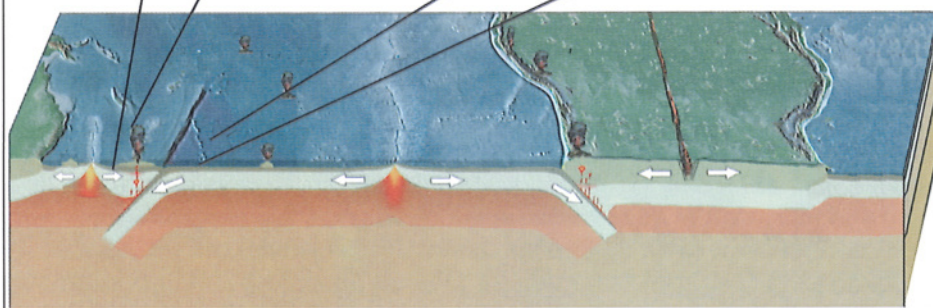
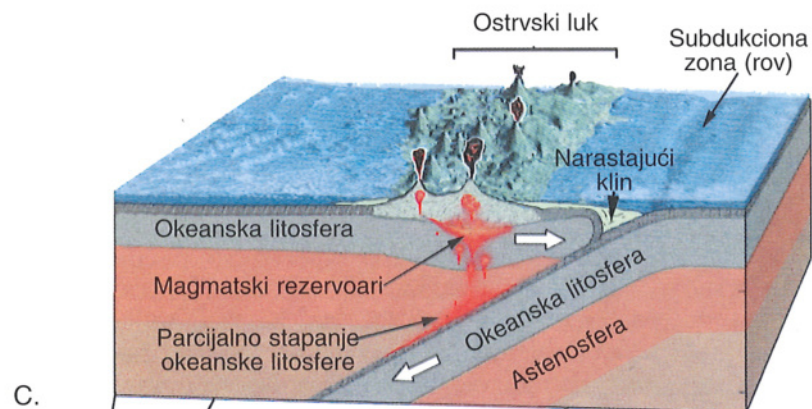
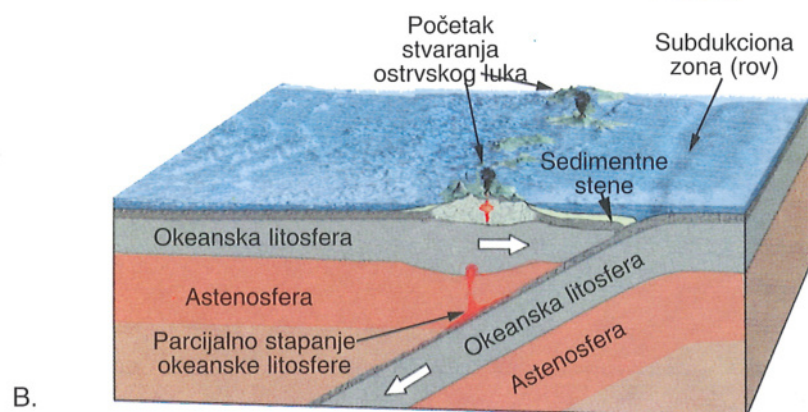
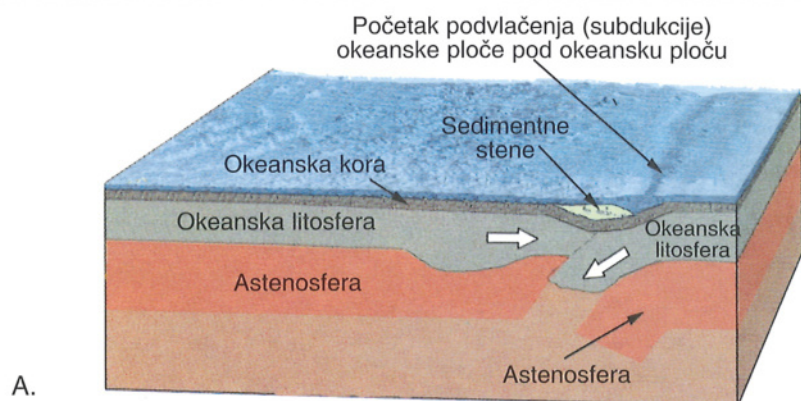
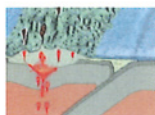
U većini proučenih ostrvskih lukova sedimentne stene u stvaranju magmi učestvuju najviše sa nekoliko procenata.

GENEZA MAGMI OSTRVSKIH LUKOVA

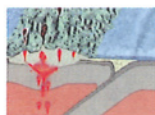
Za stvaranje i evoluciju magmi u ostrvskim lukovima važni su sledeći procesi:

- parcijalno stapanje i dehidracija subdukovane okeanske ploče;
- parcijalno stapanje omotača iznad subdukovane ploče;
- frakciona kristalizacija, i
- kontaminacija.

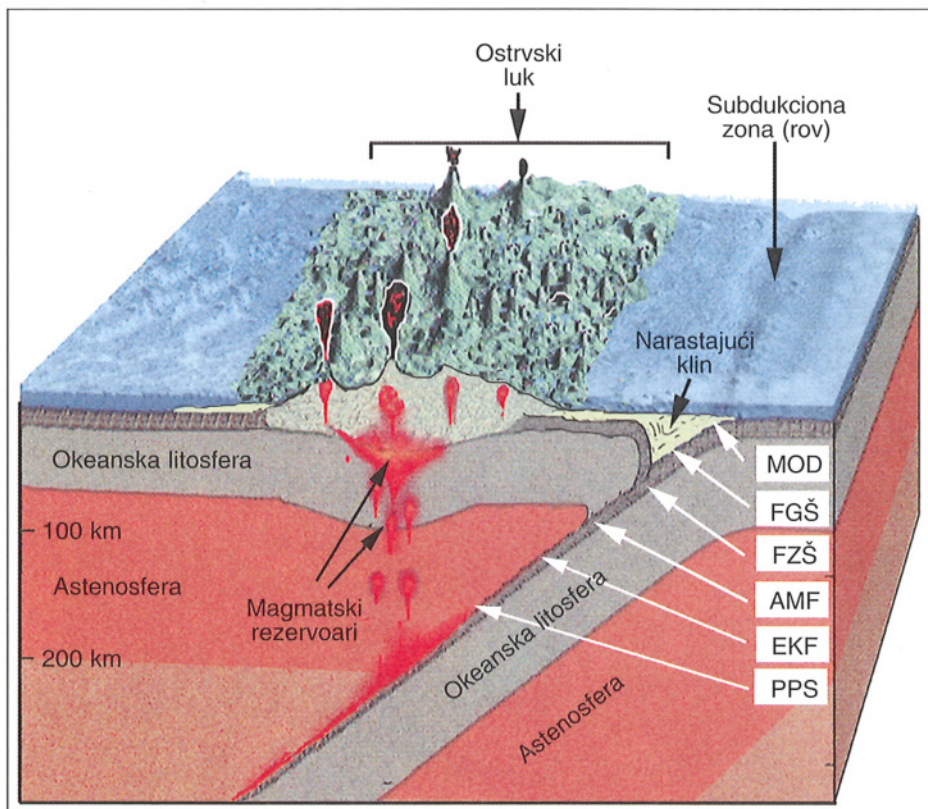
Na genezu magmi ostrvskih lukova veliki uticaj ima i prisustvo flu-idne faze. *Mysen (1978)* je utvrdio da voda oslobođena iz subdukovane okeanske ploče snižava temperaturu stapanja i ima velikog uticaja na hemijski sastav, sadržaj i asocijaciju pojedinih mikroelemenata magmi ostrvskih lukova.



Sl. 68 Stvaranje ostrvskog luka



Sl. 69 Položaj metamorfnih
facija u subdukcionoj
zoni ostrvskog luka
MOD - metamorfizam
okeanskog dna
FGŠ - facija glaukofanskih
škriljaca
FZŠ - facija zelenih
škriljaca
AMF - amfibolitska facija
EKF - eklogitska facija
PPS - početak parcijalnog
stapanja



Ponašanje i uticaj vode na stvaranje magmi ostrvskih lukova zavisi od dubine subdukovanja. Na manjim dubinama fluidna faza „migrira” u područja nižih pritisaka, a na većim dubinama ostaje u subdukovanoj ploči i u toku parcijalnog stapanja ulazi u sastav minerala sa vodom, hornblendu i biotit (sl. 70).

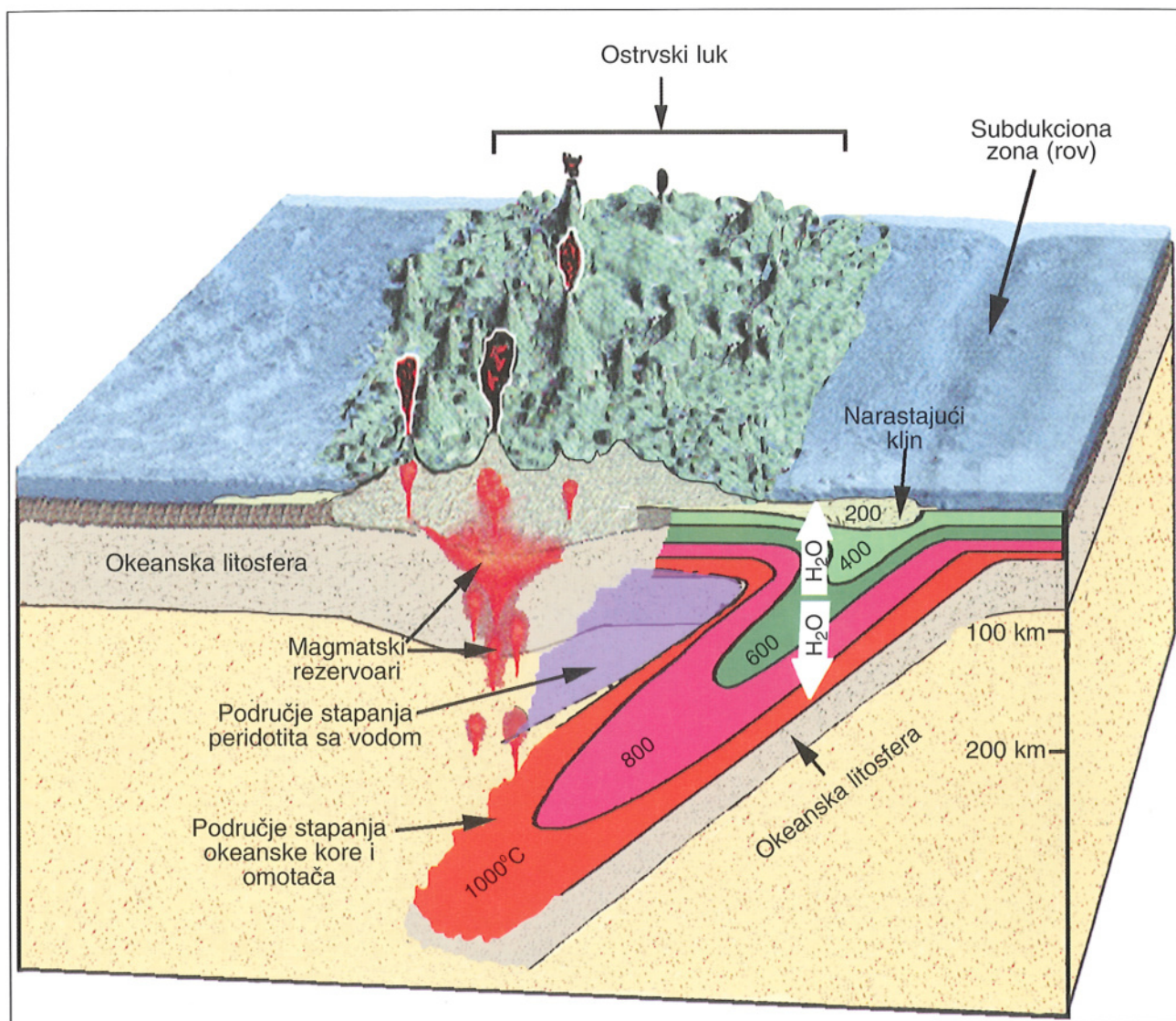
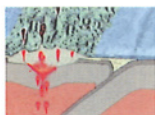
Morska voda takođe učestvuje u stvaranju magmi ostrvskog luka. Ona alteriše stene okeanske kore pre subdukcije i na taj način je prisutna i u kasnijim procesima generisanja magmi ostrvskog luka.

Vulkanizam vezan za subdukcione zone obično počinje iznenada i snažno. Vulkanski front je grubo paralelan sa subdukcionom zonom (tektonskim rovom) od koje je udaljen od 150 do 300 km. Vulkani ostrvskih lukova su najčešće tipični stratovulkani, izgrađeni od lave i piroklastičnog materijala. Kolaps zidova stratovulkana je čest kada se stvaraju kaldere (sl. 71).

GRAĐA OSTRVSKOG LUKA

Detaljno poznavanje građe ostrvskog luka pruža važne podatke za izradu petrogenetskog modela (Gill, 1981; Cross i Pilger, 1982; Uyeda, 1982; Jarrad, 1986). U njegovu građu ulaze subdukciona zona (rov), prednji deo luka, ostrvski luk, zadnji deo ostrvskog luka, narastajući klin i Beniof seizmička zona (sl. 72).

Negativna gravitaciona anomalija u blizini rova ukazuje na nagomilanje sedimenata u rovu, a pozitivna anomalija na subdukovanu litosferu. U prednjem delu luka toplotni gradijent je uvek nizak (10-20°C po kilometru



dubine), a u samom ostrvskom luku, zbog kretanja magme u više nivoe, naglo raste ($30-40^{\circ}\text{C}$ po kilometru dubine) i ostaje povišen na udaljenosti 100-200 km iza luka (sl. 73).

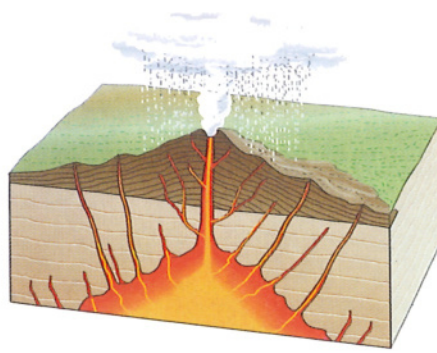
Pretpostavlja se da svaki subdukcioni sistem ima specifičan toplotni režim koji zavisi od sastava stena, sadržaja vode, brzine i ugla subdukcije. Temperatura poniruće ploče, povlatnog dela omotača i astenosfere, uz ugao subdukcije od presudnog su značaja za proces parcijalnog stapanja i formiranje magmi.

Od debljine kore u ostrvskom luku zavisi i stepen frakcionisanja magmi (Leeman, 1983). Evolucijom bazaltne magme koja frakcioniše na malim dubinama, nastaje asocijacija minerala bez vode, plagioklasi, olivin, ortopiroksen, klinopiroksen i magnetit, zbog čega će magme imati toleitski sastav. Na većim dubinama, frakcionom kristalizacijom bazaltne magme sa vodom, stvaraju se kalkoalkalne magme sa amfibolom kao dominantnim mineralom (Egger i Burhman, 1973, Cawthorn i O'Hara, 1976, Allen i Boettcher, 1978).

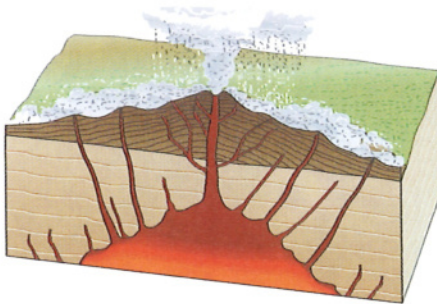
Sl. 70 Termalna struktura subdukcione zone ostrvskog luka. Područje dehidracije stena označeno je belom strelicom nagore, a područje u kome voda ostaje u stenama, belom strelicom nadole



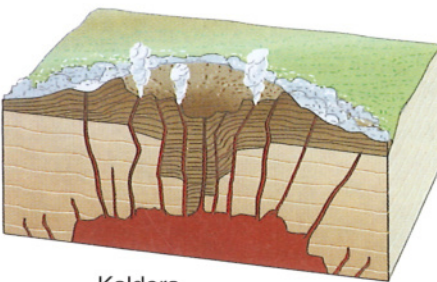
A.



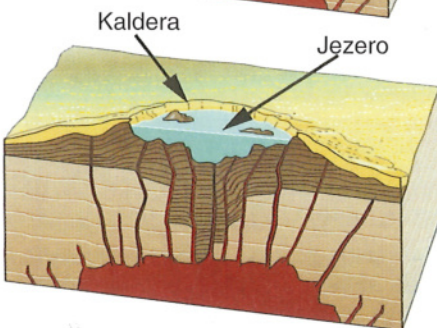
B.



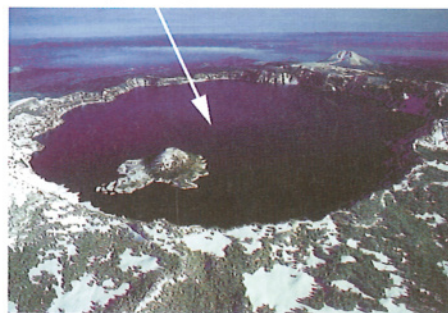
C.

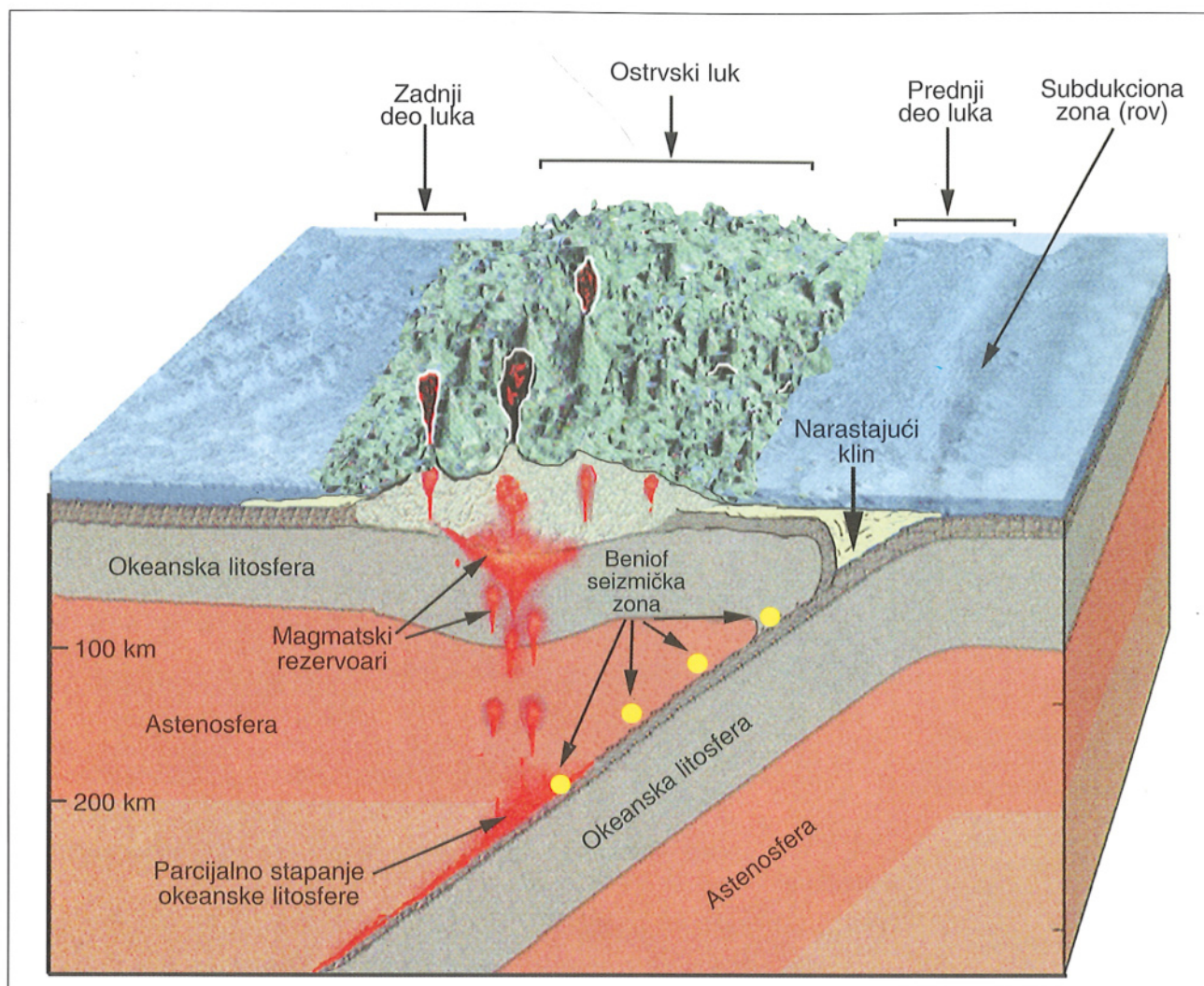
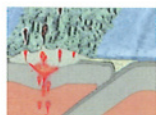


D.



Jezero u kalderi kratera
Lejk, Oregon





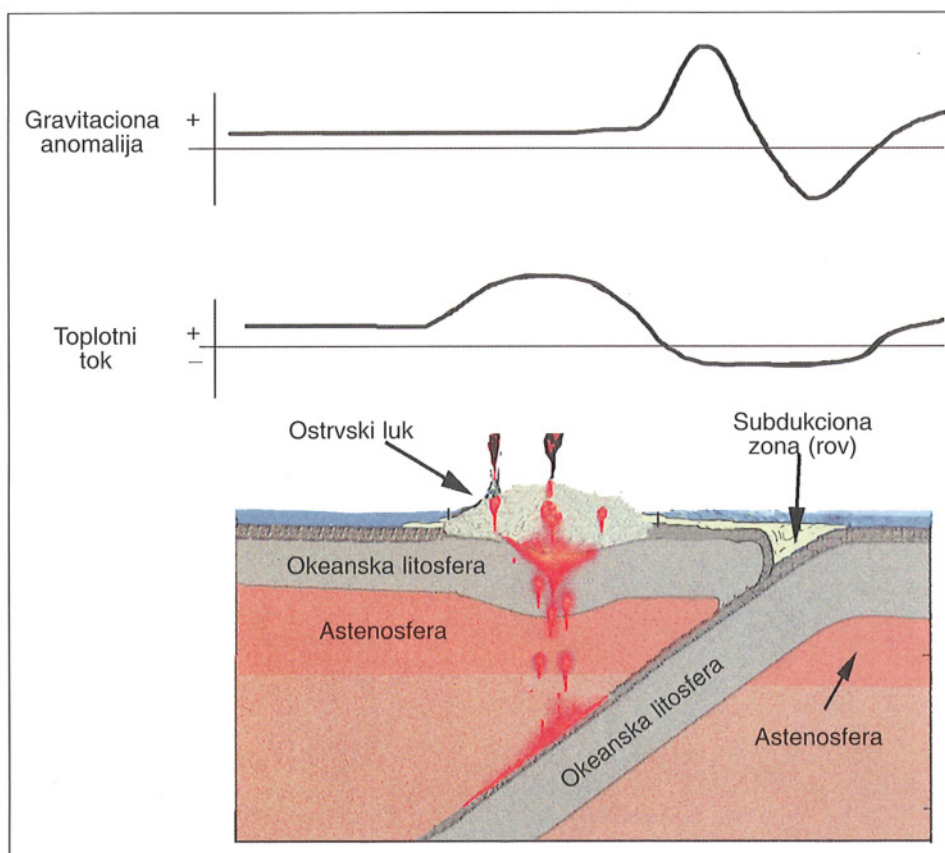
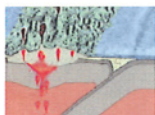
Među vulkanskim ostrvskim lukovima razlikuju se mladi, „nezreli” ostrvski lukovi (Tonga), „srednji” (Novi Hebridi) i „zreli” (stari) ostrvski lukovi (Japan, Filipini itd.).

U ranim fazama razvoja ostrvski luk počinje da gradi svoj „submarinski temelj” na okeanskoj kori, koja je debljine oko 10 km. Bazaltne magme se izlivaju bez veće frakcionizacije i kontaminacije.

U „nezrelim” ostrvskim lukovima okeanska kora je tanka a magmatski rezervoari retki i manjeg volumena, pa nema veće frakcionizacije i kontaminacije. Magma oslobođene iz omotača vrlo brzo dospevaju na površinu zadržavajući gotovo primarne osobine i zato u mladim, „nezrelim” lukovima bazične stene dominiraju nad andezitima.

Sa razvojem luka raste debljina serije izliva koja 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 magmatskim rezervoarima, u višem nivou. U njima se frakcionom kristalizacijom stvaraju lakše, kiselije magme, obogaćene vodom, tj. andeziti koji sadrže fenokristale hornblende koja je retka u bazaltima nezrelih lukova. Ovim mehanizmom objašnjava se veća zastupljenost intermedijarnih stena od bazalta u zrelih ostrvskim lukovima.

