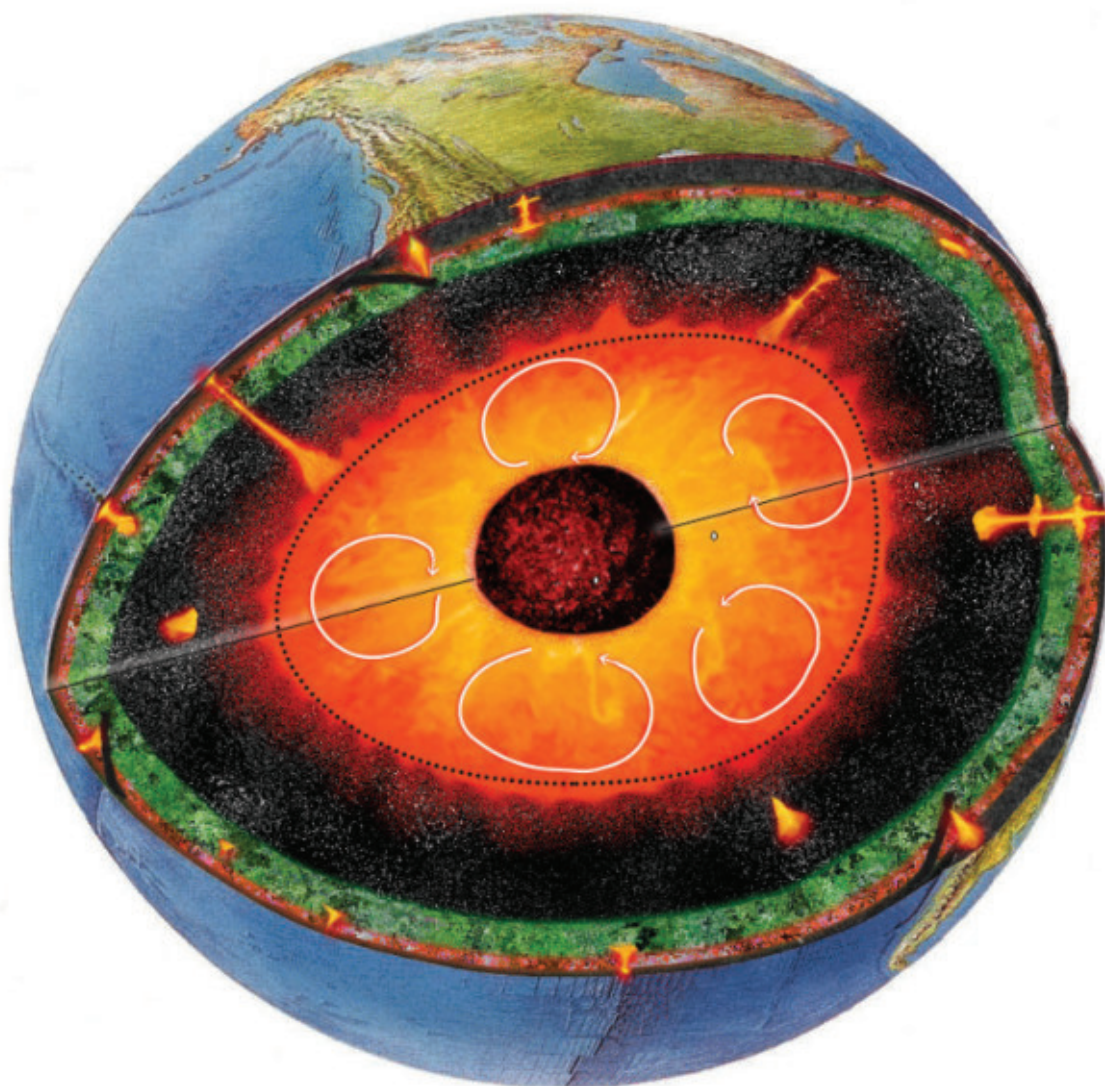


OD VELIKOG PRASKA DO STENE

III ZEMLJA



III. ZEMLJA

UVOD

Postojeće hipoteze o nastanku Zemlje najbolji su zaključci izvedeni na osnovu raspoloživih podataka iz velikog broja naučnih disciplina. Treba imati u vidu da još nismo izbušili „rupu” do centra naše planete (kako stvari stoje, još ćemo „dugo” i čekati na to), zbog čega nema direktno uzetih uzoraka najvećeg dela Zemlje da utvrdimo njen sastav. Samo mali deo unutrašnjosti naše planete dostupan je direktnom osmatranju. Najdublji rudnici su na oko 2500 m ispod površine, a najdublja bušotina je na oko 12 km, gde je izmeren pritisak od 4 kPa i temperatura od 500 °C.

Zbog toga se za proučavanje i određivanje sastava i strukture Zemlje koriste različite metode: geohemijska svojstva elemenata, sastav meteorita, geofizička istraživanja, eksperimentalna hemijska i fizička ispitivanja, prisustvo ksenolita u vulkanitima, praćenje prirodnih pojava – vulkana i zemljotresa i, naravno, podaci iz ispitivanja stena i minerala. Neophodno je što preciznije objašnjenje svih rezultata, bez „kršenja” opšte prihvaćenih i dokazanih fizičkih i hemijskih zakona. Što je više podataka, imamo više „poverenja” u hipotezu. Tekst koji sledi o stvaranju i građi Zemlje u skladu je sa pomenutim.

Naša planeta nastala je pre oko 4,6 milijardi godina, od ostatka nebule, nakon formiranja Sunca i treća je po udaljenosti od naše zvezde. Zemlja je najveća terestrična planeta. Izgrađena je od **Fe, Co, Ni, Mg, Ca, Si, Al, Na, O, Na, K** itd., koji grade silikate, sulfide, karbonate, sulfate itd. ili se javljaju kao samorodni elementi i glavni su sastojci stena, minerala ili ruda na Zemlji.

Kada je gravitaciono polje u tek stvorenoj Zemlji postalo dovoljno jako da izazove sabijanje i značajno poveća gustinu u njenom unutrašnjem delu, stvoreno je dovoljno toplote da se stope **Fe, Ni, Co** itd., koji su bili u elementarnom stanju, stenama ili mineralima. Zbog veće gustine, tj. težine, oni su tonuli ka središnjem delu, formirali jezgro, uz oslobađanje dodatne toplote, koja je doprinela, uz lokalna odstupanja, potpunom stapanju unutrašnjeg dela Zemlje.

Lakši elementi, poput **Mg, Al, Si, O, Na, K** i „višak” **Fe** u silikatima, oksidima, sulfatima, karbonatima itd., zbog manje gustine, „isplivavali” su na površinu. Ovim procesima Zemlja se diferencirala, kada su stvoreni „slojevi” kontrolisani gustinom i hemijskim afinitetom elemenata i jedinjenja koji je grade. Zemlja dobija zonarnu građu, koji čine slojevi, ljuske, različitog hemijskog i mineralnog sastava, kao i fizičko-mehaničkih osobina. Setimo se i „stare škole”, u kojoj je Viktor Goldšmit (Victor Goldschmidt; slika 126) 1937. godine uočio da elementi Ze-

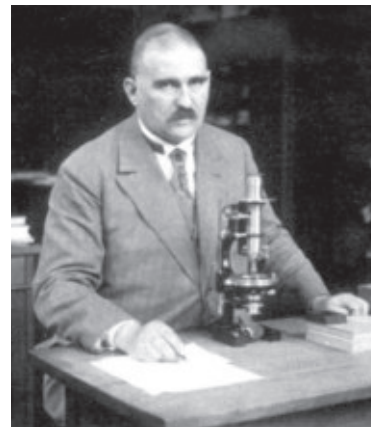
mlje imaju tendenciju da se izdvajaju, diferenciraju u odvojene faze, analogne slojevima koji se javljaju u loncima gde se topi ruda (tabela 1).

Iako je objašnjenje procesa diferencijacije i stvaranje slojevite planete za „današnje” vreme pojednostavljeno, nasledili smo njegove pojmove, termine:

- **litofilni elementi** („vole” stene) formiraju silikatne faze;
- **halkofilni elementi** („vole” bakar) formiraju sulfide i
- **siderofilni elementi** („vole” gvožđe) formiraju gustu metalnu fazu.

Tabela 1. Goldšmitova klasifikacija elemenata

Goldšmitova klasifikacija elemenata			
Siderofilni	Halkofilni	Litofilni	Atmofilni
Fe*, Co*, Ni* Ru, Rh, Pb, Zn, Cd, Hg Os, Ir, Pt, Ga, In, Tl Au, Re*, Mo* Ge*, Sn*, W** C**, Cu*, Ga* Ge*, As*, Sb* (Ge), (Rh), (Pd)	(Cu), Ag Be, Mg, Ca, Sr, Ba B, Al, Sc, Y, REE (Ge), (Sn), Pb (As), (Sb), Bi S, Se, Te (Fe), Mo, (Os) (Fe), Mn, (Zn), (Ga)	Li, Na, K, Rb, Cs He, Ne, Ar, Kr, Xe Si, Ti, Zr, Hf, Th P, V, Nb, Ta O, Cr, U H, F, Cl, Br, J	(H), N, (O)
*Halkofilni i litofilni u zemljinoj kori *Halkofilni u zemljinoj kori **Litofilni u zemljinoj kori			



Slika 126. V. Goldšmit
(1888–1947)

Prema navedenoj podeli, afinitet elemenata i jedinjenja može se odrediti i predvideti i u ranoj diferencijaciji Zemlje. Novija proučavanja ukazuju, međutim, na to da su pomenuti procesi složeni. Gvožđe je prema ovoj podeli samo „siderofilno”, ali se javlja i u ostalim fazama jer su analizirani samo katjoni. Anjoni su, takođe, podjednako važni. Kiseonik je glavni anjon u silikatima. Za nastanak litosfere (gornjeg dela gornjeg omotača i kore) potrebni su i drugi katjoni, poput **Si**, **Al**, **Mg**, **Ca** itd., od kojih su stvoreni olivini, pirokseni, plagioklasi i drugi minerali. Zaključak je da nisu svi elementi „ograničeni” na „predviđenu” fazu. Evo primera. Jezgro Zemlje je siderofilno, ali se smatra da se komponenta halkofila u njemu nije izdvojila kao posebna faza. Ona se formira u topionicama, ali je verovatno da se neće dogoditi pri visokim temperaturama i pritiscima u jezgru. Zemlja ipak nije lonac za topljenje.

Prisustvo pojedinih elemenata, minerala van predviđenog, očekivanog reda u pojedinim fazama, slojevima ili delovima Zemlje može biti uzrokovano i ne-

potpunom ravnotežom tokom diferencijacije. Ako se ne postigne ravnoteža, svi elementi „ne idu” u jedan sloj ili rezervoar, već se, zavisno od uslova, akumuliraju u odvojenim, manjim zonama ili područjima. Iz tih razloga zlato (siderofil) i bakar (halkofil) itd., najvećim delom su akumulirani blizu, tj. na površini Zemlje (uglavnom u hidrotermalnim ležištima).

Prema seizmičkim proučavanjima, sastavu meteorita, geologiji, kosmohemiji, astrofizici, hemijskim i fizičkim eksperimentima, kao i kompjuterskim modelima itd., Zemlja je izgrađena od metalnog, gvožđevitog **jezgra**, stenovitog **omotača** i tanke **kore** (slika 127).



Slika 127. Struktura Zemlje; bele strelice unutar litosfera su smerovi njihovog kretanja, dok su unutar spoljašnjeg jezgra konvekciona strujanja

Napomena: U udžbenicima, literaturi i publikacijama postoje različiti podaci o temperaturi, pritiscima, dubini, granicama diskontinuiteta itd. vezanih za Zemlju. Preuzeti su podaci koji su najčešće navedeni.

III.1 JEZGRO

Jezgro je središnji deo Zemlje, između 2900 i 6370 km dubine, i veće je od Marsa. Ima prečnik oko 3480 km, gradi 27,5% Zemljine mase, a samo 9,25% njene zapremine.

Gotovo sve što znamo o jezgru je na osnovu seizmologije ili indirektnog zaključivanja, što je često kontroverzno. Geofizički podaci ukazuju na rano formiranje i brzi rast jezgra, što je potvrđeno i izotopima za „kratke” vremenske intervale između formiranja Solarnog sistema i procesa diferencijacije planeta, uključujući i Zemlju. Sastav jezgra određen je i proučavanjem gvozdених meteorita, termodinamičkih modela i eksperimentima na visokim temperaturama i pritiscima.

Na osnovu hemijskog sastava hondrita, pretpostavlja se da je jezgro izgrađeno od legure **Fe** i **Ni**, malo sumpora, silicije i kiseonika, uz značajna neslaganja o njihovoj zastupljenosti. Pojedini autori smatraju da u jezgru ima i radioaktivnih elemenata **U**, **Th**, **K**. Dominantan element **Fe** javlja se u tri moguće faze, među kojima je heksagonalna najstabilnija.

Rastop sa **Fe** i **Ni** verovatno je u „grudvama” gravitaciono dospeo u jezgro u ranoj fazi nastanka Zemlje. Mali sadržaj sulfida u gvozdenim meteoritima u skladu je sa prisustvom sumpora u jezgru, što je potvrđeno i eksperimentalno (*Li i Agee, 2001*).

Geofizička proučavanja ukazuju na to da jezgro ima veliku gustinu, do 13 g/cm³, ali je termodinamičkim proračunima dobijena manja vrednost, verovatno zbog prisustva siderofilnog sumpora, koji se u jezgro „provukao” sa gvožđem i niklom.

Jezgro nije moguće datirati jer nemamo uzorke, ali se mogu koristiti indirektni izotopski i geohemijski podaci, koji, veruje se, daju vreme nastajanja jezgra. Pomenimo sistem ¹⁸²Hf-¹⁸²W. Roditeljski izotop ¹⁸²Hf ima poluživot od oko 9 Ga (9 milijardi godina) i, ako se jezgro formira brzo nakon narastanja planete, kćerka izotop ¹⁸²W će ostati u omotaču i pojaviće se **W** anomalija u ksenolitima omotača. Ako se jezgro formiralo polako, volfram će u njega ući i neće biti anomalija u ksenolitima omotača. Podaci izotopa ¹⁸²Hf-¹⁸²W iz gvozdenih meteorita podržavaju rano stvaranje jezgra u prvih 30–50 Ma narastanja, stvaranja Zemlje, uključujući i ostale terestrične planete.

Stalan međusobni odnos siderofilnih i litofilnih elemenata u omotaču u saglasnosti je sa ranim i brzim formiranjem jezgra. Ako bi proces bio spor, omotač bi trebalo da ima progresivno osiromašenje siderofilnih elemenata (**V**, **Mo** i **Pb**) u odnosu na litofilne elemente (**Ce**, **Rb** i **Ba**) sa vremenom, ali to nije slučaj. I najstariji poznati bazalti stari 4 Ga, imaju slične odnose elemenata kao i mladi bazalti. Važno pitanje u vezi sa nastankom jezgra je i posledica pretpostavljenog sudara nebeskog tela i Zemlje kada je stvoren Mesec.

Prema fizičkim svojstvima jezgro se deli na **unutrašnje jezgro** i **spoljašnje jezgro**, koje je znatno veće.

III.1.1 UNUTRAŠNJE JEZGRO

Unutrašnje jezgro se, prema geofizičkim podacima, rasprostire između 5200 km i 6370 km dubine i gradi samo 1,7% mase Zemlje. Otkrila ga je Inga Leman (Inge Lehmann) 1936. godine (slika 128), a 1972 godine utvrđeno je da je čvrsto. Izgrađeno je od **Fe** i malo **Ni**, od 5% do 10%. Kroz njega prolaze seizmički talasi, na osnovu čega se pretpostavlja da je **čvrsto**. U središnjem delu temperature su oko 5000 K i pritisci oko 360 GPa, dok su na granici sa spoljašnjim jezgrom temperature 4000–5000 K, a pritisci oko 330 GPa (slika 129). Zbog vrlo visokih pritisaka u unutrašnjem delu jezgra pomenuti **Fe** i **Ni** su u čvrstom stanju. Smatra se da u Unutrašnjem jezgru ima i malo sumpora, zbog jakog afiniteta ovog elementa prema gvožđu. Sastav gvozdениh meteorita ide u prilog ovoj pretpostavci jer oni sadrže sulfide (troilit), ali ne i silikate ili okside.

Dve su opšte prihvaćene hipoteze o nastanku unutrašnjeg jezgra:

1. Osnovni materijal nikada nije bio potpuno stopljen već se sjedinio u čvrsto unutrašnje jezgro i
2. Unutrašnje jezgro je u početku bilo tečno, postepeno se hladilo i očvršćavalo uz povećani pritisak dok je Zemlja narastala.

Unutrašnje jezgro trenutno gradi 5% mase ukupnog jezgra. Zavisno od ravnoteže i odnosa zagrevanja i hlađenja vremenom se može povećati, ali i smanjiti. Njegovo postojanje, veličina i svojstva definisani su temperaturom, pritiskom i sastavom.

Anomalna svojstva unutrašnjeg jezgra su niska tvrdoća i velika viskoznost u poređenju sa „normalnim” čvrstim materijalima. Smatra se da unutrašnje jezgro ima vrlo visoku toplotnu i električnu provodljivost, nesferičan oblik i osobine zavisne od frekvencije. Moguće je da je i delimično stopljeno i da ima važnu ulogu za postojanje i promenu položaja magnetnog polja. Samo nekoliko seizmičkih talasa dođe do njegovog središta i vrati se na površinu. Uslovi u unutrašnjem jezgru su tako ekstremni da i teoretičari i eksperimentatori imaju poteškoća u simuliranju tih uslova.



*Slika 128. Inga Leman
(1888–1993)*



Slika 129. Unutrašnje i spoljašnje jezgro Zemlje

Unutrašnje jezgro je seizmički anizotropno, talasi su brži u jednom pravcu nego u drugima, usled paralelnog položaja kristala bogatih gvožđem ili od „jednog ogromnog kristala” sa predisponiranim pravcem velike brzine. Mala brzina S talasa ukazuje na to da je blizu tačke topljenja.

Granica spoljašnjeg i unutrašnjeg jezgra (Lemanov diskontinuitet) nalazi se na 5150 km i označena je porastom brzine **P** talasa i smanjenom brzinom **S** talasa.

Unutrašnje jezgro je verovatno rezultat hemijske stratifikacije. Uticaj pritiska na tačku topljenja stvorio je čvrsto unutrašnje jezgro, čak i ako je ono hemijski identično spoljašnjem jezgru. Minerali i elementi male gustine „ne mogu opstati”, zbog čega je unutrašnje jezgro čistije i gušće od spoljašnjeg jezgra.

Unutrašnje jezgro je jedno od retkih mesta u unutrašnjosti Zemlje gde se promene vide za ljudskog života. Na oblik unutrašnjeg jezgra utiču gravitacija, elektromagnetni talasi itd., a najviše na „plastičan” protok, orijentaciju kristala gvožđa i njihovu rekristalizaciju.

Unutrašnje jezgro je podložno različitim spoljnim uticajima, uključujući varijacije u orbitalnim i rotacionim parametrima, silama gravitacije, viskoznosti spoljašnjeg jezgra, elektromagnetnih sila, uz toplotne i hemijske varijacije, anizotropiju i hlađenje.

III.1.1.1 ANIZOTROPIJA UNUTRAŠNJEG JEZGRA

Anizotropija u unutrašnjem jezgru nastaje i hlađenjem unutrašnjeg dela, kao i u području dodira sa spoljašnjim jezgrom. Temperatura topljenja raste sa pritiskom pa jezgro očvršćava od sredine ka obodu. Ovaj efekat uzrokuje i narastanje koje može da „zamrzne” jezgro kada Zemlja dostigne kritičnu veličinu, osim ako nema pregrevanja. Magnetno polje Zemlje je važno za postojanje unutrašnjeg i spoljašnjeg jezgra. Anizotropija je parametar koji značajno utiče na dinamiku jezgra i svojstva za seizmološka ispitivanja.

Unutrašnje jezgro je čvrsto sa pretpostavljenom, izračunatom, gustinom od oko 13 g/cm^3 . Smatra se da je uglavnom izgrađeno od gvožđa, sa niklom i manjom količinom (?) kiseonika, sumpora i vodonika. Svojstva i ponašanje jezgra se podudaraju i sa drugim metalima, kao što su kobalt ili titanijum, ali model gvožđevitog jezgra je jedini „razuman jer se uklapa” da je Zemlja bogata ovim metalom, koji nalazimo i u meteoritima.

Iako seizmički podaci pokazuju da je unutrašnje jezgro čvrsto, u starijim geološkim periodima moglo se ponašati kao tečnost, rastop, koji prolazi kroz čvrstu konvekciju, kao što je u omotaču. Podrška ovoj ideji dolazi od seizmičke anizotropije u kojoj je brzina **P** talasa veća u unutrašnjem jezgru duž rotacije Zemlje nego u ekvatorijalnim pravcima (*Jeanloz, 1990; Tromp, 2001*). Veruje se da je najviši sloj unutrašnjeg jezgra „muljevita” zona sa procenjenom veličinom zrna od 1–2 km, koja se sastoji uglavnom od aksijalno orijentisanih kockica, faza **Fe**.

Očvršćavanje unutrašnjeg jezgra duž ove granice se odvija pod pritiskom na granici tečne i čvrste faze, u procesu koji favorizuje razvoj orijentisanih kristala **Fe**.

Poznato je već dugi niz godina da su talasi koji putuju paralelno sa osom rotacije Zemlje brži od talasa koji putuju u ekvatorijalnoj ravni. Za anizotropiju unutrašnjeg jezgra predložena su četiri mehanizma: čvrsta konvekcija, očvršćavanje, anizotropni rast unutrašnjeg jezgra i magnetno polje (*Tromp, 2001*).

III.1.1.2 ROTACIJA UNUTRAŠNJEG JEZGRA

Problem koji nije rešen je i pitanje da li se unutrašnje jezgro brže okreće od omotača i kore. Neki istraživači tumače male, ali sistematske vremenske varijacije u vremenu putovanja seizmičkih talasa koji prolaze blizu centra Zemlje kao dokaz da se čvrsto unutrašnje jezgro rotira brže od omotača i kore. Nedavna merenja isključuju diferencijalnu brzinu rotacije, što podrazumeva da je unutrašnje jezgro gravitaciono „zaključano” sa omotačem i da ne rotira različitom brzinom.

Za razliku od našeg boljeg poznavanja i razumevanja kore i omotača, nepoznanice o unutrašnjem, ali i spoljašnjem jezgrou tek se počinju otvarati.

III.1.2 SPOLJAŠNJE JEZGRO

Spoljašnje jezgro se, prema geofizičkim podacima, nalazi između 2900 km i 5200 km i znatno je veće od unutrašnjeg jezgra. Gradi 30,8% mase Zemlje (slika 129).

Izgrađeno je, kao i unutrašnje jezgro, od gvožđa, (oko 85%), sa manjom količinom **Ni** (oko 5%) i lakših elemenata: kiseonika, sumpora, ugljenika i vodonika (oko 8–10%). Neobično je to što, uprkos velikom pritisku, ono nije čvrsto. Budući da **S** talasi ne „prolaze” kroz fluide, zaključuje se da je spoljašnje jezgro **tečno** i jako komprimovano, sa gustinom od oko 10–12 g/cm³, koja je preniska da bi bio čisti metal. Međutim, ono može da sadrži i više od 50% suspendovanih kristala i još uvek da se ponaša kao tečnost. Zbog toga se smatra da je oko 10% njegove mase sastavljeno od jednog ili više relativno lakih elemenata, najverovatnije sumpora, kiseonika, ugljenika, vodonika i kalijuma (?). Obično se pretpostavlja da je spoljašnje jezgro homogeno, fluidno, delom i turbulentno.

Granica spoljašnjeg i unutrašnjeg jezgra, diskontinuitet na 5150 km, obeležena je porastom brzine **P** talasa i nižim brzinama **S** talasa (Lemanov diskontinuitet). Temperatura na granici spoljašnjeg jezgra i donjeg omotača je 3000–4000 °C, a pritisak oko 100 GPa.

III.1.2.1 MAGNETNO POLJE ZEMLJE

Istraživanja ukazuju na to da se u spoljašnjem jezgru stvara magnetno polje. Magnetizam je interakcija između atoma i određenih osobina negativno naelektrisanih elektrona koji kruže oko jezgra kada atomi formiraju „posebna” područja, **domene**. Izlaganje spoljašnjem magnetnom polju „poravnjava” atome u feromagnetnom materijalu, stvarajući magnetne domene koji se kreću ili orijentišu u sličnom pravcu. Magneti i magnetne sile uključuju električne naboje. Feromagnetizam (ferum je latinska reč za gvožđe, **Fe**) nije ograničen samo na ovaj element, ali je ta osobina posebno vidljiva u materijalima koji sadrže **Fe**, **Ni** ili **Co**. Oni mogu postati i ostati magnetični kada se izlože jakom magnetnom polju.