Sl. 72 Grada ostrvskog luka



Sl. 73 Položaj krivih - gravitacione anomalije i toplotnog toka - u ostrvskom luku

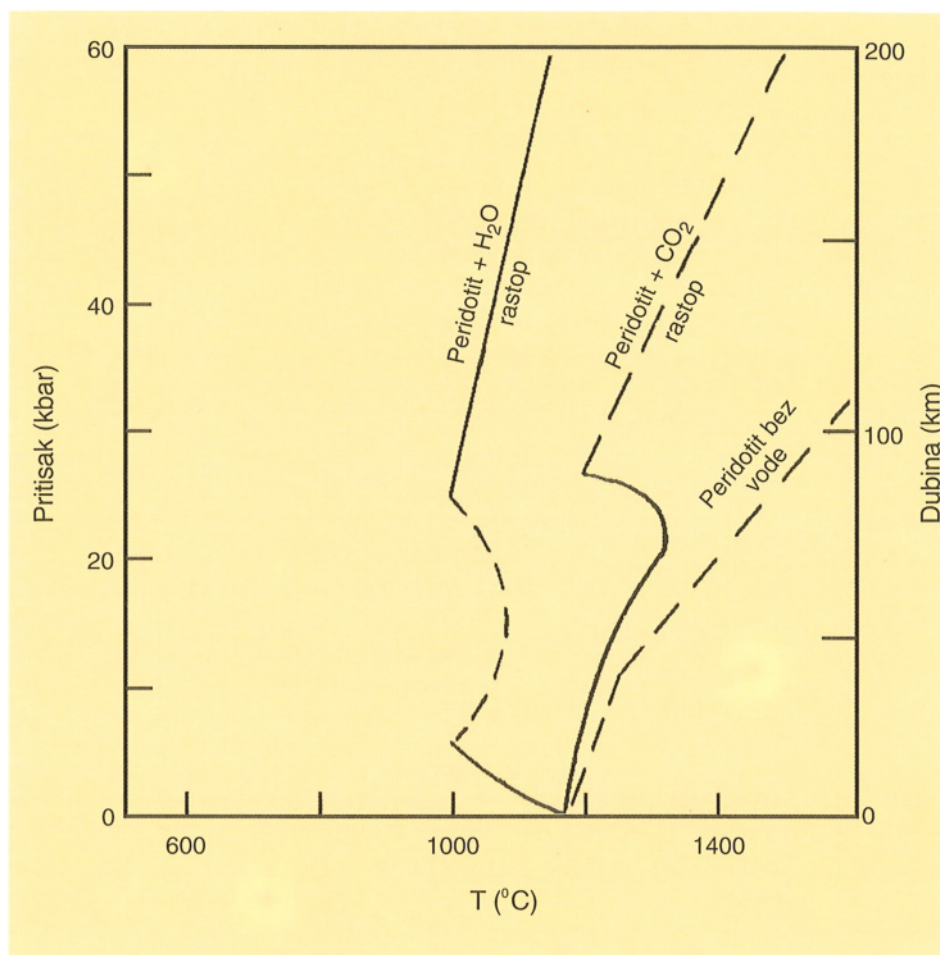
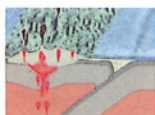
U „zrelim” lukovima sa debljom korom andeziti dominiraju nad bazaltima.

NASTANAK I POREKLO VULKANSKIH STENA OSTRVSKIH LUKOVA

Promene hemizma magmi u ostrvskim lukovima od toleitskog do kalkoalkalnog karaktera nisu samo zbog razlike u sastavu primarnih magmi, već i različitog stepena parcijalnog stapanja, frakcione kristalizacije i kontaminacije.

Mineralni sastav stena okeanske kore se tokom subdukcije menja zavisno od stepena metamorfizma (od zeolitske facije preko facije glaukofanskih škrljaca i amfibolitske facije do eklogitske facije) i sadržaja vode. U području subdukcionih zona geotermalni gradijent u podlozi omotača ima specifičan položaj zbog hlađenja stena omotača od subdukovane okeanske kore (Willie, 1981). Kod ovakvog toplotnog režima do stapanja stena omotača ispod ostrvskog luka može doći samo ako sistem sadrži vodu i/ili ugljendioksid.

Ponašanje fluida je veoma važno za genezu magmi ostrvskih lukova. Postoji veliki broj eksperimentalnih podataka o stapanju ultrabazičnih stena u prisustvu vode i ugljendioksida, koji snižavaju temperaturu generisanja rastopa i za nekoliko stotina stepeni (sl. 74). Slično se ponašaju i bazične stene, koje grade gornje delove okeanske kore. Temperaturni interval stapanja bazičnih stena sa vodom je mnogo širi nego kod stapanja stena bez vode,

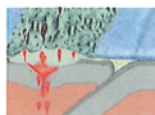


Sl. 74 P-T uslovi kristalizacije peridotita u prisustvu vode, ugljendioksida i u sistemu bez vode (Wyllie, 1981)

pa je malo verovatno da parcijalno stapanje bazalta sa hidratizanim mineralima može dati bazalni rastop.

Parcijalnim stapanjem bazalta sa vodom u sistemu koegzistiraju bazični ostatak i rastop koji je kiseliji od bazalta, tj. odgovara andezitu. Holloway i Burham (1972) su eksperimentalno pratili ovaj proces. Mikrosondom su analizirali „rastop” (staklo) kao i koegzistentne kristale. Na 10 kbara parcijalni rastop je bio dacitskog do riolitskog sastava, sa fenokristalima bazičnog plagioklasa, hornblende i piroksena. Sa porastom parcijalnog stapanja rastop je imao sastav andezita do dacita sa fenokristalima bazičnog plagioklasa, olivina, piroksena i hornblende. Tek sa daljim povećanjem stepena stapanja rastop je imao sastav visokoaluminijskog bazalta sa plagioklasom, olivinom i klinopiroksenom i na kraju, pri potpunom stapanju, rastop je imao sastav toleita sa vodom.

U evoluciji magmi ostrvskog luka veoma važnu ulogu imaju procesi frakcione kristalizacije koji su dokazani prisustvom kumulatnih ksenolita u vulkanskim stenama ostrvskog luka. Kumulati su krupnozrni fragmenti „uslojenih” magmatskih stena nastali tonjenjem kristala ka dnu magmatskog rezervoara. To su najčešće olivini, klinopirokseni, ortopirokseni, plagioklasi i amfiboli.



MINERALNI I HEMIJSKI SASTAV VULKANSKIH STENA OSTRVSKIH LUKOVA

Vulkanske stene ostrvskih lukova su porfirne strukture. Plagioklas je najzastupljeniji fenokristal a od bojenih augit, koga ima i u osnovnoj masi. Klinoenstatit se javlja u grupi stena bogatih magnezijumom (boniniti) a pižonit je redak kao fenokristal, ali je čest u osnovnoj masi. Amfibol je čest, izrazito je polihroičan - od zelene do mrke boje, sa čestim opacitskim rubom nastalim gubitkom vode na niskim pritiscima. Od bojenih minerala sa vodom sreće se i biotit. Kvarca ima samo u nekim vulkanskim stenama ostrvskih lukova a feldspatoidi i alkalni feldspati se sreću u šoşonitskoj seriji. Titanomagnetit je dominantan akcesorni mineral u stenama od bazalta do riolita. Ilmenit je generalno odsutan što ukazuje na nizak sadržaj TiO_2 u magmama ostrvskih lukova.

Osnovna masa varira od staklaste do mikrokristalaste, ali generalno sadrži iste minerale koji se javljaju i kao fenokristali.

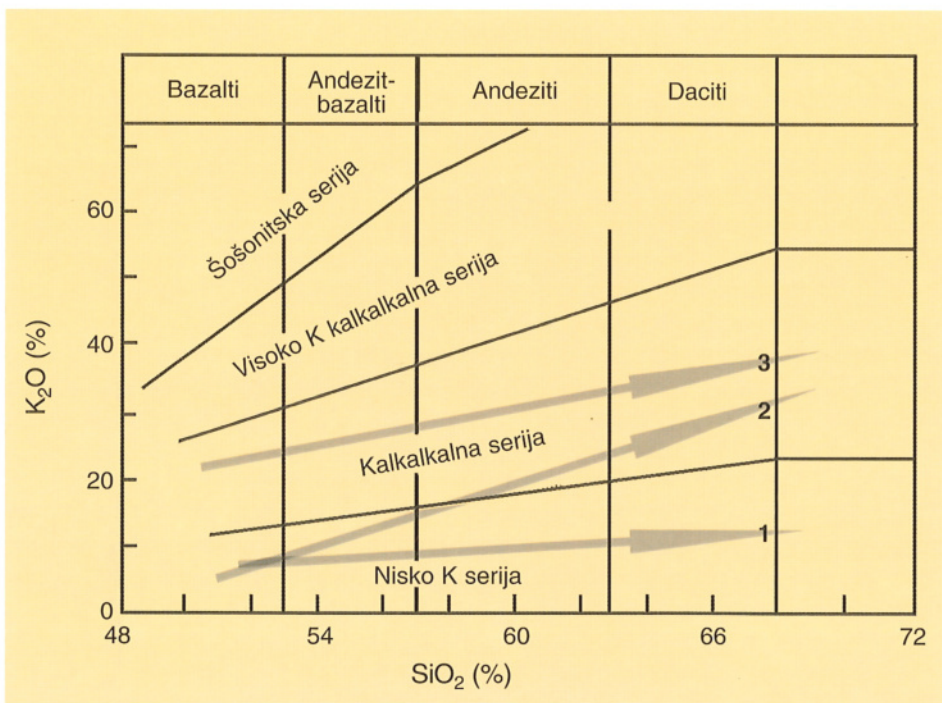
Vulkanske stene u ostrvskim lukovima se, na osnovu odnosa sadržaja SiO_2 i K_2O , dele u četiri magmatske serije (sl. 75):

- niskokalijska serija,
- kalkalkalna serija,
- visokokalijska kalkalkalna serija,
- šoşonitska serija.

U okviru svake serije količina bazalta varira zavisno od zastupljenosti ostalih tipova magmi (Baker, 1982). Razlike između ove četiri magmatske serije su i u načinu pojavljivanja, tj. morfologiji izliva.

Niskokalijska serija obično gradi tanke ploče oko centralnog kanala. Piroklastične stene su retke. Daleko je veće učešće „staklastih” lava nego u

Sl. 75 Magmaške serije ostrvskih lukova. Strelice označavaju trendove asocijacije stena sledećih ostrvskih lukova:
1. St. Kits
2. Južna Sendvička ostrva
3. Aleutska ostrva





kalkalkalnoj seriji, a minerali sa vodom poput amfibola i biotita su retki. To ukazuje na nizak sadržaj volatila u matičnoj magmi. Ova serija se karakteriše značajnim obogaćenjem gvožđa u ranim stadijumima frakcione kristalizacije. Najzastupljenije stene su toleitski bazalti. Tipični primeri ostrvskih lukova niskokalijске serije su: Južna Sendvička ostrva, Tonga, Ostrva Izu i severni Mali Antili, tj. sve „nezreli“ lukovi.

U kalkalkalnoj i visokokalijско kalkalkalnoj seriji dominiraju dvo-piroksenski andeziti. Erupcije su uglavnom eksplozivne, a piroklastične stene uobičajene. Piroklastičan materijal je dobro sortiran i uslojen. Vulkanski pepeo i prašina mogu biti istaloženi i 100 km od vulkana. Andezitske magme su viskoznije od bazaltnih i zato grade stratovulkane strmih strana sa vulkanskom domom u području kratera. Erupcije velike količine magme iz plitkog magmatskog ognjišta mogu dovesti do obrušavanja krovine i obrazovanja kaldere. Ovo je česta pojava kod ostrvskih lukova. U zrelim ostrvskim lukovima većina lava je porfirске strukture, sa fenokristalima plagioklasa, amfibola i biotita. U ovu seriju spadaju vulkanske stene Cirkum-pacifičkog luka, Malih Antila i Indonežanskih ostrva.

U šošonitskoj seriji hemijski sastav stena znatno više varira nego u prethodno pomenutim serijama. Oko 50% šošonitske serije čine alkalni bazalti, oko 40% su kalijem bogati andeziti i oko 10% su daciti.

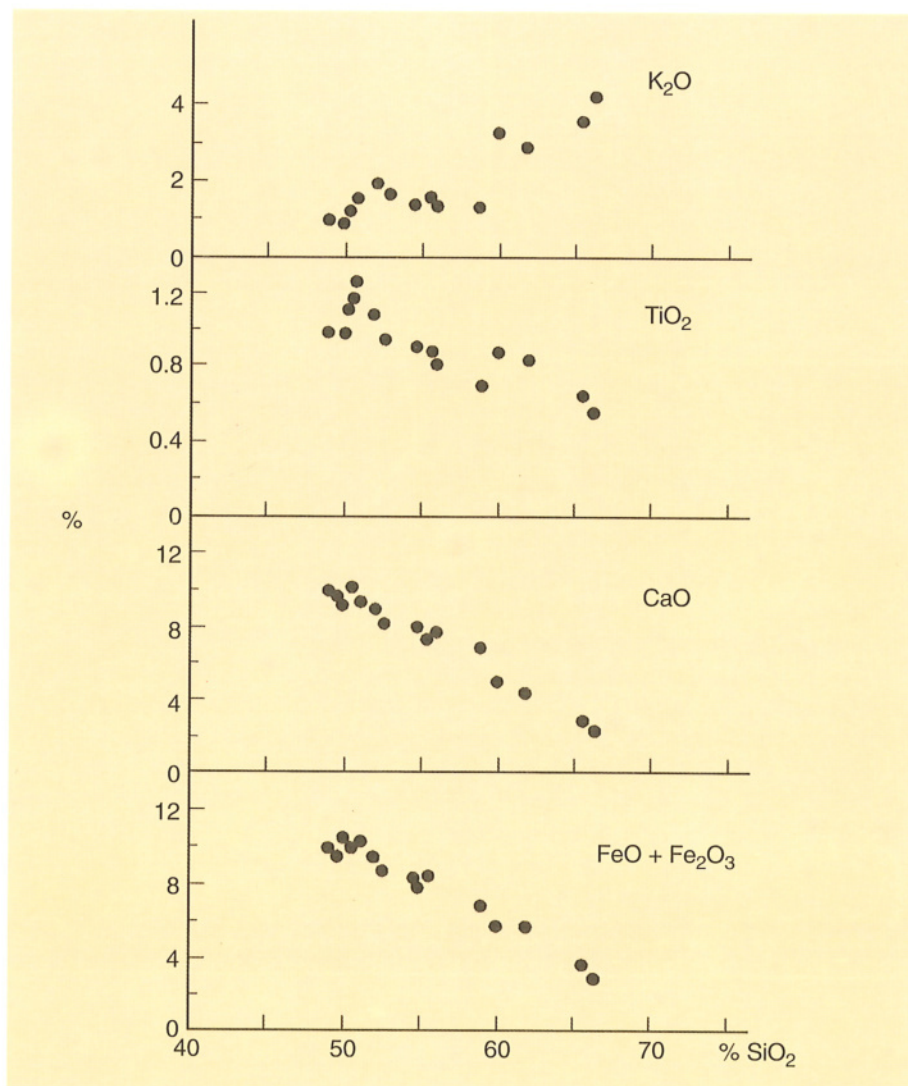
U ranijim modelima magmatizma ostrvskog luka, baziranim na proučavanju luka Japana, navedeno je da sadržaj alkalija raste sa udaljenošću od rova, tj. dubinom Beniof zone (Kuno, 1959; Dickinson i Hatherton, 1967; Sugimura, 1973). Većina ostrvskih lukova, međutim, ne pokazuje ovu pravilnost. Tako na primer, lave u Malim Antilima od severnog ka južnom delu luka menjaju sastav od toleitskih preko kalkalkalnih, pa sve do alkalnih stena, dok na Novim Hebridima sadržaj K_2O opada sa porastom dubine Beniof zone (Barsdell i drugi, 1982).

Proučavanje sadržaja makro i mikroelemenata u stenama ostrvskih lukova ukazuje na značaj frakcione kristalizacije matične magme u generisanju najzastupljenijih tipova stena. Harkerovi dijagrami se često koriste za prikaz geohemijskih varijacija glavnih elemenata u okviru serija genetski vezanih magmatskih stena. K_2O je generalno inkompatibilna komponenta u stenama ostrvskog luka i prati rast SiO_2 . Sadržaji CaO i $FeO + Fe_2O_3$, MgO i TiO_2 , pokazuju negativnu korelaciju sa sadržajem SiO_2 ukazujući da su plagioklasi, bojeni minerali (pirokseni ili hornblenda) i magnetit glavne frakcione faze u evoluciji magmi (sl. 76).

Sadržaj kiseonika takođe utiče na hemijski sastav magmi. Frakciona kristalizacija u redukcionim uslovima sprečava kristalizaciju magnetita, što dovodi do obogaćenja silikatnih minerala gvoždem u ranim stadijumima kristalizacije. Nasuprot tome, u oksidacionim uslovima magnetit rano kristališe smanjujući količinu gvožđa u ostatku rastopa.

Sadržaji glavnih elemenata bazalta ostrvskih lukova su slični sa bazaltima srednjeokeanskih riftova i bazaltima unutar kontinentalnih ploča, osim sadržaja TiO_2 koji je niži u bazaltima ostrvskih lukova.

Bazaltne magme ostrvskih lukova, kao što je pomenuto, imaju nizak, a kalkalkalne magme visok sadržaj volatila. Najzastupljenija lakoisparljiva komponenta u ovim stenama je H_2O , ali se sreću i CO , CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl i H_2 (nabrojani po zastupljenosti). Magma ostrvskih lukova imaju viši sadržaj hlora od magmi iz drugih tektonskih sredina zbog učešća morske vode u njihovom stvaranju (Perfit i drugi, 1980). Količina H_2O u magmama ostrvskih lukova se smanjuje sa pritiskom, mada ih na njihovom putu ka površini one



Sl. 76 Uticaj frakcione kristalizacije na razvoj magmi ostrvskih lukova

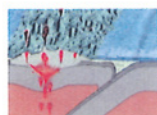
mogu primiti i iz okolnih sedimenata. Pri oslobađanju gasova iz lave dolazi do eksplozivnih erupcija u ostrvskim lukovima.

Sadržaj mikroelemenata

Sadržaj mikroelemenata i elemenata retkih zemalja u stenama ostrvskih lukova zavisi od njihovog mineralnog sastava, jer određeni minerali pri kristalizaciji ugrađuju različite mikroelemente, uključujući i retke zemlje (Tabela 7).

Bazalti ostrvskih lukova imaju viši sadržaj inkompatibilnih elemenata malog jonskog potencijala (K, Rb, Ba, Th) i manji sadržaj elemenata visokog jonskog potencijala (Nb, Ce, Zr, Sm, Ti, Y) u odnosu na bazalte stvarane u drugim geološkim sredinama (Tabela 8).

U odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova, bazalti ostrvskih lukova su obogaćeni inkompatibilnim elementima (sl. 77). Thomson i drugi (1984) ovu razliku u hemizmu objašnjavaju promenom sastava omotača usled prinosa fluida iz subdukovane ploče. Isti autori smatraju da su stene

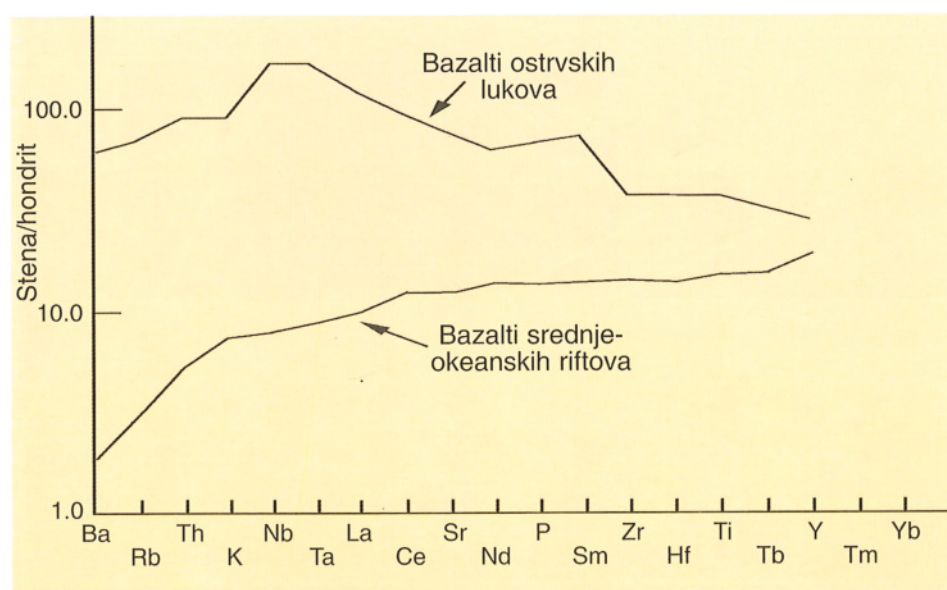


Mineral	Glavni elementi	Mikroelementi
Feldspati	Ca, Na, K, Al, Si	Ba, Eu, Pb, Rb, Sr, Ge
Olivini	Mg, Fe, Si	Co, Cr, Mn, Ni, Ge
Klinopirokseni	Ca, Na, Mg, Fe, Si	Ce, La, Mn, Co, Cr, Ni, Sc, V, Ge
Liskuni	K, A, Mg, Fe, Si, Al	Ba, Cs, Rb, Co, Cr, In, Li, Mn, Sc, V, Zn, Ge
Apatit	Ca, P	Ce, La, Mn, Sr, Th, U, Y, As, S, V
Cirkon	Zr, Si	Ce, Hf, La, Th, Y, Yb, P

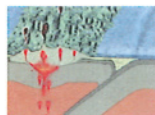
Tabela 7 Zamena glavnih elemenata pojedinim mikroelementima u nekim silikatnim mineralima

Element	N-tip Bazalta	E-tip Bazalta	Bazalti unutar kont. ploča	Bazalti basena iza luka	Bazalti ostrvskih lukova	Kalk-alk. andeziti ostrvskih lukova	Alkalni bazalti unutar kont. ploča
Rb	1.0	3.9	7.5	6	4.6	14.0	22
Ba	12	68	100	77	110	300	380
K	1060	1920	4151	3569	3240	8640	9600
Nb	3.1	8.1	13	8	0.7	1.4	53
La	3.0	6.3	9	7.83	1.3	10	35
Ce	9.0	15.0	31.3	19.0	3.7	23	72
Sr	124	180	290	212	200	550	800
Nd	7.7	9.0	19	13.1	3.4	13	35
Zr	85	75	149	130	22	40	220
Sm	2.8	2.5	5.35	3.94	1.2	2.9	13
Ti	9300	8060	1336	8753	3000	4650	2000
Y	29	22	26	30	12	15	30
Th	0.20	0.55	0	0	0.25	1.1	3.4
U	0.10	0.18	0	0	0.10	0.36	1.1

Tabela 8 Sadržaj pojedinih inkompatibilnih elemenata (u ppm-a) u bazaltima nastalim u različitim tektonskim sredinama (Sun, 1980; Pearce, 1982; Hawkesworth, 1977)



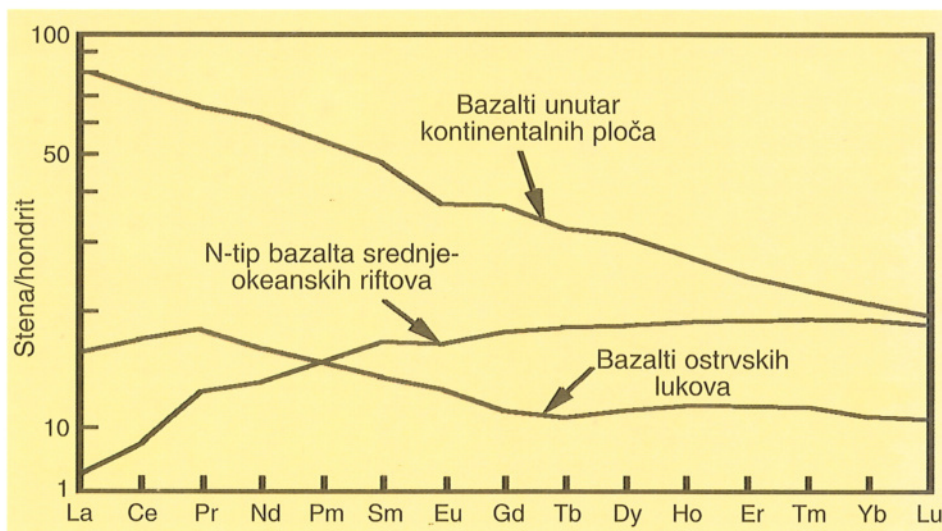
Sl. 77 Sadržaj inkompatibilnih elemenata u bazaltima ostrvskih lukova i bazaltima srednjeoceanskih riftova (Saunders i Tarney 1984; Sun, 1980)



niskokalijске serije ostrvskih lukova hidratirani ekvivalenti bazalta srednjeokeanskih riftova (MORB-a), a da su stene kalkalkalne serije i šošoniti nastali od izvornog materijala bazalta okeanskih ostrva.

Vulkanske stene ostrvskih lukova imaju niske sadržaje Ni, Co i Cr koji ukazuju da magme iz kojih su ove stene kristalisale nisu primarne, već da su pretrpele frakcionu kristalizaciju. U tom procesu olivin je refraktorni ostatak.

U vulkanskim stenama ostrvskih lukova sadržaj mikroelemenata retkih zemalja varira zbog složenih procesa u njihovom stvaranju. Bazalti ostrvskih lukova su bogatiji u mikroelementima iz grupe lakih retkih zemalja a siromašniji u mikroelementima iz grupe teških retkih zemalja u odnosu na N-tip bazalta srednjeokeanskih riftova, a u poređenju sa bazaltima unutar kontinentalnih ploča siromašniji u elementima i lakih i teških retkih zemalja (sl. 78).



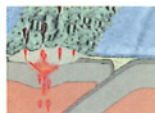
Sl. 78 Sadržaj elemenata retkih zemalja u bazaltima različitih tektonskih sredina (Basaltics Volcanism on the Terrestrial Planets, 1981)

Odnosi sadržaja pojedinih mikroelemenata i elemenata retkih zemalja, slično klasičnim inkompatibilnim mikroelementima, često se koriste u diskriminacionim dijagramima za odredbu bazalta stvaranih u različitim geotektonskim sredinama. Tako na primer, visok odnos sadržaja Ba/La i nizak odnos sadržaja La/Sm u bazaltima ostrvskih lukova jasno izdvaja polje ovih stena od bazalta stvaranih u srednjeokeanskim riftovima i bazalta unutar kontinentalnih ploča (sl. 79).

Neke stene ostrvskih lukova, međutim, imaju sličan ili čak identičan sastav mikroelemenata sa bazaltima srednjeokeanskih riftova i okeanskih ostrva (Sunda-Banda u Indoneziji, Mali Antili u Atlanskom okeanu itd.) Geohemijska svojstva ovih stena ne mogu se isključivo koristiti za odredbu tektonske sredine stvaranja, već moraju biti u saglasnosti i sa ostalim geološkim podacima (petrologija, tektonika itd.).

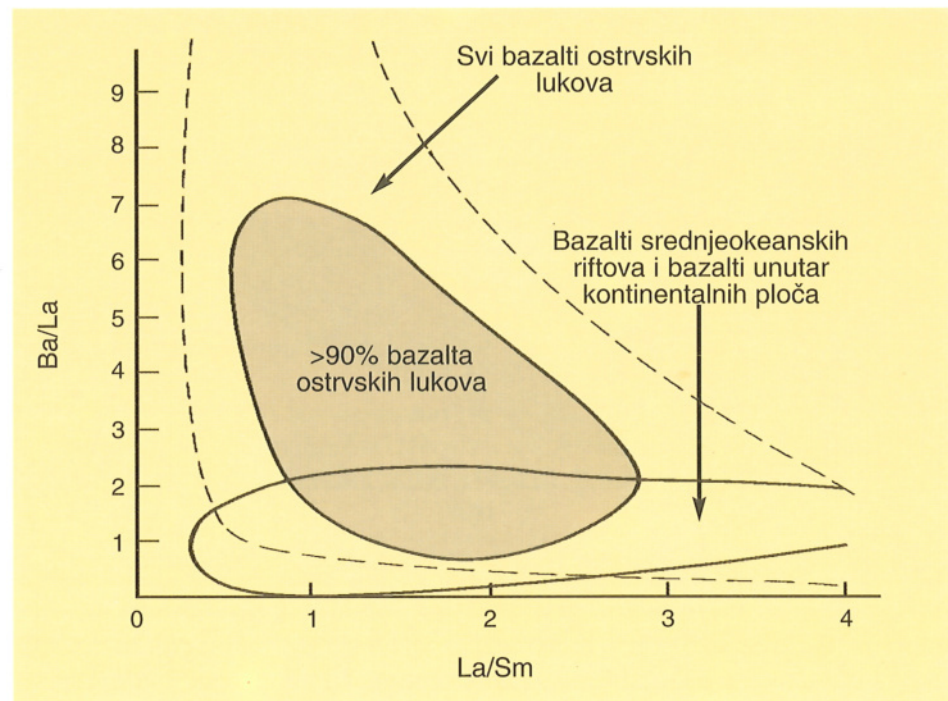
Sadržaj izotopa

Proučavanja radiogenih izotopa znatno su unapredila saznanja o poreklu vulkanita ostrvskih lukova jer odnosi sadržaja pojedinih izotopa u stenama ostaju isti kao i u izvornom području. Zbog toga se oni često koriste za određivanje porekla stena generisanih u različitim tektonskim sredinama

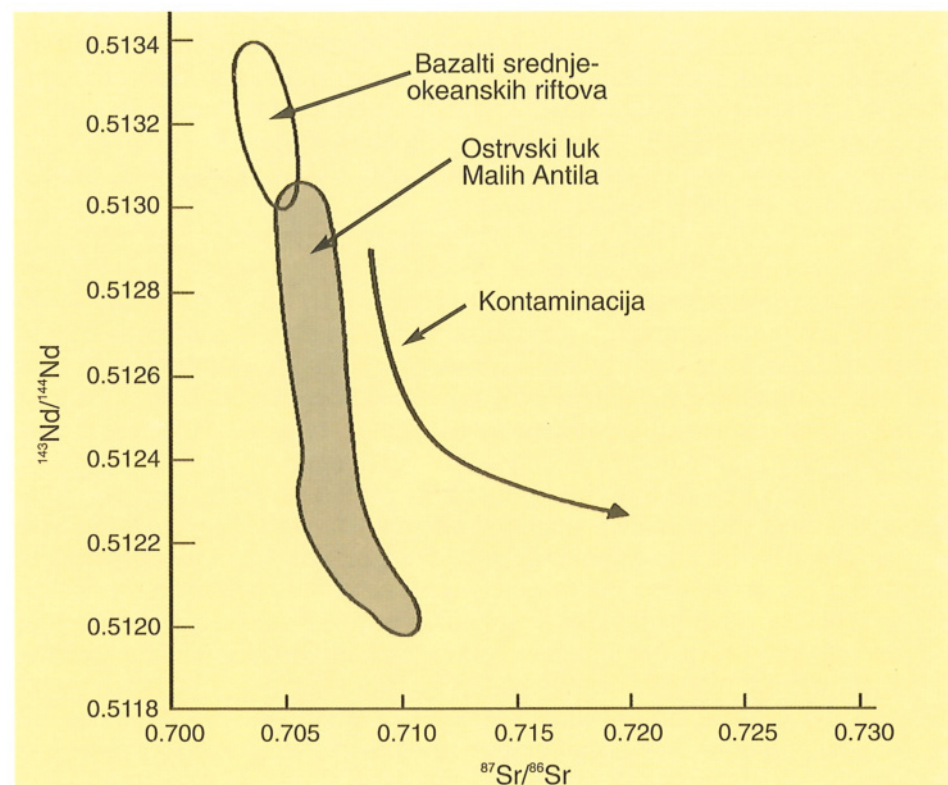


ili za određivanje stepena kontaminacije. Tako na primer, bazalti ostrvskog luka malih Antila imaju niže sadržaje odnosa izotopa stroncijuma i niodijuma u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova (sl. 80).

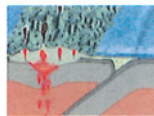
Posebno su značajna proučavanja izotopa olova koja su omogućila izradu novih modela i hipoteza o poreklu magmi ostrvskih lukova. Pojedini



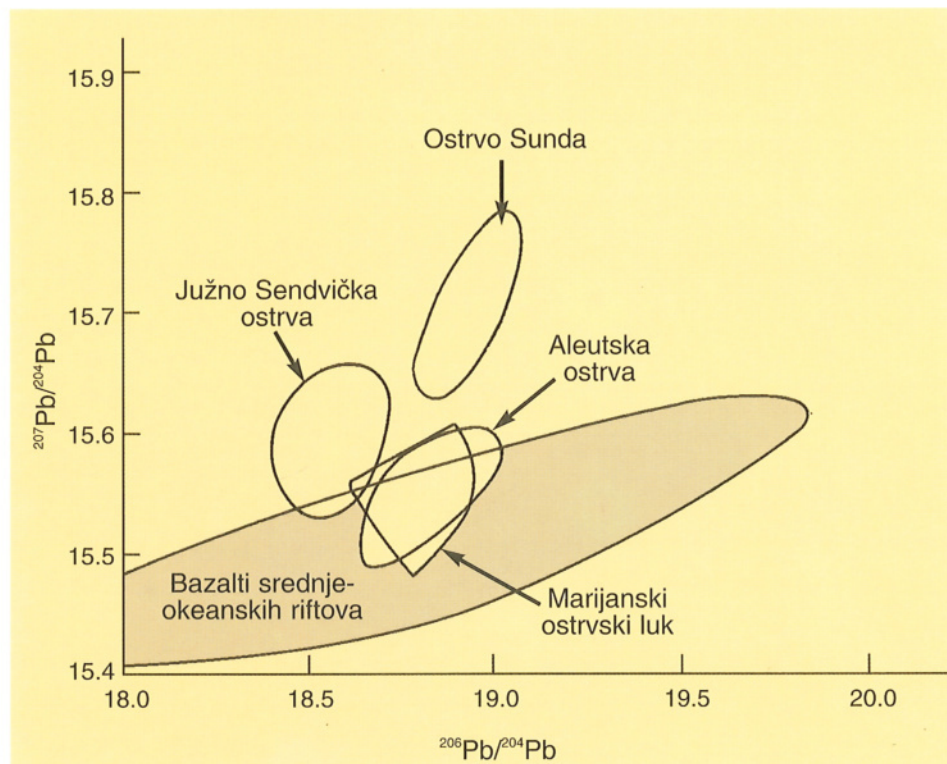
Sl. 79 Odnos sadržaja La/Sm i Ba/La u bazaltima stvorenim u različitim tektonskim sredinama (Arcullus i Powell, 1986)



Sl. 80 Odnosi sadržaja izotopa stroncijuma i niodijuma u bazaltima ostrvskog luka Malih Antila i bazalta srednjeokeanskih riftova (Davidson, 1986; White i drugi, 1985)



Sl. 81 Odnosi sadržaja izotopa olova u bazaltima pojedinih ostrvskih lukova i bazalta srednjeokeanskih riftova (White i drugi, 1985; Woodhead i Fraser, 1980; Whitford i Jezek, 1985)

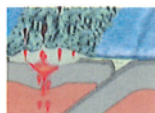


autori na osnovu sadržaja izotopa olova smatraju da su magme ostrvskih lukova obrazovane parcijalnim stapanjem omotača obogaćenog komponentama iz subdukovane okeanske kore i sedimenata (DePaolo i Johnson, 1979; Hawkesworth i Powell, 1980; Perfit i drugi, 1980).

U vulkanskim stenama ostrvskih lukova Marijanskih ostrva, Aleutskih i Južno Sendvičkih ostrva, sadržaj izotopa olova je sličan ili identičan sa bazaltima srednjeokeanskih riftova. Zbog toga se smatra da su ove stene generisane iz istog, osiromašenog dela omotača (astenosfere), iz koga nastaju i bazalti srednjeokeanskih riftova (sl. 81). Ostrvski luk Sunda, međutim, ima drugačiji sastav.

Proučavanja su potvrdila učešće sedimenata u genezi stena ostrvskog luka koje ponekad imaju sličan ili čak identičan odnos izotopa olova sa okeanskim sedimentima. White i drugi (1985) smatraju da se subdukovani okeanski sedimenti pridružuju magmatskom izvoru u većini, ako ne i u svim ostrvskim lukovima. Najočigledniji primer je u Malim Antilima gde subdukovane sedimentne stene imaju znatno više sadržaje radioaktivnih izotopa Pb od većine okeanskih sedimenata, jer sadrže terigenu komponentu sa Arhajskog štita, što se odražava i na sastav vulkanita.

Proučavanja izotopa berilijuma i kiseonika proširila su i potvrdila saznanja o ulozi sedimenata u stvaranju magmi ostrvskih lukova. Izotop ^{10}Be se stvara kosmičkim zračenjem koje deluje na kiseonik i azot u gornjem delu atmosfere. Transportuje se kišom i snegom na zemljinu površinu a zatim akumulira u pelaške sedimente koji se subdukcijom „unose” u izvorni materijal magmi ostrvskog luka. Na taj način, ^{10}Be je važan indikator učešća sedimenata u formiranju magmi vezanih za subdukciju. Njegovo poluvreme raspada je 1.5×10^6 godina, što je veoma povoljno za identifikaciju subdukcije, ali je, zbog relativno kratkog poluvremena raspadanja, nesigurno za vremenski



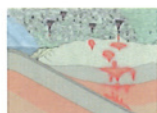
duže procese. Tera i drugi (1986) su merili koncentracije ^{10}Be u bazaltima iz nekoliko vulkana ostrvskih lukova i uporedili ih sa istim stenama generisanim u drugim tektonskim sredinama. Vulkanske stene u ostrvskim lukovima imaju izrazito visok sadržaj ^{10}Be , čime se potvrđuje pretpostavka da je ovaj element prinet subdukovanjem okeanskih sedimenata. Ipak, pre nego što se prihvati ovaj pristup za dokazivanje subdukcije sedimenata, potrebno je pribaviti više podataka o recentnim vulkanskim stenama.

Izotopi kiseonika $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ takođe potvrđuju prisustvo sedimentnih stena u stvaranju magmi ostrvskih lukova (James, 1981; Davidson, 1985, 1986).

Kombinovanjem podataka o sadržajima izotopa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u stenama ostrvskih lukova može se odrediti i vrsta kontaminacije koja može biti:

- kontaminacija materijalom iz kore kada se magme iz omotača kontaminiraju pri kretanju ka površini (pre izlivanja) asimilacijom stena u bazi ostrvskog luka,
- kontaminacija izvora kada se magme iz omotača kontaminiraju sedimentima iz subdukovane litosfere.

Ova dva tipa kontaminacije bitno se razlikuju. Prvi obuhvata fizičke i hemijske reakcije magme sa stenama u koje se utiskuje a drugi tip parcijalno stapanje smeše materijala iz omotača i stena subdukovane okeanske ploče.



MAGMATIZAM AKTIVNIH KONTINENTALNIH MARGINA

UVOD

Još od pojave teorije tektonike ploča Andi se smatraju tipičnim primerom planina obrazovanih subdukcijom okeanske ploče pod kontinentalnu ploču, tj. kao aktivna kontinentalna margina (sl. 82). Znatno deo diskusije u ovom poglavlju bazira na rezultatima proučavanja stena iz područja Anda koje se protežu od Karipskog do Škotskog mora i čine najveći planinski lanac na Zemlji. Magma obrazovane u istoj ili sličnoj tektonskoj sredini javljaju se i na Aljasci, u Japanu, Sumatri, Novom Zelandu itd. (sl. 83). 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.

Aktivna kontinentalna margina nastaje subdukcijom okeanske ploče pod kontinentalnu ploču, kada se stvara vulkanski ili magmatski luk (sl. 84).

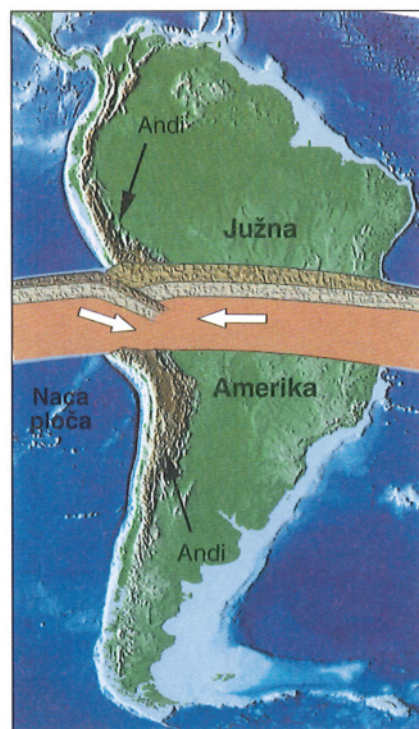
Grada vulkanskog ili magmatskog luka je veoma slična ostrvskom luku. U nju ulazi subdukciona zona (rov), prednji deo luka, vulkanski ili magmatski luk, zadnji deo tog luka, narastajući klin i Beniof seizmička zona (sl. 85).

Geneza magmi u aktivnim kontinentalnim marginama je složen višefazni proces. Veći deo prethodnog tumačenja o stvaranju ostrvskih lukova podudara se sa nastankom magmi u aktivnim kontinentalnim marginama i ovde neće biti ponovljena. Bitne razlike su što kod aktivnih kontinentalnih margina magma prolazi kroz debelu kontinentalnu koru i zadobija niz specifičnih svojstava i što se vulkanske stene ostrvskih lukova stvaraju iznad subdukovane ploče uz učešće astenosfere, dok je kod aktivnih kontinentalnih margina uloga astenosfere znatno manja (Gill, 1981).

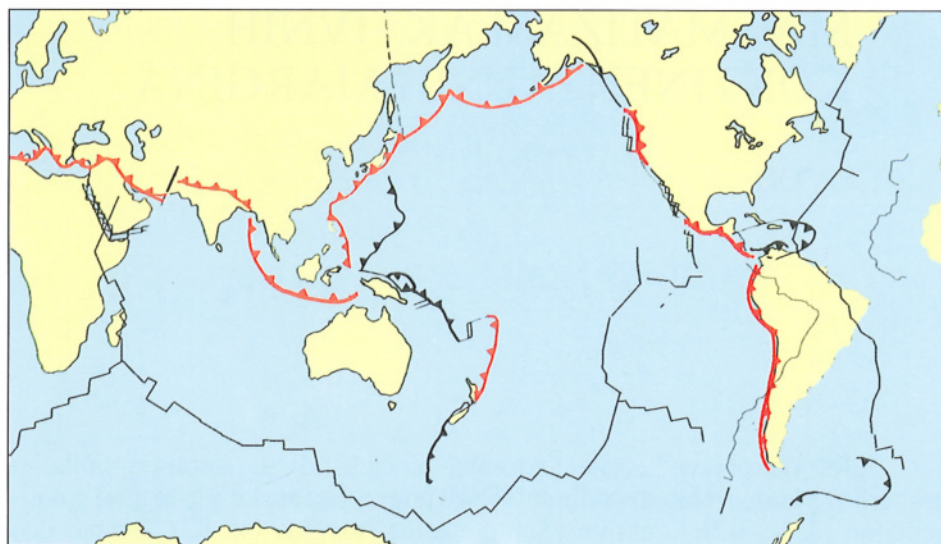
STVARANJE AKTIVNE KONTINENTALNE MARGINE

Stvaranje aktivne kontinentalne margine zavisi od ugla i dubine subdukcije, pravca i brzine kretanja subdukovane ploče (Cross i Pilger, 1982; Jarrad, 1986) (sl. 86).

Ako je subdukcija subhorizontalna (do 5° nagiba), nastaju velike navlake (dekolmani) i složena tektonska područja sa metamorfizmom visokih pritisaka i niskih temperatura. Pri ovoj subdukciji ne dolazi do stapanja stena i formiranja vulkanskog, odnosno magmatskog luka (sl. 86A). Odsustvo aktivnog vulkanizma u centralnom i severnom Peruu i centralnom Čileu objašnjava se skoro horizontalnim podvlačenjem Naca ploče pod Južnu Ameriku.



Sl. 82 Andi, planinski venac nastao subdukcijom okeanske (Naca) ploče pod kontinentalnu, Južnoameričku ploču



Sl. 83 Aktivne kontinentalne margine (crvene linije) na Zemlji

Subdukcija pod malim uglom podrazumeva brzo podvlačenje okeanske ploče pod kontinentalnu i stvaranje vulkanskog luka sa slabim vulkanizmom. Vulkanski front je udaljen od zone subdukcije (sl. 86B).

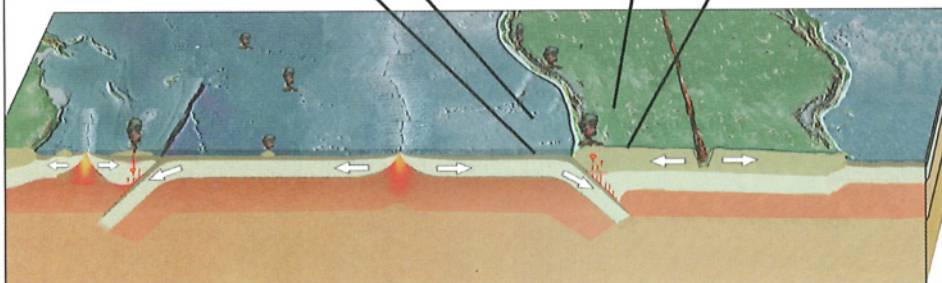
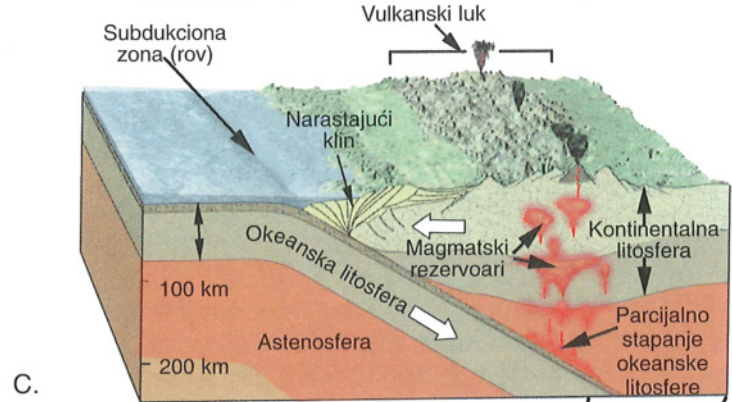
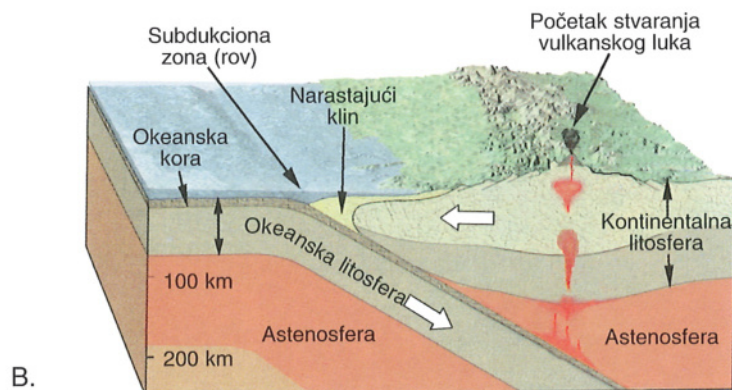
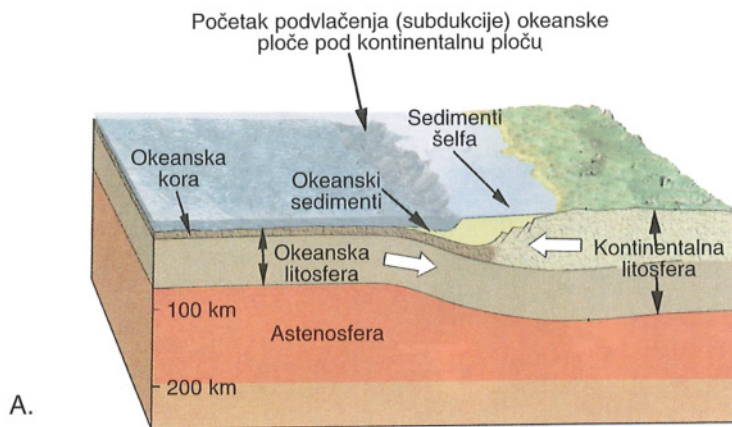
Subdukcija pod većim uglom podrazumeva lagano podvlačenje okeanske ploče pod kontinentalnu ploču i stvaranje vulkanskog luka sa intenzivnim vulkanizmom. Vulkanski front je bliži rovu, 100 do 300 km udaljen od zone subdukcije (sl. 86C).

U toku subdukcije hladna okeanska ploča se zagreva a stene okeanske kore prolaze kroz niz metamorfnih promena, od facije zelenih škriljaca preko amfibolitske do eklogitske facije, kada dolazi do parcijalnog stapanja stena. Položaj metamorfnih facija u subdukovanoj ploči je isti kao i kod ostrvskog luka.