„Trajni” magnet nije uvek trajan. Ponekad je i međusobno dodirivanje ili udaranje magneta dovoljno da „uništi” domene, ali se najefikasnija demagnetizacija postiže promenom temperature. Atomi i molekuli su uvek u pokretu, a njihova brzina zavisi od temperature. Elektroni se „uznemire” toplotom, i tada se domeni gube. Na određenoj Kirijevoj temperaturi (nazvanoj po francuskom naučniku Pjeru Kiriju (Pierre Curie, 1859–1906; supruga Marija Kiri (Marie Curie)), feromagnetni materijal gubi svoj „trajni” magnetizam, a ona za gvožđe iznosi 770 °C. U „normalnim” uslovima, zbog geotermalnog gradijenta feromagnetizam stena (minerala) gubi se na dubinama od 30–60 km. Temperatura u spoljašnjem jezgru je znatno viša od Kirijeve temperature, pri kojoj magnetni domeni unutar atoma gvožđa postaju neuređeni i gvožđe gubi, nema magnetna svojstva.

Konvekciona strujanja u spoljašnjem jezgru (slika 129), međutim, omogućavaju da se stopljeno gvožđe „kreće” stvarajući električnu struju od koje nastaje magnetno polje. Pomenuta hipoteza, koju je predložio Džozef Larmor (Joseph Larmor; slika 130), o nastanku i poreklu magnetizma naše planete poznata je kao „dinamo efekat” i za sada je najviše prihvaćena. Magnetnog polja naše Zemlje nema bez električne struje niti električne struje ima bez magnetnog polja (slika 131). Oni su deo jedinstvene elektromagnetne pojave pa se sa pravom kaže da je Zemlja jedan ogroman elektromagnet.

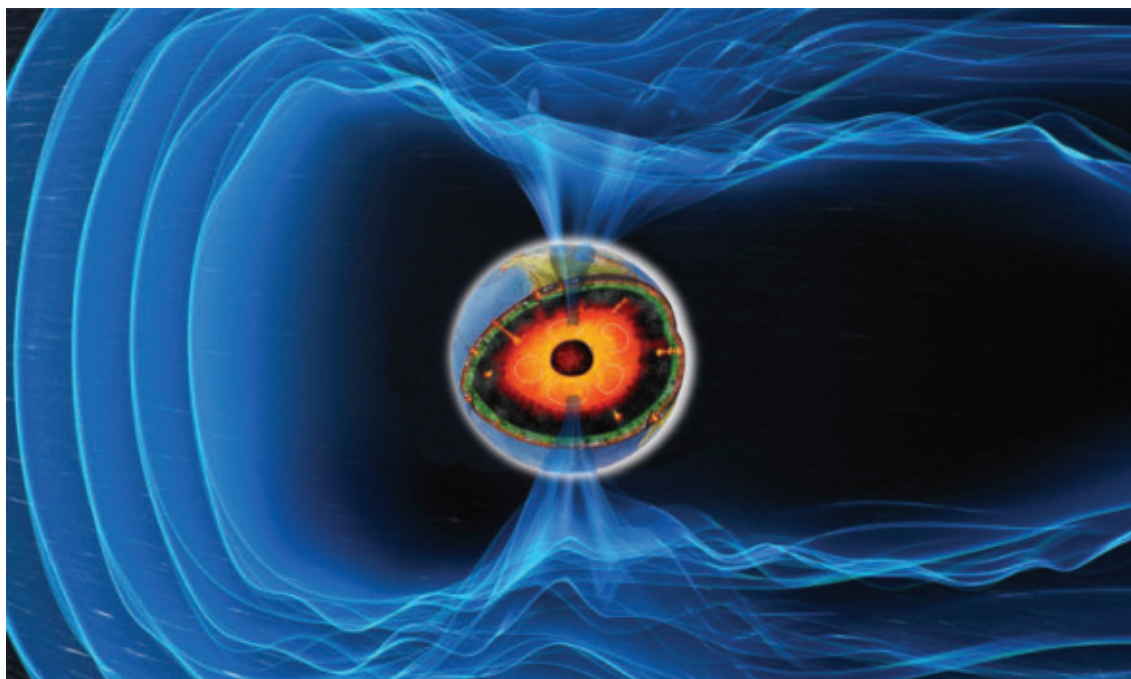
Jačina i položaj magnetnog polja zavise od količine stvorene struje, a ona od intenziteta i položaja konvekcioni strujanja u spoljašnjem jezgru, a manjim delom i od spoljašnjih faktora. Pojedini autori smatraju da na magnetno polje utiču i rotacija Zemlje, nehomogenost donjeg i gornjeg omotača, koji su izgrađeni od



Slika 130. Džozef Larmor
(1857–1942)

gusto pakovanih oksida i silikata sa električnim i magnetnim svojstvima. Tu su još i „zarobljena” magma, astenosfera, uticaj Sunčevog sistema i njegovih planeta itd. Kompjuterski modeli simulacije „geodiname” Zemlje ukazuju i na važnu ulogu čvrstog unutrašnjeg jezgra kao izvora energije i mehaničke barijere koja ima značajan uticaj na tangencijalni cilindar, tj. na to da se jezgro vrti brže u odnosu na omotač stvarajući magnetno polje unutar tangencijalnog cilindra. Prisutni su i polarni vrtlozi, koji uzrokuju stvaranje magnetnog polja izvan cilindra i promene njegovog položaja, kao što je zabeleženo, na Zemlji.

Mapiranjem dobijene linije protoka magnetnog polja ukazuju na kretanja površine spoljašnjeg jezgra, kao i na područja uzdizanja i spuštanja u samom jezgru.



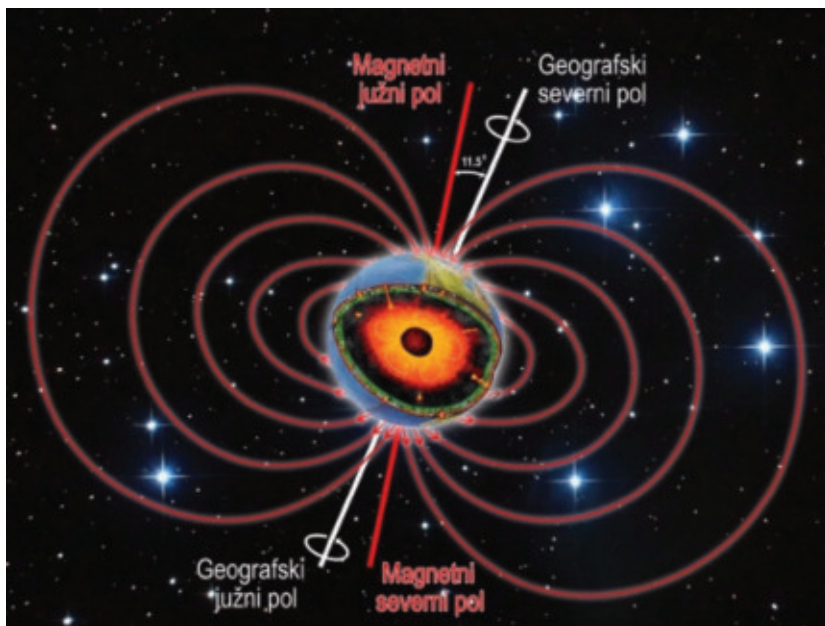
Slika 131. Magnetno polje Zemlje

Procena brzine hlađenja spoljašnjeg jezgra je važna zbog visoke toplotne provodljivosti tečnog Fe. Nepoznanice o gubitku toplote otežavaju procenu uloge konvekcije u stvaranju magnetnog polja. U ranim fazama postojanja jezgra, konvekcija je verovatno bila slabija jer je unutrašnje jezgro bilo manje ili čak nije ni postojalo, pa se smatra da je magnetno polje u to vreme generisano samo termičkom konvekcijom. Kada se spoljašnje jezgro ohladi, konvekcija se zaustavlja, a magnetno polje prestaje da postoji.

Magnetno polje Zemlje je slično velikom magnetu, ali nije usklađeno sa rotacijom ose naše planete, zbog čega severni i južni magnetni polovi nisu u istim tačkama kao i geografski polovi. Magnetne linije su zakrivljene i izlaze blizu Južnog pola, a ulaze blizu Severnog pola.

Podsetimo se, kompas ne pokazuje direktno sever Zemlje, već pravac severnog magnetnog pola.

Magnetni polovi su mesta gde su magnetne linije sila upravne na Zemlju, odnosno na tangentnu ravan koja se može postaviti u toj tački. Imaju inklinaciju 90° ili -90° i zahvataju površinu i do nekoliko kvadratnih kilometara. Linija koja spaja magnetne polove je magnetna osa, koja sa osom rotacije Zemlje zaklapa ugao od $11,5^\circ$ i naziva se **magnetna deklinacija** (slika 132).



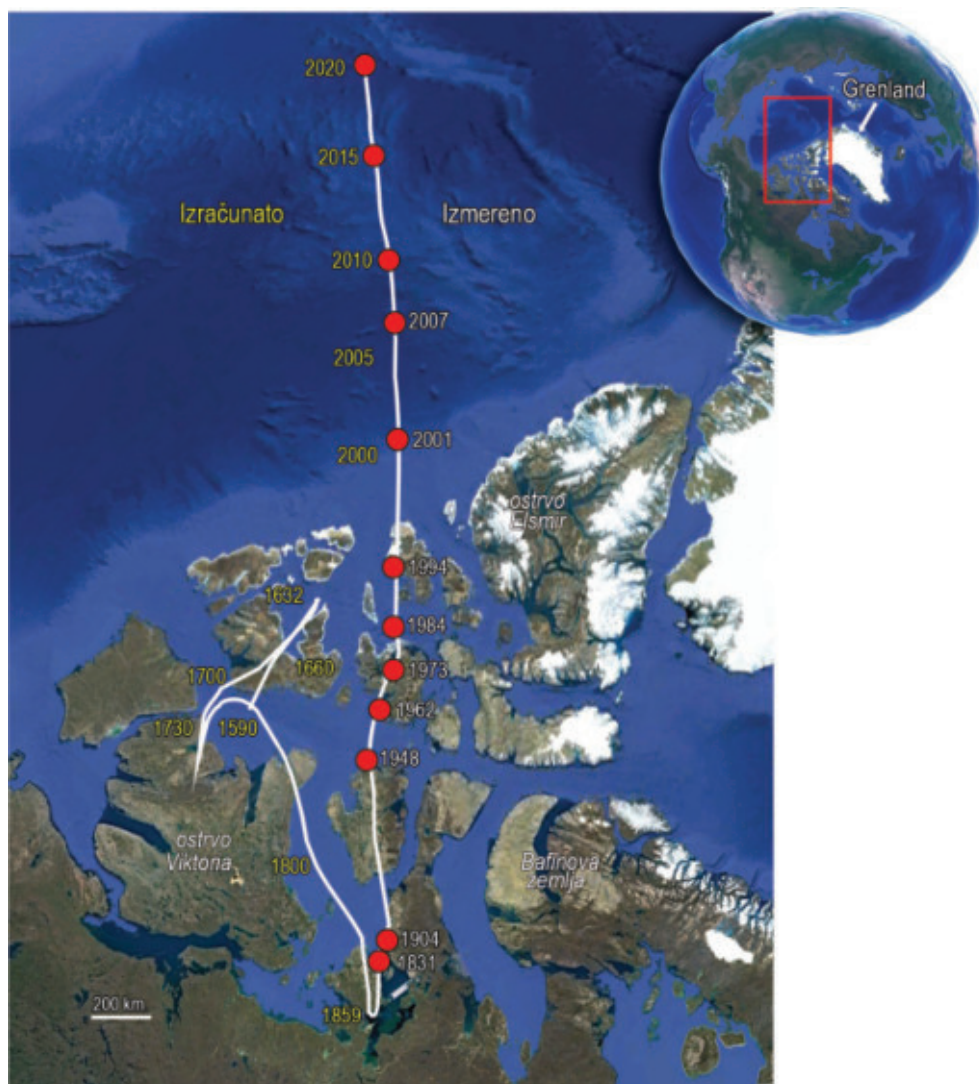
Slika 132. Položaj geografskog i geomagnetnog pola

Magnetno polje Zemlje je magnetni dipol u kome se južni magnetni pol sada nalazi na oko $64,5^\circ$ južno i 136° zapadno, u blizini Antarktika, u južnom delu Pacifika. Severni magnetni pol nalazi se na $86,5^\circ$ južne geografske širine i 171° istočne geografske dužine, u blizini Arktičkog okeana. Merenjima je utvrđeno da se severni magnetni pol pomera sa prosečnom brzinom od oko 10 kilometara godišnje, a ta se brzina uvećava. Holerbah i Džons (*Hollerbach i Jones, 1993*) sugerišu da su promene polariteta magnetnog polja Zemlje uzrokovane oscilacijom magnetnog polja u samom spoljašnjem jezgru, promenom ukupnog toplotnog fluksa ili lateralnih varijacijama na granici jezgro–omotač. Tu je i morfologija Zemlje, većina kontinentalne kopnene mase je na severnoj hemisferi itd.

Promene magnetnog polja, reverzije, jesu pravilne, periodične ili nepravilne i različitih jačina. Konvekciona strujanja u spoljašnjem jezgru takođe su nepravilna, haotična, sa promenama smeru kretanja, zbog čega se menja polaritet i položaj magnetnog polja.

Najčešći i najintenzivniji poremećaji, perturbacije Zemljinog magnetnog polja dešavaju se na prostoru oko 80° severne i južne geografske širine (slika 133). Izmereno je i izračunato da se južni magnetni pol Zemlje okreće oko severnog geografskog pola sa periodom od 1000 godina.

Zanimljivo, pa i više od toga, jeste to da se magnetni pol od 1800. do 1900. godine pomerao za petnaestak kilometara godišnje. Pomeranje se potom ubrzavalo



Slika 133. Godine merenja (beli brojevi) i izračunati (žuti brojevi) magnetni polovi na severnoj hemisferi; gore desno: položaji na planeti Zemlji

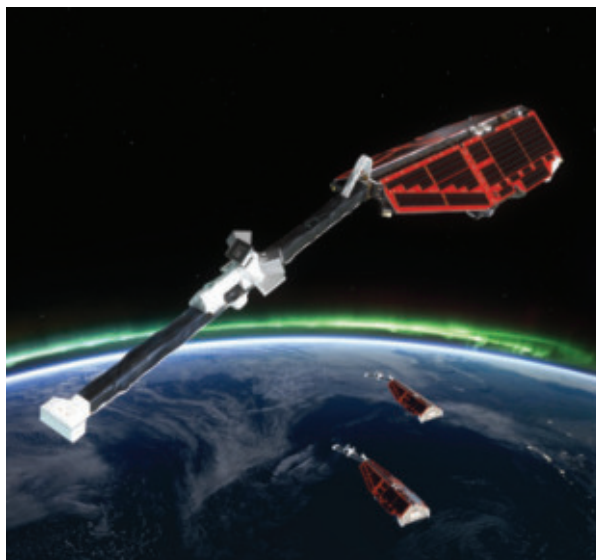
pa je osamdesetih godina „skočilo” na 55–60 km godišnje, zbog čega se magnetni pol pomerio za više od 1500 km. Periodične magnetne promene (na svakih 12 godina) vezuju se i za pojavu pega na Suncu, kada se jakim magnetnim poljima stvaraju električne struje, koje kao „vetrovi” dolaze na Zemlju.

Promena magnetnog polja Zemlje se javlja u različitim vremenskim intervalima, kada se smanjuje, nakon toga pojačava i vraća na istu vrednost za isti vremenski period. Preokreti se javljaju prosečno na oko 30.000 godina, a poslednji je zabeležen pre 780.000 godina. U „poslednje vreme” uočena je nepotpuna promena polja, koja je verovatno rezultat lokalne nestabilnosti na granici jezgro–omotač, mada pojedini istraživači smatraju da nije globalna.

Među najupečatljivijim promenama u poslednjih nekoliko hiljada godina jesu smanjenje dipolne komponente polja i zapadno skretanje dela polja. Promena polariteta dešava se relativno brzo, za oko 2000 godina. Tada naša planeta pri-

vremeno gubi zaštitni magnetni štit od Sunčevog zračenja i „oluja”, uz neželjene posledice po život na Zemlji. Nova promena polova, koje se mnogi pribojavaju, kasni. Mišljenja su da će se „odugovlačiti” u narednih više hiljada godina. Možda će se zamena magnetnih polova u vremenu pred nama privremeno „odložiti”, kao što se desilo u gornjoj kredi, kada je Zemlja bila bez zaštite od Sunčevog zračenja i kada je došlo do značajnih promena, izumiranja nekih vrsta flore i faune.

Sateliti *Swarm* (slika 134), koji trenutno kruže oko Zemlje, potvrdili su opšti trend slabljenja magnetnog polja, naročito nad zapadnom hemisferom, kao i pomeranje severnog magnetnog pola preko Arktičkog okeana ka Sibiru za 64 kilometra. U isto vreme, u južnom Indijskom okeanu magnetno polje jača. Ovi sateliti prikupljaju i podatke za proučavanje pomeranja ploča, predviđanje zemljotresa, pronalaženje prirodnih resursa itd. Merenja su pokazala da je jačina magnetnog polja za poslednjih 150 godina manja, oko 10%. Da li to ukazuje na promenu položaja magnetnih polova? I



*Slika 134. Sateliti Swarm;
u pozadini snimka je polarna svetlost*

pored detaljnog, sveobuhvatnog proučavanja, još nema odgovora zašto se dešavaju reverzije magnetnog polja Zemlje i zašto nema promene magnetnih polova koju očekujemo. Zapravo se i ne zna kada će do preokreta doći. Naši preci su preživeli poslednju magnetnu reverziju, verujemo da ćemo i mi i, kako reče jedan geolog, možda samo kupimo novi kompas!

Zemljino magnetno polje menjalo se mnogo puta i u „dalekoj” geološkoj prošlosti. Rezultati ukazuju na to da je jačina magnetnog polja u okviru polovine današnjih vrednosti bila u stenama od 3,2 milijardi godina. Rane arhajske stene u Južnoj Africi zadržale su magnetne zapise koji ukazuju na to da je geodinamika Zemlje funkcionisala i ranije, od 3,45 milijardi godina (*Usui i dr., 2009*).

Pomenimo i klimatske promene, gde je jaka veza između magnetnog polja i količine padavina u tropskim predelima, naročito u gornjim slojevima atmosfere, jonosferi. Povećanje količine CO₂ nije jedini uzrok klimatskih promena.

U polarnim oblastima, linije sila magnetnog polja su blizu Zemljine površine i svojim oblikom omogućavaju naelektrisanim česticama da stignu u niže delove atmosfere, stvarajući neobičnu i lepu pojavu – polarnu svetlost, koju smo pomenuli kod opisa Sunca. Molekuli kiseonika daju zelenu ili crvenu boju, a azota ljubičastu.

Promene magnetnog polja dolaze i iz atmosfere, pa čak i iz vasiona. Na visinama od preko 80 km, nalazi se jonosfera, na koju utiče dnevna i godišnja varijaci-

ja zagrevanja atmosfere, koja uzrokuje periodične fluktuacije. Jonizovani molekuli gasova stvaraju „svoje” električne struje i obrazuju „svoja” magnetna polja, koja imaju uticaja i na našu planetu.

Geolozi, i ne samo geolozi, tragaju za rešenjem, „istinom” o tome šta se dešava sa promenom Zemljinog magnetnog polja, koja je već trebalo da nastupi. Ona izaziva poremećaj u komunikaciji i plovidbi. Slabljenjem magnetnog polja, zračenje sa Sunca značajno će ugroziti postojeći život na našoj planeti. Ljudi nisu jedini korisnici Zemljinog magnetskog polja. Migracione ptice koriste geomagnetno polje kako bi pronašle svoja gnezda ili mesta za parenje. Smatra se da njihovi mozgovi ili tela sadrže dovoljno jedinjenja koja imaju magnetna svojstva kako bi reagovale. Čovek to, nažalost, nema, pa to ne može, mada ima ljudi koji Vam u svakom trenutku mogu pokazati gde je sever bez kompasa i drugih instrumenata. Kinezi veruju da se bolje spava kada nam je glava okrenuta ka magnetnom severu. Kada smo umorni, sumnjam da ćemo lošije spavati i kada se „pružimo” i u drugom pravcu.

Magnetno polje Zemlje i njegovo kretanje potvrđuje da je Zemlja aktivna planeta sa tektonikom ploča, konvekcionim strujanjima u omotaču, tečnim spoljašnjim jezgrom itd.

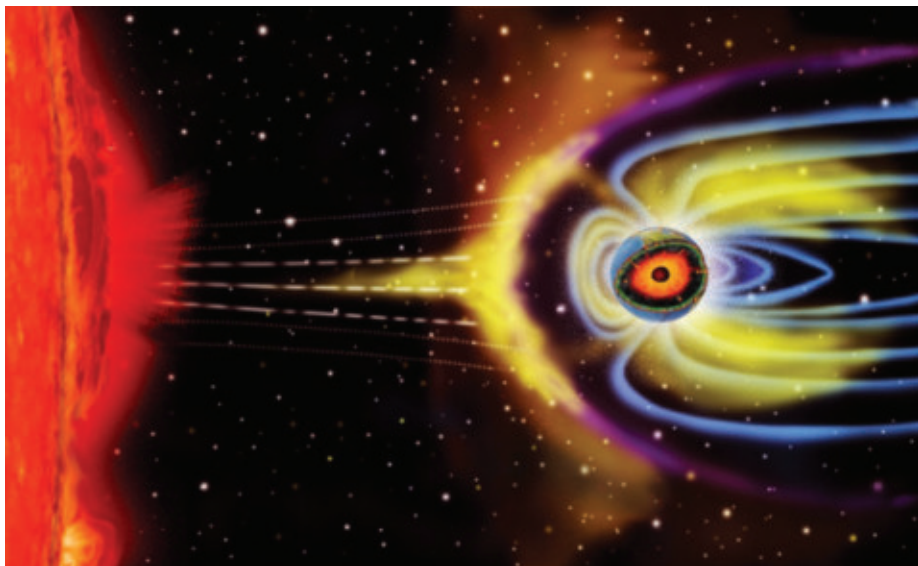
III.1.2.2 MAGNETOSFERA

Prostor u kome se oseća dejstvo magnetnog polja naziva se **magnetosfera**, i ona se prostire i do 80.000 kilometara od površine naše planete. Otkrivena je 1958. godine. Magnetosfera su naelektrisane čestice u gornjem delu atmosfere koje su nastale pod uticajem magnetnog polja Zemlje. Iako je prostor između planeta u Sunčevom sistemu uglavnom „prazan”, on ipak sadrži mali broj čestica.

Sunce emituje tokove vrućeg gasa, solarni vetar, čestice elektrona, protona, jona i molekula koji kreću ka Zemlji. Magnetosfera i magnetno polje ih „odguravaju”, tj. štite od zračenja sa Sunca, koje ugrožava život na našoj planeti. Pomenuti procesi u novije vreme pažljivo se osmatraju satelitima, koji daju važne podatke o magnetosferi i Zemljinom magnetnom polju.

Oblik magnetosfere je kontrolisan magnetnim poljem naše planete, Sunčevim vetrovima i interplanetarnim magnetnim poljem.

Uprkos nazivu, magnetosfera nije sferična već ima oblik kapi koja je, usled uticaja Sunčevog vetra, spljoštena na strani okrenutoj ka Suncu, dok je na suprotnoj strani izdužena (slika 135).



Slika 135. Položaj i oblik magnetosfere

III.1.2.3 PALEOMAGNETIZAM

Paleomagnetizam je očuvani vremenski zapis zemaljskog magnetnog polja u mineralima i stenama koje sadrže **Fe**. Još u XIX veku otkriveno je da su neki minerali u trenutku njihovog formiranja postali magnetizovani paralelno sa magnetnim poljem Zemlje. Početkom dvadesetog veka, Bernard Brunhes (Bernard Brunhes) otkrio je da su neke stene magnetizovane suprotno od položaja današnjeg magnetnog polja Zemlje, na osnovu čega je zaključio da je naša planeta u prošlosti menjala polaritet.

Posebno dobri rezultati paleomagnetizma su kod proučavanja lava. Prisustvo, jačina i pravac Zemljinog magnetnog polja zabeleženi u trenutku hlađenja, očvršćavanja lave (ali i drugih stena) koje sadrže minerale **Fe** daju njegov položaj u trenutku izlivanja ili stvaranja, metamorfoze itd. (detaljnije u poglavlju Tektonika ploča).

III.2 OMOTAČ

Omotač gradi oko 83% zapremine Zemlje. Javlja se od Moho diskontinuiteta (koji će biti prikazan u poglavlju o kori) na dubini od oko 5 do 30-ak km ispod površine, gde se odvaja od kore pa sve do 2900 km (Gutenbergov diskontinuitet), do granice sa spoljašnjim jezgrom. Smatra se da je heterogenog sastava i ne može se direktno istraživati.

Sastav i svojstva omotača utvrđeni su na osnovu seizmičkih proučavanja, pojavljivanja stena na terenu (ofiolita), ksenolita, meteorita, eksperimentima i matematičkim modelima.