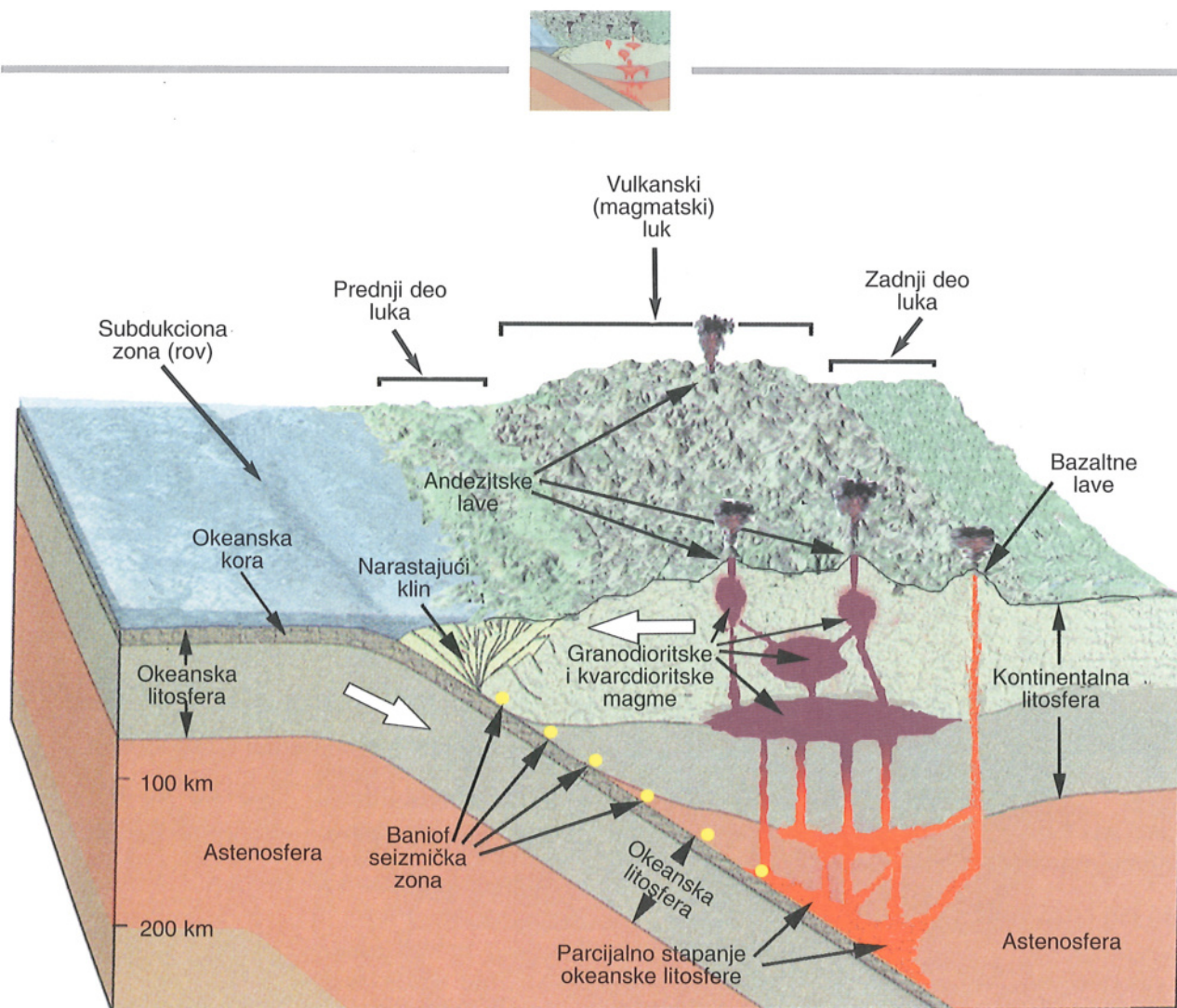
Stvorena magma pri prolasku kroz debelu kontinentalnu koru sa njom reaguje, pa su asimilacija i frakciona kristalizacija česti procesi u stvaranju magmi aktivnih kontinentalnih margina. Zbog velike zastupljenosti kiselih stena smatra se da stapanje kontinentalne kore ima važnu ulogu u nastanku magmi aktivnih kontinentalnih margina.

Jedna od karakteristika Anda je prostorna povezanost vulkanskih sa plutonskim stenama, koje verovatno predstavljaju korene aktivnih vulkana, mada pojedini autori ovu pretpostavku osporavaju zbog dominantnog bazičnijeg (andezitskog) karaktera vulkanita u odnosu na granitoidne batolite.

Magmatizam aktivnih kontinentalnih margina obično dugo traje. U regionu Kordiljera i Anda plutonske i vulkanske stene su stvarane skoro neprekidno od sredine mezozoika do kraja kenozoika. 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 kontinentalnom obodu. Najveći među njima je Koastal (Coastal) batolit Perua, dužine preko 1600 km i širine oko 60 km, i 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).



Sl. 84 Stvaranje vulkanskog luka



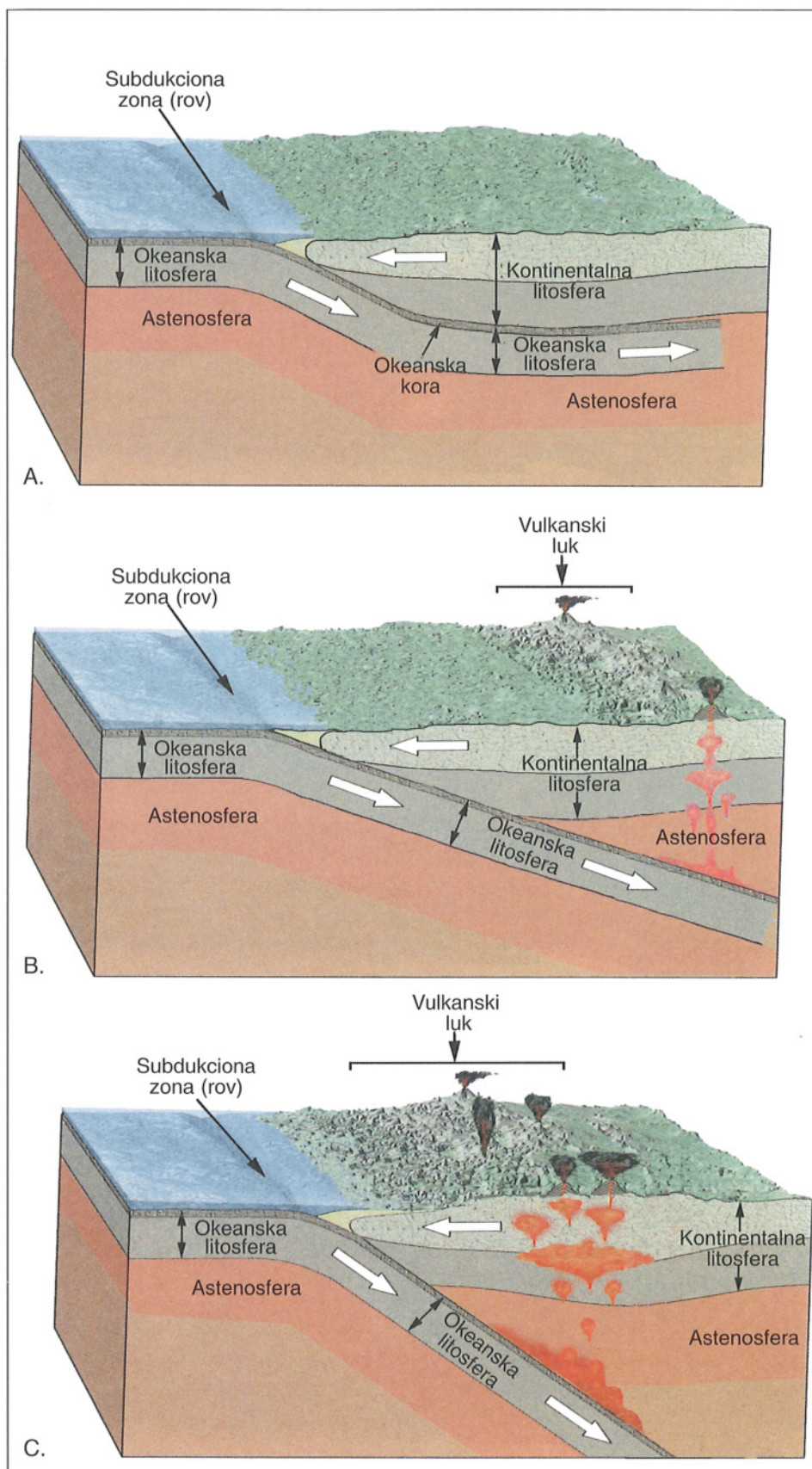
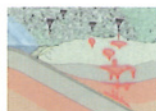
Sl. 85 Građa vulkanskog luka

Postojanje plitkih magmatskih ognjišta u 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).

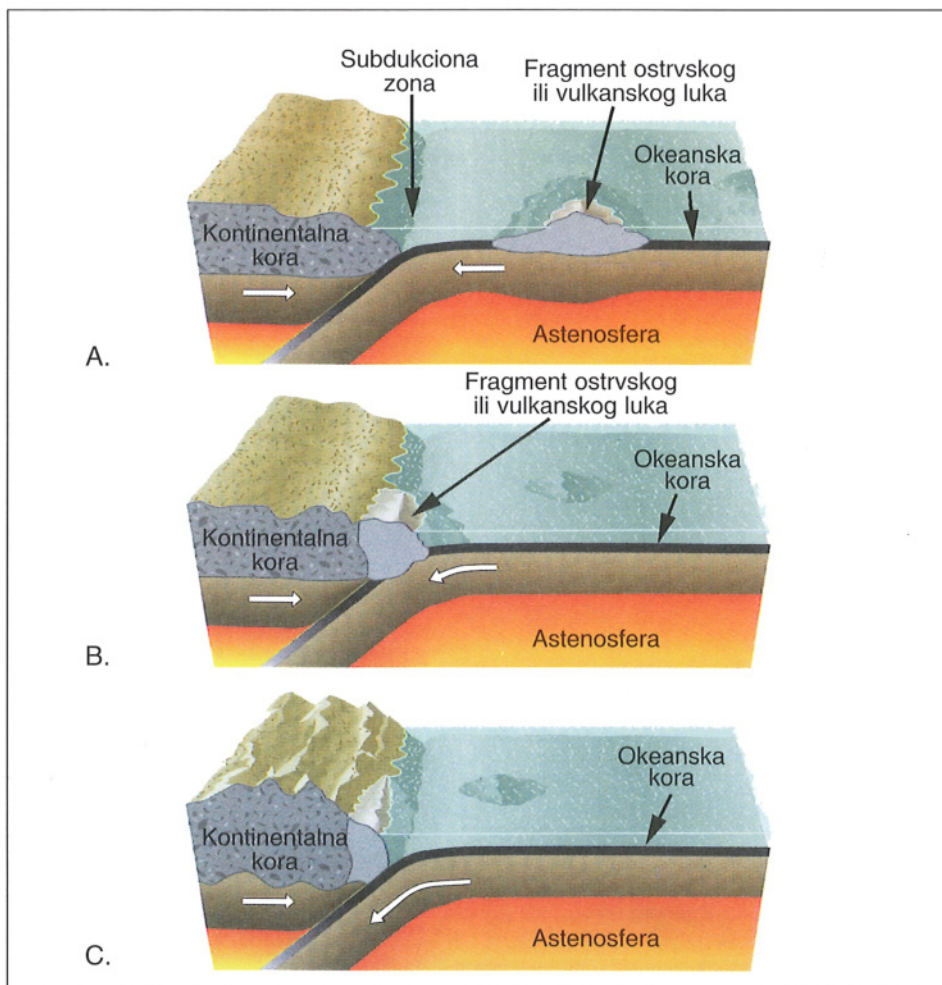
Plutonske stene u Andima najmanje deset puta volumno preovlađuju nad vulkanskim (Thorpe i drugi, 1981). Stene koje grade batolite po sastavu odgovaraju granodioritima i kvarcdioritima, koji su praćeni dajkovima andezitskog i bazaltnog sastava. Granitoidni batoliti, za razliku od vulkanita, zastupljeni su celom dužinom 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.

Najsloženiji tip magmatizma u aktivnim kontinentalnim marginama je kada se dve kontinentalne ploče sudaraju, uz subdukciju okeanskog područja između njih (Alpsko-Himalajski sistem). Područje sučeljavanja ili kolizije postaje zona odebljale kore, snažnog uzdizanja i vrlo složene tektonike i magmatske aktivnosti (Harris i drugi, 1986).

Vulkanizam stvoren subdukcijom okeanske litosfere pod kontinentalnu je i jedan od mehanizama rasta kontinentalne kore, ali se ona može povećati i bočnim dodavanjem, tj. pri spajanju delova ostrvskih lukova i kontinentalne kore (sl. 87). Tako narasla područja zapažena su na zapadnom obodu Severnoameričkog kontinenta (Uyeda, 1982).



Sl. 86 Stvaranje i položaj vulkanskog luka zavisno od ugla subdukcije okeanske litosfere pod kontinentalnu litosferu:
 A - subhorizontalno podvlačenje okeanske litosfere
 B - Podvlačenje okeanske litosfere pod malim uglom
 C - Podvlačenje okeanske litosfere pod velikim uglom

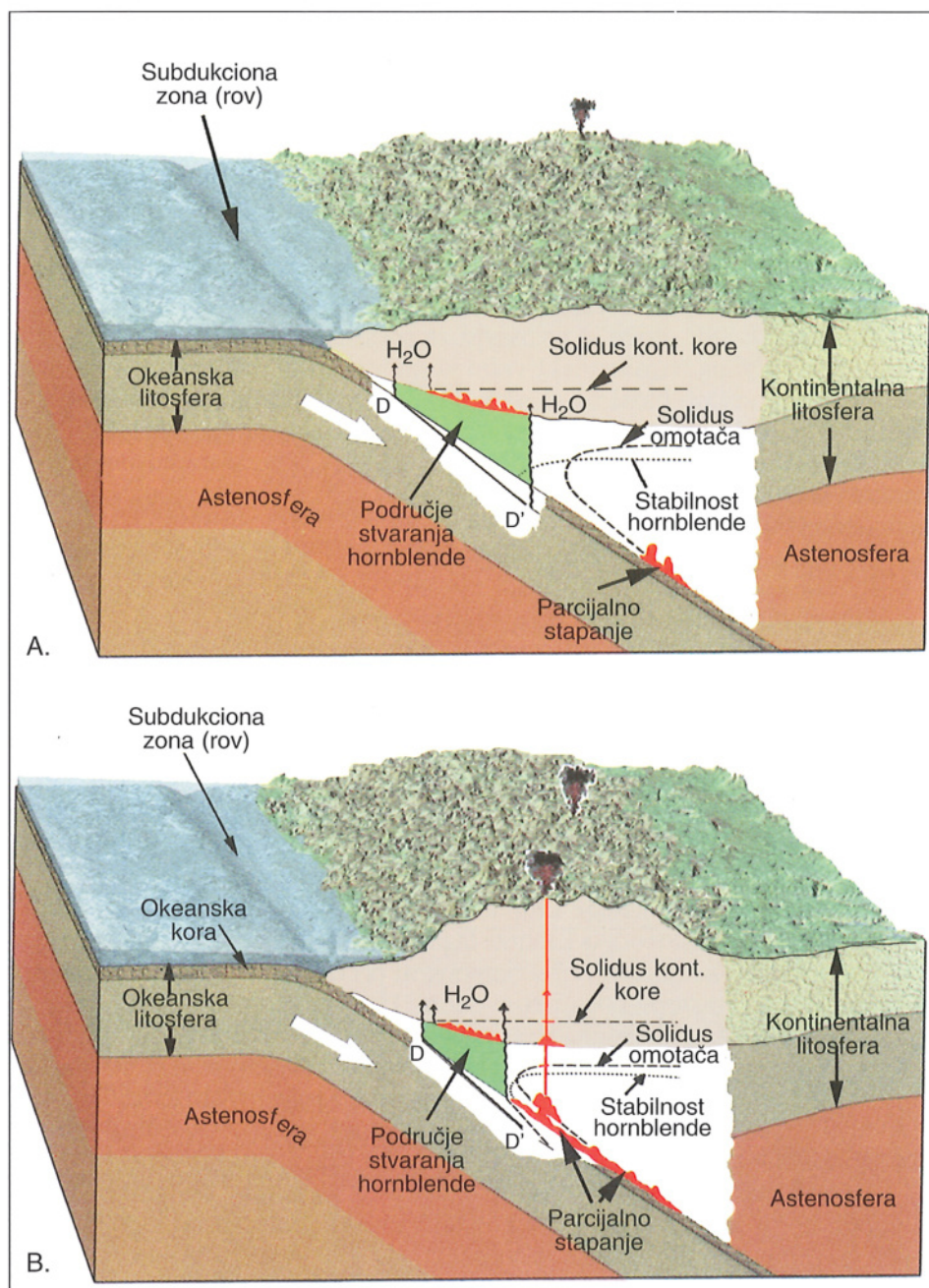


Sl. 87 Narastanje kontinentalne kore spajanjem delova ostrvskog ili vulkanskog luka

STVARANJE MAGMI U AKTIVNIM KONTINENTALNIM MARGINAMA

Subdukциони sistemi se međusobno jako razlikuju, pa se jednostavnim, opštim modelom ne mogu objasniti sve petrografske i hemijske karakteristike stena u aktivnim kontinentalnim marginama. Magme aktivnih kontinentalnih margina su kiselijeg sastava od magmi generisanih u ostrvskim lukovima.

Magme koje nastaju parcijalnim stapanjem okeanske litosfere u subdukcionim zonama su bazičnog sastava i manje gustine od okolnih stena zbog čega se relativno lako izdižu ka površini. U okeanskim, naročito nezrelim okeanskim lukovima, njihovo izdizanje je kratko, samo desetak km, pa nema veće kontaminacije i frakcione kristalizacije bazalta. Kod aktivnih kontinentalnih margina, međutim, kretanje bazaltnih magmi je duže jer dolaze sa većih dubina. Prolazeći kroz najviše delove omotača i debelu kontinentalnu koru, koja deluje kao ekran, bazaltne magme se najvećim delom u njoj i zadržavaju formirajući velike magmatske rezervoare. Visoka temperatura magme omogućava parcijalno stapanje okolnih stena kontinentalne kore (gnajseva, mikašista) uz intenzivnu kontaminaciju, tj. asimilaciju silicije,

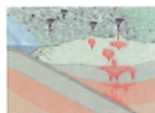


Sl. 88 Parcijalno stapanje u aktivnoj kontinentalnoj margini:
 A - subdukovana hladna okeanska litosfera
 B - subdukovana topla okeanska litosfera
 (Willie, 1984)

alkalija i vode, stvarajući magme kiselijeg sastava, od granodiorita do kvarciorita koje grade ogromne batolite (sl. 85). Veliki broj autora smatra da su granodioritske i kvarcioritske magme i izvorna područja andezita aktivnih kontinentalnih margina.

Stvaranje i hemijski sastav magmi u aktivnim kontinentalnim marginama zavise od brzine i ugla subdukcije, litološkog sastava ploče, sastava omotača, sadržaja vode i temperature stena u subdukovanoj ploči (sl. 88). Linija DD' označava područje dehidratacije koje prema stepenu metamorfizma odgovara amfibolitskoj faciji. Tačkaste linije označavaju stabilnost hornblende.

Subdukovanjem hladne okeanske litosfere (sl. 88A) voda najvećim



delom odlazi u područja manjih pritisaka omogućavajući intenzivnije parcijalno stapanje donjeg dela kontinentalne kore i stvaranje magmi sa hornblendom i biotitom kao dominantnim bojenim mineralima. Stapanje dubljih delova podvučene okeanske litosfere i dela omotača iznad nje je malo, pa je vulkanizam slab.

Subdukovanjem tople okeanske litosfere (sl. 88B) voda najvećim delom zaostaje u stenama. Ona snižava temperaturu kristalizacije i omogućava veći stepen parcijalnog stapanja donjeg dela podvučene okeanske litosfere, omotača iznad nje i kontinentalne litosfere, zbog čega je vulkanizam intenzivniji. Stvorene magme su intermedijarnog do kiselog sastava. Model na sl. 88B može se prihvatiti za područje Anda.

Mala količina bazalta u aktivnim kontinentalnim marginama je zbog ograničene mogućnosti bazičnih magmi da se, bez zadržavanja, probiju kroz debelu kontinentalnu koru. Smatra se da su ovi bazalti izliveni duž dubljih raseda, bez dužeg zastajanja u kontinentalnoj litosferi. Ove stene nisu kontaminirane i slabo su frakcionisane, tj. imaju svojstva primarnih magmi koje su dale andezite (sl. 88B).

PETROGRAFIJA MAGMATSKIH STENA AKTIVNIH KONTINENTALNIH MARGINA

U aktivnim kontinentalnim marginama javlja se veliki broj vrsta i varijeteta intruzivnih i vulkanskih stena. Od dubinskih stena dominiraju granodioriti i kvarcdioriti a od vulkanskih andeziti.

Dubinske stene su masivne tekture i hipidiomorfno zrnaste strukture. Izgrađeni su od alkalnog feldspata, različite količine intermedijarnog plagioklasa hornblende, biotita i kvarca.

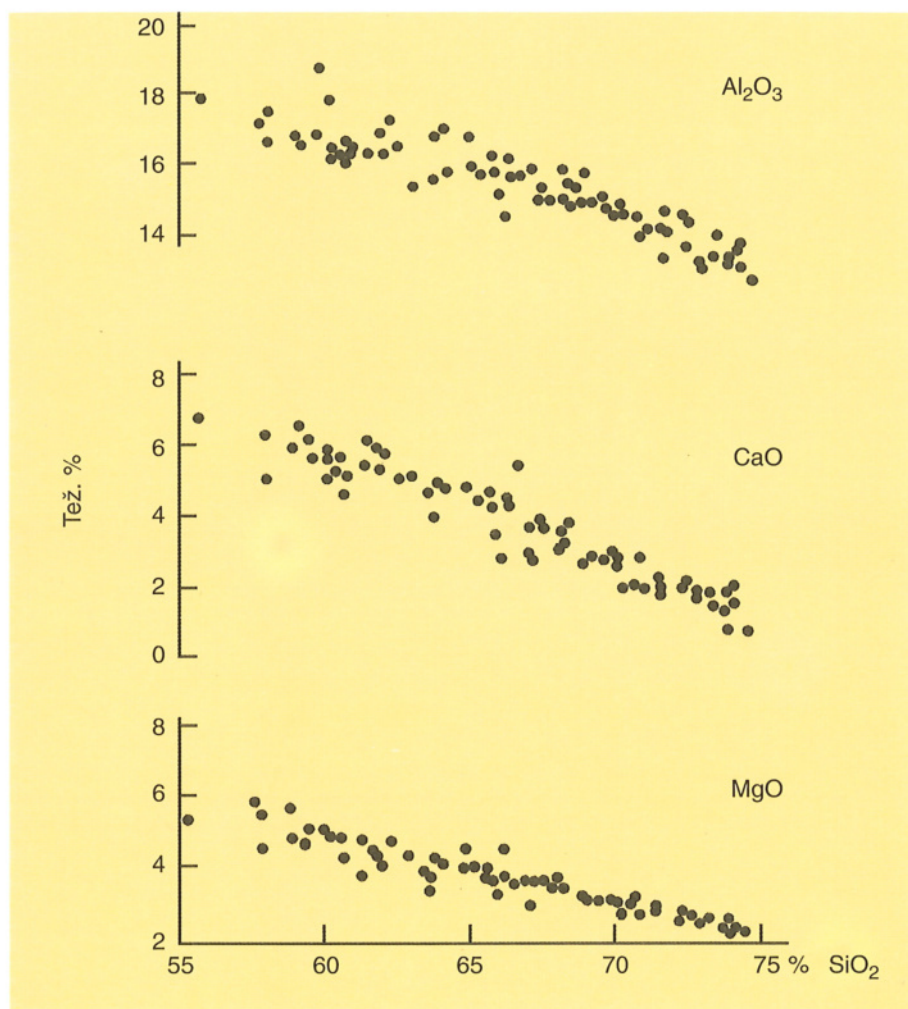
Neki granodioriti sadrže krupne kristale ortoklasa ili mikrokлина koji su nastali K-metasomatozom u kasnim fazama kristalizacije. Njihov sadržaj zavisi i od količine lakoisparljivih komponenti pri čemu mikroklin kristališe umesto ortoklasa u rastopu bogatijem vodom. U ovim stenama česti su i periti, jer volatili u magmi deluju kao katalizator u toku njihovog stvaranja. Slično je i sa granofirskom strukturom koja se sreće u kiselijim diferencijatima (granitima). Pretpostavlja se da ova struktura nastaje brзом kristalizacijom kvarca i alkalnog feldspata usled pada pritiska vodene faze, tj. naglim odlaskom lakoisparljivih komponenti iz sistema (Mason, 1985).

U kalkoalkalnim vulkanskim stenama, andezitima, od fenokristala dominiraju hornblenda i plagioklasi koji su zonarne građe, sastava od labradora do andezina. Osnovna masa je holokristalasta do hipokristalasta. Bazalti su porfirske strukture, sa hipokristalastom do hijalinskom osnovnom masom. Izgrađeni su od bojenih minerala i plagioklasa. Kao fenokristali javljaju se olivin, orto i klinopiroksen, hornblenda (retko) i plagioklasi koji su takođe zonarne građe, po sastavu odgovaraju bitovnitu do labradoru.

Magnetit je glavni metalni mineral u svim prethodno pomenutim stenama, a ilmenit je redak.

HEMIJSKI SASTAV MAGMATSKIH STENA AKTIVNIH KONTINENTALNIH MARGINA

Hemijski sastav intruzivnih stena znatno manje varira od sastava vulkanskih stena aktivnih kontinentalnih margina. Sadržaji MgO, CaO,



Sl. 89 Varijacija sadržaja MgO, CaO i Al_2O_3 u odnosu na SiO_2 granodiorita Koastal batolita (Pitcher i drugi, 1985)

Al_2O_3 u odnosu na SiO_2 i u dubinskim stenama imaju linearan trend ukazujući na frakcionu kristalizaciju bojenih minerala i plagioklasa (sl. 89).