Temperatura i pritisak uglavnom se povećavaju sa dubinom. U blizini granice sa korom, temperatura je oko 1000 °C, a na granici sa spoljašnjim jezgrom oko 3700 °C. Smatra se da su zbog visokih PT uslova stene u omotaču „meke” i da se mogu kretati plastično. Fizičko stanje i hemijski sastav omotača određuju njegova svojstva, ponašanje i pojavu konvekcionih strujanja. Važan je i sadržaj vode.

III.2.1 VODA U OMOTAČU

Sadržaj vode u omotaču predmet je mnogih istraživanja i diskusija. Navedimo ulogu vode u kristalnim strukturama minerala donjeg omotača, čije prisustvo, čak i u malim količinama, može značajno uticati na fizička i hemijska svojstva minerala i stena, kao što su topljenje, viskoznost, fazni prelazi i seizmičke brzine itd.

Numeričke simulacije ograničavaju se na raspodelu vode i njenu stabilnost na većim dubinama, mada je eksperimentalno sintetizovana grupa hidratizanih **Mg** silikata, takozvane faze „abecede”, koja može biti stabilna i do 1250 km. Pored toga, minerali na većim dubinama, **Mg** i **Ca perovskit**, magneziovustit i postperovskit, mogu sadržati značajne količine vode u dubokom delu omotača kao supstituciju defekata, 10–1000 ppm u svakoj fazi. Smatra se da vadsleit (engl. *wadsleyite*) i ringvudit (engl. *ringwoodite*) mogu imati oko 0,5% vode u „normalnim” uslovima. Anizotropna priroda postperovskitske strukture verovatno ima niz geofizičkih implikacija. Teoretska računanja ukazuju na to da postperovskit ima veću elastičnu i toplotnu anizotropiju od perovskita.

Promena rastvorljivosti vode sa temperaturom i pritiskom, smatra se, omogućava njenu akumulaciju u donjem omotaču ili i u području konvekcionih strujanja. Ako povećani sadržaj vode prati visoku rastvorljivost, onda će dizanje kapljica, pluma, oslobađati vodu koja će ići nagore, za razliku od „hladne” vode, koja ide nadole subdukcionim procesima. Ovo je predloženi proces koji se javlja na 410 km diskontinuiteta, čime se objašnjava anomalija brzine **S** talasa na ovoj dubini.

Međutim, modeliranje prenosa vode konvekcijom i difuzijom ukazuje na to da je homogenizovana u celom omotaču, mada hidratacija omotača još uvek nije jasan proces. U gornjem omotaču, razne kristalne strukture mogu da „prime” vodu, posebno u uslovima nižih temperatura u procesu podvlačenja ploča.

Vodu „čuva” veliki broj minerala. Na manjim dubinama (od 50 do 300 km), voda se „skladišti” u metamorfnim mineralima kao što su serpentin, amfibol, hlortiti, liskuni, amfiboli, epidot, coisit, lavsonit itd. Smatra se da se velike količine vode vraćaju u omotač u zonama subdukcije.

Ako se voda „čuva” u omotaču, prema pomenutim hipotezama, to može biti značajna količina, koja odgovara količini u jednom do dva okeana na površini Zemlje.

III.2.2 KONVEKCIONA STRUJANJA U OMOTAČU

Kretanje uzrokovano razlikom u temperaturi naziva se **konvekciono strujanje** i generalno se vezuje za fluide. Toplija voda je lakša, a hladnija teža, zbog čega dolazi do njenog kretanja, tj. konvekcionog strujanja. Pomenimo Golfsku struju, u kojoj voda, zbog razlike u temperaturi, „putuje” više hiljada kilometara. Sličan proces je cirkulacija vazduha u atmosferi. Hladniji vazduh je gušći i teži, zbog čega tone, a topliji i lakši se uzdiže, kada se stvaraju jaka strujanja, ponekad i vremenske nepogode. I mi se svakoga dana srećemo sa konvekcionim strujanjima kuvajući kafu, kada zagrejana, toplija voda bliža ringli postaje lakša i isplivava na površinu, dok hladnija, teža, tone ka dnu.

Konvekciono strujanje u stenama zavisi od temperature i razlike u gustini stena i prihvatljivo je za razumevanje mehanizma kretanja toplote.

Konvekciono strujanje u omotaču je kretanje toplote tokom kojeg se, pomenuli smo, topliji materijal podiže, a hladniji tone. Konvekciju u omotaču pokreću tri osnovna procesa:

1. gubitak toplote iz jezgra;
2. unutrašnje grejanje od radioaktivnog raspadanja i
3. hlađenje uzrokovano subdukcijom litosferskih ploča.

Konvekcija u omotaču zavisi i od vremena, jer se stvaranje toplote smanjuje, planeta se hladi, a konvekcija usporava ili zaustavlja.

Toplota iz jezgra zagreva stene donjeg dela omotača, koje postaju manje guste i lakše, zbog čega se kreću naviše i zamenjuju se hladnijim stenama, koje su teže i tonu. Konvekcija je najvažniji mehanizam gubitka toplote Zemlje, uz kondukciju (provodljivost), zračenje, advekciju itd. Pomenuti mehanizmi „rade” zajedno, u ciklusu tektonike ploča (koja će biti prikazana u posebnom poglavlju).

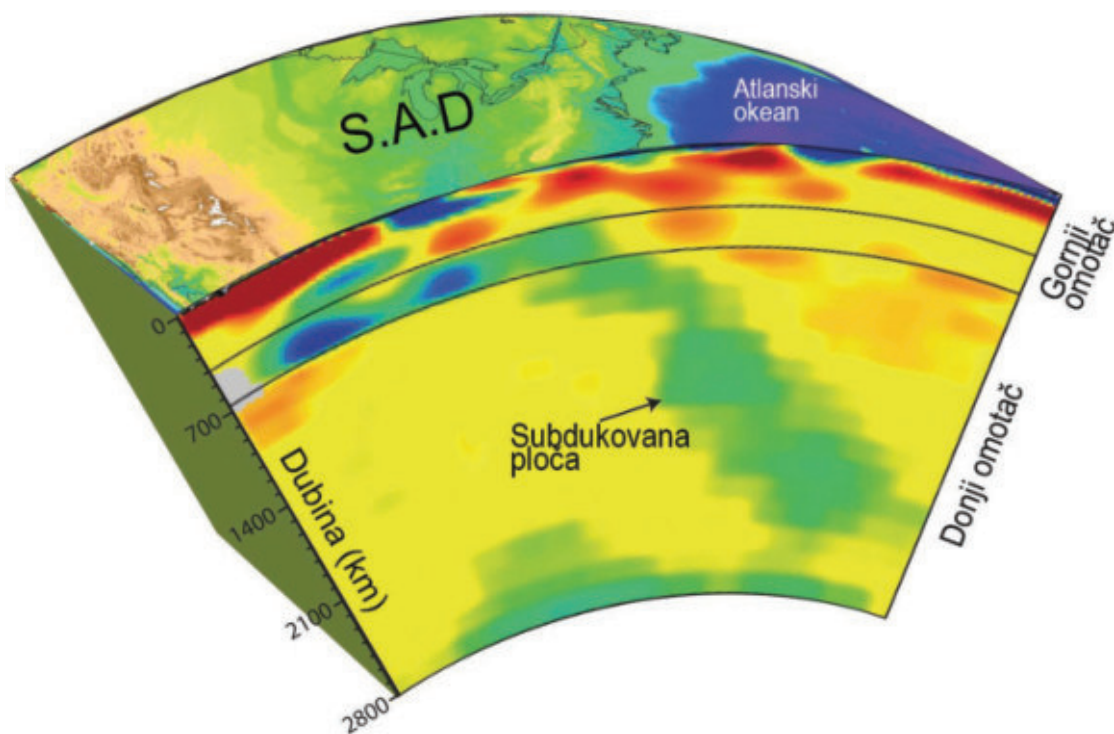
Konvekcija u omotaču donosi toplotu iz dubine na površinu, gde se oslobađa stvarajući okeansku koru. Riftne zone, mesta razmicanja ploča, jesu i glavna područja gubitka toplote.

Deo toplote koja se prenosi na površinu stvoren je i raspadom radioaktivnih elemenata, ^{235}U , ^{232}Th i ^{40}K itd. Procene koliko se omotač hladi sa vremenom su različite, ali „razumne” i ukazuju na to da je omotač bio za nekoliko stotina stepeni topliji u najranijem arheanu nego danas. Ubrzo nakon formiranja jezgra, u relativno kratkom periodu (200–300 miliona godina), pretpostavlja se da su počele i konvekcije u omotaču (uključujući koru), koji je u to vreme bio oko 200–300 °C topliji, sa 200 puta nižim viskozitetom i 30 puta bržom konvekcijom.

Brzina konvekcije u omotaču zavisi od sastava i sklopa stena, njihove provodljivosti i viskoziteta, kao i od sredine u kojoj se događa. Smatra se da konvekција u omotaču napravi pun krug, ciklus jednom za 100 miliona godina.

Seizmička tomografija (slika 136) ukazuje na to da je omotač heterogen jer ima područja sa niskim brzinama seizmičkih talasa i područja sa visokim brzinama seizmičkih talasa, koje su verovatno nastale usled razlike u temperaturi i/ili različitih strukturnih pakovanja minerala.

Strujanje, konvekција u omotaču se usporava zbog uticaja pritiska na termičku ekspanziju, toplotnu provodljivost i viskoznost. Veličina zrna, visoke temperature i sadržaj Fe mogu povećati sposobnost omotača da prenese toplotu. Tok toplote iz jezgra i stvaranje toplote u omotaču takođe su važni. Tektonika ploča, „reciklaža” i magmatizam su oblici konvekcije, ali se ne prostiru duboko, gde je uticaj pritiska znatno veći.



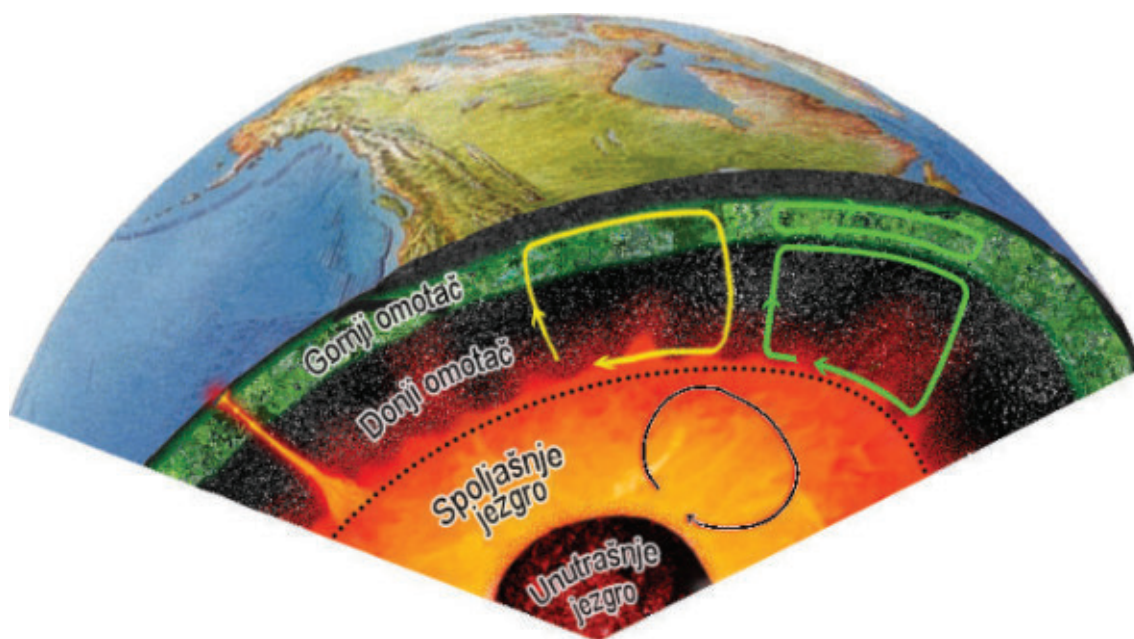
Slika 136. Seizmička tomografija ispod Sjedinjenih Američkih Država

Za razumevanje konvekcionih strujanja u Zemlji, neophodno je uskladiti široki spektar opservacija i ograničenja iz mnogih disciplina, naročito iz petrologije, geohemije i geofizike. Izotopski i geohemijski podaci, kao i razmatranja o „proizvodnji” toplote, sugerišu postojanje različitih rezervoara u omotaču, koji imaju „svoj identitet” najmanje 2 Ga.

Za konvekciju koja se javlja u omotaču „sile” zagrejanih stena moraju biti dovoljno jake da nadvladaju otpornost hladnih stena (viskoznost) za „prolaz”, ali i da ne „izgube” svu toplotu.

Granica gornjeg i donjeg omotača na dubini od 660 km određena je i na osnovu povećanja gustine minerala. Da li je ona barijera konvekcionih strujanja ili se poklapa sa granicom promene hemizma ili strukture minerala, tj. stena? Ako subdukovani deo litosfere ne može da „probije” guste stene u donjem omotaču, da li se konvekcija uzdiže iznad?

Smatra se da postoje dva tipa konvekcionih strujanja. **Jednoslojna**, koja idu kroz ceo (donji i gornji) omotač i **dvoslojna**, kod kojih je jedna u donjem omotaču, a druga u gornjem omotaču (slika 137).



Slika 137. Konvekciona strujanja u omotaču: jednoslojna obeležena žutom linijom sa strelicom, a dvoslojna obeležena zelenom linijom sa strelicom

Jednoslojni model konvekcije podrazumeva da je ceo omotač homogen, „degradirajući” utvrđene razlike. Eksperimenti mineralne fizike visokog pritiska, zajedno sa seizmičkim opažanjima, ukazuju na to da su mineralne faze tranzicije na 660 km, tj. na granici donjeg i gornjeg omotača, previše male (ili nepostojeće) da izazovu dugoročnu stratifikaciju omotača, a ne postoje „ubedljivi” dokazi za termički ili različiti hemijski sastav na pomenutoj dubini.

U prilog jednoslojnoj konvekciji govori i seizmička tomografija, koja ukazuje na to da subdukovane ploče probijaju diskontinuitet na 660 km (*Grand i dr., 1997;*

van der Hilst i dr., 1997) i nakon nekog vremena dospevaju u donji omotač, do sloja „D”. Smatra se da „prodiranje” ploče na 660 km zavisi od ugla subdukcije, njene gustine i viskoziteta omotača. Ploče sa strmim uglovima i relativno stacionarnim rovovima, kao što su Marijana i Tonga, verovatno se lakše spuštaju, prodiru u donji omotač. Potvrda su i seizmičke anomalije u donjem omotaču, koje mogu predstavljati subdukovane okeanske ploče. Jedna istaknuta anomalija koja se proteže od oko 30 S do 50 N u Severnoj i Južnoj Americi verovatno predstavlja ostatak subdukovane ploče. Slično je i u nekim delovima Pacifika i Azije. Smatra se da su „ugurane”, potisnute u donji omotač prilikom zatvaranja nekoliko okeanskih basena, dok su se mikrokontinenti sudarali stvarajući velike ploče (Aziju u mezozoiku itd.).

Neki modeli konvekcije u omotaču ukazuju da endotermne transformacije pod pritiskom „onemogućavaju” prodor ploče, ali nisu trajna prepreka. Osim toga, povećana viskoznost može biti i „prolaz” u donji omotač. Samo povećanje unutrašnje gustine, usled promena u sastavu, može obezbediti dovoljno snažnu „povratnu” snagu da bi se subdukovana ploča „zadržala” u gornjem omotaču. Dinamički značaj seizmičkog diskontinuiteta na 660 km „vrti se oko pitanja” da li je to jednostavna fazna transformacija ili promena u hemijskom sastavu ovog dela omotača. Anomalije velike brzine ispod Azije, koje se protežu sve do donjeg omotača, čini se da predstavljaju drevne okeanske ploče. Subdukcija se, smatra se, završila oko 135 Ma, nakon čega su se subdukovane ploče odvojile od litosfere i nastavile da tonu u omotač.

Pomenimo da jednoslojnim konvekcionim strujanjima dolazi i materijal iz „D” sloja i iznosi magmu (lavu) na površinu kroz erupcije (vruće tačke), što isključuje granicu na 660 km. Numerički modeli sugerišu da je teško održavati „nepropusnu” granicu na bilo kom mestu u omotaču.

Ima, naravno, i drugačijih mišljenja. Pojedini istraživači smatraju da ploče sa malim uglovima subdukcije kao što su Izu-Bonin i japanske ploče, „teško” ulaze u donji omotač, ispod disklinuiteta od 660 km, čime se favorizuje **dvoslojni** model konvekcije.

Silver i dr. (1988) ukazuju na to da je diskontinuitet na 660 km „dovoljna barijera” viskoznosti ili gustine da spreči konvektivno mešanje gornjeg i donjeg omotača, tj. da je konvekcija dvoslojna. Osiromašenje pojedinih inkompatibilnih elemenata u gornjem omotaču i neosiromašenog donjeg omotača, postojanje izotopski različitih komponenti ili domena itd. „favorizuju” dvoslojnu konvekciju, jednu u gornjem omotaču i drugu u donjem omotaču.

„Rigorozna” dvoslojna ili jednoslojna konvekcija „nalažu” dalja proučavanja da bi se „izmirile” pomenute razlike. Zanimljive i „uzbudljive” rasprave stvaraju nove ideje, kako bismo ovaj, najveći, deo naše planete bolje razumeli i upoznali.

Već 4,5 milijardi godina, koliko je stara, Zemlja je velika toplotna mašina koja „gura” sve geološke procese. Bez dovoljne količine toplote unutar Zemlje, nema kretanja ploča litosfere, dizanja kapljica magmi, nema magmatizma, vulkanizma, metamorfizma ili tektonike. Značajnu ulogu ima i gravitaciona energija,

bez koje bi kretanje na Zemlji bilo kaos. Zato sa pravom možemo reći da bez toplote i geoloških procesa na Zemlji ne bi bilo života kakav poznajemo. Smatra se da na našem prirodnom satelitu Mesecu, a i na drugim planetama i satelitima Sunčevog sistema, nema života jer nema geoloških procesa.

Teorija tektonike ploča (biće prikazana u posebnom poglavlju) bazira se na konvekcijom strujanju, kojim se objašnjava kretanje okeanske ili kontinentalne litosfere, njihovo razmicanje, podvlačenje ili sučeljavanje. Tektonskim pokretima omogućava se i podvlačenje i smeštaj „hladnijih i težih” stena (okeanske litosfere) na velikim dubinama, gde se zagrevaju i delom stapaju. Stvorena magma i zagrejane stene postaju lakše od sredine u kojoj se nalaze i uz dejstvo novih tektonskih pokreta ponovo se vraćaju na površinu. Proces se obnavlja i omogućava neprekidno kretanje delova naše planete.

Konvekcijona strujanja u omotaču su važna za razumevanje geoloških procesa na našoj planeti. U mnogim tektonskim sredinama konvekcijona strujanja uzrokuju i magmatsku aktivnost. U početku se smatralo da se ploče litosfere kreću kao „pasivni putnici” na astenosferi, pri čemu je mesto riftova i subdukcionih zona određivano položajem i veličinom konvekcijonih strujanja u omotaču. Novija prihvaćena saznanja potvrđuju pretpostavku da su i same ploče aktivni učesnici ovih procesa i da imaju uticaja na konvekcijono strujanje u omotaču.

Sa razvojem Zemlje i različitim stepenom parcijalnog stapanja, sastav gornjeg omotača se kroz geološko vreme menjao. Procesi konvekcijonih strujanja su delom homogenizovali ove razlike, naročito u gornjem delu gornjeg omotača, ispod kore do astenosfere, mada se pretpostavlja da i u njemu postoje „zarobljeni” parcijalni rastopi, koji se još nisu izdvojili i formirali magmu.

Usled različitih termalnih režima pluma verovatno je bilo i razlika u stvaranju okeanske litosfere. Na 400 km ispod Islanda utvrđena je zona oslabljenja S talasa, koja ukazuje na prisustvo plume, širine oko 200 km. Slični rezultati dobijeni su za Jeloustonški (Yellouwston) park i Havajska ostrva.

Ako kapljice magmi ne probiju litosferu, one ostaju u gornjem omotaču, pređaju toplotu okolnim stenama ili sa njima reaguju i metasomatski se menjaju.

Geohemija bazalta srednjeokeanskih riftova i bazalta okeanskih ostrva (biće prikazani u posebnom poglavlju) potvrđuju prisustvo konvekcijonih strujanja u omotaču. Kao što je pomenuto, izvor bazalta srednjeokeanskih riftova je gornji deo gornjeg omotača, osiromašen inkompatibilnim elementima, verovatno usled „trošenja” na kontinentalnu koru tokom stvaranja naše planete. Bazalti okeanskih ostrva, međutim, potiču iz dubljeg dela omotača, koji nije učestvovao u stvaranju kontinentalne kore, zbog čega nije osiromašen inkompatibilnim, litofilnim elementima.

Dokazi za postojanje hemijski osiromašenih, izolovanih delova omotača usled konvekcijonih strujanja jesu izotopi gasova, naročito helijuma, u okeanskim bazaltima. Bazalti okeanskih ostrva poput Havaja i Islanda imaju visok odnos izotopa helijuma u poređenju sa bazaltima srednjeokeanskih grebena, jer ove magme sadrže komponente izdvojene iz „negaziranog” materijala koji je došao iz donjeg omotača.

Stene koje grade omotač uglavnom su silikati, ali na granici sa spoljašnjim jezgrom su značajno drugačije, od „stenovitog” do „metalnog” sa približno duplo većom gustinom, izazivajući dramatičnu promenu brzine seizmičkih talasa.

Na osnovu hemijskog, odnosno mineralnog sastava **omotač** se deli se na **donji omotač** i **gornji omotač**.

III.2.3 DONJI OMOTAČ

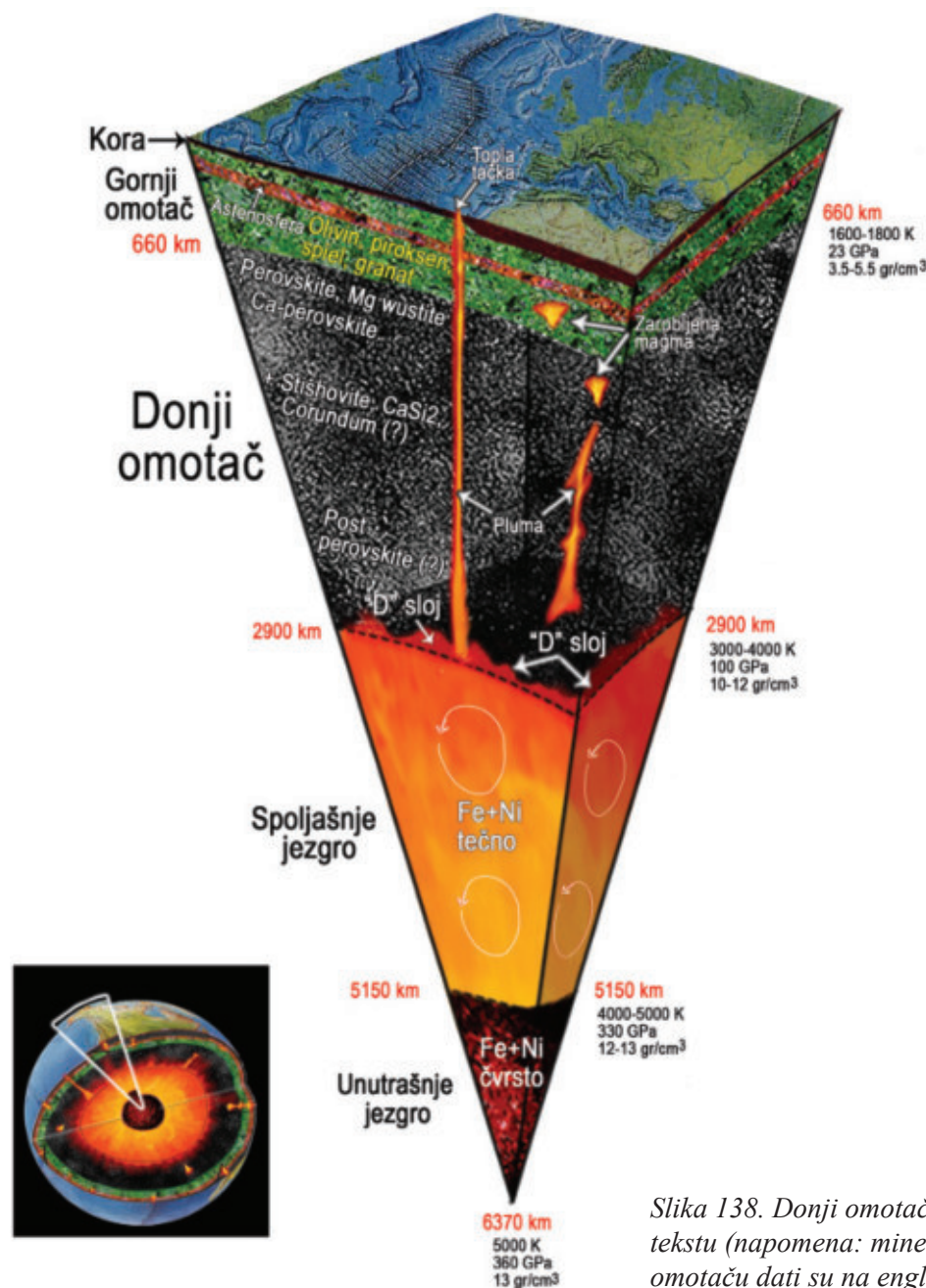
Donji omotač je deo Zemlje između 660 i 2900 km dubine i gradi 49,2% mase Zemlje. Do sada ga nismo videli, dodirnuli. O sastavu donjeg omotača znamo indirektno. Najviše podataka dobijeno je seizmičkim proučavanjima, na osnovu brzina **P** i **S** talasa, koji zavise od gustine i sastava sredine kroz koju prolaze. Podaci o sastavu dolaze i na osnovu kosmohemije, meteorita, retkih ksenolita u bazaltnim lavama i eksperimentalnih proučavanja na mineralima i stenama na visokim pritiscima i temperaturama itd.

Prema postojećim saznanjima, na granici donjeg omotača i spoljašnjeg jezgra temperatura je od 3000 do 4000 °C, a pritisak oko 100 GPa, dok je na granici sa gornjim omotačem temperatura od 1600 do 1800 °C, pritisak je 23 GPa (slika 138).

Seizmički diskontinuitet na 660 km dubine određen je porastom brzine seizmičkih talasa za 5–7%, na osnovu čega je i određena granica gornjeg i donjeg omotača. On je globalno prepoznatljiv na celoj planeti i „najsigurniji” među utvrđenim diskontinuitetima.

Kristalne strukture minerala u donjem omotaču su vitalne komponente za tumačenje geofizičkih posmatranja dubokih delova Zemlje, kao i za razumevanje sastava ovog složenog i udaljenog, dubokog dela naše planete.

Geofizički podaci ukazuju na to da je donji omotač za oko 5% gušći od granatskog lertzolita, koji gradi donje delove gornjeg omotača. Dve su pretpostavke za porast pomenute gustine: povećan sadržaj gvožđa u odnosu na gornji omotač i dalja mineralna transformacija u donjem omotaču, kada se stvara nova mineralna asocijacija sa većom gustinom. Pretpostavlja se da su ispod 660 km, tj. granice gornjeg i donjeg omotača beta i gama modifikacije piroksena, granata i olivina (spinel, vadslejrit, ringvudit itd.) gušće od onih koje se javljaju u donjem delu gornjeg omotača. Pomenuti minerali prelaze u polimorfe sa perovskitskom strukturom istog ili sličnog hemijskog sastava i još veće gustine: **perovskit** (**Mg, Fe**) (**SiO₃**), **magneziovustit** (**Mg, Fe**)**O** i **Ca perovskit** (**Ca, Mg, Fe**)**SiO₃** itd. Silicijum jon nalazi se pre u oktaedarskoj nego u tetraedarskoj koordinaciji, tj. okružen je „radije” sa šest, nego sa četiri kiseonika. Ova promena verovatno uzrokuje skok u brzini seizmičkih talasa na pomenutom diskontinuitetu, na osnovu koga je i određena granica između gornjeg i donjeg omotača. Javlja se u vrlo uskom opsegu pritiska i temperature, na dubinama između 650 km i 670 km. Neusklađenost je

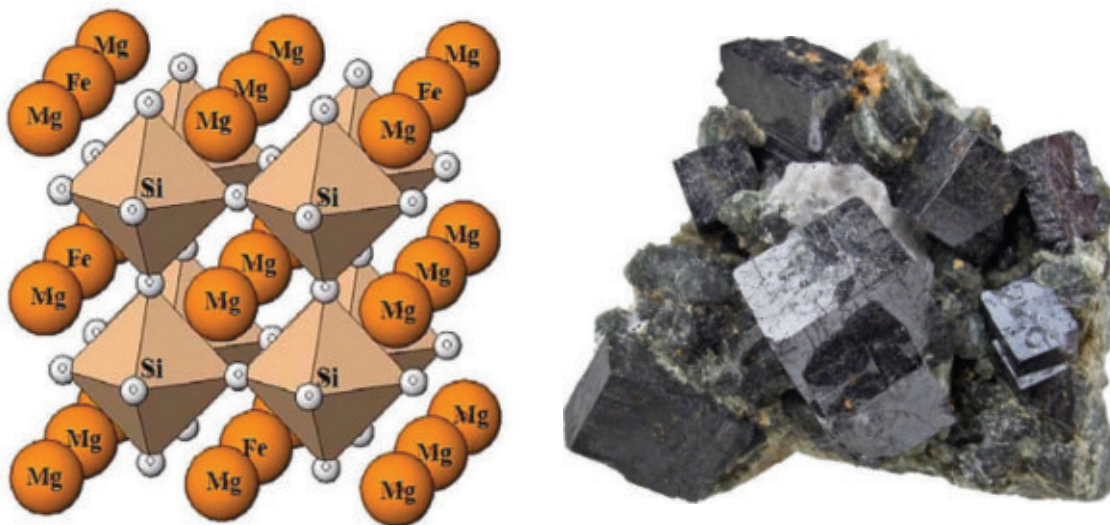


Slika 138. Donji omotač; objašnjenje u tekstu (napomena: minerali u donjem omotaču dati su na engleskom jeziku)

delimično indikacija teškoće u preciznom određivanju njegove apsolutne dubine, a delimično i zbog lateralnih promena. U ovom tekstu ćemo ga jednostavno opisati kao „diskontinuitet od 660 km”.

Eksperimentalne studije visokog pritiska potvrđuju da je **Mg perovskit** dominantna faza koja ima odgovarajuću gustinu neophodnu za utvrđenu brzinu seizmičkih talasa koji prolaze kroz donji omotač.

Minerali različitog hemizma, međutim, mogu imati identične gustine, ali različite odnose **MgO**, **FeO** i **SiO₂**. Zbog toga je sastav donjeg omotača teško odrediti, jer su minerali mešavine oksida, kao što su **MgO+SiO** (stišovit), koji ima slična svojstva i stihijometriju kao i perovskit (slika 139).



Slika 139. Struktura perovskita (levo) i kristali perovskita (desno)

Određivanje koji minerali grade donji omotač „nije lako” zbog različitih mogućih struktura i hemijskog sastava, posebno njihovih svojstava stabilnih na visokim **PT** uslovima. Na „sreću”, računarskim tehnikama oni se mogu predvideti. Seizmičke tomografije koje daju trodimenzionalne modele brzina seizmičkih talasa na Zemlji „otkrivaju” heterogene anomalije brzine i gustine u donjem omotaču, a u nekim slučajevima se teško mogu pomiriti (uporediti) sa podacima mineralne fizike.

Mnogi autori koriste samo gustinu za određivanje sastava donjeg omotača, tvrdeći da je on homogen. Skok gustine na diskontinuitetu na 660 km je „slabo” ograničenje za promenu hemijskog sastava između gornjeg i donjeg omotača, jer su dokazi bazirani na viskoznosti i srednjoj atomskoj težini nedovoljni.

Podsetimo, razumevanje mineralogije i kristalnih struktura u donjem omotaču uveliko se proširilo razvojem novih eksperimenata na ekstremnim pritiscima i temperaturama koje se očekuju u donjem omotaču (*Ricolleau i dr., 2010; Irifune i Ringwood, 1993*). Većina njih izvedena je korišćenjem lasera i rendgenskih difrakcija kao primarne dijagnostike.

Određivanje mineralnog sastava donjeg omotača na osnovu eksperimentalnih podataka je „ipak teško i neizvesno”, jer u laboratorijskim uslovima treba postići vrlo visoku temperaturu i pritiske. Poseban problem je vreme trajanja reakcije, koje je u prirodi veoma dugo. Za pojedine reakcije „šok tretman”, tj. kratko vreme opita je moguće primeniti, ali mineralima u donjem omotaču je potrebno dugo vreme da dostignu ravnotežu, zbog čega dobijene rezultate o **PT** uslovima stabilnosti treba pažljivo interpretirati, najbolje uz dodatna ispitivanja i analize.

Na većim dubinama u donjem omotaču, prema eksperimentalnim podacima, perovskit nije više stabilan, već se razlaže u novi mineral, bogat gvožđem sa heksagonalnom strukturom, nazvan **H-faza**, čiji hemijski sastav nije dovoljno jasan. Ovaj podatak može promeniti naše razumevanje sastava i strukture.

Slobodna silicija (stišovit) je uvek prisutna, na višim uslovima prelazi u još gušći polimorf sa strukturom CaSi_2 na oko 50 GPa (*Kingma i dr., 1995*), a moguće je da ga ima i na dubinama većim od 1200 km. U nekim područjima potvrđena je i posebna aluminijumska faza.

Mogućnost daljeg faznog prelaska ove faze u donjem omotaču je kontroverzna. Neke studije ukazuju na to da **Mg** perovskit disosuje u SiO_2 i **MgO** na 70–80 GPa i 3000 K ili prelazi u drugu fazu iznad 83 GPa i 1700 K, dok drugi tvrde da je **Mg** perovskit stabilan kroz ceo donji omotač.

Postoje mišljenja da je diskontinuitet brzine seizmičkih talasa na oko 2600 km, verovatno nastao usled promene **Mg** perovskita u postperovskitsku fazu, koju čine gusto upakovani SiO_6 oktaedri formirajući „slojevit” strukturu sa katjonima **Mg** i **Fe**.

Zaključimo, donji omotač je nedovoljno poznat. Predloženi hemijski sastav još uvek ne objašnjava sve utvrđene seizmičke anizotropije i anomalije, ali ni obrnuto.

Bolje razumevanje se očekuje od eksperimenata u kristalografiji visokog pritiska, koji će nam omogućiti da bolje razumemo supstitucije katjona, ugradnju vode i uticaj temperature na minerale stabilne na visokim pritiscima, kao i od teorijskih studija koje će doprineti boljem razumevanju kristalnih struktura minerala u donjem omotaču.

Smatra se da je donji omotač, zbog odsustva ili veoma malog stepena parcijalnog stapanja, ostao nepromenjen od njegovog nastanka. Pojedini autori, međutim, ukazuju na to da se i gornji deo donjeg omotača tokom vremena menjao zbog subdukcija okeanske litosfere, koja je u ekstremnim, vrlo dubokim podvlačenjima, mogla „probiti” diskontinuitet na 660 km i „ulaziti” u donji omotač, kada se parcijalno stapala, kidala, savijala i stvarala strukture vučenja („slab pull” strukture).

III.2.3.1 SLOJ „D”

Na samom „dnu” donjeg omotača, na granici sa spoljašnjim, tečnim jezgrom, javlja se **sloj „D”**, nazvan po seizmičkom talasu koji se koristi za njegovo definisanje (slika 138). To je područje anomalno niskih brzina seizmičkih talasa, koje ukazuju na visok termalni gradijent i nizak viskozitet zbog promena faza i/ili sastava ovog dela omotača. Izgrađen je od guste mešavine stopljenog gvožđa i čvrstih silikata, debljine od 100 do 400 km. Vertikalno i bočno je heterogen.

Spoljašnje jezgro je dobar provodnik toplote i ima nisku viskoznost. „Laganije” kapljice tečnog gvožđa iz spoljašnjeg jezgra se kapilarno dižu i „uvlače”, reaguju, sa mineralima donjeg omotača uzrokujući promenu sastava sa odgovarajućim promenama brzine seizmičkih talasa.

Eksperimenti su pokazali da tečno gvožđe pri visokim pritiscima reaguje sa perovskitom stvarajući mešavinu **Mg** perovskita, vustita (**FeO**) i **Fe** silicijuma (**FeSi**). Dominantna faza u **sloju „D”** je verovatno postperovskit (**Mg, Fe**) SiO_3 ,

čija su mineraloška i strukturna svojstva važna za razumevanje sloja „D” i dinamike donjeg omotača.

Pomenuti procesi su u saglasnosti sa složenim seizmičkim strukturama u sloju „D” koje su uzrokovane varijacijom temperature i promenama mineralnih faza. Smatra se da su promene temperature i sastava nastale i usled subdukcija okeanskih ploča u donjem omotaču, koje obuhvataju i sloj „D” (*Hutko i dr. 2006*). One uzrokuju efekat hlađenja, zbog čega se povećavaju brzine seizmičkih talasa. Struktura i evolucija najdonjeg dela donjeg omotača, prema seizmološkim proučavanjima, verovatno omogućavaju da subdukovane ploče „dođu do njegovog dna”. Vilijams i Garnero (*Williams i Garnero, 1996*) utvrdili su sporadičnu ultranisku brzinu seizmičkih talasa, koja je uzrokovana nastankom i prisustvom pluma, kapljica u donjem omotaču. Prostor oko njih ima anomalno velike brzine, koje pojedini autori objašnjavaju prisustvom subdukovanih litosfera koje su došle do sloja „D”. Ima i drugačijih mišljenja.

III.2.3.2 PLUME

Gvožđe iz spoljašnjeg jezgra emituje i oslobađa toplotu, koja se prenosi na donji omotač uzrokujući njegovo delimično stapanje. Formiraju se **plume** (slika 138), kapljice, dijapiri magme, koje se zbog manje gustine i manje viskoznosti od okolnih stena (minerala) donjeg omotača penju, kreću naviše. Glava plume je hladnija od repa, jer sadrži uhvaćen materijal iz okolnog omotača. Po obliku, načinu pojavljivanja, plume su „uske uspravne struje”, „mlaznice”, ili „uski cilindrični vodovi” vrućeg materijala niske gustine koji potiču iz sloja „D”.

Eksperimenti su pokazali da viskozitet ima značajan uticaj na oblik plume. Ako je viskoznost velika, kreće se kao prst, a kada je niska, ima oblik pečurke, koja može biti prečnika i više od 1000 km, što je potvrđeno i seizmičkom tomografijom.

Plume uglavnom prolaze i gornji omotač i dolaze do podine litosfere, koju delom i zbog dekompresije stapaju, kada nastaju velike količine bazalta, koje se izlivaju na površinu Zemlje stvarajući **topele tačke** (detaljnije u narednom odeljku). Nastaju velike magmatske provincije ili okeanska ostrva. Još uvek nema usaglašanih mišljenja o tome kojom se brzinom penju plume do površine i kako „prežive” konvekciona strujanja. Neke plume pulsiraju, a druge se kontinuirano zagrevaju.

Plume se javljaju „usred” tektonske ploče, daleko od riftnih zona ili zona subdukcije. U okeanu su ogromna polja lava, poznata kao okeanski platoi, verovatno nastala radom pluma.

Postojanje pluma, kapljica, prvi je predložio Vilson (*Wilson, 1963*) kao objašnjenje okeanskih lanaca ostrva, poput Havaja, koji progresivno menjaju položaj sa vremenom. Vilson je predložio da se linearni vulkanizam paralelan sa pravcem kretanja ploče javlja kada litosferska ploča prelazi preko plume. Međutim, danas znamo da se plume, kapljice pomeraju. Smatra se da je evolucija, razvoj, stvaranje pluma dominiralo u arheanu.

Kondi (*Condie, 2004*) je predložio dve vrste pluma: trajne i kratkotrajne. Prve traju preko 200 miliona godina i uzrokuju fragmentaciju superkontinenta i stvaranje ogromne količine nove kore. Kratkotrajne plume traju manje od 100 miliona godina i vezuju se za narastanje vulkanskih lukova i dodavanje, narastanje mlade kore.

Istraživanja pokazuju da postoje veliki impulsi prenosa toplote u evoluciji Zemlje, u kojima veliki broj pluma „udara” u bazu litosfere. Ovi događaji, poznati kao **superplume**, imaju značajne implikacije za „super” kontinentalne cikluse i vremenski raspored metalogenetskih zona. Stvaraju se ogromne mase bazičnih lava, poznate i kao velike magmatske provincije (**LIP**, engl. *Large igneous province*, tj. plato bazalti). To su „široka” polja tokova lava i povezani kompleksi ili linije okeanskih ostrva (Havaji) dugačke hiljade kilometara.

Superplume su prepoznate u različitim vremenima u geološkim zapisima i koreliraju sa rastom kontinentalne kore. Pomenimo dve „superplume” koje dolaze iz „**D**” sloja – u Pacifiku (Havajska topla tačka) i u Africi (Istočnoafrički rift).

Visok sadržaj radiogenog osmijuma u nekim okeanskim ostrvskim bazaltima podržava duboki izvor pluma. Po analogiji sa gvozdanim meteoritima, trebalo bi da Zemljino jezgro bude obogaćeno osmijumom i u odnosu na omotač. Međutim, ono može biti kontaminirano usled reciklirane krustalne komponente. Bazalti nastali iz pluma takođe nemaju dokaze o kontaminaciji sa volframom, koji je akumuliran u jezgru, jer je siderofilni element itd.

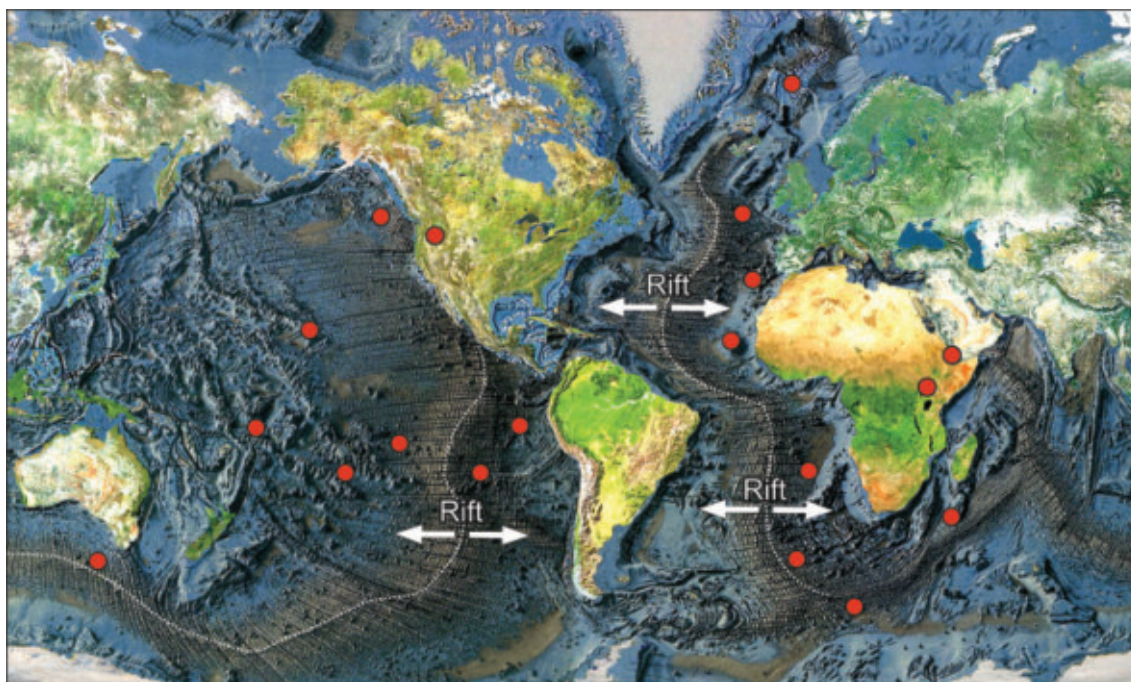
Smatra se da sloj „**D**” igra važnu ulogu u hlađenju Zemlje, zajedno sa tektonikom ploča.

Pomenimo da pojedini istraživači smatraju, da **plume** nastaju na granici donjeg i gornjeg omotača (660 km) ili u astenosferi, dok se neki pitaju da li uopšte postoje plume.

III.2.3.3 TOPLE TAČKE

Tople tačke (engl. *hot spots*) jesu mesta izlivanja lava na zemljinoj površini ili pod morem, koje su došle iz najdubljih delova Zemlje, uključujući i sloj „D”, tj. iz pluma (slika 138). Stvaraju se, kako smo pomenuli, vulkanski lanci nastali usled „prolaska” okeanske litosfere preko relativno fiksne plume. Na Zemlji postoji između 40 i 150 aktivnih toplih tačaka utvrđenih na osnovu tomografske slike distribucije brzine S talasa (slika 140). Šta uzrokuje stvaranje toplih tačaka, tj. izlivanje lava koje se nalazi daleko od granica ploča, još uvek nije jasno.

U nekim slučajevima, magma može doći iz dubine donjeg omotača u plume, ali to mogu biti „plitki” džepovi, „lokalne” magme ili kombinacija pomenutog.



Slika 140. Položaji nekih toplih tačaka (crveni krugovi) na Zemlji; bele strelice su riftne zone (mesta razmicanja ploča)

Geohemija bazalta stvorenih u vrućim tačkama (okeanska ostrva) daje i karakteristiku plume ili kapljice, odakle su i došli. Geotermometrijom je utvrđeno da su ove stene stvorene na znatno višim temperaturama od bazalta srednjeokeanskih grebena.

Tokom geološke prošlosti Zemlje, bilo je epizoda masivnih izliva bazaltnih lava na dnu okeana i na kontinentima, čije su procenjene stope erupcije mnogo veće u odnosu na bazalte stvorene u „normalnim” tektonskim granicama ploča. Nazivaju se **plato bazaltnim provincijama** ili **velikim magmatskim provincijama**. Pomenimo bazalte Parane (Južna Amerika), Karoo bazalte (Južna Afrika) i bazalte Kolumbije (zapadna SAD; slika 141), Ontong-Javu i Manihiki platoi (Tihi okean), Karipska ostrva itd.



Slika 141. Kolumbija, plato bazalti

Smatra se da su rezultat parcijalnog stapanja „glave” pluma koje su došle do podine okeanske ili kontinentalne litosfere. Neki istraživači veruju da uski „reporovi” ovakvih pluma nastavljaju da snabdevaju magmama milionima godina nakon što se glava plume „rastopila”, mada postoje i druga mišljenja.

Najbolje dokumentovane tople tačke imaju nepravilan raspored u okeanskim i kontinentalnim područjima. Neke se javljaju blizu okeanskog grebena, poput Islanda, Svete Jelene i Tristana u Atlantskom basenu, dok su druge blizu središta ploča (poput Havaja). Jedna od najstarijih vrućih tačaka je topla tačka Kerguelen u južnom Indijskom okeanu, koja je „počela proizvoditi” bazalte, oko 117 Ma. Međutim, većina modernih žarišta, toplih tačaka, mlađa je od 100 Ma. Oblik i veličina toplih tačaka zavise od veličine plume i tektonskog okruženja u kojem se ona javlja. Na pacifičkoj ploči, tri vulkanska lanca proizvela su tople tačke između 70 i 25 Ma, dok je 12 lanaca proizvedeno u poslednjih 25 Ma. Veliki broj toplih tačaka nalazi se u Africi i u Pacifiku. Postoje i „jaki” paleomagnetni dokazi za kretanje „havajskog hotspota” pre 43 Ma (*Tarduno i dr., 2003*).

Pomenimo da milioni ljudi žive blizu aktivnih vulkana, uključujući i vruće tačke. Mauna Loa na Havajima (slika 142) je najveći aktivni vulkan na svetu i predstavlja ozbiljnu pretnju stanovnicima, uključujući i potencijalnu opasnost od cunamija.

Tu je i Jeloustoun (Yellowstone), sa vrlo plitkim magmatskim rezervoarom i potencijalnom erupcijom, koja bi mogla biti katastrofalnih razmera. Razumevanjem ovih vulkana u mogućnosti smo da predvidimo erupcije i na vreme evakuišemo stanovništvo koje živi u njihovoj blizini.



Slika 142. Vulkan na Havajima, jedno od mesta koje bih voleo i želeo videti

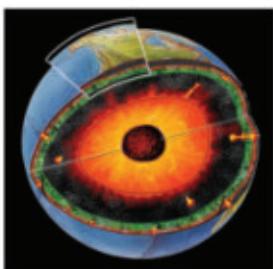
ZAKLJUČIMO!

Konvekcija omotača je od presudnog značaja u razumevanju toga da je Zemlja gigantski toplotni motor koji pokreće geološke procese stvarajući magmatske, sedimentne i metamorfne stene, kretanje kontinenata, uzdizanje toplijeg, lakšeg omotača u područja srednjeokeanskih grebena, značajne lateralne varijacije površinskog toplotnog toka itd.