Četiri glavne magmatske serije zapažene u ostrvskim lukovima javljaju se i u području aktivnih kontinentalnih margina. Na Tabeli 9, radi poređenja, dat je prosečan sadržaj glavnih i mikroelemenata vulkanskih stena Anda i ostrvskog luka u južnom delu Pacifika (Eward, 1982). Bazalti i andezitbazalti Anda imaju veće sadržaje alkalija i TiO_2 a siromašniji su sa CaO od stena istog mineralnog sastava ostrvskog luka južnog dela Pacifika. Sadržaj alkalija je povišen zbog kontaminacije sa stenama kontinentalne kore. Na sl. 90 prikazana je učestalost vulkanskih stena pomenutih lokaliteta. Jasno se uočava veća zastupljenost intermedijarnih i kiselih vulkanita u području Anda.

Od velikog broja vrsta vulkanskih stena koje se javljaju u aktivnim kontinentalnim marginama bazalti se najčešće porede sa sličnim stenama nastalim u drugim tektonskim sredinama.

Bazalti aktivnih kontinentalnih margina sadrže od 45-53% SiO_2 , 16-20% Al_2O_3 i oko 1% TiO_2 . Za razliku od bazalta unutar kontinentalnih ploča i bazalta srednjeokeanskih riftova, ove stene često sadrže normativni kvarc.

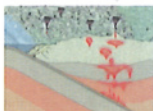
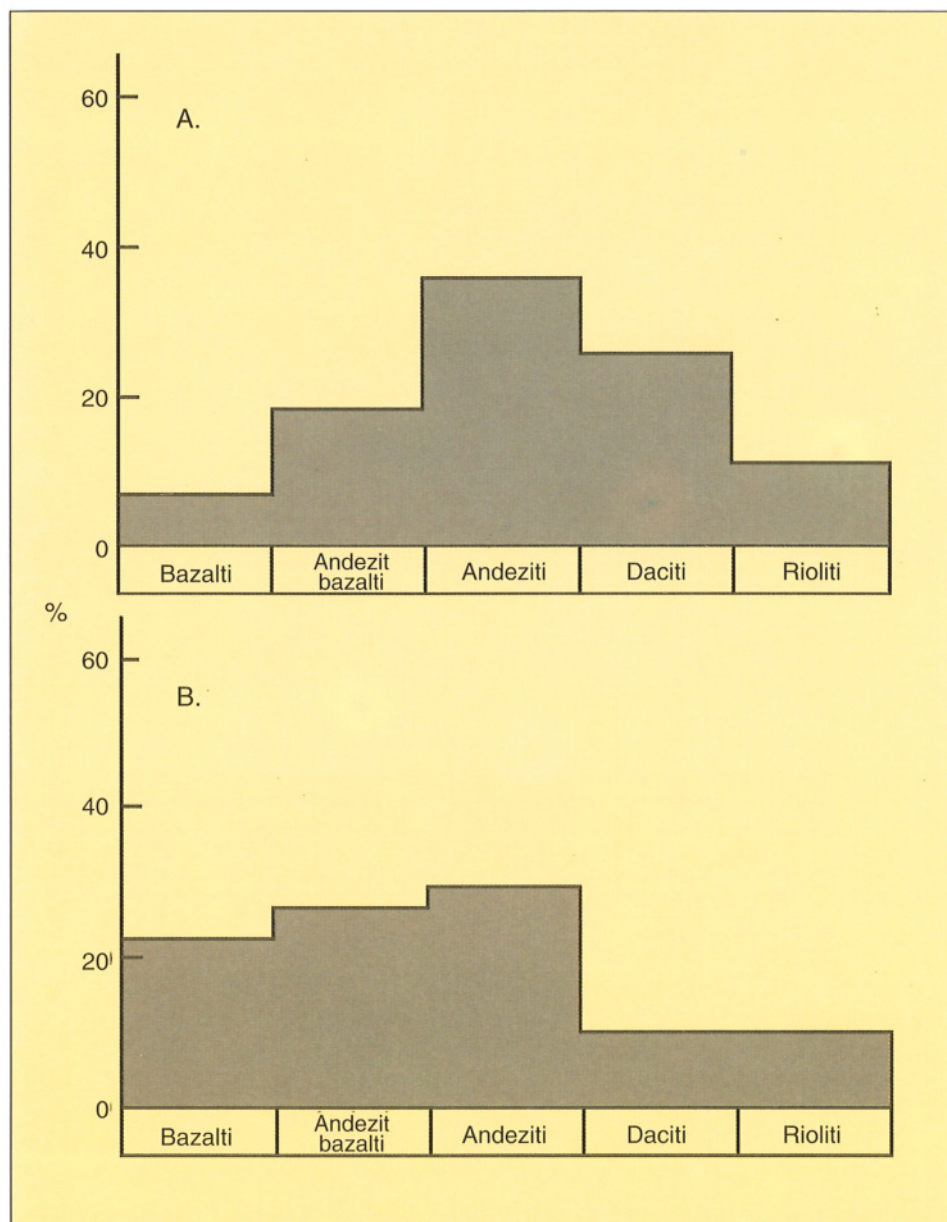
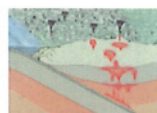


Tabela 9 Hemijski sastav bazalta, andezitbazalta i andezita Anda i Pacifika (Eward, 1982)

%	Bazalti		Andezitbazalti		Andezit	
	Andi	Pacifik	Andi	Pacifik	Andi	Pacifik
SiO ₂	51.05	50.07	53.90	54.19	59.89	59.09
TiO ₂	1.14	0.85	1.27	0.83	0.95	0.73
Al ₂ O ₃	18.57	16.23	17.50	17.07	17.07	16.83
Fe ₂ O ₃	3.42	3.23	3.13	3.25	3.31	2.82
FeO	5.48	6.75	5.39	5.68	3.00	4.16
MnO	0.16	0.18	0.15	0.16	0.12	0.13
MgO	5.54	7.84	5.35	5.24	3.25	3.83
CaO	8.87	10.82	7.68	9.08	5.67	7.05
Na ₂ O	3.98	2.51	3.67	2.92	3.95	3.41
K ₂ O	1.42	2.24	1.62	1.30	2.47	1.70
P ₂ O ₅	0.38	0.28	0.35	0.26	0.31	0.23
Mikroelementi (ppm)						
Rb	49.9	29.1	45.4	30.3	75.4	41.2
Ba	345	364	676	402	886	479
Sr	608	628	644	561	648	516
Zr	162	69.7	179	105	195	138
La	16.3	11.6	24.6	20.2	38.0	25.4
Ce	41.6	25.9	51.3	36.4	66.8	44.0
Y	31.0	19.7	25.4	23.3	12.2	24.7
Yb	2.29	1.54	2.32	1.57	1.94	1.94
Cu	30.0	121	49.6	105	40.0	51.8
Ni	57.9	104	67.4	44.9	38.6	34.4
Co	29.6	46.0	30.5	29.7	18.6	21.3
Cr	67.9	273	202	110	48.4	87.4
V	187	300	220	235	125	154
Nb	-	5.3	12.5	6.5	-	6.3



Sl. 90 Zastupljenost pojedinih vrsta vulkanskih stena u Andima (A) i jugozapadnom Pacifiku (B) (Eward, 1982)

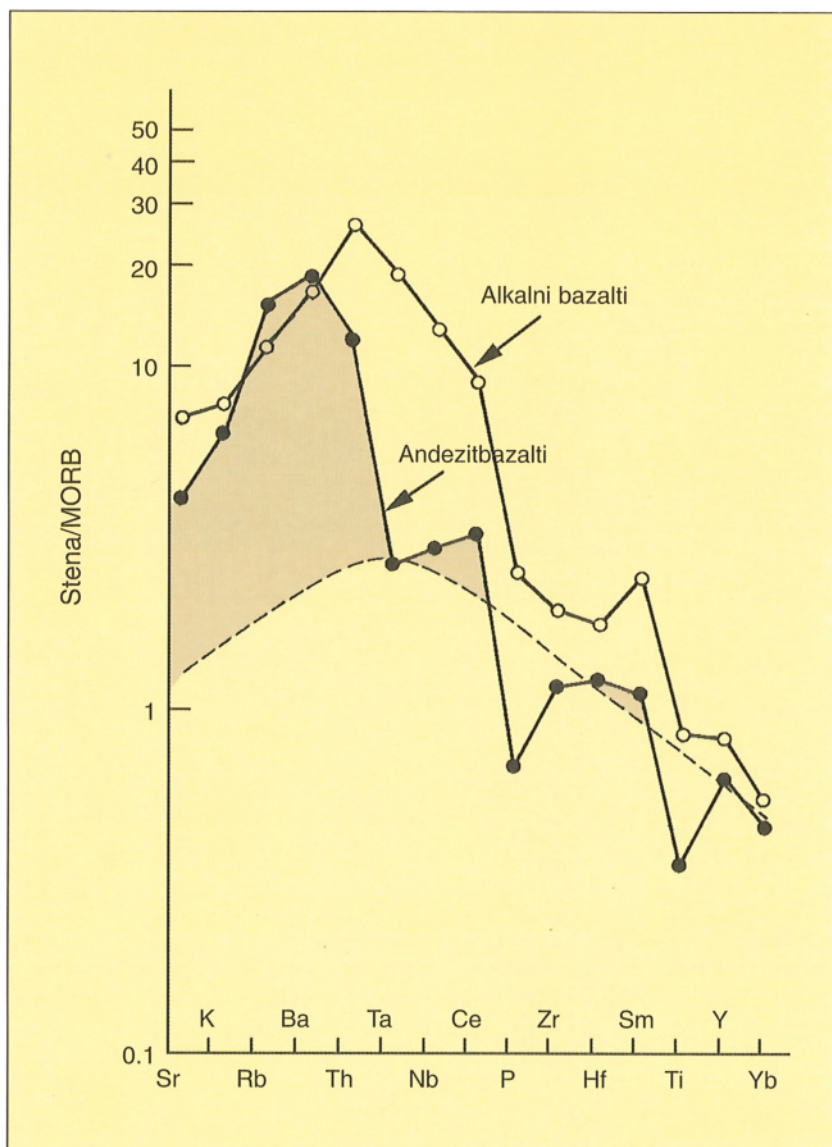
Bazalti aktivnih kontinentalnih margina su po sastavu sličniji bazaltima okeanskih ostrva nego bazaltima srednjeokeanskih riftova.

Andezitbazalti i alkalni bazalti Anda imaju veće sadržaje mikroelemenata niskog jonskog potencijala (Sr, K, Rb, Ba, Th, Zr) u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova (sl. 91) zbog učešća kontinentalne litosfere u njihovom stvaranju (Anderson i drugi, 1980; Hawkesworth i Powell, 1980, Wilson i Davidson, 1984).

Za razlikovanje vulkanita generisanih u subdukcionim zonama i stena stvorenih u drugim tektonskim sredinama koriste se i pojedini mikroelementi čije geohemijske karakteristike, imobilnost u procesima parcijalnog stapanja i kontaminacije, omogućavaju izvođenje zaključaka o mestu stvaranja i poreklu magmi. Posebno su važni Th, Yb i Ta. Vulkanske stene aktivnih kontinentalnih margina imaju znatno više odnose sadržaja Th/Yb i



Sl. 91 Sadržaj mikroelemenata u andezit bazaltima i alkalnim bazaltima Anda normalizovan na sastav bazalta srednjeokeanskih riftova (MORB-a) (Pearce, 1983). Isprekidana linija označava uticaj prinosa mikroelemenata iz okeanske litosfere a osenčena polja mikroelemente obogaćene fluidima iz subdukcione zone

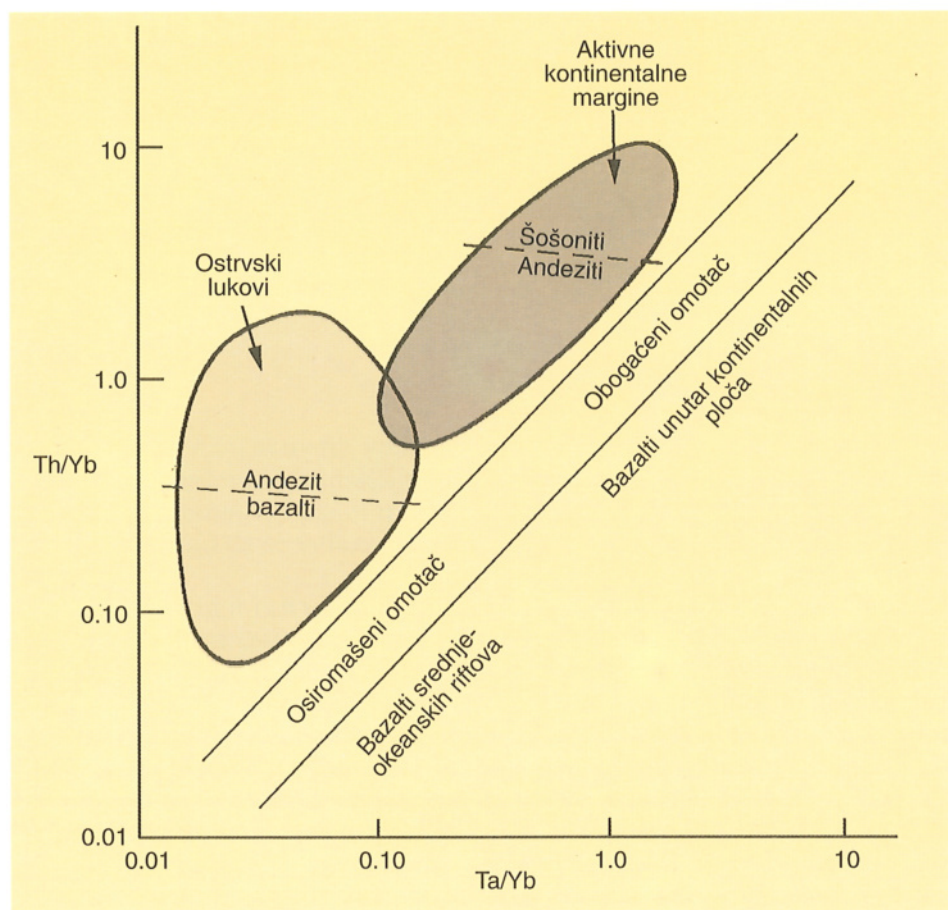
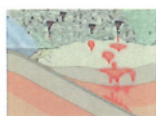


Ta/Yb od stena stvorenih u ostrvskim lukovima. Radi poređenja, na istoj slici prikazani su i bazalti srednjeokeanskih riftova i bazalti generisani unutar kontinentalnih ploča (sl. 92).

Sadržaj izotopa

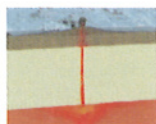
Sadržaji radiogenih izotopa Sr, Nd i Pb se takođe koriste kao petrogenetski indikatori, mada magme, generisane u subdukcionim zonama, zbog kontaminacije i asimilacije sa okolnim stenama, mogu naslediti izotopski sastav kontinentalne kore ili subdukovanih terigenih sedimenata.

Vulkanske stene aktivnih kontinentalnih margina imaju visok sadržaj odnosa izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, od 0.703 do 0.710 zbog, kako je pomenuto, učešća kontinentalne kore (kontaminacije, asimilacije) u njihovom stvaranju. Sadržaj istih izotopa u bazaltima ostrvskih lukova je niži i ujednačen, od 0.702 do 0.705.



Sl. 92 Dijagram odnosa sadržaja Th/Yb i Ta/Yb u vulkanskim stenama ostrvskih lukova i aktivnih kontinentalnih margina (Pearce, 1983)

Jasna je razlika i u sadržaju izotopa Sr i Nd u bazičnim stenama vulkanskih lukova u odnosu na bazalte nastale u srednjeokeanskim riftovima. Bazalti aktivnih kontinentalnih margina imaju više sadržaje izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i niže sadržaje izotopa $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ od bazalta srednjeokeanskih riftova.



OKEANSKA OSTRVA

UVOD

Okolo 90% aktivnih vulkana javlja se u zonama razmicanja (riftovanja) ili podvlačenja (subdukcija) ploča. Brojna vulkanska ostrva, podvodne planine (*seamounts*) i platoi u okeanima, kao i pojave vulkana unutar kontinenata, ukazuju da se vulkani takođe javljaju i daleko od aktivnih tektonskih zona.

Okeanska ostrva su podvodni vulkani koji ponekad izrastaju iznad mora (Havajska ostrva). Okeanskih ostrva ima u gotovo svim okeanskim basenima, najviše u Pacifiku, posebno u njegovom severoistočnom delu.

Vulkani okeanskih ostrva grade kupe koje mogu biti visoke i do 10.000 m iznad okolnog okeanskog dna. U odnosu na nivo okoline više su i od najviših planina na kopnu, ali je malo podataka o njihovoj strukturi i sastavu. Većina okeanskih ostrva ima nekoliko vulkanskih centara koji leže jedan preko drugog zbog migracije žarišta vulkanske aktivnosti.

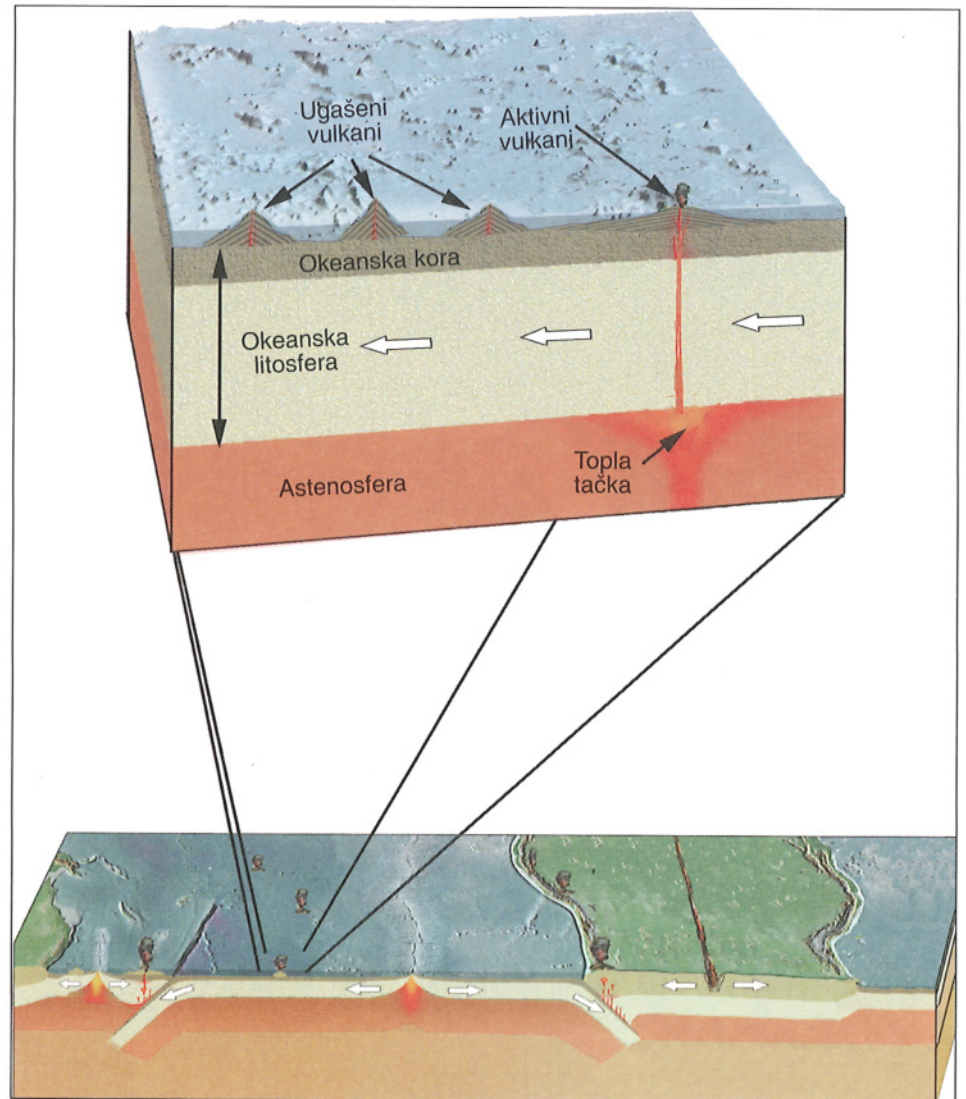
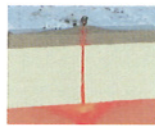
U okeanskim područjima, osim vulkanskih ostrva, javljaju se i okeanski platoi koji su takođe vulkanskog porekla. Oni grade ploče površine do nekoliko hiljada kvadratnih kilometara i visine do oko 1000 m iznad okeanskog dna. Većina je aseizmična, sa debelim sedimentnim pokrovom. Vulkanski platoi su veoma česti u Pacifiku i Indijskom okeanu.

STVARANJE OKEANSKIH OSTRVA

Wilson (1963) je predložio model obrazovanja okeanskih ostrva i platoa koji obuhvata izvor magme u omotaču, toplu tačku (*hot spot*) i okeansku ploču koja se iznad nje kreće (sl. 93).

Pretpostavlja se da su izvor magmi okeanskih ostrva kapljice (plume) magmi koje nastaju parcijalnim stapanjem dubljeg, neosiromašenog dela omotača. Kapljice magmi se, kao sone dome u sedimentima, dižu kroz omotač, probijaju okeansku koru i izlivaju na okeansko dno obrazujući okeanska ostrva ili platee. Za sada nema geofizičkih i geoloških dokaza o postojanju kapljica u omotaču pa tako nema podataka o njihovoj veličini, dubini i mestu stvaranja, obliku i brzini penjanja. Na osnovu proučavanja vulkana Havaja, koji su klasičan primer okeanskih ostrva, Morgan (1972) smatra da su kapljice (plume) magmi prečnika oko 150 km, da se kreću (penju) brzinom od nekoliko mm za godinu, ali se ovaj zaključak ne može univerzalno prihvatiti za sva okeanska ostrva.

Tople tačke su centri jakog zagrevanja ispod okeanske ploče. Karakteristika toplih tačaka je visok toplotni tok (*high heat flow*) zbog prisustva plitkih rezervoara ispod okeanskih ostrva. Toplih tačaka, osim okean-

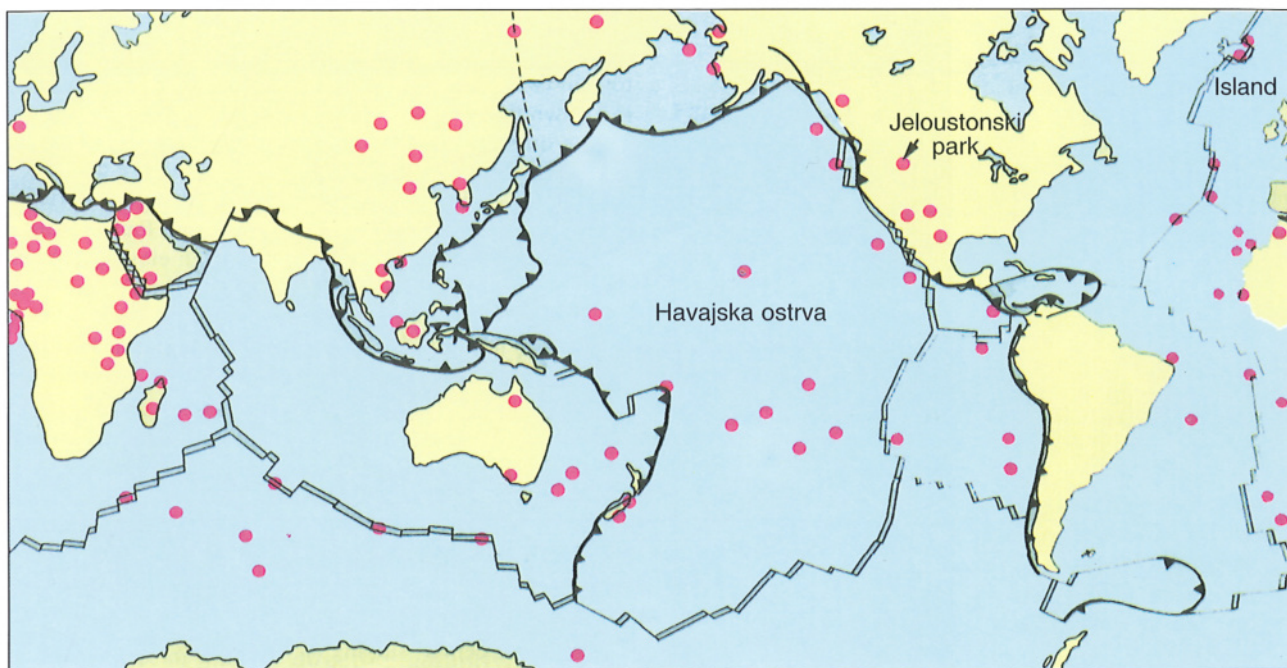
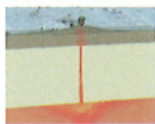


Sl. 93 Stvaranje okeanskog ostrva

skih područja, ima i i na kontinentima gde se magme izdižu ispod kontinentalne kore (Jeloustonki park), (sl. 94).

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 i stvaraju 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 i prestanak vulkanizma. 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 (Morgan, 1972). Kretanjem ploče mogu se prekinuti i dovodni kanali magme na putu ka površini kada vulkanizam prestaje.



Vulkanski lanac Havaja je najbolje proučen primer okeanskih ostrva (sl. 95). Dužine je preko 2000 km, izdužen u pravcu severozapad-jugoistok koji je paralelan širenju Pacifičke ploče. Dva vulkana, Kilauea i Mauna Loa su još uvek aktivni. Mauna Loa je visine 4170 m iznad nivoa mora, a nešto viša Mauna Kea ima najveću visinu iznad osnove od bilo kojeg vulkana ili planine na Zemlji (oko 10 000 m), što govori o ogromnim količinama magme koje se izlivaju iznad toplih tačaka.