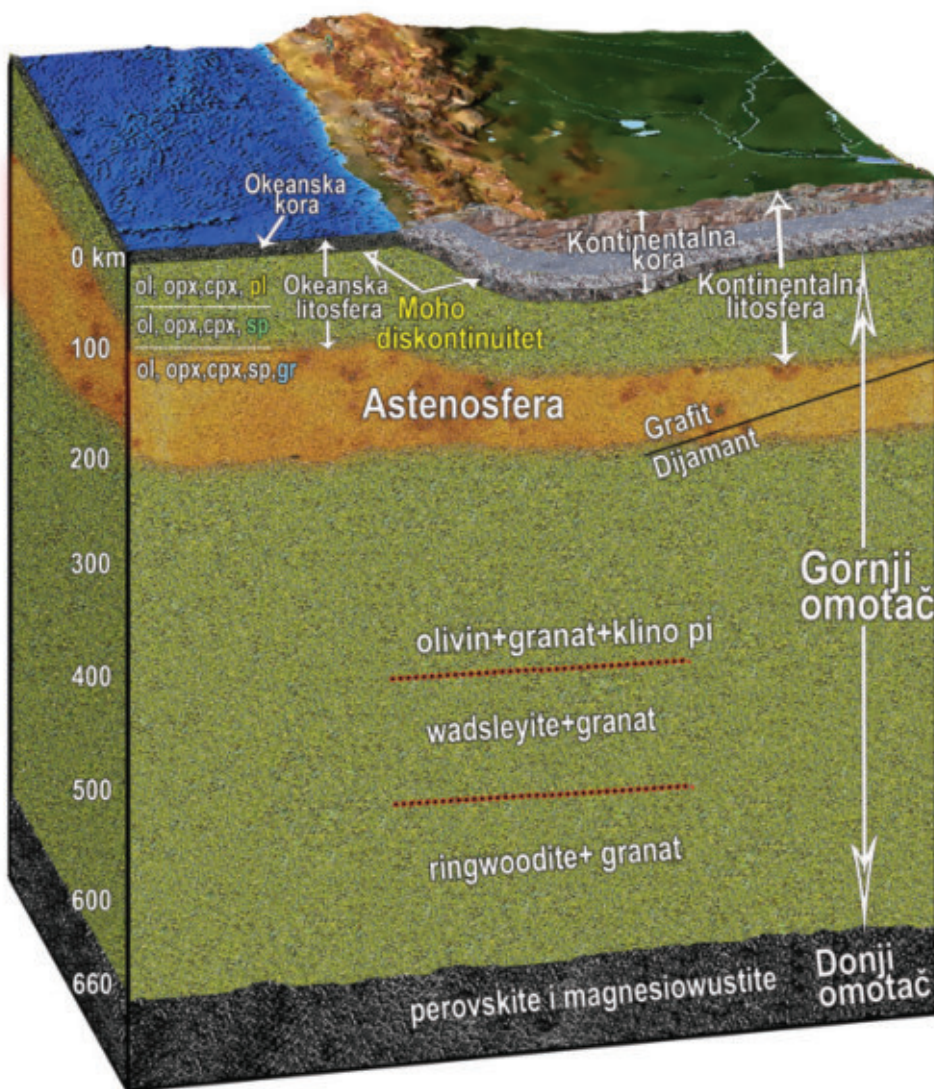
Nastanak magmatskih stena i rastopa direktno je vezan za konvekciju, gde se magmatizam javlja u relativno uskim pojasevima duž konvergentnih i divergentnih granica ploča i na vrućim tačkama iznad omotača. Ovim procesima nastaju i određene petrotektonske asocijacije genetski vezane za određene tektonske središne. Tako su, na primer, andeziti uobičajeni u vulkanskim (magnatskim) lukovima iznad subdukcionijskih zona, dok su odsutni u srednjeokeanskim grebenima. Rioliti i njihovi plutonski ekvivalenti graniti su široko rasprostranjeni duž zona kontinentalne subdukcije, ali retko gde se dve okeanske litosferske ploče sučeljavaju (na ostrvskim lukovima zapadnog Pacifika). O svemu pomenutom detaljnije u poglavljima Tektonika ploča i Magmaške stene.

III.2.4 GORNJI OMOTAČ

Gornji omotač je deo Zemlje koji se proteže od Moho diskontinuiteta (koji će biti objašnjen u poglavlju o kori) i nalazi na „samo” 20–60 km od površine, sve do dubine od 660 km, gde se graniči sa donjim omotačem (slika 143).



Slika 143. Gornji omotač
(neka imena minerala data su na engleskom jeziku)



Gornji omotač gradi oko 18% mase naše planete. U sastav gornjeg omotača ulazi i deo okeanske i kontinentalne litosfere (koji će biti prikazani u poglavlju Litosfera). Smatra se da je ova „ljuska” Zemlje izgrađena od peridotita sa olivinom i piroksenom kao dominantnim mineralima. Sastav gornjeg omotača (uključujući i deo kore) najvećim delom se određuje posredno, na osnovu:

- geofizičkih proučavanja;
- sastava meteorita;
- sastava ksenolita i nodula u kimberlitima i bazaltima;
- sadržaja i sastava volatila;
- PT uslova stabilnosti pojedinih minerala;
- geoheimijskih ponašanja elemenata;
- ultrabazičnih stena u ofiolitima;
- modelovanja na osnovu sastava bazalta;
- sastava pirolita i
- sadržaja izotopa.

III.2.4.1 GEOFIZIČKA PROUČAVANJA

Većina podataka o sastavu gornjeg omotača (takođe i donjeg) dobijena je na osnovu proučavanja seizmičkih talasa koji se različito ponašaju zavisno od gustine i sastava stena, tj. minerala koji su potvrđeni i eksperimentalno (slika 144).

Na osnovu brzine seizmičkih talasa, koja se povećava sa dubinom, utvrđeni su sledeći diskontinuiteti:

- zona niskih brzina seizmičkih talasa, koja se javlja ispod okeanske i kontinentalne litosfere na dubini od **100 do 200 km** i nije uvek prisutna. Slabljenje **S** talasa ukazuje na to da se u ovom delu gornjeg omotača nalazi polutečna zona, **astenosfera** (biće prikazana u poglavlju Litosfera), koja je debljine od 50 do 100 km.

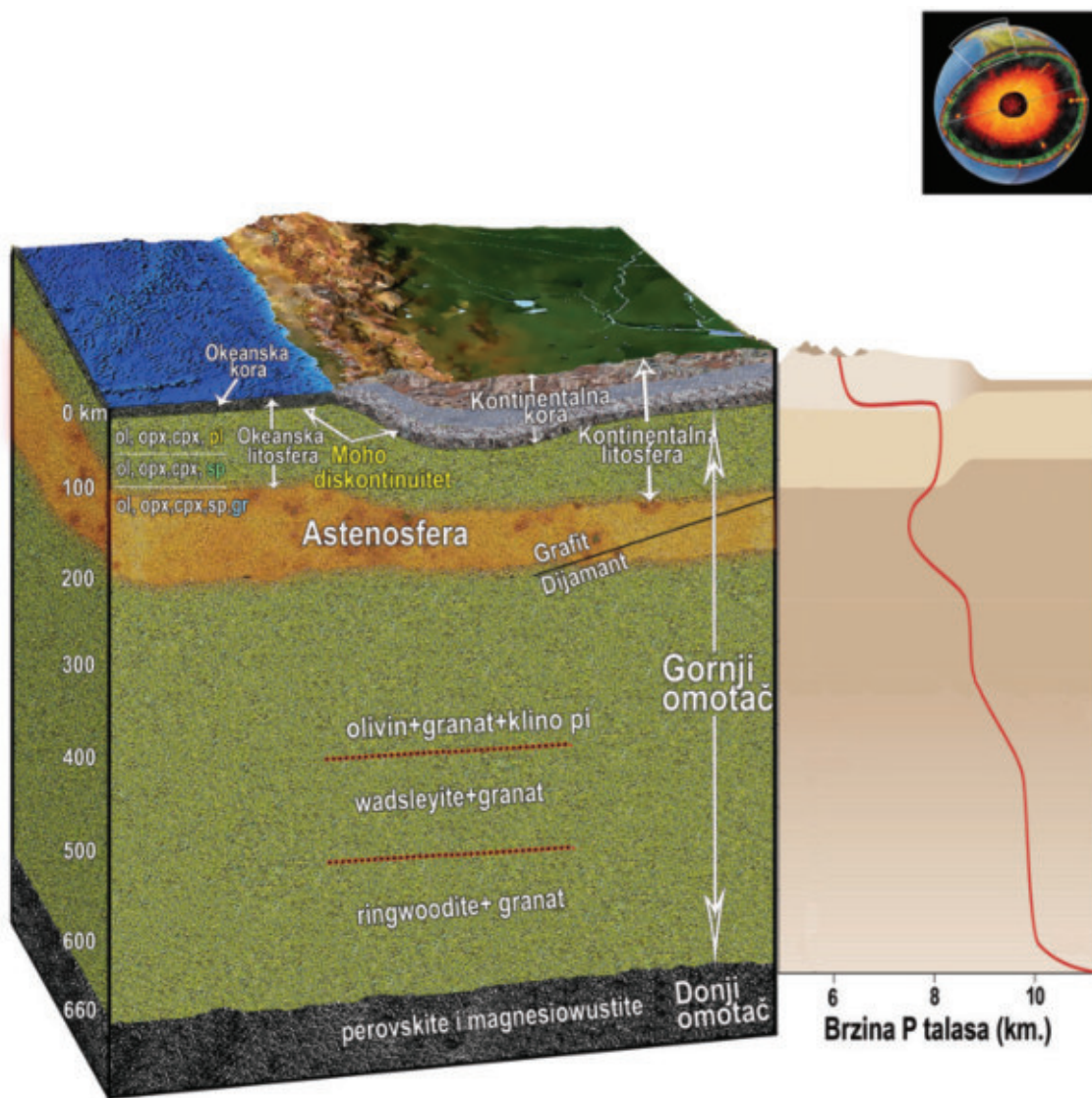
Izgrađena je od ultrabazičnih stena do oko 5% rastopa. Do dubine od 100 km nema značajnijih seizmičkih anomalija, ali su, na osnovu proučavanja peridotita, uočene promene minerala koji sadrže aluminiju;

- diskontinuitet na **350 km**. Olivin je uglavnom stabilan, dok piroksen, zbog visokog pritiska, prelazi u gušće pakovanje (oko 10%), u kom su atomi silicijuma u oktaedarskoj koordinaciji;

- diskontinuitet na **400 km** označava pretpostavljenu transformaciju olivina u beta modifikaciju, **vadsleit** (engl. **wadsleyite**), sa spinelskom strukturom koja ima veću gustinu, oko 8%. Ispod ove dubine, prema eksperimentalnim podacima, pirokseni više nisu stabilni;

- diskontinuitet na **500 do 550 km** označava deo granata koji dobija perovskitsku strukturu, a beta modifikacija olivina (**vadsleit**) prelazi u gama modifikaciju **ringvudit** (engl. **ringwoodite**) koja ima oko 2% veću gustinu i

- diskontinuitet na **660 km**, označava granicu između donjeg i gornjeg omotača. Minerali imaju spinelsku strukturu i zbog visokih pritisaka i temperatura prelaze, u minerale sa perovskitskom strukturom. Ispod ove dubine, prema brzini seizmičkih talasa, minerali imaju najgušće pakovanje, a idući ka granici omotač–jezgro, njihova gustina se neznatno povećava.



Slika 144. Gornji omotač; desno: brzina seizmičkih P talasa
(neka imena minerala su napisana na engleskom jeziku)

III.2.4.2 SASTAV METEORITA

Za procenu hemijskog sastava Zemlje, ali i drugih terestričnih planeta, koriste se i meteoriti, jer u njima odnos sadržaja refraktornih elemenata (koji imaju visoku tačku topljenja) ostaje stalan. Smatra se da imaju isti sastav i seizmička svojstva kao i u omotaču odnosno jezgru naše planete.

Gvozdeni i stenoviti meteoriti, pre svega hondriti, najčešće se koriste za proučavanje sastava Zemlje. Najvećim delom su izgrađeni od **Mg-Fe** silikata, i većina petrologa i geohemičara je prihvatila mišljenje da njihov hemijski sastav odgovara sastavu gornjeg omotača. Na osnovu toga se smatra da je više od 90% gornjeg omotača izgrađeno je od **SiO₂**, **MgO** i **FeO**, **Al₂O₃**, **CaO** i **Na₂O**. Njihov sadržaj i međusobni odnosi prikazani su u posebnom poglavlju.

III.2.4.3 SASTAV KSENOLITA I NODULA U KIMBERLITIMA I BAZALTIMA

Ksenoliti i nodule su „zarobljeni” komadi stena i minerala zahvaćeni magmom ili lavom tokom njenog utiskivanja ili izlivanja na površinu. Veličine su od nekoliko mm do 30 cm, veoma retko i preko 1 m (slika 145). Smatra se da neki od njih vode poreklo iz gornjeg omotača.

Ksenoliti se javljaju u kimberlitima, koji „nose” dijamante, alkalnim bazičnim stenama, bazaltima okeanskih i kontinentalnih područja itd. Važan mineral za definisanje uslova koji vladaju u gornjem omotaču je i dijamant, koji „brzo dolazi” na



Slika 145. Ksenolit peridotita u bazaltu

površinu eksplozivnim vulkanskim erupcijama, formirajući „dijamantske cevi”, kimberlite ili lamrolite. Osim dijamanta, za geologe su takođe zanimljivi (i važni) ksenoliti magmatskih stena i minerala koji se u njima nalaze. Ksenoliti su najčešće krupnozrni, ujednačene veličine zrna, koja su ponekad deformisana, kao u tektonitima. Ove teksture nastale su plastičnim tečenjem u gornjem omotaču i nisu vezane za magme u kojima se javljaju.

Po mineralnom sastavu ksenoliti su granatski lerzolit, harcburgiti, duniti, pirokseniti, glimeriti (stene bogate liskunima) itd. Od minerala, značajnu ulogu imaju kristali granata, piroksena, olivina, spinela, ilmenita itd. Pomenuti ksenoliti imaju značajne razlike u hemijskom sastavu, sadržaju pojedinih mikroelemenata i izotopa.

Prema **PT** uslovima stvaranja postoje dokazi da neki od ksenolita stena i minerala dolaze i sa dubine od 250 do 350 km. Izračunati **PT** uslovi nastanka nekih spinelskih ksenolita dali su temperature od 900 do 1150 °C, pa se pretpostavlja da alkalne bazaltne magme, u kojima se javljaju, nastaju na dubinama od oko 70–80 km.

U pojedinim ksenolitima javljaju se *flogopit* ili *amfiboli*, ukazujući na prisustvo H_2O u gornjem omotaču. Vili (*Wyllie, 1981, 1984*) procenjuje da količina H_2O ne prelazi 0,1 tež. % i da nije ravnomerno raspoređena. U nekim mineralima utvrđene su i gasovite inkluzije sa H_2O i CO_2 .

Nodule kao ksenoliti su relativno retke. Uglavnom su izgrađene od olivina i smatra se da su „brzim” transportom iznete na površinu. Najviše se javljaju u alkalnim bazaltima i bazanitima, na osnovu čega neki petrolozi smatraju da su primitivnije od toleita.

III.2.4.4 SADRŽAJ VOLATILA

Sadržaj volatila u gornjem omotaču je mali. Osim navedenih minerala sa vodom, flogopita i amfibola, istraživanjima je utvrđeno da olivini i pirokseni ponekad sadrže gasne inkluzije sa vodom i CO_2 , čime se potvrđuje da u omotaču ima vode.

U gornjem omotaču voda nije „voda” već hidroksid zarobljen u stenama i mineralima. Smatra se da je delom „ušla” u gornji, delom i u donji omotač sa površine Zemlje subdukcijom teže, gušće okeanske litosfere. Tektonikom ploča i konvekcijom strujanjem ona se vraća u pliće delove omotača ili čak i atmosferu kroz vulkanske erupcije i riftne zone.

Sadržaj volatila, vode i gasova, i oksidaciono-redukcionni potencijal imaju veliki uticaj na stepen parcijalnog stapanja i formiranje magmi u gornjem omotaču. Pitanje je, međutim, da li je gornji omotač tokom vremena bio bogatiji ili siromašniji vodom i gasovima ili je njihov sadržaj ostao približno isti, tj. da li su volatili oslobođeni vulkanskim erupcijama, „nadoknađivani” subdukcijom stena koje sadrže vodu. Zanimljivo je da pojedini istraživači smatraju da u omotaču (donjem i gornjem) ima više vode nego u svim okeanima na površini Zemlje.

III.2.4.5 EKSPERIMENTALNE METODE, P I T USLOVI STABILNOSTI POJEDINIH MINERALA

Na osnovu eksperimentalnih podataka na visokim pritiscima i temperaturama, utvrđeno je da elementi koji grade minerale u gornjem omotaču imaju manje radijuse i da su vezani jakim kovalentnim vezama. Zbog toga se njihov sadržaj i međusobni odnos u mineralu menja. Radijusi elemenata određuju i tip kristalne strukture. Na osnovu veze anjona i katjona, kao i strukture u laboratorijskim uslovima, izračunati su gustina minerala i uslovi nastanka. Dobijene rezultate treba „dopuniti” i drugim istraživanjima, posebno vezanim za uspostavljanje međusobne ravnoteže minerala, imajući u vidu da vreme izvođenja eksperimenta predstavlja procese koji u prirodi traju više desetina, pa i stotina miliona godina. Eksperimenti na većim pritiscima su pokazali da se mineralni sastav stena u gornjem omotaču sa dubinom menja, što je u saglasnosti i sa geofizičkim proučavanjima. Minerali koji sadrže aluminiju na manjim dubinama, do 100 km, sa porastom pritiska i temperature menjaju sastav od plagioklasa preko spinela do granata (slika 146).

Granice između pomenutih **Al**-faza u peridotitima mogu se predstaviti sledećim reakcijama:

- **plagioklas peridotiti**, stabilni su do 50 km dubine; ove stene najčešće grade podinske delove okeanske kore;

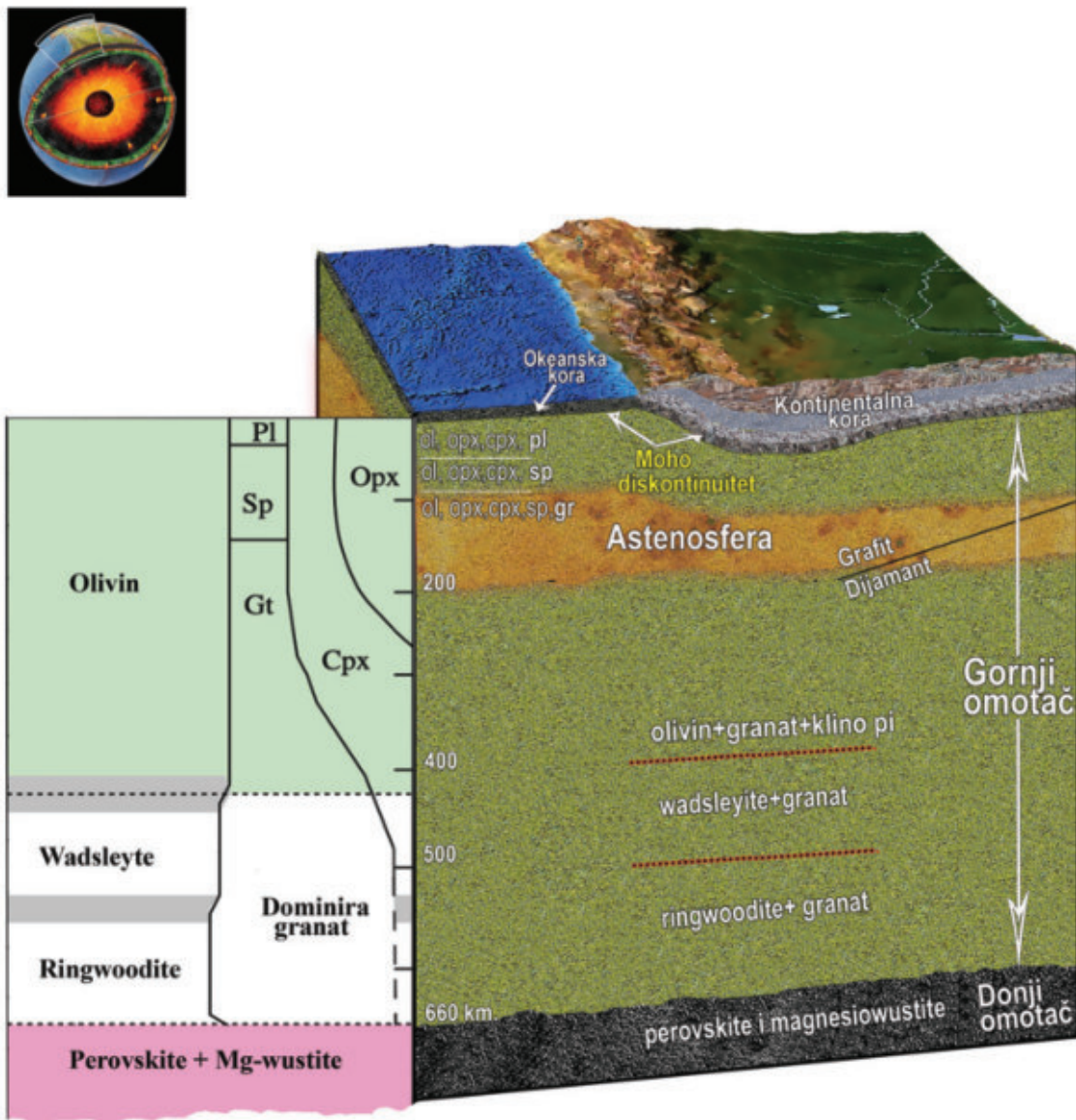
- **spinel peridotiti**, javljaju se na dubinama od 50 do 100 km (po nekim autorima granica je 70–80 km), gde je aluminijska faza spinel koji je zamenio plagioklas po reakciji: olivin + plagioklas = ortopiroksen + klinopiroksen + **spinel** i

- **granat peridotiti**, stabilni su na dubinama većim od 100 km (po nekim autorima granica je 70–80 km), kada je aluminijska faza spinel zamenjena granatom po reakciji: spinel + ortopiroksen = olivin + **granat**.

Na kraju, navedimo, da je, prema eksperimentalnim podacima, područje preobražaja granata, klinopiroksena i spinela u perovskit na 660 km (granica sa donjim omotačem) „preširoko” (oko 20 km) za seizmički diskontinuitet, koji je na ovoj dubini širok samo nekoliko km. Pomenuta granica može biti i zbog promene hemijskog sastava minerala. Pojedini autori smatraju da je omotač ispod diskontinuiteta bogatiji gvožđem.

U interpretaciji podataka mora se imati u vidu i da je deo gornjeg omotača pretrpeo parcijalno stapanje i odvajanje likvidne (bazaltne) faze.

U literaturi postoji veliki broj dijagrama sa različitim rezultatima, poljima stabilnosti minerala, zbog čega treba biti obazriv kod odabira i izvođenja zaključaka.



Slika 146. Stabilnost minerala prema Ito i Takahašiju (**Ito i Takahashi, 1987**), uprošćeni prikaz (levo) i mineralni sastav gornjeg omotača na osnovu eksperimentalnih, geofizičkih i petroloških proučavanja; skraćenice: Pl – plagioklas, Sp – spinel, Opx – ortopiroksen, Cpx – klinopiroksen, Gt – granat (neki minerali su napisani na engleskom jeziku)

III.2.4.6 GEOHEMIJSKA PONAŠANJA MIKROELEMENATA

Na osnovu geohemijskog ponašanja, veličine radijusa, naelektrisanja, načina vezivanja i uslova nastanka, kao što smo pomenuli, elementi se dele na:

- *siderofilne elemente*, koji imaju afinitet prema **Fe** i uglavnom grade legure. Siderofilni (i halkofilni) elementi imaju srednju elektronegativnost sa kovalentnim ili metalnim vezama. To su **Fe, Co, Ni, Mo, Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pt, Au** itd. Najviše ih ima u Zemljinom jezgru. Njihov raspored između jezgra i omotača zavisi i od raspoloživog kiseonika, odnosno sumpora;

- *halkofilne elemente*, koji imaju afinitet prema sulfidnim rastopima. To su metali koji se vezuju za sumpor kao nerastvorni sulfidi i imaju mali afinitet prema kiseoniku. Sulfidi su gušći, teži od silikata (koji su nastali od litofilnih elemenata) zbog čega ih ima u jezgru, ali i u omotaču i kori. To su **Cu, Zn, Ga, As, Se, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Hg, Tl, Pb, Bi** itd.;

- *litofilne elemente*, imaju afinitet prema silikatnim fazama i kiseoniku, grade jonske veze, zbog čega se uglavnom javljaju u gornjem omotaču i Zemljinoj kori. Navedimo neke: **Li, Be, Na, Mg, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, retke zemlje, Ta, W, B, O, F, Al, Si, P**, itd. i

- *volatilne (atmofilne) elemente*, koji grade jedinjenja sa niskom tačkom ključanja. Javljaju se u sva tri agregatna stanja, koja se često međusobno mešaju. Najvećim delom su na površini Zemlje u gasovitom ili tečnom stanju. Ima ih u hidrosferi i atmosferi. Pomenimo neke od njih: **C, N, He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn**. Vodonik je prisutan u vodi, a ugljenik gradi višestruke veze sa kiseonikom u obliku **CO** i **CO₂**.

Pomenuta svojstva elemenata omogućavaju saznanja o sastavu gornjeg omotača. Najvažnije asocijacije litofilnih elemenata koje grade minerale i stene u uslovima koji vladaju u gornjem omotaču uglavnom su dobijene njihovim proučavanjima i detaljnije će biti razmatrane u delu o hemijskom sastavu omotača, kao i u poglavlju Magmatske stene.

III.2.4.7 ULTRAMAFITSKA TELA U OFIOLITIMA

Ultramafitska tela koja se javljaju u ofiolitima (biće prikazani detaljno u poglavlju Magmatske stene) (slika 147) jesu poreklom iz gornjeg omotača. Stene su uglavnom harzburgitskog sastava, ima i dunita, verlita itd. Često su ispresecane žicama piroksenita, ponekad sadrže i hromit. Ultramafiti u ofiolitima najvećim delom su refraktorni ostatak zaostao nakon parcijalnog stapanja omotača i „odlaska” bazalta koji su izliveni u srednjeokeanskim grebenima ili u područjima iza ostrvskih lukova (*back arc* sistema).



Slika 147. Peridotiti sa Divčibara poreklom su iz gornjeg omotača

III.2.4.8 MODELOVANJE NA OSNOVU SASTAVA BAZALTA

Proučavanjem modela stapanja postignut je značajan napredak u razumevanju sastava bazalta i interpretaciji podataka o njihovom poreklu iz gornjeg omotača. Ovim modelima bazalt se može „vratiti” na mesto nastanka, na osnovu čega se, indirektno, određuje mineralni i hemijski sastav gornjeg omotača. Dobijene podatke treba korelirati sa ostalim metodama proučavanja radi saglasnosti i potvrde izvedenih zaključaka.

PIROLIT

U okviru eksperimentalnih proučavanja minerala i stena, na osnovu kojih se zaključuje o sastavu omotača, Ringvud (*Ringwood, 1975*; slika 148) je mešanjem bazalta sa Havaja i ultramafita, za koje se pretpostavlja da su čvrst ostatak parcijalnog stapanja pomenutih stena, 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 sastavu gornjeg omotača. Pirolit se koristi kao pretpostavljena stena u eksperimentalnim proučavanjima ili za korelaciju sa ispitivanim stenama radi izvođenja zaključaka o njihovom poreklu, stepenu kontaminacije, frakcione kristalizacije, stepena parcijalnog stapanja itd.



Slika 148. A. E. Ringvud
(1930–1993)

III.2.4.9 SADRŽAJ IZOTOPA

Izotopski sastav gornjeg omotača dobijen je proučavanjem mladih vulkanskih stena koje su nastale njegovim parcijalnim stapanjem. Zbog male mogućnosti kontaminacije sa okolnim stenama, posebno su važni sadržaj i međusobni odnos pojedinih izotopa, **U**, **Pb**, **Nd**, **Rb** itd. u bazaltima srednjeokeanskih grebena i okeanskih ostrva (detaljnije u poglavlju Magmatske stene).

Na osnovu sadržaja izotopa, pojedini autori smatraju da postoji i primarni, primitivni omotač (**primordial mantle** ili **PM**), koji nije pretrpeo promene, osiromašenje pojedinih elemenata još od vremena nastanka Zemlje. Dokazi za njegovo postojanje su sledeći:

- 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. ^3He nije formiran radioaktivnim zračenjem, zbog čega visok odnos $^3\text{He}/^4\text{He}$ ukazuje na očuvan, prvobitni neizmenjeni omotač.

Diferencijacionim procesima, koji su trajali i nekoliko stotina miliona godina, izdvojeno je nekoliko tipova gornjeg omotača, koji imaju određen hemijski i izotopski sastav, ali se ne zna koje su veličine, oblika i gde se nalaze.

Izotopski odnosi bazalta (detaljno prikazani u poglavlju Magmatske stene) nastali parcijalnim stapanjem gornjeg omotača ukazuju na to da postoje najmanje četiri, a možda čak i šest, izotopskih područja u kojima su stvarani (*Hart, 1988; Hart i dr., 1992; Helffrich i Wood, 2001*). To su osiromašeni omotač, **DM**, izvor **MORB** bazalta; **HIMU**, karakterističan po visokom odnosu $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, koji odražava visok **U/Pb** odnos ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) u izvoru; i najmanje dva obogaćena izvora (**EM1** i **EM2**), koja odražavaju „dugoročno” obogaćivanje u „lakim” **REE** (elementima retkih zemalja) u izvoru. Peta komponenta je primitivni omotač, **PM**, koji je sačuvan u delovima gornjeg omotača.

U navedenim razmatranjima postignut je veliki napredak i saglasnost, zbog čega navedene podele daju važne informacije o sastavu gornjeg omotača, kao i o uslovima nastanka i porekla bazalta.

Osiromašeni omotač, DM (engl. *depleted mantle*) jeste gornji omotač koji je prošao jedan ili više perioda parcijalnog stapanja i frakcione kristalizacije. Nizak odnos izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, visok $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ i visoki sadržaji **LIL** elemenata u **MORB**-u (detaljnije u poglavlju Magmatske stene) ukazuju na to da su nastali iz osiromašenog gornjeg omotača. Nizak izotopski sastav gasova potvrđuje da su ovi rezervoari osiromašeni retkim gasovima u poređenju sa drugim delovima gornjeg omotača. Većina geohemijskih varijacija unutar **MORB**-a objašnjava se procesima stepena parcijalnog stapanja i varijacija u odnosima izotopa.

Heterogenost može biti uzrokovana i malim mešanjem sa komponentama iz obogaćenog dela gornjeg omotača. Najvažnije obogaćenje je, smatra se, od reciklirane kontinentalne kore. Izotopski podaci kiseonika ukazuju na to da gornji omotač globalno sadrži oko 5–10% reciklirane kontinentalne kore.

Abisalni peridotiti iz nekih sporih riftova, stari oko 2 Ga, imaju sadržaj i odnos **Nd** i **Os** koji ukazuju na „dugoročno” očuvanje starih delova gornjeg omotača, koji nisu „izbrisani” kasnijim konvekcijom strujanjem. Ovi podaci sugerišu da mešanje u gornjem omotaču nije potpuno uklonilo „drevne” događaje.

HIMU, ekstremno obogaćivanje ^{206}Pb i ^{208}Pb u nekim okeanskim ostrvskim bazaltima (detaljno prikazani u poglavlju Magmatske stene), kao što su bazalti sa Svete Helene, zahteva postojanje izvornog materijala u gornjem omotaču obogaćenog **U** i **Th** u odnosu na **Pb**. Izohrone ukazuju na to da je **HIMU** izvor star 2,0–1,5 Ga. Ovaj rezervoar je takođe obogaćen radiogenim ^{187}Os (*Hauri i Hart, 1993*). **HIMU** ima odnos sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sličan **MORB**-u, pa su neki autori predložili da predstavlja subdukovanu okeansku koru u kojoj je odnos **U/Th/Pb** povećan preferencijalnim gubitkom **Pb** u volatilima oslobođenim tokom subdukcije. Podrška recikliranom okeanskom poreklu korena za **HIMU** su i relativna obogaćenja u

Ta i **Nb** u mnogim okeanskim ostrvskim bazaltima. Smatra se da je zaostali mafični ostatak ploče koja se subdukuje inkorporiran u plitki omotač i obogaćen sa **Ta** i **Nb**. Iako je poreklo **HIMU**-a kao reciklirane okeanske kore široko prihvaćeno, Kamber i Kolerson (*Kamber i Collerson, 1999*) predložili su da su sadržaji izotopa helijuma i **Pb** „najbolje” objašnjeni recikliranom okeanskom litosferom koja je metasomatizovana. Otvoreno je pitanje gde se **HIMU** nalazi u omotaču. Postoje dva mesta: (1) pluma u omotaču i (2) raspršene kapljice ili sočiva u osiromašenom gornjem omotaču. Uobičajena pretpostavka da su vruće tačke sinonim za plume omotača očigledno nije slučaj. Nije lako uskladiti plume u omotaču sa velikim brojem izolovanih okeanskih ostrva ili podmorskih planina (engl. *seamounts*). Većina njih ima vulkane koji nose **HIMU** ili geohemijski karakter izvora **EM**, ali verovatno ne dolaze iz pluma. U ovom slučaju, **HIMU-EM** komponenta se može stvoriti malim stepenom parcijalnog stapanja sa reziduom, ostatkom **HIMU-EM** komponente, dok će viši stepen stapanja biti vezan za okeanska ostrva.

Obogaćeni omotač, EM (engl. *enriched mantle*), ima visok sadržaj inkompatibilnih elemenata, kao što su **Rb**, **Nd**, **U** i **Th**. Potrebne su najmanje dve komponente da objasne distribucije izotopskih i mikroelemenata u izvorima okeanskih bazalta svrstanih u **EM1** sa umerenim, prosečnim odnosima $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i niskim $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ i **EM2** sa visokim odnosima $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i umerenim odnosima $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Oba imaju nizak odnos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Među brojnim „kandidatima” predloženim za **EM1** su stara okeanska litosfera koja se reciklira natrag u omotač i metasomatizovani donji omotač. Sadržaji **Hf** izotopa u Havajskim bazaltima ukazuju na prisustvo starih pelaških sedimenata u njihovim izvorima omotača. Na nekim lokalitetima (greben Valvis, SV Indijski greben, „marionski hotspot”), nizak ali promenljiv odnos $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ javlja se u vulkanima sa širokim rasponom odnosa $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ i $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ u odnosu na $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ove varijacije jasno ukazuju na to da se **EM1** ne može smatrati jednim delom omotača, već predstavlja nekoliko izvora. Sve ove komponente moraju biti osiromašene inkompatibilnom elementima u poređenju sa prosečnim osiromašenim omotačem iz kog dolazi **MORB** (prikazani u poglavlju Magmatske stene). Takođe, moraju imati vremenski integrisani **Rb/Sr** odnos sličan onom iz primitivnog omotača.

EM2 ima izotopske odnose bliske prosečnom sadržaju gornje kontinentalne kore ili subduktivnim kontinentalnim sedimentima (tj. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.71$ i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ je veći od 0,5121). Na osnovu sadržaja izotopa helijuma i **Pb** u Havajskim lavama, Kamber i Kolerson (*Kamber i Collerson, 1999*) predlažu da je **EM2** reciklirana subkontinentalna litosfera i da ima varijabilni sastav, a Vorkmen i drugi (*Workman i dr., 2003*) sugerišu da se može reciklirati okeanska litosfera sa zarobljenim frakcijama rastopa. Čini se da **EM2** predstavlja više od jedne komponente ili kompleksne mešavine komponenti u pločama.

(NAPOMENA: Pomenuti sastav gornjeg omotača biće detaljnije prikazan u poglavlju Magmatske stene.)

IZOTOPI HELIJUMA

Jedna od važnih opservacija u okeanskim bazaltima je njihov sadržaj izotopa helijuma, koji se razlikuju zavisno od tektonskog smeštaja. Postoje dva izotopa helijuma: ^3He , koji je kao primordijalni izotop inkorporiran u Zemlju dok je ona narastala, i ^4He , izotop proizveden radioaktivnim raspadom **U** i **Th** izotopa. Bazalti vezani za plume u okeanskim područjima imaju relativno visoke odnose $^3\text{He}/^4\text{He}$, često više od 20 puta veće od vazduha, dok **MORB** bazalti imaju manje, „samo” 7–9 puta. Kod nekih pacifičkih **MORB**-a, vrednosti se povećavaju sa povećanjem odnosa $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, dok je u Atlantiku suprotan trend. U atlantskim i indijskim područjima, izotopi helijuma imaju tendenciju da budu viši u bazaltima sa karakteristikama **EM1**. Ovi visoki odnosi, koji se primenjuju na **MORB** i okeanskim ostrvskim bazaltima, mogu poticati iz dva različita rezervoara **EM1**, kako sa niskim **U/Pb** tako i sa visokim odnosima **Th/Pb**.

Dva modela su predložena da objasne poreklo visokog odnosa $^3\text{He}/^4\text{He}$ u gornjem omotaču. Neki istraživači tumače visoke odnose zbog reciklirane okeanske litosfere u dubokom delu gornjeg omotaču. Takva litosfera treba da ima visok odnos $^3\text{He}/^4\text{He}$, jer delimično stapanje u okeanskim grebenima „izvlači” gotovo sav **U** i **Th** iz omotača. Ovi elementi su odgovorni za akumulaciju ^4He tokom vremena, što dovodi do smanjenja odnosa $^3\text{He}/^4\text{He}$ u gornjem omotaču jer je, bez **U** i **Th**, osiromašena okeanska litosfera imala visok odnos $^3\text{He}/^4\text{He}$. Druga pretpostavka je da primitivni, nefrakcionisani izvori duboko u gornjem omotaču, zadržavaju svoje „originalne” visoke odnose $^3\text{He}/^4\text{He}$. Novi eksperimenti o ponašanju helijuma ne zahtevaju njihov „duboki” izvor. Najupečatljiviji slučaj za pravi primitivni odnos izotopa helijuma dolazi od mladih pluma bazalta sa ostrva Bafin u Kanadi. Bazalti imaju veoma visoke odnose $^3\text{He}/^4\text{He}$. Ova kombinacija je „očuvanje”, barem na lokalnom nivou, vrlo primitivnog izvora (oko 4,5 Ga) duboko u omotaču.

GEOHEMIJA GORNJEG OMOTAČA U ARHAIKU

Geohemijski sastav omotača definisan je na osnovu izotopskih odnosa mladih bazalta. Za odredbu njegovog sastava uglavnom se koriste sadržaji pojedinih inkompatibilnih elemenata ili još bolje, njihov međusobni odnos. Koeficijenti inkompatibilnih elemenata takođe imaju prednost jer se ne menjaju sa vremenom. Kondi (*Condie, 2003, 2004*) sugerise da je moguće definisati bar neke domene, svojstva gornjeg omotača sa odnosima četiri inkompatibilna elementa u toleitim: **Nb/Th**, **Zr/Nb**, **Zr/Y** i **Nb/Y**. Iako ovi pokazatelji ne mogu identifikovati geohemijske rezervoare u gornjem omotaču kao što to čine radiogeni izotopi, u nekim slučajevima se mogu koristiti, za razliku od istih stena koje dolaze iz pluma. Pomenuti odnosi ne mogu, bez dodatnih geoloških podataka, razlikovati bazalte stvorene subdukcijom od bazalta iz pluma koji su kontaminirani kontinentalnom korom ili subkontinentalnom litosferom. Odnosi mikroelemenata u arhajskim bazaltima

koji su metamorfisani u faciji zelenih škriljaca ukazuju na to da su geohemijske komponente u mladom omotaču bile i u starom omotaču.

Zaključimo sa nekim od otvorenih pitanja. Koja je veza između inkompatibilnih elemenata u kontinentalnoj kori i siderofilnih elemenata (**Fe, Ni, Co, Cr** itd.)? Koliko je stvaranje jezgra smanjilo sadržaje ovih elemenata u rezervoaru **DM**?

Da li su i koliko „nehomogenosti” u gornjem omotaču, i usled subdukcije, bile nedovoljno homogenizovane konvekcionim procesima? Mnoge od ovih komponenti, zajedno sa osiromašenim gornjim omotačem (**DM**), mogle su biti „sačuvane” u subkontinentalnoj litosferi narastanjem materijala u bazi (podini) litosfere tokom geološkog vremena.

HIMU-a dolazi iz gornjeg omotača, ali njihov sastav i dalje ne daje jasnu sliku o njihovom poreklu. Plume su hemijski heterogene i često nose obogaćene inkompatibilne elemente i osiromašene komponente.

Osiromašena komponenta u plumama se razlikuje od osiromašene komponente u izvoru **MORB**-a i može predstavljati ranu redistribuciju, koja je kasnije reciklirana u dubokom delu gornjeg omotača. Geohemijski dokazi za „slojevitost” gornjeg omotača mogu biti dvosmisleni i kontroverzni. Iako geohemijski podaci ne isključuju hemijsku slojevitost u gornjem omotaču, čini se da nije slučajno pojavljivanje geohemijskih komponentata u izvorima plume koje zahteva razmenu između gornjeg i donjeg omotača.

Dubina od 660 km je, pomenuli smo, granica gornjeg i donjeg omotača, ali je još uvek nepoznanica, kao i to da li se oni međusobno mešaju.

III.2.4.10 GEOTERMALNI GRADIJENT

Bez neophodne količine toplotne energije, Zemlja bi bila geološki „mrtva” planeta. Ne bi bilo kretanja ploča litosfere, stvaranja i uspona magmi iz omotača, vulkana, metamorfizma, tektonike, sedimentacije itd.

Od svoga nastanka pre oko 4,5 milijardi godina, Zemlja je bila i ostala gigantska toplotna mašina koja pokriva sve geološke procese. Omotač Zemlje je glavni izvor energije jer čini 84% volumena naše planete, ima najveću masu (68%) i skladišti najviše toplotne energije. Podsetimo se da većina magmatskih stena i magmi dolazi iz omotača. Da bismo razumeli kako radi toplotna mašina Zemlje, razmotrimo neke oblike energije koji se prenose i pretvaraju jedni u druge oblike i izvore toplote unutar naše planete.

U prirodi energija se kreće, razmenjuje, pretvara ili transformiše iz jedne forme u drugu, pri čemu je ukupna količina energije i mase u svemiru konstantna. Ona se ne dodaje ili oduzima već samo kreće i pretvara u druge, možda manje vidljive oblike. U svim našim razmatranjima bavimo se promenama količine energije. Ukupnu ili apsolutnu količinu energije koja se nalazi u sistemu teško je proceniti

i za nas je nevažna.

Idući u dubinu Zemlje, povećavaju se i pritisak i temperatura. Pritisak raste kao posledica težine stena koje su iznad, dok se temperatura najvećim delom povećava prenosom toplote iz Zemljine unutrašnjosti ka površini.

GRADIJENT PRITISKA

Pritisak u tačnoj sredini nastaje usled njene težine koja je iznad. Podmornica trpi pritisak, zavisno od dubine na kojoj se nalazi. Pošto je voda fluid, pritisak se izjednačava, isti je u svim pravcima i naziva se **hidrostatički pritisak**.

Blizu površine, stene su krute i trpe nejednake pritiske. Ako horizontalni pritisak nadjača vertikalni (ili obrnuto), stene pucaju, lome se ili ubiraju. Na većoj dubini, međutim, stene postaju duktilne, plastične, kada pritisak postaje jednak u svim pravcima i naziva se **litostatički pritisak**. Pritisak generalno raste sa dubinom, ali njihov međusobni odnos nije linearan. Zavisi od sastava, strukture i tekture stena, sadržaja vode, tektonske sredine u kojoj se nalaze itd. Sa povećanjem pritiska, stena postaje gušća.

Razumna (realna) procena prosečne gustine kontinentalne kore je $2,8 \text{ g/cm}^3$. Izračunati pritisak na dubini od 35 km kontinentalne kore je 1 GPa i smatra se prosečnim gradijentom pritiska u kontinentalnoj kori, oko $0,03 \text{ GPa/km}$, ili 30 MPa/km . Sličan je i za okeansku koru. Prosečna gustina stena u gornjem omotaču je veća, oko $3,35 \text{ g/cm}^3$, zbog čega je izračunati gradijent pritiska veći, 35 MPa/km .

GRADIJENT TOPLOTE

Toplota uvek teče iz toplijeg područja, gde je veće kretanje atoma, u hladnije delove, gde je njihovo kretanje manje. Hladna metalna posuda na vrućem štednjaku postaje topla kao rezultat provođenja toplote kroz metal. Magmatska intruzija zagreva okolne, hladnije stene, koje postaju toplije, menjaju se, metamorfišu dok se magma hladi. Za određeni volumen, vruće telo brže provodi toplotu ako je njena površina koja ga okružuje veća. Razlika između susednih toplijih i hladnijih masa naziva se termalni gradijent. Tokom vremena i razmene toplote, gradijent se eliminiše ako se toplota ne vrati u topliju masu. Brzina kojom se toplota kreće, prenosi u određenom vremenskom periodu po jedinici površine, naziva se **toplotni fluks** (engl. *heat flow*) i on je rezultat termalnog gradijenta i termalne provodljivosti.

Zbog veoma niske toplotne provodljivosti u poređenju sa metalima, stene se smatraju toplotnim izolatorima.

Termin toplota se ponekad koristi kao sinonim za toplotnu energiju, ali, strogo govoreći, toplota se prenosi toplotnom energijom uzrokovanom razlikama u temperaturi između tela. Na primer, toplotna energija magmatske intruzije se smanjuje kada toplota „odlazi” u okolne hladnije stene koje se zagrevaju na višu temperaturu. Toplota se ne prenosi kroz vakuum zbog odsustva atoma i molekula.

Odakle dolazi toplota Zemlje? Postoje dva osnovna izvora:

1. Primordijalna (primarna) toplota nastala je u ranoj istoriji Zemlje, procesom akrecije (narastanja) i gravitacione diferencijacije nakon što je planeta očvrsla i počela da se hladi. Gravitaciono tonjenje gvožđa i stvaranje jezgra u našoj planeti takođe je stvorilo toplotu. Procene doprinosa površinskom toplotnom toku koji dolazi od primordijalne toplote zarobljene unutar Zemlje dok se ona formirala su od 10% do 25%.

2. Mnogi elementi imaju radioaktivne izotope, ali samo tri od njih su danas važni izvori toplote na Zemlji: kalijum, uranijum i torijum. Sva tri elementa imaju tendenciju da se akumuliraju u stenama kontinentalne kore (prikazana u odeljku o kori), a ne u omotaču, što objašnjava zašto se čak polovina Zemljine radiogene (radioaktivno proizvedene) toplote stvara u kori, iako ona gradi manje od 0,1% ukupne Zemljine zapremine.

Radioaktivno raspadanje **U**, **Th** i **K** itd. smatra se važnim izvorom toplote u kontinentalnoj kori i „proizvodi” oko 75–90% toplote koja dopire do površine naše planete. Kontinentalna kora je nastala nepovratnom diferencijacijom Zemlje (omotača) kroz geološko vreme.

Smatra se da je „današnji” omotač jako osiromašen radioaktivnim elementima, za faktor oko 100 u odnosu na kontinentalnu koru. Zbog znatno većeg ukupnog volumena, količina toplote omotača je verovatno slična onoj koju ima kontinentalna kora. Iako nije moguće predvideti kada će se radioaktivni atom raspasti i osloboditi toplotu, postoji „merljiva” verovatnoća da se to dogodi u određenom vremenu.

PRENOS TOPLOTE

Toplota se prenosi iz toplijih u hladnija područja zavisno od sredine u kojoj je nastala na četiri načina: **zračenjem**, **kondukcijom**, **konvekcijom** i **advekcijom**. Obično dva ili tri od njih deluju zajedno.

Zračenje je emisija elektromagnetne energije sa površine vrućeg tela u prizmu, providnu sredinu.

U vazduhu, atmosferi, toplota se prenosi zračenjem, kretanjem čestica/talasa, poput svetlosti ili infracrvenog dela spektra. Ovo je dominantan način gubitka, odlaska toplote sa Zemljine površine u svemir. Kroz istu sredinu (atmosferu) primamo toplotnu energiju od Sunca. Prenos toplote zračenjem unutar čvrste Zemlje nije moguć, osim na velikoj dubini (?), gde silikatni minerali postaju dovoljno topli i prozirni za zračenje.

Kondukcija je prenos toplote u stenama, kinetičkom energijom (uglavnom vibracionom) sa toplijih atoma na susedne hladnije. Ovaj način prenosa toplote je posebno efikasan kod metala u kojima se elektroni slobodno kreću. Kondukcijom se toplota prenosi kroz koru i deo litosfere.

Konvekcija je prenos kod kog se toplota efikasnije prenosi ako je stena duktilna (plastična). U najširem smislu, konvekcija je kretanje usled razlike u gustini izazvane razlikom u toploti i sastavu.

Zagrevanjem materijal postaje manje gust, lakši i gravitacijom „isplivava“, dok se gušći odvodi i tone. Bez gravitacije ne postoji sila uzgona koja bi delovala na razlici gustine koja pokreće materiju. Konvekcija je generalno vezana za fluide, ali i gasove. Moguća je, međutim i u čvrstom stenovitom omotaču. Prihvaćena je i objašnjena tek sa tektonikom, kretanjem ploča.

Konvekcija se može kretati u **jednom smeru**, kada se topla, delom stopljena stena akumulira na vrhu, a hladnija nakuplja na dnu, ili može biti **kružna** i ciklična u „zatvorenoj ćeliji“ iznad lokalizovanog izvora toplote, kada se zagrejana stena podiže i kreće bočno, a zatim se hladi, skuplja postaje teža, tonući u izvor toplote gde se zagreva, a ciklus se nastavlja.

Konvekcija se javlja u spoljašnjem, tečnom jezgru i sublitosferskom omotaču, gde je slabija zbog manjeg kretanja (duktinolsti) stena. Ona je i značajan prenos toplote u hidrotermalnim sistemima iznad magmatskih tela ili unutar gornjeg dela okeanske kore.