Pojedini autori vezuju nastanak okeanskih ostrva i platoa za razvoj brojnih fraktura koje se stvaraju unutar okeanske litosfere zbog njenog prilagođavanja 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*).

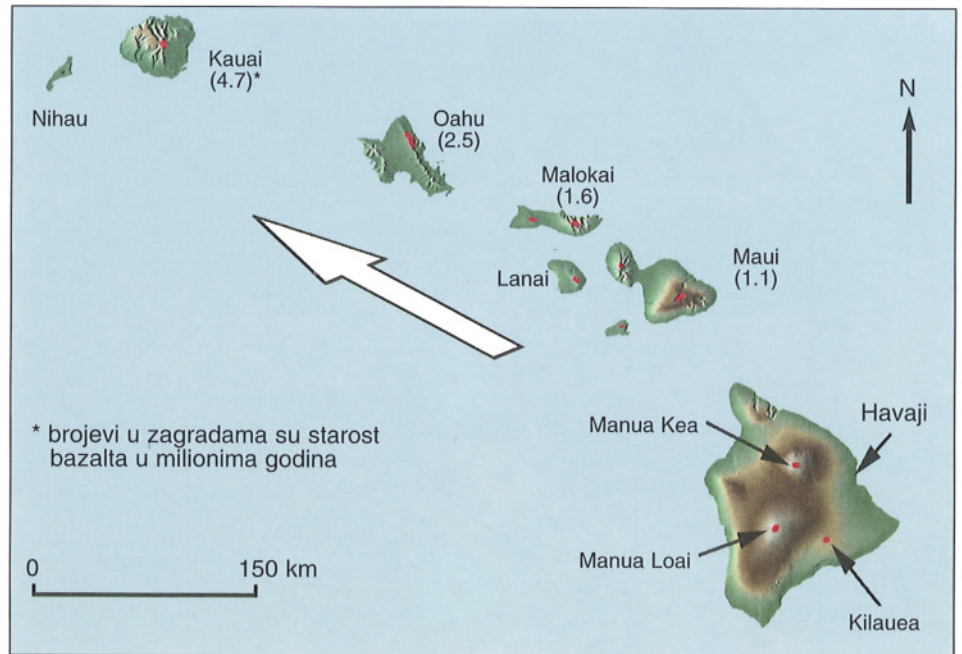
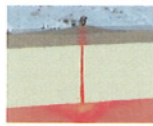
Sl. 94 Položaj glavnih toplih tačaka (crveni krugovi) na Zemlji

PETROGRAFIJA VULKANSKIH STENA OKEANSKIH OSTRVA

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 i fonoliti, dok su stene zasićene silicijom veoma retke.

U vulkanskim svitama okeanskih ostrva česta je bimodalnost sastava, tj. istovremeno prisustvo bazičnih i silicijom bogatih stena, bez vulkanita intermedijarnog sastava. Smatra se da je ova asocijacija stena nastala „filtriranjem“ magmi bazičnog sastava i njihovom diferencijacijom na putu kroz okeansku koru do mesta izlivanja.

Vulkanske stene okeanskih ostrva su porfirske strukture, izgrađene od fenokristala plagioklasa, olivina, piroksena, koji leže u hipo-kristalastoj hijalinskoj osnovnoj masi. U kiselijim diferencijatima, osim navedenih minerala, javljaju se alkalni feldspati i feldspatoidi.



Sl. 95 Havajski vulkanski lanac. Bela strelica označava pravac kretanja Pacifičke ploče

Plagioklasa, kao fenokristala, ima više u toleitskim nego u alkalnim bazaltima zbog njegove rane kristalizacije. Po hemijskom sastavu odgovara ju labradoru do bitovnitu (An_{50-80}), pri čemu plagioklasi u alkalnim bazaltima imaju visok sadržaj K_2O .

Sastav olivina u toleitskim bazaltima je ujednačen (For_{79-90}), a u alkalnim bazaltima promenljiv (For_{30-95}). Od piroksena u toleitskim bazaltima sreću se Ca-bogati augit i ortopiroksen, dok je u alkalnim bazaltima prisutan augit. U stenama sa većim sadržajem silicije bojeni minerali su bogatiji gvožđem.

Alkalni feldspat je bitan mineral u diferencijatima bogatijim silicijom, kada asocira sa biotitom. Nefelin se javlja kao fenokristal u fonolitima.

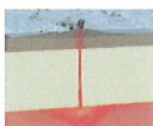
Stene vulkanskih ostrva mogu pretrpeti značajne alteracije u reakciji sa morskom vodom. Od sekundarnih minerala dominiraju: hlorit, zeoliti i kalcit, ali se sreću i pumpelit, prenit, epidot itd.

Alkalni bazalti okeanskih ostrva grade dva diferencijaciona trenda:

- nezasićen silicijumom, u kojem su alkalne bazične stene asocirane sa fonolitima, i
- prezasićen silicijumom, u kojem se javljaju rioliti.

Većina alkalnih svita je nezasićena silicijom i sa fonolitima kao krajnjim diferencijatima. Ove stene javljaju se u Atlantiku (Kanarska ostrva), Svetoj Jeleni, u Pacifiku (Havaji, Tahiti), Indijskom okeanu itd. U Havajskom vulkanskom lancu dominiraju alkalni bazalti, nefeliniti, melilit-nefeliniti i bazaniti koji se smenjuju sa toleitskim bazaltima.

Azorska ostrva i ostrvo Ascension u Atlantiku primer su dobro proučenih alkalnih stena sa silicijom prezasićenim diferencijatima (alkalni bazalti Azora fracionišu do alkalnih riolita-komendita). Stene ovog hemizma u okeanskim područjima su retke, a njihova geneza je vrlo složena.



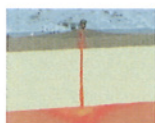
HEMIJSKI SASTAV VULKANSKIH STENA OKEANSKIH OSTRVA

Hemijski sastav stena okeanskih ostrva varira. Za diskusiju o hemizmu, na osnovu sadržaja pojedinih mikroelemenata i izotopa, odabrane su stene koje se najčešće javljaju u okeanskim ostrvima, toleitski i alkalni bazalti (Tabela 10).

Magme iz kojih kristališu stene okeanskih ostrva, kao što je pomenu- to, nastaju parcijalnim stapanjem dubljeg, neosiromašenog dela omotača gde olivini, plagioklasi, klinopirokseni i magnetit zaostaju kao čvrsta faza zadržavajući kompatibilne elemente, naročito nikl i hrom, zbog čega stene okeanskih ostrva imaju vrlo niske sadržaje ovih mikroelemenata. Nikl je vrlo dobar indikator za izdvajanje olivina zbog velikog koeficijenta odeljivanja u

%	Toleiti		Alkalni bazalti		MORB
	Kilauea	Manua Loa	Hualalai	Kohala	
SiO ₂	50.51	51.63	46.37	47.52	48.77
TiO ₂	2.63	1.94	2.40	3.29	1.15
Al ₂ O ₃	13.45	13.12	14.18	15.95	15.90
Fe ₂ O ₃	1.78	2.58	4.09	7.16	1.33
FeO	9.59	8.48	8.91	5.30	8.62
MnO	0.17	0.17	0.19	0.19	0.17
MgO	7.41	8.53	9.47	5.18	9.67
CaO	11.18	9.97	10.33	8.96	11.16
Na ₂ O	2.28	2.21	2.85	3.56	2.43
K ₂ O	0.49	0.33	0.93	1.29	0.08
P ₂ O ₅	0.28	0.22	0.28	0.64	0.09
H ₂ O	-	-	-	1.16	0.30
Mikroelementi (ppm)					
La	13.4	7.58	18.8	38.0	2.10
Ce	36.5	21.0	43.0	85	-
Sm	6.14	4.40	5.35	11.8	1.06
Eu	1.88	1.60	1.76	3.5	1.06
Yb	1.98	1.98	1.88	3.08	3.20
Rb	9.2	4.9	22	26	0.56
Sr	371	273	500	650	88.7
Ba	150	75	300	340	4.2
Hf	4.39	3.34	3.00	8.5	-
Zr	115	119	186	351	-
Nb	17	8	16	36	-
Y	25	23	21	39	-
Th	1.27	0.50	1.20	2.9	-
Pb	5	6	1	5	-

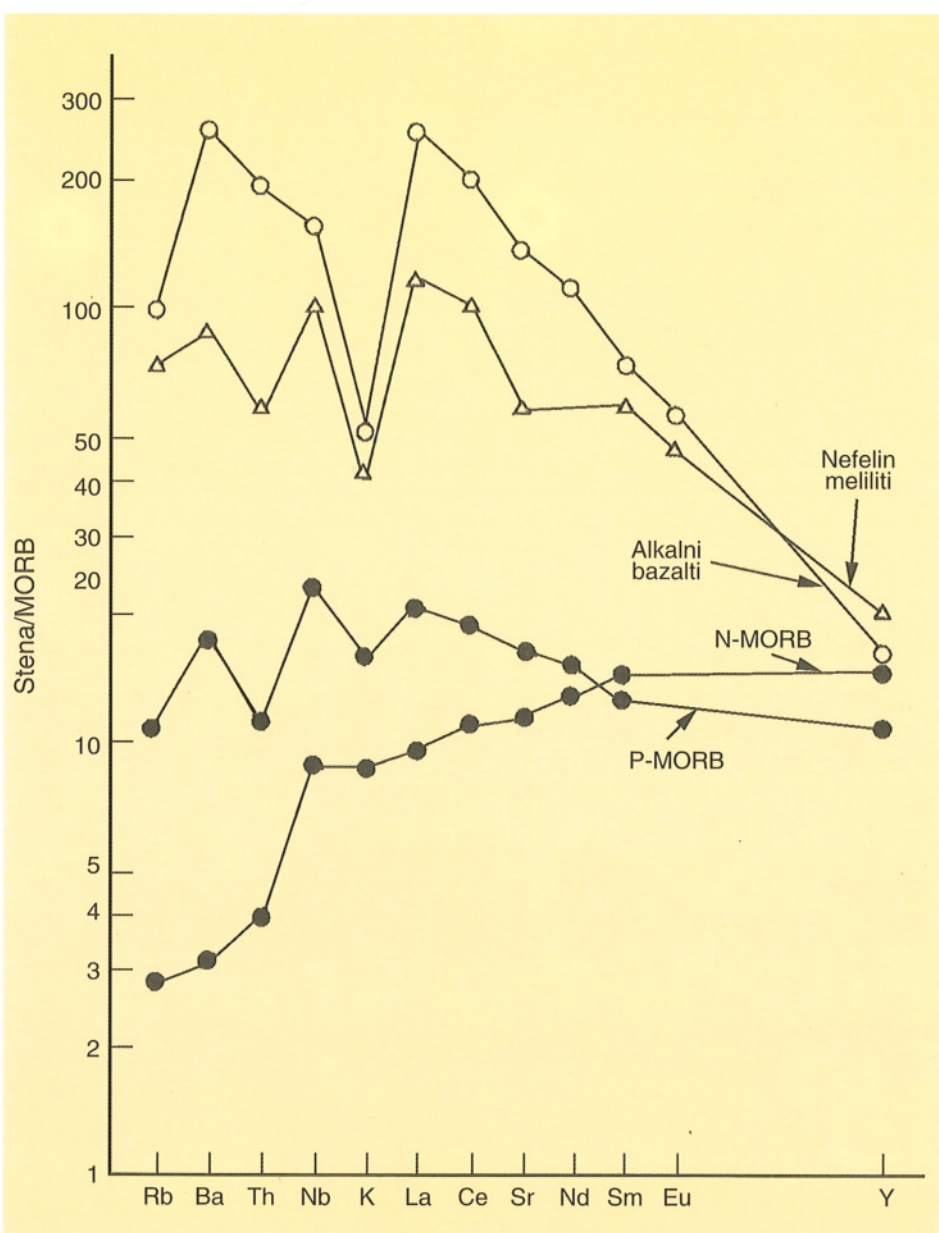
Tabela 10 Hemijski sastav toleitskih i alkalnih bazalta okeanskih ostrva Havaja i prosečan sastav bazalta srednjeokeanskih riftova (MORB-a), (Schilling i drugi, 1983)



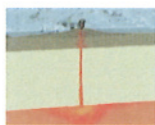
sistemu čvrsta faza-rastop. Hrom se takođe dobro koreliše sa olivinom, ali je njegov sadržaj nizak i zbog odsustva Cr-spinela u stenama okeanskih ostrva.

U parcijalnom rastopu akumuliraju se inkompatibilni elementi koji nisu mogli ući u strukture glavnih minerala. Zbog toga alkalni bazalti i nefelin meliliti Havajskih ostrva imaju visok sadržaj inkompatibilnih mikroelemenata (Rb, Ba, Th, Nb, K itd.), znatno viši od bazalta srednjeokeanskih riftova (sl. 96).

Visok sadržaj elemenata retkih zemalja u stenama okeanskih ostrva takođe je zbog njihove inkompatibilnosti. On je znatno viši od bazalta srednjeokeanskih riftova, što se slaže sa pretpostavkom da ove stene vode poreklo iz neosiromašenog dela omotača. Iz istog izvora, kao što je pomenuto u ranijem poglavlju, potiču i bazalti generisani unutar kontinentalnih ploča.



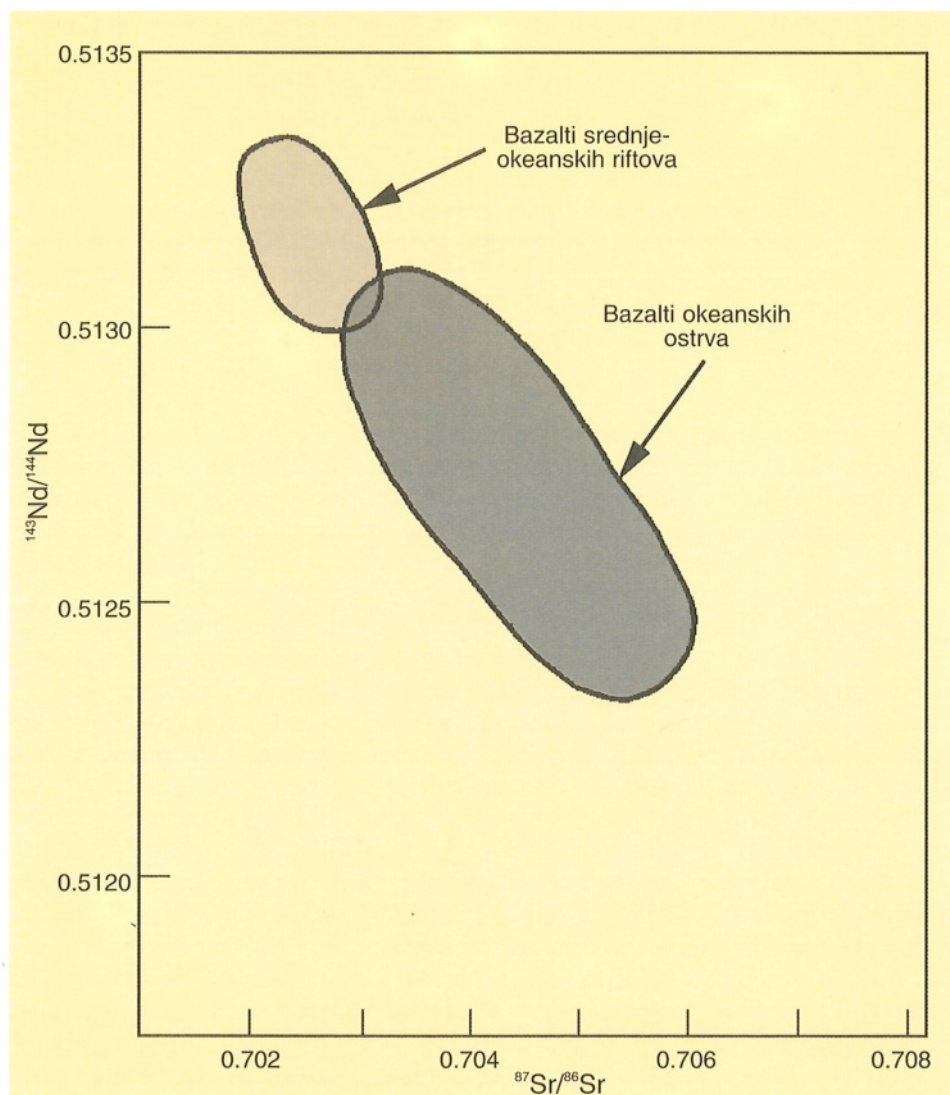
Sl. 96 Sadržaj mikroelemenata u alkalnim bazaltima i nefelin melilitima Havajskih ostrva i bazalta srednjeokeanskih riftova (Sun, 1980)



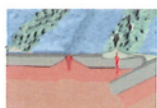
Na hemijski sastav vulkanskih stena okeanskih ostrva utiče i frakciona kristalizacija na niskim pritiscima. Svi veći aktivni vulkani okeanskih ostrva imaju plitke magmatske rezervoare u kojima dolazi do frakcione kristalizacije magmi i verovatno kontaminacije sa okeanskom korom. Dokaz za frakcionu kristalizaciju na niskim pritiscima je dobra korelacija između glavnih elemenata i mikroelemenata i prisustvo kumulata zrnastih stena, sastava od gabrova do peridotita (duniti, pirokseniti i verliti) koji su kristalisali na dnu ili po obodu magmatskog rezervoara u kojima su ove magme smeštene.

Sadržaj izotopa u stenama okeanskih ostrva varira i generalno je viši u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova (sl. 97).

Bazalti okeanskih ostrva Tristan da Cunha i Havaja, prema sadržaju izotopa imaju odlike primarnog materijala omotača, ali neka okeanska ostrva Atlantika, Sveta Helena, Tibuai itd. imaju visoke sadržaje izotopa Sr i Nd, zbog čega pojedini autori smatraju da su ove stene kontaminirane okeanskom korom, pa čak i kontinentalnom korom.



Sl. 97 Odnos sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ u bazaltima srednjeokeanskih riftova i bazalta okeanskih ostrva (Staudigel i drugi, 1984)



BASENI IZA LUKA (BACK-ARC BASINS)

UVOD

Baseni iza luka (*back arc basins*) ili marginalni baseni su odvojeni baseni ili serije basena smeštenih iza ostrvskih lukova (Karig, 1971). Pravac pružanja basena iza lukova približno je paralelan pravcu pružanja rovova većine ostrvskih lukova i ukazuje na tesnu vezu sa razvojem subdukcionog sistema. Mehanizam stvaranja basena iza luka veoma je sličan nastanku srednjeokeanskih riftova, ali je širenje okeanskog dna uzrokovano podvlačenjem okeanske ploče pod okeansku ploču.

Baseni iza lukova su okeanski fenomen. Veoma retko se javljaju i sa kopnene strane, iza aktivne kontinentalne margine, kada ne dolazi do stvaranja okeanske kore.

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, Scotia itd., sl. 98).

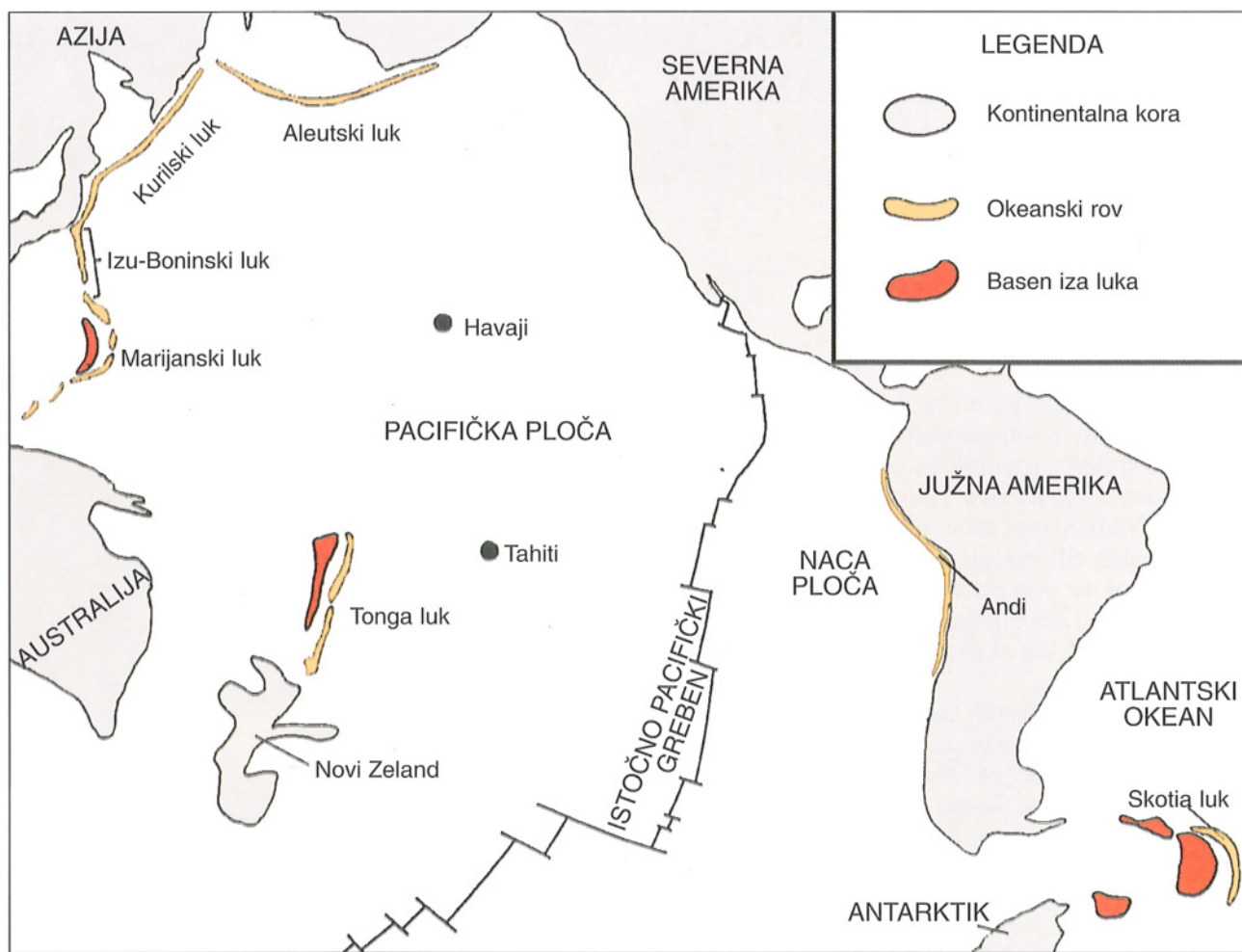
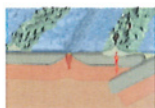
STVARANJE BASENA IZA LUKA

Basen iza luka nastaje izdizanjem omotača (astenosfere) ispod ostrvskog luka. Ne postoji usaglašeno mišljenje usled čega se izdizanje javlja. Toksoz i Bird (1977) smatraju da subdukovana ploča „podizče” gornji deo omotača (astenosferu), koja se nalazi iznad nje, i zbog toga dolazi do otcepljenja (riftovanja) ostrvskog luka i stvaranja basena iza luka.

Vulkanizam ostrvskog luka prestaje u vreme otvaranja područja basena iza luka i ukazuje da „dijapir” omotača verovatno prekida dovodni kanal magmi iz izvornog područja (Crawford i drugi, 1981).

Nastanak basena iza luka može biti i polifazan - kada se stvara više basena sa ostacima ostrvskih lukova (Filipini).

Jedan idealizovan model nastanka basena iza luka prikazan je na sl. 99. Ostrvski luk mora postojati pre stvaranja basena iza luka (sl. 99A). Formiranje basena iza luka počinje riftovanjem ostrvskog luka, tj. njegovim deljenjem (cepanjem) i utiskivanjem bazičnih magmi iz gornjeg dela omotača i astenosfere (sl. 99B). Mehanizam riftovanja je identičan kao i kod stvaranja srednjeokeanskih grebena. Daljim deljenjem ostrvskog luka (sl. 99C) riftna zona se širi i omogućava utiskivanje bazaltnih magmi i stvaranje nove okeanske kore (sl. 99D). U basenima iza luka je, slično okeanskim ostrvima, visok prinos toplote (*high heat flow*) i tanka okeanska litosfera. Pojedini autori smatraju da neki ofiolitski kompleksi predstavljaju obdukovane fragmente okeanske litosfere basena iza luka, pre nego tektonski smeštene delove okeanske litosfere iz prostranih okeanskih područja (Dewey, 1976, Saunders i drugi, 1979; Crawford i drugi, 1981).