Omotač je čvrst, u nekim delovima duktilan i pokretan, pa se toplota takođe prenosi konvekcijom. Na dubini većoj od 300 km, konvekcija je dovoljno „brza“ da toplota ostaje ista, a to se naziva adijabatski gradijent (konstantni sadržaj toplote). Ako bi se konvekcija mogla zaustaviti, toplota bi se nagomilala unutar omotača, a njegova temperatura bi se povećavala sve dok ne bi postao potpuno stopljen. Konvekcija zapravo sprečava da postane dovoljno toplo da bi ostao čvrst. Veoma efektivna konvekcija je u tečnom spoljašnjem jezgru, i ona održava temperaturni gradijent nižim, tako da se temperatura unutrašnjeg jezgra procenjuje na iznenađujuće nisku vrednost od približno 4700 °C.

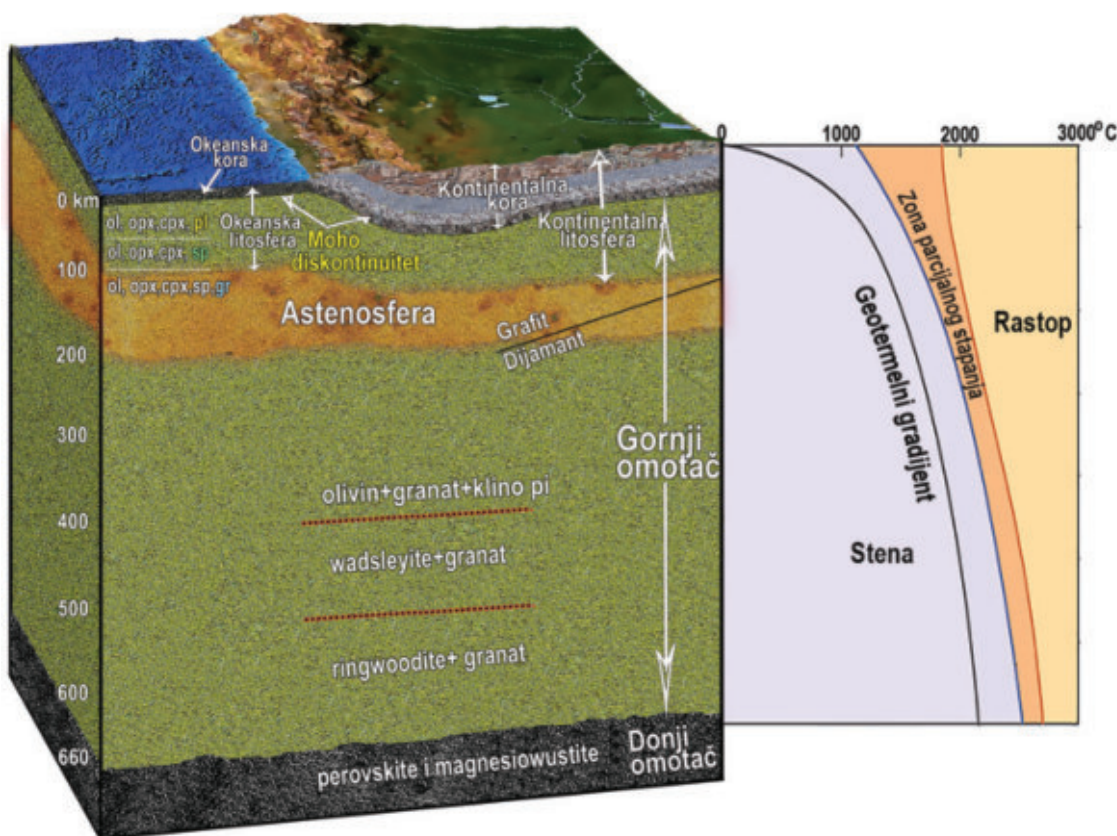
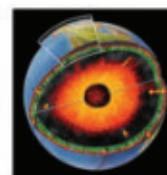
Advekcija podrazumeva protok toplih rastvora, tečnosti (dominantna voda) kroz šupljine i pukotine u stenama sa nižom temperaturom. Topla voda iz obližnje magmatske intruzije ili zagrejana atmosferska voda prolazi kroz pore, pukotine u hladnijoj steni, koju zagrevaju. Veći toplotni kapacitet vode od stena omogućava intenzivniji proces prenosa i međusobnu reakciju. Advektivni prenos toplote je takođe važan prilikom intruzije, utiskivanja magme u okolne stene, a intenzivniji je ako u celom sistemu ima više vode.

Prenos toplote je važan proces u petrologiji. Ima velikog uticaja na vrstu i karakter metamorfizma, parcijalno stapanje, kristalizaciju minerala, kretanje, mešanje magmi, tokove lave, položaj i veličinu intruzija, fizička i hemijska svojstva stena itd. Svi oni zavise i od količine toplote i načina njenog kretanja.

Brzina kojom se, na primer, intruzija hladi zavisi od: dubine na kojoj se nalazi, veličine, oblika i orijentacije, položaja u odnosu na okolne stene, prisustva vode koja pomaže, ubrzava konvektivni prenos toplote. Tu su i početna temperatura i vrsta magme, stepen iskristalisanosti itd.

GEOTERMALNI GRADIJENT

Geotermalni gradijent ili geoterma je promena temperature podeljena sa intervalom dubine na kome se određuje. Zavisi od dubine, vrste i sastava stena, sadržaja vode, tektonske sredine u kojima se javlja itd. (slika 149).



Slika 149. Geotermalni gradijent (desni deo slike) u gornjem omotaču

Određivanje geotermalnog gradijenta je složenije u odnosu na pritisak jer ne postoji jednostavan fizički model za računanje. Neki od modela se baziraju na prenosu toplote i „usklađuju” sa izmerenim toplotnim tokom na površini.

Geotermalni gradijent u okeanskom okruženju je veći nego u kontinentalnim kratonima jer je okeanska litosfera tanja. Na ovom prostoru se računa na osnovu termodinamičkih i matematičkih modela. Rezultati ukazuju na složen proces u divergentnim granicama ploča (okeanskim riftnim zonama), gde dolazi do podizanja omotača i delimičnog stapanja, kada se stvaraju okeanska kora i litosfera.

Geotermalni gradijent u okeanskim bazenima zavisi od starosti litosfere, uda-

ljenosti od grebena i brzine širenja. U područjima srednjeokeanskih grebena, geotermalni gradijent je visok, do nekoliko stotina stepeni po kilometru, u aktivnim orogenim pojasevima je niži, oko 20–30 °C/km dok je u nekim zonama subdukcije ili stabilnim terenima samo 7 °C/km.

U kontinentalnoj kori prosečna stopa porasta temperature sa dubinom (geotermalni gradijent) iznosi oko 30 °C po kilometru. Iz ovoga se može zaključiti da je, ekstrapolacijom u bazi kore debljine 30 km, temperatura oko 900 °C dok je u podini na dubini od 90 km, što je debljina kore, temperatura oko 2700 °C, što nije realno. U donjim delovima kore, omotača i jezgra geotermalni gradijent se računa, procenjuje indirektnim modeliranjem kako bi se utvrdile varijacije temperature sa dubinom. Većina modela se zasniva na modeliranju Zemljine termalne evolucije, uključujući i stvaranje jezgra. Ograničenja u brzini seizmičkih talasa, električnoj i toplotnoj provodljivosti stena i drugim fizičkim svojstvima zavise i od dubine i redistribucije radioaktivnih izvora toplote u Zemlji, parcijalnog stapanja i konvekcionog strujanja itd. (*Milovanović i Boev, 2001*).

Geotermalni gradijent izmeren blizu površine, pomenuli smo, ne može se ekstrapolirati daleko u unutrašnjost Zemlje jer nije konstantan u odnosu na dubinu. Postoje i drugi mehanizmi prenosa toplote, posebno u plitkim delovima, što dovodi do „nemoguće” visokog geotermalnog gradijenta na većim dubinama. Temperatura iznad 1000 °C se ne postižu u kori, jer bi se stene na ovoj temperaturi stopile. Rešenje ove zagonetke je da samo oko polovine toplote koja izlazi na površinu kontinenta dolazi odozdo, dok je ostatak zapravo generisan unutar kore. To znači da geotermalni gradijent postaje sve manji kako se ide dublje. U stvari, ispod litosfere, temperatura raste brzinom koja je manja od pola stepena po kilometru.

Geoterme se značajno razlikuju i variraju unutar gornjih 200 km gornjeg omotača, dok su na većoj dubini ujednačene i približavaju se adijabatskom gradijentu od 0,3 °C po kilometru. Svaki termalni model treba da ima u vidu površinski toplotni tok koji varira na površini Zemlje.

Poznavanje geotermalnog gradijenta je od suštinskog značaja, ako želimo da razumemo procese parcijalnog stapanja unutar gornjeg omotača. Nažalost, zbog „nepreciznih” tehnika modeliranja, geoterme se mogu definisati samo u širokim granicama za određena tektonska okruženja.

ZAKLJUČIMO!

Da li je toplotna energija na Zemlji rezultat „jednokratne investicije” ili se na jednom mestu dopunjava, a na drugom mestu troši? Bezbroj vulkanskih erupcija uglavnom iz srednjeokeanskih grebena još od nastanka Zemlje raspršio je toplotu iz unutrašnjosti Zemlje u okeane i atmosferu, iz koje zrači u svemir, krajnji „rashladni” uređaj. Zašto se vulkanske erupcije još uvek događaju?

Glavni izvor toplote unutar Zemlje je radioaktivni raspad „dugovečnih” izotopa ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K i ^{87}Rb . Sadržaji pomenutih izotopa najveći su u kontinentalnoj kori u granitima, znatno niži u bazaltima i još uvek u nejasni u voluminoznom peri-

dotitskom gornjem omotaču. Zbog radioaktivnog raspadanja, toplotna energija naše planete u „njenoj mladosti“ bila je oko tri puta veća nego danas. Pomenimo da je u ranoj istoriji Zemlje bilo „kratkotrajnih“ radioaktivnih elemenata koji su doprineli toplotnoj energiji i koji su do danas potrošeni. Osim stvaranja toplote radioaktivnim raspadanjem, ostaje nasleđena toplota od formiranja Zemlje. Stvaranjem i narastanjem planetezimala i embriona, gravitaciona energija je transformisana u kinetičku, a ova u toplotnu energiju. Procenjuje se da je ukupna energija u ovom procesu bila dovoljna da podigne temperaturu Zemlje na desetine hiljada stepeni. Međutim, stvarni porast temperature je bio manji, za neku nepoznatu količinu, jer se veliki deo toplote gubio u prvobitnoj, primitivnoj atmosferi. Ako je, kao što se generalno veruje, Zemlja u početku bila hemijski homogena, tokom formiranja jezgra nastala je dodatna količina toplotne energije, kada su se guste i teške čestice gvožđa odvojile od topljenih silikata u omotaču i gravitacionim taloženjem potonule na dno, stvarajući jezgro. Još jedan izvor toplote je solidifikacija tečnog spoljašnjeg jezgra, kada je oslobođena latentna toplota kristalizacije, koja je zagrevala i zagreva omotač.

Očigledno je da postoji dovoljno izvora unutrašnje toplotne energije za pogon „toplotne mašine“ omotača. Ne treba zaboraviti da većina geoloških procesa ne zavisi samo od toplotne energije, već i od gravitacije. Bez gravitacije, materija bi se neograničeno raspršila toplotnim procesima ekspanzije, topljenja, pa čak i isparavanja. S druge strane, gravitacija skuplja materiju koja postaje gušća. Interaktivna toplotna energija i gravitacija su glavni pokretači većine geoloških procesa.

Najveći izvor energije koji pokreće zemaljske površinske procese je toplota Sunca, koja je oko 70% zarobljena u atmosferi i pokreće globalni hidrološki sistem, kretanja mase vazduha i vode. Sunčeva toplotna energija ne prolazi duboko u Zemlju, samo nekoliko metara u „osunčanim“ područjima.

III.2.4.11 PARCIJALNO STAPANJE U GORNJEM OMOTAČU

Parcijalno stapanje u omotaču nastaje usled „normalnog“ geotermalnog gradijenta, u vrućim tačkama, dodavanjem, prisustvom H_2O (fluida) i/ili (usled subdukcionih procesa) ili adijabatskom dekompresijom (*Cvetković i dr., 2019*).

Minerale, u gornjem omotaču delimo i prema temperaturi topljenja, stapanja na refraktorne i fertile.

Refraktorni imaju višu temperaturu topljenja. U procesima parcijalnog stapanja oni „zaostaju“ i ostaju kao čvrsti ostatak rastopa. U ovu grupu minerala spadaju olivin, deo piroksena, spineli, a od mikroelemenata **Co**, **Ni**, **V** itd.

Fertilni minerali imaju nižu temperaturu stapanja, zbog čega „odlaze“ u rastop. U ovoj grupi minerala su plagioklasi, alkalni feldspati, kvarc itd., kao i inkompatibilni elementi (iz grupe **LIL**, **K**, **Na**, **Sr** itd.).

Razdvajanje se određuje koeficijentom raspodele, koji daje odnos datog ele-

menta između čvrstog ostatka i rastopa, magme (detaljnije u poglavlju o magmat-skim stenama).

Temperatura na kojoj počinje stapanje se smanjuje prisustvom H_2O (fluida) Pošto subdukcija nosi stene bogate vodom u omotač, ovaj proces je važan meha-nizam parcijalnog stapanja. Pomenimo i **adijabatsku dekompresiju**. Kada se deo omotača uzdiže u riftnim zonama, gradijent temperature se ne gubi, iznosi samo oko $0,3\text{ }^{\circ}C/km$, što znači da se ne hladi. Gubitkom pritiska, dekompresije na manjim dubinama, povećava se temperatura i stene gornjeg omotača se parcijalno stapaju i bez H_2O (fluida). Nastaju bazaltne magme, koje se izlivaju u srednjeokeanskim grebenima. Pomenimo da većina magmatskih, posebno bazičnih, stena na Zemlji-noj površini potiče iz omotača, mada su neke od njih prošle kroz jedan ili više ciklu-sa kasnijih sekundarnih, metamorfnih i/ili magmatskih, frakcionih procesa.

„Normalno stanje” gornjeg omotača je čvrsto. Još uvek, međutim, postoje ra-zlike u mišljenju kada, kako i gde se dostižu uslovi za parcijalno stapanje i stvaranje magmi u gornjem omotaču i kada, kako, gde i koliko magme menjaju sastav od me-sta nastanka do utiskivanja u okolne stene ili izlivanja na površinu.

U početnoj fazi parcijalnog stapanja novostvoreni rastop formira „povezanu mrežu” u kristalnoj, čvrstoj osnovi minerala. Rastop ide duž „pora”, a količina i brzina njegovog izdvajanja zavise od stepena parcijalnog stapanja, pritiska, odnosno dubine na kojoj se vrši stapanje i razlike u gustini između rastopa i refraktornog ostatka.

Viskozitet gornjeg omotača zavisi od sastava stena, dubine, temperature i sadržaja vode. Sadašnji stil tektonike ploča uključuje i reciklažu vode. To znači da je viskozitet stena mali, uprkos relativno nižim temperaturama u poređenju sa arheanom.

Usled manje gustine i više temperature, najveći deo magmi ide ka površini, gde se utiskuje u okolne stene ili izliva na površinu, mada jedan deo ostaje „zaro-bljen” u izvornom području, gornjem omotaču. Pomenimo da su primarne bazaltne magme na površini veoma retke jer na putu od mesta nastanka do izlivanja trpe frak-cionu kristalizaciju, kontaminaciju sa okolnim stenama, primaju vodu itd.

Parcijalno stapanje višekomponentnog sistema kao što je lertzolit iz gornjeg omotača je složen proces. Eksperimentalni podaci pokazuju da lertzolit postaje pro-pustljiv kada je stopljen samo 2–3%. Niz parametara kontroliše sastav rastopa iz kog nastaju magme različitog sastava, od kimberlita, pikrita, do alkalnih bazalta i toleit-skih bazalta, pa čak i andezita.

Misen i Kuširo (*Mysen i Kushiro, 1977*) eksperimentalno su stapali ksenolite granatskog peridotita na 20 kbara i dobili sledeće rezultate:

na	1450 $^{\circ}C$ – 1 % rastopa – alkalni bazalt;
“	1500 $^{\circ}C$ – 16% rastopa – olivin toleit;
“	1600 $^{\circ}C$ – 44% rastopa – vebsterit, i
“	1700 $^{\circ}C$ – 60% rastopa – toleitski pikrit.

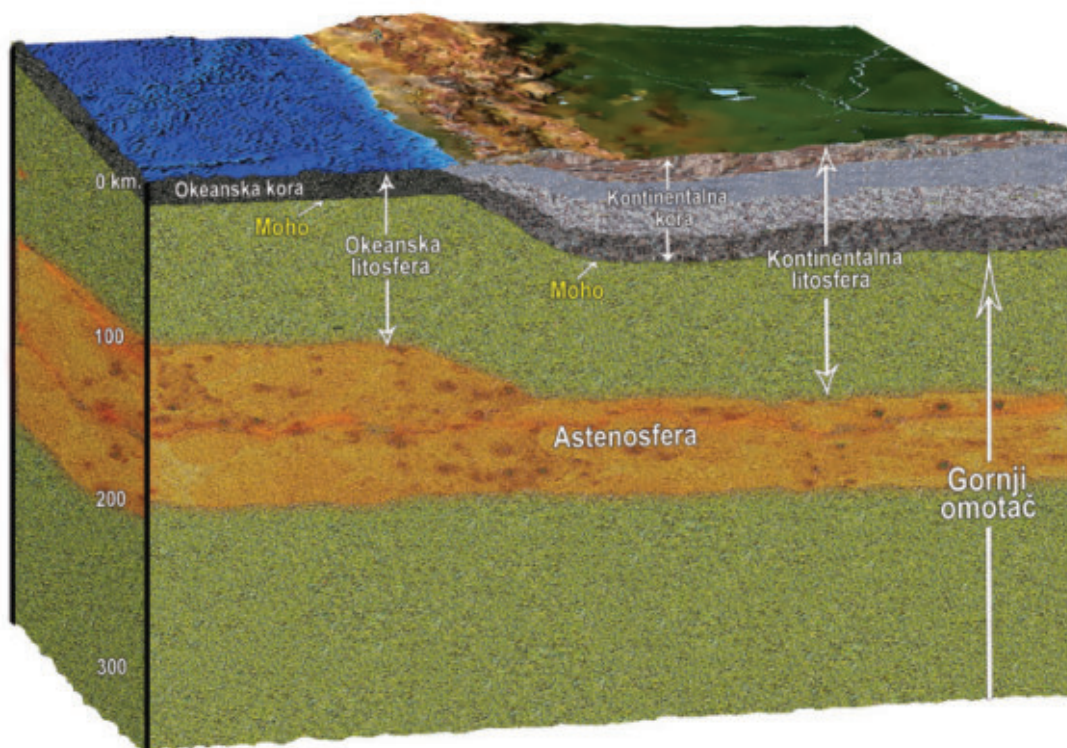
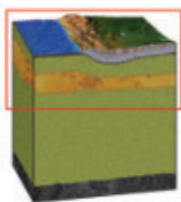
U poglavlju Magmatske stene detaljnije se obrađuju procesi parcijalnog stapanja gornjeg omotača i formiranja magmi, kao i faktori koji utiču na njihov sastav i karakteristike. Takođe, razmatraju se različite magmatske stene, njihova mineralogija, tekstura i geohemijske karakteristike, kao i njihov značaj za geološke procese i evoluciju Zemljine kore.

III.3. LITOSFERA

Litosfera (od grčke reči *litos* – „kamen”) jeste „najviši” sloj Zemlje. Izgrađena je od gornjeg dela **gornjeg omotača**, iznad **astenosfere** i **kore**, sve do površine po kojoj hodamo. Granica između kore i gornjeg omotača je Moho diskontinuitet (detaljno u poglavlju Kora).

Prema sastavu stena i mestu nastanka, litosfera se deli na **okeansku litosferu**, koja je ispod okeana, izgrađena od okeanske kore i dela gornjeg omotača do astenosfere, i **kontinentalnu litosferu**, koja je na kontinentima, izgrađena od kontinentalne kore i dela gornjeg omotača, takođe do astenosfere (slika 150).

Okeanska litosfera se nalazi ispod okeanskih područja u kojima je razvijen i okeanski tip kore i stara je do oko 200 miliona godina. U zoni razmicanja ploča, okeanska litosfera je debljine do oko 10 km, gde je najtanja i najmlađa (detaljnije u



Slika 150. Litosfera Zemlje

delu o tektonici ploča). Udaljavajući se od mesta razmicanja, postaje starija i deblja, i do 100 km. Gornji (povlatni) deo okeanske litosfere, iznad Moho diskontinuiteta jeste okeanska kora (detaljnije u poglavlju Kora).

U subdukcionim zonama (detaljnije u poglavlju Tektonika ploča), okeanska litosfera biva „pojedena”, ali se taj „gubitak” nadoknađuje stvaranjem nove okeanske litosfere u područjima razmicanja ploča. Na taj način, ona se stalno obnavlja.

Kontinentalna litosfera takođe uključuje deo gornjeg omotača iznad astenosfere i kontinentalnu koru. Uglavnom je „ograničena” na kontinente. Znatno je veće debljine, do 150 km (po nekim autorima i preko 200 km). Gornji deo kontinentalne litosfere je izgrađen od metamorfnih, magmatskih, uglavnom kiselih stena i sedimenata, a donji deo najvećim delom od metamorfisanih bazičnih stena.

Astenosfera (od grčke reči *astena* – „bez snage”) jeste podina litosfere. To je zona malih brzina seizmičkih talasa, zbog čega se smatra da je plastična, „teče” i lako se deformiše kretanjem. To se objašnjava prisustvom male količine parcijalnog rastopa (*Anderson i dr., 1971*), što je potvrđeno i eksperimentalno. Pojedini autori smatraju da se radi o „zarobljenom rastopu” koji se nije izdvojio da formira magmu.

Laboratorijske studije ukazuju na to da je gornji omotač na ovim dubinama blizu temperature topljenja, definisan izotermom na oko 1280 °C, što predstavlja imaginarnu površinu sa istom temperaturom. Razlog usporavanja seizmičkih talasa na ovoj dubini je prisustvo 1–5% parcijalno stopljenog omotača, koji verovatno formira tanki diskontinuirani film duž granica mineralnih zrna, zbog čega je omotač duktilniji i plastičniji.

Astenosfera je plastična i ne slama se kada je izložena stresu, ponaša se kao vrući asfalt. Ispod astenosfere je peridotit hladan i čvrst, ali dovoljno topao da se ponaša plastično. Izgleda da nema značajne razlike u hemijskom sastavu stena iznad i ispod astenosfere.

Astenosfera je važna za tektoniku ploča, jer se smatra da po njoj „plivaju”, kreću se okeanska i kontinentalna litosfera. Njena debljina nije stalna već zavisi od termičke strukture, vremena i načina zagrevanja i hlađenja gornjeg omotača, ali i od tektonike ploča. Ispod kontinentalne litosfere (detaljnije u narednom poglavlju) astenosfera je debljine oko 30–50 km, dok je ispod okeanske litosfere astenosfera deblja, do 100 km. U riftnim zonama (detaljnije u poglavlju Tektonika ploča), astenosfera se izdiže gotovo do baze, podižući novoformiranu okeansku koru.

Litosfera se može posmatrati kao mozaik ploča koja je ograničena okeanskim riftovima, subdukcionim zonama i transformnim rasedima. Ona je kruta i čvrsta, ali i nedovoljno „jaka” da podnese rupture i stres, zbog čega je mesto zemljotresa i vulkana.