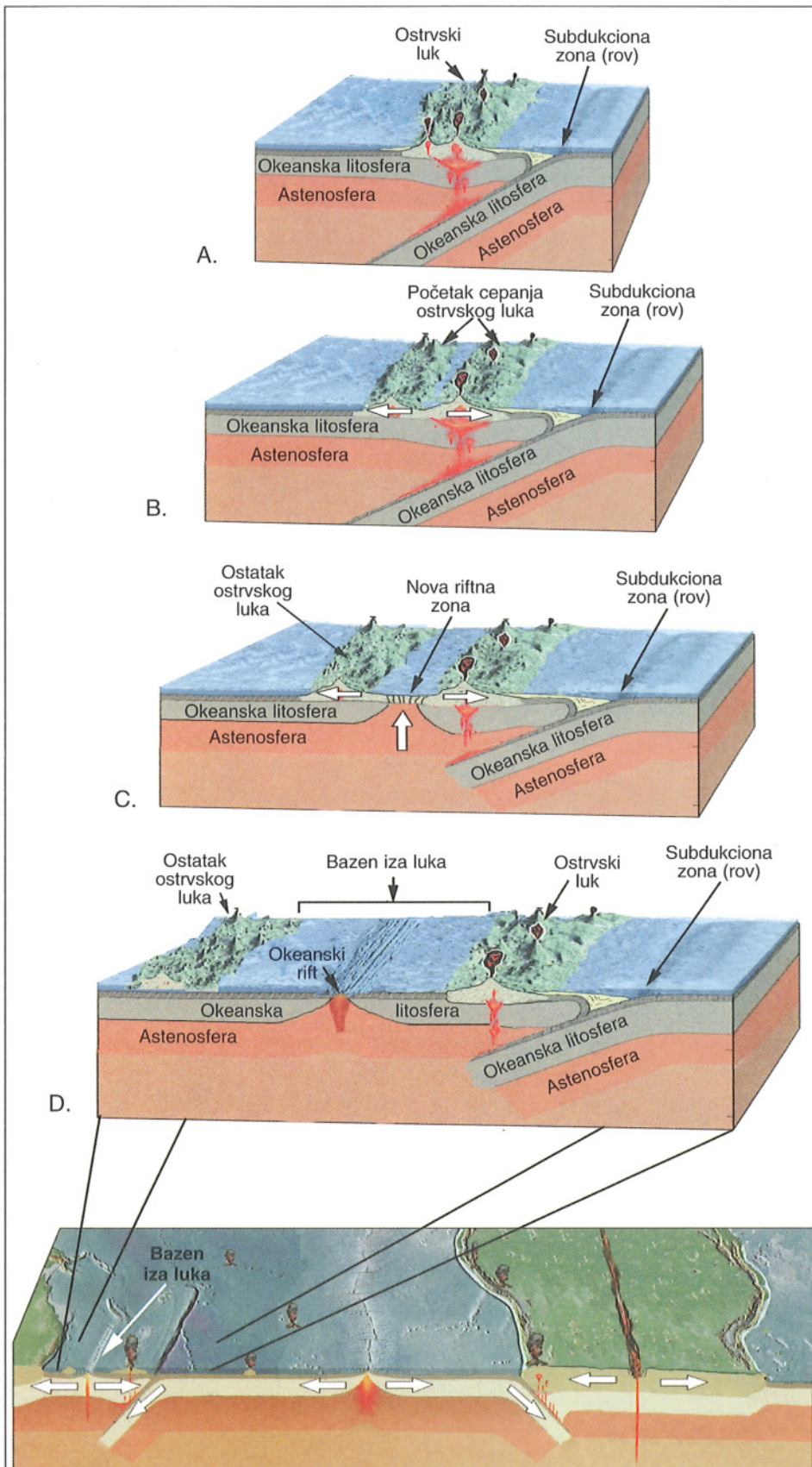
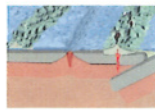
Sl. 98 Položaj većih basena iza luka

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

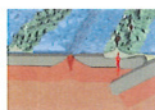
PETROGRAFIJA VULKANSKIH STENA BASENA IZA LUKA

Bazalti su najzastupljenije vulkanske stene u basenima iza luka. Strukture su porfirske, sa krupnim, obično resorbovanim fenokristalima olivina, piroksena i plagioklasa, koji leže u fino zrnjoj, nekad staklastoj osnovnoj masi. Sastav plagioklasa varira od An_{60} do An_{90} , dok su u osnovnoj masi više natrijski. Olivin je homogen, sastava Fo_{86-88} , i bogatiji gvoždem od olivina iz omotača. U basenima iza luka javljaju se i sedimentne stene. Piroklastiti (breče i tufovi) se stvaraju bliže riftnoj zoni, a pelaški i biogeni sedimenti se talože dalje od nje.

U basenima iza lukova javljaju se i boniniti. U primitivnim, slabo izdiferenciranim članovima ovih stena, glavni minerali su olivin i polisintetički



Sl. 99 Stvaranje basena iza luka



bližnjen klinoenstatit sa čestim reakcionim rubovima. Jače diferencirani boniniti nemaju olivin, ali sadrže fenokristale hornblende i bazične plagio-klase (Crawford i drugi, 1981).

HEMIJSKI SASTAV VULKANSKIH STENA BASENA IZA LUKA

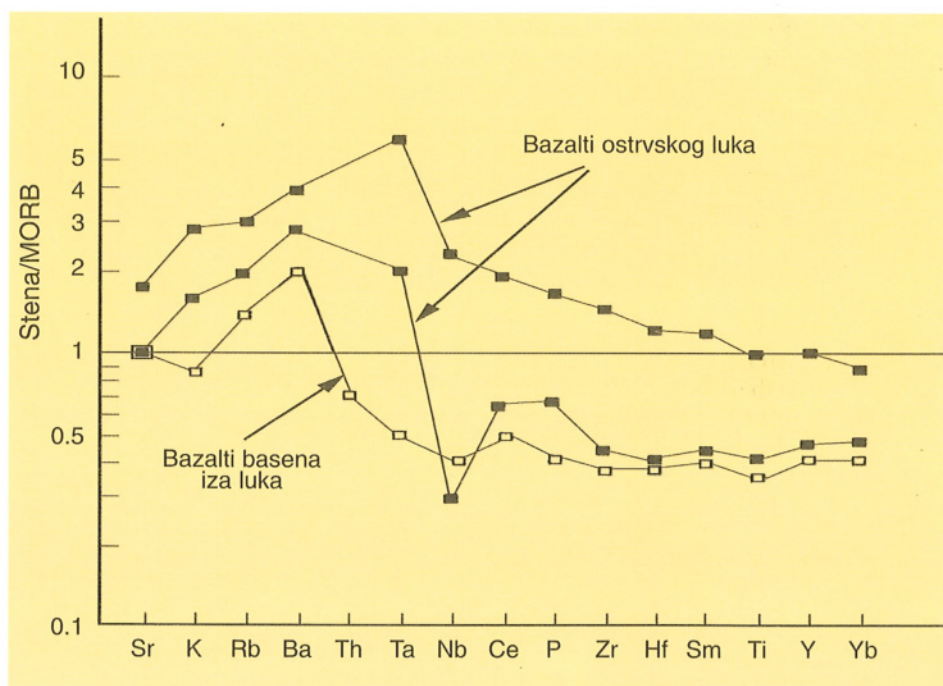
Hemizam magmi formiranih u basenu iza luka zavisi od sastava omotača, sastava subdukovane okeanske litosfere i količine vode. Fluidi oslobođeni iz subdukovane okeanske kore imaju velikog uticaja na stvaranje i hemijski sastav magmi u basenima iza luka, naročito u ranom stadijumu razvoja riftne zone, tj. u početku stvaranja nove okeanske kore, ali su bez većeg uticaja kada je basen jednom otvoren.

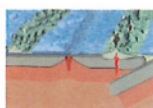
Bazaltne magme basena iza luka po sastavu variraju od toleitskih do subbalkalnih bazalta, sa gotovo identičnim sadržajem glavnih elemenata, kao i bazalti srednjeokeanskih riftova. Zbog toga pojedini autori smatraju da bazalti basena iza luka potiču iz istog dela gornjeg omotača koji je i izvor bazalta srednjeokeanskih riftova (Pineeau i drugi, 1976; Hawkesworth i drugi, 1977; Saunders i Tarney, 1979).

Bazalti basena iza luka sadrže od 49 do 54% SiO_2 , od 0.5-1.5% TiO_2 , 7-8% MgO itd. U tabeli 11 prikazan je hemizam bazalta basena iza luka Istočnog Skotia mora, a radi poređenja, dat je i sastav bazalta srednjeokeanskih riftova južnog Atlantika (Humphris i drugi, 1985).

U poređenju sa N-tipom bazalta srednjeokeanskih riftova, bazalti basena iza luka imaju veći sadržaj krupnih katjona male valence: K, Rb, Ba, Sr, za koje se smatra da su transportovani u izvorni materijal fluidima iz subdukovane kore (sl. 100). Obogaćenje pomenutim mikroelementima, međutim, može biti i zbog manjeg stepena parcijalnog stapanja omotača pri obrazovanju magmi.

Sl. 100 Sadržaj mikroelemenata u bazaltima iza luka i bazalta ostrvskog luka Istočnog Skotovog mora, normalizovan na sastav MORB-a (Saunders i Tarney 1979; Pearce, 1983)

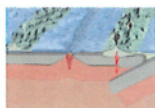




Boniniti su visokosilicijske (više od 55% SiO₂) i visokomagnezijske (više od 9% MgO) stene sa povišenim sadržajem kompatibilnih mikroelemenata (Ni=70-450 ppm, Cr=200-1800 ppm) i vrlo niskim sadržajem titana (manje od 0.3%), (Crawford i drugi, 1981; Hickey i Frey, 1982). Uprkos visokom sadržaju SiO₂, smatra se da boninitske magme nisu stvorene frakcionom kristalizacijom poput bazalta ostrvskih lukova, već predstavljaju primarne magme nastale visokim stepenom parcijalnog stapanja omotača

%	Bazalti Istočnog Skotia mora				Bazalti ostrvskog luka J.Sendvičkog ostrva	Bazalti srednjeokeanskih riftova Južnog Atlantika	
	1	2	3	4	1	E-MORB	N-MORB
SiO ₂	50.36	50.70	51.00	53.84	51.03	51.22	50.40
TiO ₂	1.46	1.29	1.02	0.61	0.82	1.62	1.26
Al ₂ O ₃	16.36	16.58	17.90	14.51	15.76	15.87	17.20
Fe ₂ O ₃	9.07	8.43	7.54	9.24	11.06	10.66	10.24
MnO	0.16	0.16	0.14	0.17	0.21	0.17	0.17
MgO	7.36	7.67	7.37	7.71	6.30	7.51	7.72
CaO	10.84	11.12	10.70	10.80	10.72	11.04	11.98
Na ₂ O	3.39	3.15	2.72	1.79	2.40	2.69	2.51
K ₂ O	0.43	0.34	0.57	0.24	0.18	0.38	0.08
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.15	0.08	0.13	0.18	0.10
Mikroelementi (ppm)							
Cr	270	270	196	295	100	229	267
Ni	64	63	66	42	14	127	127
Rb	6	5	8	4	3	8	2
Ba	77	49	83	55	57	74	20
Sr	212	193	195	123	133	151	117
Zr	130	107	84	40	29	117	91
Hf	2.9	2.6	2.0	0.98	-	-	-
Nb	8	3	3	1	1	7.2	2
Ta	1.1	0.78	0.82	0.36	-	-	-
Zn	68	68	69	71	79	74	67
Ga	15	17	13	12	-	-	-
La	7.83	-	5.71	-	1.59	6.87	2.63
Ce	19.0	16.1	13.3	6.45	4.99	21.4	9.1
Nd	13.1	11.1	8.98	4.56	4.39	13.5	7.7
Sm	3.94	3.29	2.76	1.46	1.62	4.69	2.77
Eu	1.44	1.25	1.00	0.56	0.69	1.59	1.24
Gd	4.87	-	3.49	1.99	2.36	6.8	4.5
Dy	5.24	4.69	3.87	3.38	2.88	6.4	-
Er	3.20	3.03	2.48	1.58	1.91	-	-
Yb	3.02	2.67	2.45	1.59	1.84	3.60	3.19
Y	30	29	24	14	18	37	34

Tabela 11 Hemijski sastav bazalta basena iza luka Istočnog Skotia mora (Saunders i Tarney, 1979), tipičnog bazalta Južno Sendvičkog ostrvskog luka i bazalta srednjeokeanskog rifta južnog Atlantika (Luff, 1982)

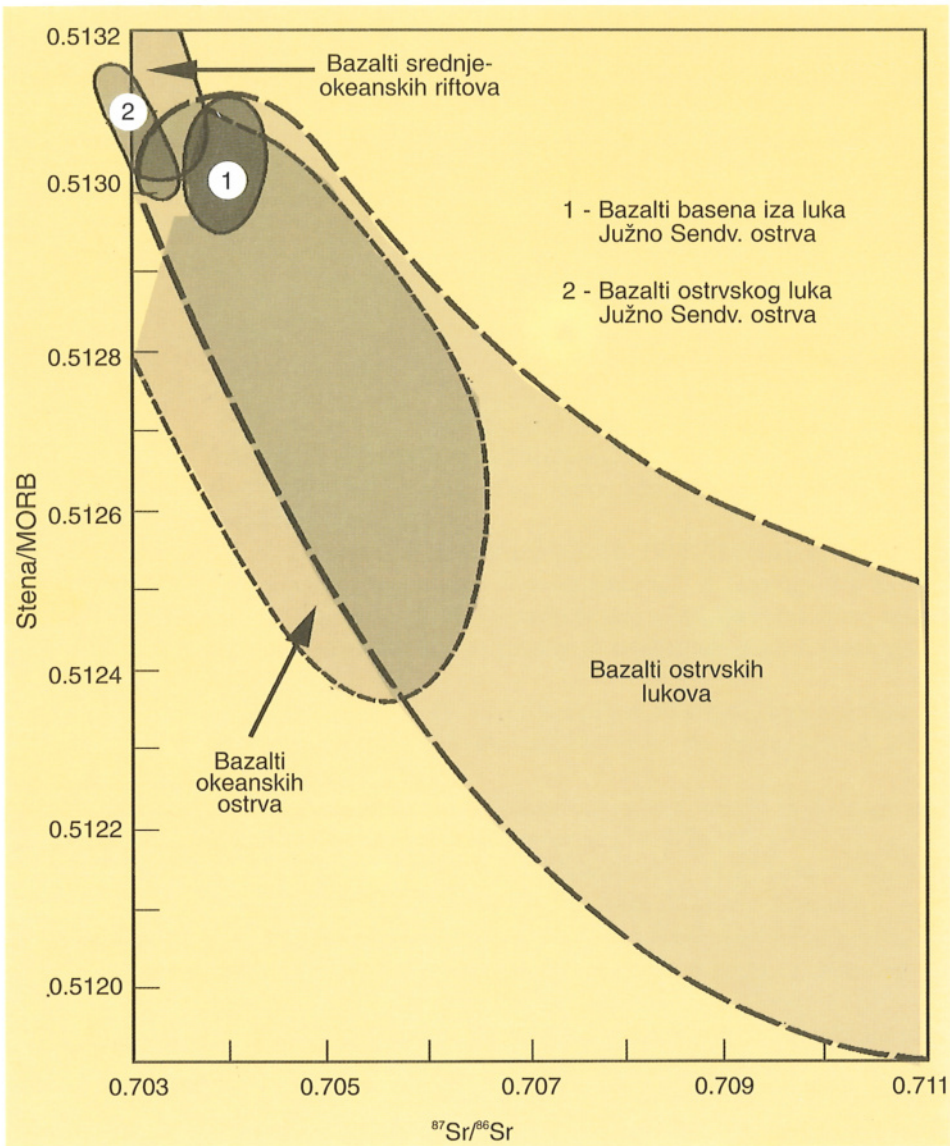
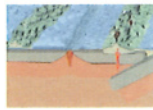


(preko 30%), pri čemu su kao refraktorni minerali zaostali olivini i ortopirokseni. U tabeli 12 dat je sadržaj glavnih elemenata i mikroelemenata ovih stena sa ostrva Bonin (u Japanu), (*Hickey i Frey, 1982*).

Bazalti basena iza luka imaju sličan odnos sadržaja izotopa $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ kao i bazalti srednjeokeanskih riftova, ali se on razlikuje od bazalta ostrvskih lukova (sl. 101), verovatno zbog uticaja fluida iz subdukovane ploče obogaćene ovim izotopima (*Hawkesworth i drugi, 1977*).

Tabela 12 Hemijski sastav boninita sa ostrva Bonin (Japan) (*Hickey i Frey, 1982*) i andezita ostrvskog luka Južno Sendvičkog ostrva (*Luff, 1982*)

%	Boniniti					Andeziti ostrvskog luka
	1	2	3	4	5	1
SiO ₂	52.73	58.43	58.46	59.69	69.56	58.58
TiO ₂	0.12	0.15	0.10	0.29	0.33	0.72
Al ₂ O ₃	10.61	11.35	13.37	14.44	13.26	17.52
Fe ₂ O ₃	-	-	-	1.67	0.87	-
FeO	8.80	8.57	8.27	6.73	5.16	-
Mno	-	0.12	-	0.23	0.12	0.14
MgO	12.27	11.40	9.39	5.71	1.65	3.43
CaO	9.69	7.76	8.11	8.38	4.80	7.55
Na ₂ O	0.87	1.74	1.59	2.28	3.27	3.11
K ₂ O	0.33	0.51	0.70	0.51	0.95	0.92
P ₂ O ₅	-	-	-	0.07	0.04	0.19
Mikroelementi (ppm)						
Sc	45.1	37.4	36.2	25.9	32.0	-
V	145	164	174	-	-	-
Co	46.1	41.7	37.3	31.6	12.4	25
Cr	888	832	538	208	<5	40
Ni	111	205	140	-	-	7
Rb	7.5	10.5	12.2	11.1	20.0	21
Sr	58.7	68.3	97.2	85.7	113.5	204
Ba	20.2	28.2	30.0	27.9	55.8	200
Y	2	5	4.9	8	7	24
Zr	11	19	25.4	30	44	91
Hf	0.31	0.54	0.69	0.88	1.34	-
La	0.71	0.95	1.27	1.13	1.82	6.24
Ce	1.62	2.16	2.57	2.69	3.96	16.76
Nd	0.97	1.47	1.65	1.95	2.69	10.37
Sm	0.27	0.43	0.43	0.62	0.77	3
Eu	0.11	0.15	0.15	0.23	0.27	0.77
Tb	0.10	0.1	0.1	0.16	0.19	-
Yb	0.48	0.66	0.59	0.89	1.08	2.99
Lu	0.08	0.11	0.10	0.15	0.19	-



Sl. 101 Odnos sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ u bazaltima basena iza luka Južnih Send. ostrva, bazalta okeanskih ostrva i bazalta ostrvskih lukova (Hawkesworth i drugi, 1977)

LITERATURA

- Allen, J. C. & Boettcher, A., 1978. Amphibolites in andesites and basalt II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fCO₂. *Am. Mineral.* 63, 1074-87.
- Amstutz, G. C., 1974. Spilites and spilitic rocks. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg & New York, 482 pp.
- Anderson, R. N., Delong, S. E. & Schwartz, W. M., 1978. Thermal model for subduction with dehydration in downgoing slab. *J. Geology*, 86, 731-9.
- Anderson, R. N., Delong, S. E. & Schwartz, W. M., 1980. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zone. *J. Geology*, 88, 445-51.
- Anderson A. T., Morin, M., 1969. Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. *Mem.N.Y.State Mus.Sci.Serv.* 18, 57-69.
- Arculus, R. J & Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys.* 91, 5913-26.
- Arndt, N. T & Nisbet, E. G., 1982. What is komatite? pp 19-27 in *Komatites* (eds. N.T. Arndt & E. G. Nisbet), George Allen & Unwin, London.
- Bailey, D. K. & Schairer, J. F., 1966. The system Na₂O-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks. *J. Petrology*, 7, 114-70.
- Bailey, D. K., 1985. Fluids, melts, flowage and styles of eruption in alkaline ultramafic magmatism. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88, 449-457.
- Baker, B. H., Goles, G. G., Leeman, W. P. & Lindstrom, M. M., 1977. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoerite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya, C.M.P. 64, 303-32.
- Baker, P. E., 1982. Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. In Thorpe, op.cit., 11-23.
- Barberi, F. G., Ferrara, R., Santacroce, Treuil, M. & Varet, J., 1975. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina Centre, (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrology*, 16, 22-56.
- Barberi, F., Santacroce, R. & Varet, J., 1982. Chemical aspects of rift magmatism. In continental and oceanic rifts, G. Palmason (ed), 223-58. Washington DC: American Geophysical Union.
- Barker, F., Wones, D. R., Sharp, W. N. & Desborough, G.A., 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range and a model for the origin of the gabbro - anorthosite - syenite - potassic granite suite. *Precambrian Res.* 3, 97-160.
- Barsdell, M., Smith, I. E. & Sporli, K.B., 1982. The origin of reversed geochemical zoning in the Northern New Hebrides volcanic arc. *Contr. Mineral. Petrol.* 81, 148-55.

-
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I. G. & Piccirillo, E.M. 1984.* Flood basalt to rhyolite suites in southern Parana, Plateau (Brazil); palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrology*. 25, 579-618.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Markes, L. S., Melfi, A. J., Nardy, R., Papatrechas, C., Piccirillo, E. M., Roisenberg, A. & Stolfi, D., 1986.* Petrogenetic aspects of acid and basaltic lava from Parana Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrological relationships. *J. Petrology* 27, 915-44.
- Bender, J. F., Hodges, F. N & Bence, A. E., 1978.* Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 277-302.
- Bergman, S. C., 1987.* Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In *Alkaline igneous rocks*, J.G. Fitton & B.G.J. Upton (eds), 103-89. *Geol. Soc. Sp. Publ.* 30.
- Boettcher, A.L. & O'Neil, J. R., 1980.* Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphibolites and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. *Am. J. Sci.* 280a, 594-621.
- Bosworth, W., 1985.* Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, 316, 625-7.
- Bougault, H., Joron, J. I. & Treuil, M., 1980.* The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A* 297, 203-13.
- Bryan, W. B., 1983.* Systematic of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: petrologic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 62-74.
- Burke, K., and Sengor, A. M. C., 1979.* Review of plate tectonics. *Revs. Geophys. Space Phys.*, 17, 1081-1090.
- Cann, J. R., 1969.* Spilites from the Carlzberg Ridge, Indian Ocean. *J. Petrology*. 10, 1-19.
- Cann, J. R., 1970.* New model for structure of ocean crust. *Nature*. 226, 928-30.
- Cawthorn, R. G. & O'Hara, M. J., 1976.* Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis. *Am. J. Sci.* 276, 309-29.
- Clague, D.A., 1987.* Hawaiian alkaline volcanism. In *Alkaline igneous rocks*. J.G. Fitton & B.G.J. Upton (eds), 227-52. *Geol. Soc. Sp. Publ.* 30.
- Cleverly, R.W., Betton, P.J. & Bristow, J.W., 1984.* Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites. *Sp. Publ. Geol. Soc. S. Afr.* 13, 171-94.
- Cordell, L., 1978.* Regional geophysical setting of the Rio Grande rift. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, 1073-90.
- Cox, A. & Hart, R.B., 1986.* *Plate tectonics*. Palo Alto: Blackwell Scientific, 392pp.
- Crawford, A.J., Beccaluva, L. & Serri, G., 1981.* Tectonomagmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the region of boninites. *Earth Planetary Sci. Lett.* 54, 346-56.
- Cross, T. A., & Pilger, R. H. (Jr.), 1982.* Controls of subduction geometry, location of magmatic arc, and tectonics of arc and back-arc regions. *Bull. Geol. Soc. Am.* 93, 545-62.
- Cundari, A., 1980.* Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: facts or fashion? (Replay to A. D. Edgar's discussion paper.). *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 432-4.
- Davies, G. R. & Lloyd, F. E., 1988.* Pb-Sr-Nd isotope and trace element data bearing on the origin of the potassic subcontinental lithosphere beneath
-

-
- south west Uganda. In Proc. 4th Int. Kimberlite Conf., Perth. Western Australia. Oxford: Blackwell Scientific.
- Davidson, J. P., 1985. Mechanism of contamination in Lesser Antilles island arc magmas from radiogenic and oxygen isotope relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 163-74.
- Davidson, J. P., 1986. Isotopic and trace element constraints on the petrogenesis of subduction related lavas from Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys.* 91, 5943-62.
- Dawson, J. B., 1987. The Kimberlite clan: relationship with olivine and leucite lamproites and inferences for upper-mantle metasomatism. In *Alkaline igneous rocks*. J.G. Fittton & B.G.J. Upton (eds), 95-101. *Geol. Soc. Sp. Publ.* 30.
- DePaolo, D. J. & Johnson, R. W., 1979. Magma genesis in the New Britain island arc: constraints from Nd and Sr isotopes and trace elements patterns. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 367-79.
- Dickinson, W. R. & Hatherton, T., 1967. Andesitic volcanism and seismicity around Pacific. *Science*. 157, 801-3.
- Edgar, A. D., 1980. Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: discussion. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 429-31.
- Egger, A. D. & Burhman, C.W., 1973. Crystallisation and fractionation trends in the system andesite-H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10 kb. *Bull. Geol. Soc. Am.* 84, 2517-32.
- Engel, A. E., Engel, C. G. & Havens, R. G., 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. *Bull. Geol. Sov. Am.* 76, 719-34.
- Eward, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. R.S. Tholpe (ed.), 26-87. Chichester: Wiley.
- Fairhead, J. D. & Reeves, C. D., 1977. Teleseismic delay times, Bouger anomalies and inferred thickness of the African lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 63-76.
- Flower, M. F. J., 1981. Thermal and kinematic control on ocean-ridge magma fractionation contrasts between Atlantic and Pacific spreading axes. *J. Geol. Soc. Land.* 138, 695-712.
- Fodor, R. V., 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and common mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84, 423-30.
- Fowler, C. M. R., 1976. The crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge crest at 37°N. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 47, 459-91.
- Gill, R. C. O., 1973. Mechanism for the salic magma bias of continental alkaline provinces. *Nature Phys. Sci.* 242, 41-42.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin: Springer-Verlag, 358 pp.
- Green, T. H. & Ringwood, A. E., 1968. Genesis of the calcalkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 163-74.
- Hagerty, S. E. & Tompkins, L. A., 1983. Redox state of the Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites. *Nature*, 303, 295-300.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In *Collision tectonics*, M.P. Coward & A.C. Ries (eds), *Geol. Soc. Sp. Publ.* 19, 67-81.
- Hawkesworth, C. J., O'Nions, R. K., Pankhurst, R. J., Hamilton, P. J. & Evensen, N. M., 1977. A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 253-62.
-

-
- Hawkesworth, C. J. & Powell, M., 1980. Magma genesis in the Lesser Antiles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51, 297-308.
- Hawkesworth, C. J., Erlank, A. J., Marsh, J. S., Menzies, M. A. & Van Calsteren, P., 1983. Evolution of the continental lithosphere evidence; from volcanics and xenoliths in Southern Africa. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, C. J. Hawkesworth & M. J. Norry, (eds.), 111-38. Nantwich: Shiva.
- Hawkesworth, C. J., Rogers, N. W., Van Calsteren, P. & Menzies, M. A., 1984. Mantle enrichment processes. *Nature* 311, 331-5.
- Hekinian, R., 1982. *Petrology of the ocean floor*. Amsterdam: Elsevier, 393 pp.
- Hess, H. H., 1962. History of ocean basins. In *petrological studies: a volume in honor of A. F. Buddington*, A. E. J. Engel et al. (eds.), *Geol. Soc. Am. Boulder, Colorado*, 599-620.
- Hickey, R. I. & Frey, F. A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2099-115.
- Holloway, J. R. & Burham, C. W., 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure, *J. Petrology*. 13, 1-29
- Humphris, S. E. & Thomson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater, *G.C.A.* 42, 107-25.
- Humphris, S., Thomson, E. G., Schilling, J. G. & Kingsley, R. A., 1985. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 460S and 320S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 49, 1445-64.
- James, D. E., 1981. The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indications of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 9, 311-44.
- Jaques, A. L. & Green, D. H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 287-310.
- Jarrad, R. D., 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.* 24, 217-84.
- Karig, D. E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.* 76, 2542-61.
- Kuno, H., 1959. Plateau basalts. In *The Earth's crust and upper mantle*, P. Hart, (ed.), 495-501. *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 13.
- Leeman, W. P., 1983. The influence of crustal structure on compositions of subduction-related magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 561-88.
- Leeman, W. P. & Hawkesworth, C. J., 1986. Open magma systems: trace element and isotopic constraints. *J. Geophys. Res.* 91, 5901-12.
- Le Bas, M. J., 1977. *Carbonatite-nephelinite volcanism*. John Wiley & Sons, London & New York, 347 pp.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A. & Hart, S. R., 1983. Geochemistry and petrogenesis of lavas erupted along the south-west Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East. *J. Petrol.* 24, 267-318.
- Liou, L., 1976. The post-spinel phase of forsterite. *Nature*, 262, 770-772.
- Liou, L., 1979. Phase transformations and the constitution of the deep mantle. In M. W. McElhinny, editor, *The Earth: In Origin, Structure, and Evolution*. London: Academic Press, pp. 177-202.
- Luff, I. W., 1982. *Petrogenesis of the island arc tholeiite series of the South Sandwich Islands*. Unpubl. PhD thesis, Univ. Leeds, UK.
- Macdonald, G. A. & Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5, 82-133.
-

-
- Maloe, S., 1985. Principles of igneous petrology. Berlin: Springer -Verlag, 371 pp.
- Mantovani M. S. M., Marques, L., De Sousa, M. A., Civetta, L., Atalla, L. & Innocenti, F., 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.* 26, 187-209.
- Marsh, B. D. & Carmichael, I. S. E., 1974. Benioff zone magmatism. *J. Geophys. Res.* 79, 1196-206.
- Mason, G. H., 1985. The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Peru. In *Magmatism at a plate edge*, W. S. Pitcher, M. P. Atherton, E. J. Cobbing, R. D. Beckinsale (eds.), 156-66. London: Blackie.
- McKenzie, D. P., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.* 25, 713-65.
- McKenzie, D. P., 1985. The extraction of magma from crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 81-91.
- Melson, W. G. & Van Andel, T. H., (1966): Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 220 latitude. *Mar. Geol.* 4, 165-86.
- Menzies, M. A., 1983. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, C. J. Hawkesworth & M. J. Norry, (eds.), 92-110. Nantwich: Shiva.
- Menzies, M. A., Leeman, W. P. & Hawkesworth, C. J., 1984. Geochemical and isotope evidence for the origin of continental flood basalts with particular evidence to the Snake River Plain, Idaho, U. S. A. *Phil. Trans. R. Soc. Land.* A310, 643-60.
- Mitchell, R. H., 1986. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York: Plenum Press, 442 pp.
- Moore, J. G., 1965. Petrology of deep sea basalt near Hawaii. *Am. J. Sci.* 263, 40 - 52.
- Morgan, W. J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. *Geol. Soc. Am. Mem.* 7-22.
- Mysen, B. O. & Kushiro, I., 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Am. Mineral.* 62, 843-65.
- Mysen, B. O., 1978. The role of descending plate in the formation of andesite melts beneath island arcs, *C.I.W.Yb.* 77, 797-801.
- Nisbet, E. G. & Fowler, C. M. R., 1978. The Mid-Atlantic Ridge at 370 and 450N: some geophysical and petrological constraints. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 54, 631-60.
- Norry, M. J., Truckle, P. H., Lippard, S. J., Hawkesworth, C. J., Weaver, S. D. & Marriner, G. F., 1980. Isotopic and trace element evidence from lavas bearing on mantle heterogeneity beneath Kenya. *Phil. Trans. R. Soc. Land.* A297, 259-71.
- Ocala, L. C. & Meyer, R. P., 1972. Crustal low velocity zone under the Peru-Bolivia Altiplano. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 30, 199-209.
- O'Hara, M. J., 1968. The bearing of phase equilibria studies in syntetic and natural systems and the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 4, 69-133.
- O'Hara, M. J., 1982. MORB-a Mohole misbegotten EOS. *Trans. Am. Geophys. Union.* 63, 537-9.
- O'Nions, R. K., Evensen, N. M. & Hamilton, P. J., 1979. Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth, *J. G.R.* 84, 6091-101.
- Pearce, J. A., 1976. Statistical analysis of major element pattern in basalt. *J. Petrol.* 17, 15-43.
-

-
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, R.S. Thorpe (ed.), 525-48. Chichester: Wiley.
- Pearce, J. A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths*. C. J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.), 230-49. Nantwich: Shiva.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology* 25, 956-983.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E., Arculus, R., J. & Taylor, S. R., 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.* 30, 277-56.
- Pertini, R., Civetta, L., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., & A.J. Melfi (1987): Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Parana Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrology* 28, 701-26.
- Pineau, F., Javoy, M., Hawkins, J. W. & Craig, H., 1976. Oxygen isotope variations in marginal basin and ocean-ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 299-307.
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., & Beckinsale, R. D. 1985. Magmatism at a plate edge - the Peruvian Andes. London: Blackie, 328 pp.
- Pitcher, W. S., & Cobbing, E. J., 1985. Phanerozoic plutonism in the Peruvian Andes. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Eds.), *Magmatism at a plate edge*. London: Blackie, 19-25.
- Price, R. C., Johnson, R. W., Gray, C. M. & Frey, F. A., 1985. Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 394-409.
- Ramberg, H., 1964. A model for the evolution of continents, oceans, and orogens. *Tectonophysics*, 2, 159-174.
- Ramberg, I. B., Cook, F. A. & Smithson, S. B., 1978. Structure of the Rio Grande Grande Rift in southern New Mexico and west Texas based on gravity interpretation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 107-23.
- Ringwood, A. E., 1985. *Composition and petrology of the Earth mantle*. New York: McGraw-Hill, 618 p.
- Rock, N. M. S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In *Alkaline igneous rocks*, J.G. Fitton B.G. J. Upton (eds), 191-226. *Geol. Soc. Sp. Publ.* 30.
- Saunders, A.D. & Tarney, J., 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43, 555-72.
- Saunders, A.D. & Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*, B.P. Kokelaar & M.F. Howell, (eds), 59-76. *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.* 16.
- Schilling, J. G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D. & Kingsley, R., 1983. Petrology and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27°N to 73°N. *Am. J. Sci.* 283, 510-86.
- Searle, R. C., 1970. Evidence from gravity anomalies for thinning of the lithosphere beneath the rift valley in Kenya. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 21, 13-31.
-

-
- Sengor, A. H. C. & Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism in the earth and its tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.* 5, 419-21.
- Seyfried, W. & Bischoff, J. L., 1977. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio, *E.P.S.I.* 34, 71-77.
- Shaw, D. M., 1976. Development of the early continental crust. Part I. In B.F. Windley, editor, *The Early History of the Earth*. New York: Wiley, pp. 33-54.
- Shudofsky, G. N., 1985. Source mechanisms and focal depths of East African earthquakes using Rayleigh-wave inversion and body wave modelling. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 83, 563-614.
- Staudigel, H., Zindler, A., Hart, S. R., Leslie, T., Chen, C. Y. & Clague, D., 1984. The isotope systematics of a juvenile intra-plate volcano: Pb, Nd and Sr isotope ratios of basalts from Loihi Seamount, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 13-29.
- Stolper, E., 1980. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 13-28.
- Sugimura, A., 1973. Multiple correlation between composition of volcanic rocks and depth of earthquake foci. In *The Western Pacific; island arcs, marginal seas and geochemistry*, P. Coleman (ed.), 471-82. Perth: Western Australia University Press.
- Sun, S. S., Nesbitt, R. W. & Sharaskin, A., 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 119-38.
- Sun, S. S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil Trans R. Soc. Lond.* A297, 409-45.
- Taylor, L. A., 1984. Kimberlite magmatism in the Eastern United States: relationships to Mid-Atlantic tectonism. In *Kimberlites I: kimberlites and related rocks*, J. Kornprobst (ed.), 417-24, New York: Elsevier.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I. S., Klein, J. & Middleton, R., 1986. Sediment incorporation in island arc magmas: inferences from ^{10}Be . *Geochim. Cosmochim. Acta.* 50, 535-50.
- Thomson, R. N., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott. J. Geol.* 18, 49-107.
- Thomson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. & Parry, S. J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil Trans R. Soc. Lond.* A310, 549-90.
- Thorpe, R. S., Francis, P. W. & Harmon, R. S., 1981. Andean andesites and continental growth. *Phil Trans Soc. Lond.* A301, 305-20.
- Toksoz, M. N., 1975. Subduction of the lithosphere. In *Volcanic and the Earth's interior*, R.W. Decker & B. Decker (eds), 6-16. Scientific American Inc. (1982).
- Toksoz, M. N. & Bird, P., 1977. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. In *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, M. Talwani & W.C. Pitman III (eds), 379-93. Washington DC: Am. Geophys. Union.
- Uyeda, S., 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics* 81, 133-59.
- Vallance, T. G., 1974. Spilitic degradation of a tholeiitic basalt, *J. Petrol.* 15, 79-96.
- Vallance, T. G., 1965. On the chemistry of pillow lavas and origin of spilites, *Min. Mag.* 34, 470-81.
-

-
- Vallance, T. G., 1969.* Spilites again: some consequences of the degradation of basalts, *Proc. Linnean. Soc. N.S.W.* 94, 8-51.
- Walker, D., Shibata, T. & Delone, S. E., 1979.* Abyssal tholeiites from the Océanographer Fracture Zone II. Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 111-25.
- Wegener, A., 1912.* Die Entstehung der Kontinente. *Geol. Rund.*, 3, 276-292.
- Wendlandt, R. F. & Mysen, B. O., 1980.* Melting phase relations of natural peridotite + CO₂ as a function of melting at 15 and 30 kbar. *Am. Mineral.* 65, 37-44.
- White, W. M., Dupre, B. & Vidal, P., 1985.* Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge - Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, 1857-86.
- White, W. M., Hofmann, A. W. & Puchelt, H., 1987.* Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *J. Geophys. Res.* 92, 4881-93.
- White, A. J. R. & Chappel, B. W., 1977.* Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43, 7-22.
- Whitford, D. J. & Jezek, P. A., 1985.* Isotopic constraints on the role of subducted sialic material in Indonesian island-arc magmatism. *Bull. Geol. Soc. Am.* 93, 504-13.
- Williams, L. A. J., 1982.* Physical aspects of magmatism in continental rifts. In *Continental and oceanic rifts*, G. Palmason (ed.), 193-222, Washington DC: Am. Geophys. Union.
- Wilkinson, J. F. G. & Binns, R. A., 1977.* Relatively iron-rich ilmenite xenoliths of the Cr-diopside suite: a guide to the primary nature of anorogenic tholeiitic andesite magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 199-212.
- Wilson, J. T., 1963.* A possible origin of the Hawaiian islands. *Can. J. Phys.* 41, 863-70.
- Wilson, M. & Davidson, J. P., 1984.* The relative roles of crust and upper mantle in the generation of oceanic island arc magmas. *Phil Trans R. Soc. Land.* A319, 661-74.
- Windley, B. F., 1970.* Anorthosites in the early crust of the earth and on the moon. *Nature*, 226, 333-335.
- Winkler, H. G. F., 1974.* Petrogenesis of metamorphic rocks (3rd edn), Springer Verlag: Berlin, Heidelberg, New York, 320 pp.
- Winkler, H. G. F. & Von Platen, H., 1960.* Experimentelle Gesteinsmetamorphose. III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone, *C. G. A.* 18, 294-316.
- Woodhead, J. D. & Fraser, D. E., 1980.* Pb, Sr and ¹⁰Be isotopic studies of volcanic rocks from the Northern Mariana Islands: implications for magma genesis and crustal recycling in the Western Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, 1925-30.
- Wyllie, P. J., 1981.* Plate tectonics and magma genesis, *Geol. Rundsch.* 70, 128-53.
- Wyllie, P. J., 1984.* Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products, *Phil Trans R. Soc. Land.* A310. 439-456.
-

INDEX POJMOVA

A

adiabatska dekompresija 17, 25, 69, 72
Afričkoarabijski rift 81
aktivan rifting 83
aktivna hidrotermalna polja 72
aktivna kontinentalna margina 42, 60, 109, 115, 133, 136, 138
albitizacija 41
albitski granit 36
alkalni bazalti 25
alkalna metasomatoza 107
alpinotipni peridotiti 40
amfiboliti 39
amfibolitska facija 115, 122, 134
andeziti 140
andezitbazalti 143
anortoziti 35, 113
 kumulatni anortoziti 113
 masivni anortoziti 113
anortozitski model 34
apliti 112
aseizmički grebeni 45, 55
asimilacija 83, 138
astenosfera 15, 16, 17, 26, 38, 47, 86, 99, 116, 130, 155
asteroid 34
astrofizika 11
atmosfera 12
 basen iza luka 39, 155
 batolit 134, 139
 bazalti 41, 156
 alkalni 75, 105, 108, 149, 150
 toleitski 75, 96, 149, 150
 E-tip bazalti 76, 97
 HPT tip bazalti 97
 LPT tip bazalti 97
 N-tip bazalti 75, 76, 78, 97, 128, 158
 P-tip bazalti 75, 76, 78

B

bazalti basena iza lukova 158
bazalti kontinentalnih riftova 85, 92
bazalti okeanskih ostrva 72, 99, 153
bazalti ostrvskih lukova 126
bazalti srednjeokeanskih riftova 19, 22, 28, 35, 72, 74, 75, 160
bazalti unutar kontinentalnih ploča 72, 102, 128
beli granulit 42
Beniof seizmička zona 59, 60, 118, 125, 133, 156
berilijum 130
bimodalni magmatizam 83, 93, 109
black smokers 78
boniniti 124, 156, 159

C

crni dimnjaci 72, 78
crni granulit 42

D

dekolmani 133
dijageneza 41
dijamant 21, 105
dijatreme 103
diorit 36
donji omotač 14, 28
donji sloj 42
Dupal anomalija 19
duniti 21
dvoslojni model strujanja 26

E

eklogitska facija 115, 122, 134

F

facija glaukofanskih škriljaca 115
facija zelenih škriljaca 41, 115, 122, 134
fenitizacija 107
flogopit 21, 22, 102
fonoliti 87, 102, 107, 108
frakciona kristalizacija 19, 23, 35, 73, 83, 96,
97, 121, 138

G

gabro-anortoziti 35
gasna nebula 11
geotermalni gradijent 17, 23, 25, 110, 122
glimeriti 21
globula 109
gnajsevi 42
gornji omotač 13, 14, 15, 19, 22, 24, 28, 34, 37,
72, 75
gornji sloj 42
graben 53, 57, 81
grafit 105
granatski lerzolit 21, 23, 28, 113
granica razmicanja 50, 52
granica podvlačenja 50
graniti 42, 110
 albitski graniti 110, 111
 I-graniti 110
 peralkalni graniti 110
 peraluminijski graniti 110, 111
 prekolizioni graniti 112
 postkolizioni graniti 112
 sinkolizioni graniti 112
 S-graniti 111, 112
granitizacija 110
granodioriti 136, 139, 140
grauvake 40

H

harcburgiti 21
Harkerovi dijagrami 125
helijum 28
high heat flow 155
hondriti 22, 23, 87, 97

hot spot 147
hromitski lerzolit 21

I

ijoliti 108
impakt model 33, 34
Istočnoafrički rift 50, 82, 92
 Istočni ogranak 82
 Zapadni ogranak 82
Istočnopacifički greben 36
izotopi 17, 21, 22, 77, 93, 128, 144

J

jastučaste lave 36
jezgro 14, 28, 30
 unutrašnje jezgro 28, 29
 spoljašnje jezgro 28, 29
jednoslojni model strujanja 26

K

kaldera 118, 125
kalkalkalna serija 124, 125
karbonatiti 85, 87, 102, 106
kimberliti 21, 25, 85, 87, 102, 103, 104,
 kimberlitske breče 104
 kimberlitski tufovi 104
 kimberliti sa flogopitom 104
 kimberliti bez flogopita 104
 masivni kimberliti 104
koesit 34, 105
kolizija 50, 62, 63, 136
komatiti 34, 35, 75
komatitsko-bazaltni model 34, 35
Konradov diskontinuitet 42, 111
kontaktni metamorfizam 105
kontaminacija 19, 23, 83, 86, 101, 108, 129,
131, 138
kontinentalna kora 14, 17, 22, 33, 35, 42, 43, 93,
101, 108-110, 136, 138
kontinentalna litosfera 15, 16, 47, 81, 83, 92,
109, 112
kontinentalne platforme 43
kontinentalni plato bazalti 95, 96, 97, 99, 101,
102
kontinentalni rift 52, 57, 81, 83
kontinentalni riftni magmatizam 85
konvekcionalna strujanja 17, 19, 25, 26, 27, 50, 58,
72

kontinentalna ploča 50
kontinentalni šelf 60
kontinentalni štitovi 43
kora 13,14,33
kosmohemija 11
kraton 103
krečnjaci 42
kristalna flotacija 107
ksenoliti 22, 25, 104, 106, 123
kratoni 43
kumulati 123
kumulatni gabro 36
kumulatni peridotiti 36
kvarcdioriti 136, 139, 140

L

lamprofiri 87, 102
lamproiti 87, 102, 103
lerzoliti 25
leucititi 105
litosfera 15

M

magmatski luk 133
 prednji deo magmatskog luka 133
 zadnji deo magmatskog luka 133
magnetno polje Zemlje 28, 37
magmatski rezervoari 69, 71, 72, 73, 153
meliliti 105, 107
metamorfni donovi 39
metamorfizam okeanskog dna 115
metasomatski procesi 41
meteoriti 11, 21, 22, 29, 33
mezozojsko-kenozojski orogeni 44
Moho diskontinuitet 14, 33, 36, 47
MORB 72, 128

N

narastajući klin 42, 60, 118, 133
nebula 12, 17
nefeliniti 102, 105, 107
negativna gravitaciona anomalija 118
nezreli ostrvski luk 39
nisko kalijaska serija 124, 125
niskometamorfni procesi 41
nizak prinos toplote 60
nodule 106

O

obdukcija 39
ofioliti 38, 39, 40, 78
ofiolitski kompleks 38
ofiolitski melanž 40
okeanska kora 14, 33, 36, 37, 47, 53, 55, 155
okeanska litosfera 15, 16, 39, 47, 63, 115, 138, 139, 155, 158
okeanska ostrva 147
okeanski platoi 147
okeanska ploča 50, 115, 148
okeanski rift 15, 52, 63
okeanski rov 59, 60
omotač 14, 17, 19, 22, 25, 33, 115, 116, 158
ostrvski luk 42, 50, 58, 60, 109, 115, 118, 155
 mladi (nezreli) ostrvski luk 121
 srednji ostrvski luk 121
 stari (zreli) ostrvski luk 121
 prednji deo luka 118
 zadnji deo luka 118

P

pajpovi 103
paleomagnetna proučavanja 38
paleozojski orogeni 43
Pangea 47
parcijalno stapanje 17, 18, 22, 24, 25, 35, 37, 69, 73, 93, 108-110, 116
pasivna kontinentalna margina 60, 61
pasivni rift 57
pasivni rifting 83
pegmatiti 112
petrolski Moho 36
peščari 42
pikrit 25
piroklastične stene 124
pirolit 23
pirokseniti 21
pillow lave 36, 37, 40
pirolit 21
plagioklasni lerzolit 23
pluma 109, 147
pozitivna gravitaciona anomalija 118
prelazna kora 35, 42
primarni omotač 23, 87
propagating rifts 56

R

radioaktivni elementi 17
refraktorni elementi 12
reversni polaritet 37
rift 50
riftna dolina 53
riftna zona 55
riftovi koji se umnožavaju 56
riftovi niskog vulkanizma 83
riftovi sa brzim razmicanjem ploča 69
riftovi sa sporim razmicanjem ploča 72, 73
riftovi visokog vulkanizma 83
rožnaci 36

S

salski model 34, 35
seizmički diskontinuitet 20
seizmički Moho
sijeniti 108
sheeted dykes complex 36
srednjeokeanski greben 53, 54
srednjeokeanski rift 38, 39, 50, 52, 55, 57, 69, 73
spiliti 40
spinelski lerzolit 23
spoljašnje planete 11
solarna gasna nebula 11
stratovulkani 118, 125
subdukcija 25, 47, 50, 59, 134
subdukciona zona 42, 44, 59, 108, 118
subparalelni dijabazni dajkovi 36
sučeljavanje 62
sumpor 29
Sunce 11, 30
sunčev sistem 11
sutur zona 61

Š

šošonitska serija 124, 125

T

tektonika ploča 38, 47, 50, 69
tektoniti 21
tektonitski peridotiti 36
terani 44, 45
terestički model 33

topla tačka 50, 93, 147
trahiti 87, 102, 108
transformi rased 44, 50, 53, 56, 63
trench 59, 60
triple junction 55
troilit 29
trojni spoj 55

U

ulramafitski ksenoliti 21
ulramafitski kumulati 73
univerzum 12
unutrašnje planete 11

V

very low heat flow 60
Wilsonov ciklus 63
visokokalijska kalkalkalna serija 124, 125
volatili 22
volatilni elementi 12
vulkanski front 118, 134
vulkanski lanac 148
vulkanski luk 50, 109
vulkanska provincija 95

Z

zamrznuti rubovi 36
Zemlja 11, 17, 33
 formiranje Zemlje 11
 struktura i gradnja Zemlje 12
zeolitska facija 115, 122

CIP - Katalogizacija u publikaciji
Narodna biblioteka Srbije, Beograd

551.24.01

MILOVANOVIĆ, Dragan
Zemlja, tektonika ploča i magmatizam /
Dragan Milovanović, Blažo Boev. - Beograd :
Nauka, 2001 (Beograd : Colorgrafx). - 1/4 str.
: ilustr. ; 30 cm

Tiraž 1000. Bibliografija: str. 163-170. -
Registar.
1. boev, blažo

552.31
a) Geotektonika b) Magmatske stene -
Geneza
ID=89544972

AUTORI

Prof dr DRAGAN MILOVANOVIĆ
Prof dr BLAŽO BOEV

KONTAKT ADRESA

Prof dr DRAGAN MILOVANOVIĆ
RUDARSKO-GEOLOŠKI FAKULTET
11000 Beograd, Đušina 7
E-mail milovdr@beotel.yu

LEKTOR

MILIJANA JELOVAC

NASLOVNA STRANA

Prof dr DRAGAN MILOVANOVIĆ
GORČA STAMENKOVIĆ

TEHNIČKI UREDNIK

GORČA STAMENKOVIĆ

TIRAŽ

1000 primeraka

ŠTAMPA

COLORGRAFX