Litosfera se zbog kretanja uzrokovanog tektonikom ploča kida, lomi na manje komade, **ploče** (detaljnije u poglavlju Tektonika ploča). Na planeti Zemlji, litosfera je podeljena na 15 „glavnih” tektonskih ploča: severnoamerička, karip-

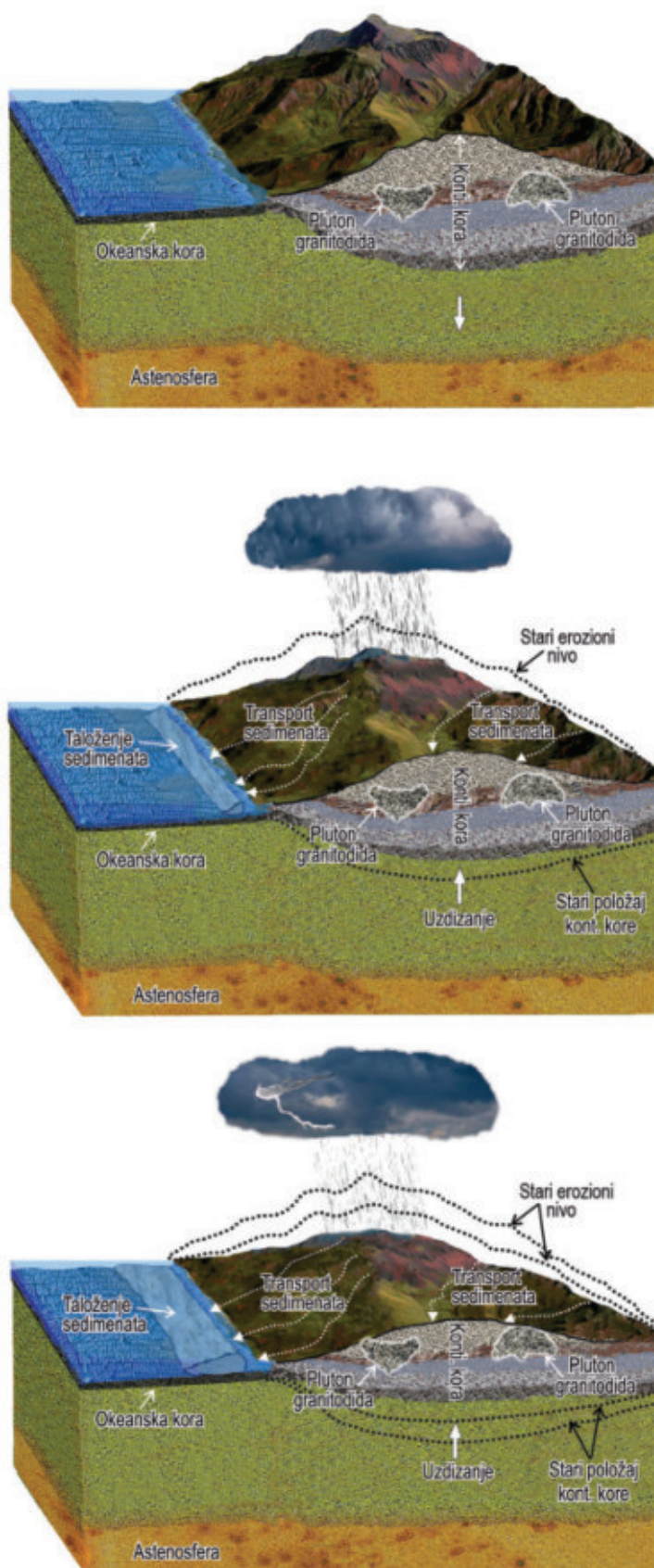
ska, južnoamerička, škotska, antarktička, evroazijska, arapska, afrička, indijska, filipinska, australijska, pacifička, Huan de Fuka (Juan de Fuca), Kokos i Naska (Nazca), koje „plivaju” i kreću se po astenosferi, gornjem delu gornjeg omotača.

Kada se govori o tektonici ploča, „podrazumeva se” subdukcija okeanske litosfere (a ne samo kore), kao i kod širenja u srednjeokeanskim grebenima, kada se ploče, odnosno litosfera razmiču. Sudari ploča, stvaranja vulkanskih (magmat-skih) lukova podrazumevaju kontinentalnu litosferu, a veoma retko samo kontinentalnu koru.

III.3.1 IZOSTAZIJA

Pomenute litosfere ili delovi, ploče zavisno od gustine stena i veličine, ako su lakši dižu se, odnosno „isplivavaju”, dok teži „tonu”, više su „zagnjurení”. Ova pojava poznata je i kao **izostazija**, a predložio ju je američki geolog **Klarens Edvard Daton** (*Clarence Edvard Dutton, 1841–1912*), 1889. godine

Razmotrimo izostaziju, uz primenu Arhimedovog zakona, koji kaže da kada stavimo komad drveta u kadu punu vode, on pliva jer je manje gustine, delom potone i istisne vodu srazmerno njegovoj masi. Slično je i sa ledenim bregom koji „pliva” u moru. Kada stavimo dva komada drveta različitih debljina u vodu, deblji će potonuti dublje. Ako stavimo dva komada drveta iste veličine, ali različite gustine, dublje će potonuti gušći. Napravimo analogiju sa stenama različite gustine ili veličine koje „plivaju” na astenosferi. Litosfera manje gustine (kontinentalna) više pluta i „isplivava” od litosfere sa većom gustinom (okeanska). Pritisak u astenosferi, bez obzira na dubinu i mesto gde se javlja, jeste **dubina kompenzacije** i isti je ispod okeanske ili kontinentalne litosfere. Ako litosfera ili ploče ne plivaju (plutaju) na odgovarajućoj dubini, kažemo da su „nekompenzovane”, a izazivaju gravitacione anomalije. Pozitivne anomalije se javljaju kada ima „viška” mase, a negativne kad je manje mase nego što se očekuje. Erozijom stena smanjuju se debljina i težina litosfere ili njenih blokova, što uzrokuje „isplivavanje”, **izostaziju** u novo ravnotežno stanje (slika 151). Izostazija se javlja i kada se otope ogromne količine leda, a planine „odmore” od njegove težine, zbog čega se stene „podiznu” usled smanjenog pritiska. Iz istog razloga mogu se javiti i slabi zemljotresi tamo gde su bili lednici zbog kontinuiranih skokova „lakših” planina.



Slika 151. Izostazija

III.4 KORA

Kora je deo Zemlje od površine, na kojoj stojimo, do Moho diskontinuiteta, granice sa gornjim omotačem gde se, zbog promene sastava i gustine stena, povećava brzina seizmičkih talasa i do 30%. Kora gradi manje od 0,5% naše planete, ali je njen značaj mnogo veći. Veoma je tanka, analogna koži jabuke ili koži na Vašoj ili mojoj ruci. Debljine je od 5 km do 80 km. Kora je jedinstvena karakteristika Zemlje. Smatra se da nijedna planeta Sunčevog sistema nema koru koja je slična ili identična Zemljinoj.

Kako i kada je nastala i koji je bio sastav prve kore Zemlje? Zašto na našoj planeti postoji „mlada” mezozojska kora, ali i veoma stara, hadeanska kora?

Ovo su samo neka od pitanja koja fasciniraju istraživače rane, a i „današnje” Zemlje.

Prva kora nastala je parcijalnim stapanjem omotača kada su stvoreni bazalti, stene izgrađene od olivina, piroksena i bazičnog plagioklasa (*Milovanović i Boey, 2001*).

Smatra se da je rana Zemlja imala bazaltnu koru koja je okruživala celu planetu. Izotopski podaci, međutim, pokazuju da je u ranoj istoriji Zemlje postojala i „neka” kontinentalna kora (detaljnije u poglavlju Kontinentalna kora). Proces nastajanja kontinentalne kore može se uporediti sa „penom” lakog materijala koji se formira na površini bazaltne lave koja je više puta stapana.

Kada je nastala Zemlja, njena površina bila je okean magme, u kome su olivin i drugi silikati „isplivali”, a nakon toga su se hladili stvarajući komade, „krpe” iskristalisalih minerala koji su plivali po lavi. Vremenom su se spajali i formirali koru, koja je u to vreme, veruje se, često bila „produvavana” gasovima koji su dolazili iz dubine Zemlje, kao ostatak stvaranja jezgra i omotača. Smatra se da je prva kora stvorena u hadeanu, pre između 4,45 i 4,35 milijardi godina, sa komplementarno osiromašenim omotačem. Bila je izgrađena od bazičnih i ultrabazičnih lava. Zbog intenzivnog bombardovanja kometa i meteorita koji su padali na tek rođenu Zemlju (do sada ima oko 200 potvrđenih kratera), veoma malo ove kore uspeło je da „preživi”.

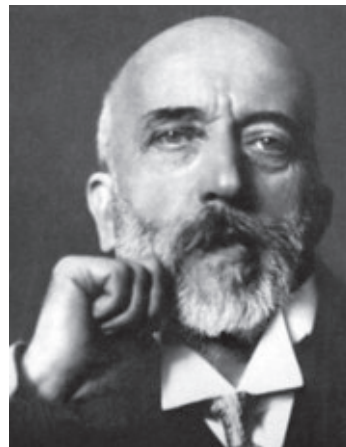
Smatra se da se prva kora bazalnog sastava hlađenjem diferencirala (uglavnom frakcionom kristalizacijom, ili istiskivanjem iz rastopa, termo difuzijom itd.), stvarajući stene kiselijeg sastava, koje su delom nastale i parcijalnim stapanjem već iskristalisalih komada koji su ponovo zagrevani. Prva kora je na našoj planeti „izbrisana”, ali je još uvek ima na Mesecu, pa i na nekim drugim „bratskim” ili „sestrinskim” terestričnim planetama koje su stvarane u istim ili, bolje reći, sličnim uslovima.

Većina istraživača smatra da se hlađenje Zemljine površine do tačke formira-

nja tekuće vode dogodilo pre oko 4,2 milijarde godina, kada su nastali mora, okeani i stabilni tokovi površinske vode. Tada je započela alteracija postojećih stena prve kore i stvaranje prvih sedimenata.

III.4.1 MOHO DISKONTINUITET

Moho ili **Mohorovičićev diskontinuitet** dobio je naziv po hrvatskom naučniku Andreji Mohorovičiću (slika 152), koji je, analizirajući seizmičke podatke 1909. godine, nakon zemljotresa jugoistočno od Zagreba, na osnovu porasta brzine seizmičkih talasa definisao granicu između kore i omotača jugoistočne Evrope. Tokom narednih decenija, utvrđeno je da se ovaj diskontinuitet javlja na celoj planeti, ispod kontinentalnih i okeanskih područja. Opšte je prihvaćen pod pomenutim nazivom *Mohorovičićev diskontinuitet* ili, skraćeno, *Moho diskontinuitet*. Sa seizmološke tačke gledišta, Moho diskontinuitet je definisan kao dubina u kojoj se brzina P talasa, zbog promene sastava i gustine stena, povećava od „normalne” vrednosti brzine, koja je manja od 7 km/sec, skokom na vrednost od preko 7,8–8,0 km/sec. U mnogim regionima, Moho diskontinuitet je, zbog teškoće merenja („rasipanja” podataka), širok i do nekoliko kilometara. Mnogo je „jasniji” na granici okeanske kore i subokeanskog omotača nego ispod kontinenata. Dva su kriterijuma za određivanje Moho diskontinuiteta koji odvaja okeansku koru od gornjeg omotača:



Slika 152. A. Mohorovičić
(1847–1936)

- **seizmički Moho**, koji se nalazi na granici kumulatnih gabra i kumulatnih peridotita (slika 153). Velike razlike u sastavu i gustini stena – „lakši” gabra, izgrađen od plagioklasa olivina i piroksena, i „teži” peridotit, izgrađen samo od olivina i piroksena – uzrokuju razliku u brzini seizmičkih talasa, koja definiše pomenuti diskontinuitet.

- **petrološki Moho**, koji je dublji, na granici kumulatnih peridotita i tektonskih peridotita.

Donji deo okeanske kore izgrađen je od kumulatnih feldspat peridotita (detaljnije u narednom poglavlju), koji su nastali frakcionom i gravitacionom kristalizacijom bazaltne magme. Izgrađeni su od olivina, piroksena i intersticijskog bazičnog plagioklasa sa karakterističnom kumulatnom strukturom (detaljnije u poglavlju Magmatske stene). Ispod ovih stena su tektonitski peridotiti, bez feldspata, drugačijeg sastava mikroelemenata, izotopa i „tektonitske” strukture, koji pripada-

ju gornjem omotaču. Ova petrološka granica **ne može se utvrditi seizmički**.

Slično je i sa petrološkim Moho diskontinuitetom, koji se javlja ispod kontinentalne kore (detaljnije u poglavlju Kontinentalna kora). Njen donji deo izgrađen je od jako metamorfoisanih stena (granulita i eklogita), koje imaju sastav bazalta, ali i veću gustinu, koja uzrokuje povećanje brzine seizmičkih talasa, koje imaju i stene iz gornjeg omotača. Idenična situacija je i kada se delovi okeanske kore subdukuju do dubine ispod 50–60 km i metamorfoišu u eklogit i granulit, koji imaju veću gustinu (3.3 g/cm^3) i veću brzinu **P** talasa, veću od 7,6 km/sec, tj. istu kao i peridotiti, „normalne stene” iz gornjeg omotača.

Pomenute „dvosmislenosti” između geofizičkih i petroloških granica Moho diskontinuiteta često izazivaju i različita tumačenja geologije proučavanog prostora. Geološke, petrološke i geofizičke studije pokazuju da Moho diskontinuitet nije trajno „stabilna” granica, već se javlja na različitoj dubini. Pomenimo neke od razloga:

- sudar kontinentalnih blokova i intruzija magme, koji uzrokuju zadebljanje kore;
- erozija planinskih venaca kada kora „isplivava” (izostazija);
- kada se duboki nivoi kore zagreju odozdo, stene postaju mekane;
- metamorfni procesi u donjoj kori, kada gabro prelazi u eklogit;
- rastop nastao parcijalnim stapanjem usled metamorfnih procesa i
- sin- do postorogeni procesi, kada se stvaraju novi kontinentalni riftovi i okeanski bazeni itd.

Na osnovu hemijskog, mineralnog sastava i strukture, mesta i načina pojavljivanja, razlikujemo **okeansku koru** i **kontinentalnu koru**.

III.4.2 OKEANSKA KORA

Okeanska kora pokriva oko 70% površine Zemlje. Dugo je bila „nedostupna” direktnom izučavanju zbog svoje pokrivenosti kilometrima vode. Naša saznanja o okeanskoj kori dolaze na osnovu geofizičkih i geoloških studija obavljenih na brodovima, posebno programa dubokog bušenja na moru, koji je započeo još 1968. godine, ili na osnovu proučavanja ofiolita (prikazani u posebnom poglavlju), koji su fragmenti kore i litosfere. Geolozi „odavno” smatraju da asocijacija peridotita (koji su redovno serpentinisani), gabra, bazalta i dubokovodnih sedimenata, pre svega rožnaca i glina, predstavlja stratigrafski profil okeanske kore i litosfere, koji se još od 20-ih godina 19. veka naziva ofiolit, ali je pre „pojave” tektonskih ploča, njihov nastanak i značaj bio nepoznat, zagonetan. Stratigrafija tipičnog ofiolita definisana je 1972. godine i predstavlja fragmente okeanske kore i litosfere koji su u fazama zatvaranja okeanskog prostora tektonski polomljeni i često obdukovani („navučeni”) na kontinentalnu koru.

Najveće varijacije debljine okeanske kore su ispod okeanskih ostrva i u područjima toplih tačaka (*White i McKenzie, 1989*).

Debljina okeanske kore, do Moho diskontinuiteta, iznosi od 2 do 30 kilometara, prosečno od 5 do 8 km, a ova kora se značajno zadebljava hlađenjem. Njena prosečna gustina je oko 3.3 g/cm³, a srednja brzina seizmičkih **P** talasa je 6,2 km/s.

Okeanska kora u područjima okeana (Pacifik, Atlantski okean itd.) ujednačenog je sastava i ima slojevitou građu (slika 153). Idući od povlate ka podini, izgrađena je od:

- **paketa dubokovodnih sitnozrnih sedimenata**, rožnaca i klastičnih stena (dominiraju peliti) koji su ponekad izmešani sa alevrolitima, peščarima i, retko, konglomeratima koji su nastali turbiditskim tokovima; slabo su konsolidovani; debljina sedimenata može biti i do 1 km;

- **jastučastih** (engl. *pillow*) **lava**, podređeno pločastih izliva i hijaloklastičnih vulkanskih breča, nastalih izlivanjem bazalta na morskom dnu i iz reakcije sa morskom vodom; debljina ovog dela okeanske kore je do 2 km;

- **sistema subparalelnih dijabaznih dajkova** (engl. *sheeted dykes complex*) sa karakterističnim zamrznutim rubovima; tokom svake erupcije, bazaltna magma iz komore do površine prolazi kroz vertikalne pukotine, gde se delom hladi stvarajući sisteme dajkova sa karakterističnim zamrznutim rubovima; prelazna zona između dajkova i jastučastih lava koje se nalaze iznad širine je 50–100 m; debljina ovog paketa je do 2 km;

- **kumulatnih gabrova**, istog sastava kao dijabazi i bazalti; krupnozrnasta struktura (veličina minerala par milimetara) rezultat je sporog hlađenja u komori magme na dnu okeanske kore; u njima se ponekad javljaju manja tela diorita i albitskih granita (plagiogranita); prosečne debljine je oko 4,5 km;

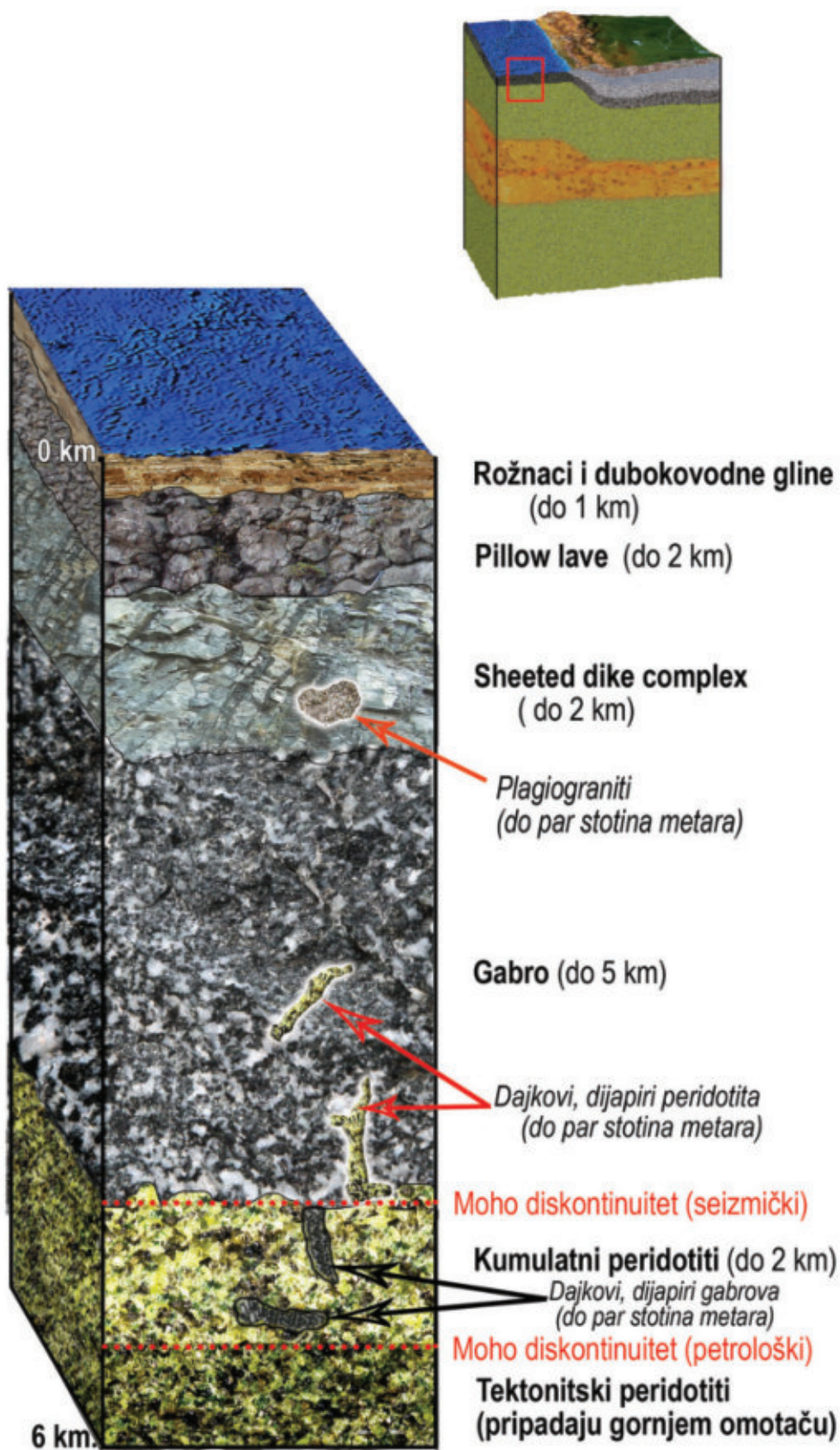
Ispod ovog sloja je seizmički Moho diskontinuitet.

- **kumulatni peridotiti**, su zrnaste, kumulatne strukture, izgrađeni od olivina i piroksena sa intersticijskim bazičnim plagioklasom koji gradi do 10% stene; nastali su frakcionom i gravitacionom kristalizacijom u magmatskom rezervoaru, nakon gabra; njihova prosečna debljina je oko 2 km;

- ispod ovog sloja je **petrološki Moho diskontinuitet**, tj. granica sa „**tektonitskim**” **peridotitima**, koji imaju mehanički deformisane strukture. Izgrađeni su od olivina i piroksena, bez plagioklasa i pripadaju **gornjem omotaču**. Njihovim parcijalnim stapanjem nastali su bazalti koji grade okeansku koru. Seizmički se ne razlikuju od kumulativnih peridotita, koji su iznad.

(*NAPOMENA: Debljina navedenih paketa data je na osnovu većeg broja profila, preseka u publikacijama i udžbenicima.*)

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



Slika 153. Okeanska kora (objašnjenje u tekstu)

Jedno od prvih direktnih osmatranja i uzorkovanja stena okeanske kore obavljeno je malim podmornicama u okviru projekta FAMOUS (engl. *French American Mid Ocean Undersea Study*), kada su proučavani Srednjeatlantski greben blizu Azora i Istočnopacifički greben blizu Galapagosa. Tokom ovih istraživanja izrađena je i detaljna topografska karta tih područja sa položajem tektonskih struktura i rasporedom različitih morfoloških tipova lava.

Istraživanjima na Istočnopacifičkom grebenu otkrivena su i hidrotermalna polja, tzv. „crni dimnjaci” (engl. *black smokers*).

Na debljinu stvaranja okeanske kore utiču temperatura gornjeg omotača ispod okeanskih riftova i brzina razmicanja ploča (detaljnije u delu o tektonici ploča). Viša temperatura omotača daje veći stepen parcijalnog stapanja i prostranije područje koje je stopljeno, kada se stvara veća količina magme, koja izlivanjem u područjima sa brzim širenjem ploča omogućava stvaranje debele okeanske kore. Pomenimo da je viša temperatura omotača u arheanu verovatno omogućila stvaranje okeanske kore koja je bila veće debljine nego u mlađim geološkim periodama. Erupcijom lava u područjima riftova, bazalti zadobijaju namagnetisanje Zemljinog magnetnog polja, „zamrzavajući” njegov položaj u trenutku izlivanja. Magnetna svojstva utvrđena u okeanskoj kori pokazuju da je brzina širenja duž centralnih riftnih zona različita, 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. Nemački naučnik, meteorolog, Wegener (**Wegener, 1912**) prvi je preciznije formulisao ovu teoriju. On je ukazao na vezu između obala kontinenata i sličnost u regionalnoj rasprostranjenosti permskih i karbonskih glacijacija na južnoj hemisferi. U početku, kretanje kontinenata nije dobilo podršku među geolozima, posebno engleskim i francuskim istraživačima. Razlog tome je odsustvo prihvatljivog mehanizma kretanja kontinenata koji imaju korene u omotaču, zbog čega se ne mogu kretati po Moho diskontinuitetu, kako se pretpostavljalo. Preokret je nastao 1960. godine, kada je Hess na osnovu proučavanja dna Atlantskog okeana objavio hipotezu da se kontinenti kreću preko astenosfere, a ne po Moho diskontinuitetu.

Okeanska kora se stvara parcijalnim stapanjem (adijabatskom dekompresijom) osiromašenog gornjeg omotača u srednjeokeanskim grebenima, kada nastaju bazalti (detaljnije u poglavlju Magmatske stene), izgrađeni od olivina, piroksena i bazičnog plagioklasa. Okeanska kora čine i okeanski platoi, kao i vulkanska ostrva (tople tačke), kada lava (magma) prolazi kroz okeansku ili kontinentalnu litosferu i izliva se na površinu.

Stvaranje okeanske kore predstavlja „najuspešniji” mehanizam globalnog gubitka toplote kroz riftne zone. Ovaj mehanizam bio je još efikasniji u „davnim” vremenima (još od hadeana i arheana), kada je bilo više toplote (objašnjeno u poglavlju Kontinentalna kora). Pojedini istraživači smatraju da je ogromna količina

toplote u tek rođenoj Zemlji uticala i na viskozitet omotača, što je uzrokovalo brže kretanje ploča nego danas.

Prva, rana kora imala je drugačiji sastav jer je omotač iz koga je nastala parcijalnim stapanjem bio znatno topliji (200–300 °C), sa bržom konvekcijom, zbog čega su bazalti bili siromašni sa **SiO₂** i bogatiji sa **MgO**. Po sastavu su odgovarali **komatitima** (detaljnije u poglavlju Magmatske stene), koji su, u stvari, fragmenti prve kore.

Sadašnja okeanska kora je mlada, ima „samo” oko 180 miliona godina i javlja se duž zapadnih i istočnih granica, kao i po celom dnu Atlantskog okeana i Pacifika. Neprekidno se stvara u srednjeokeanskim grebenima, ali i „gubi” (nestaje) u zonama subdukcije, kada se obnavlja i reciklira vraćajući se u riftne zone (detaljnije u poglavlju Tektonika ploča). Fragmenti okeanske kore sačuvani su i kao ofioliti (detaljnije objašnjeno u posebnom poglavlju), koji su smešteni uglavnom na ivicama kontinenata (*Milovanović i Boev, 2001*).

Na Zemlji postoji i starija okeanska kora, koja je uglavnom metamorfisana i udružena sa drugim stenama, gradeći **nisko metamorfne pojaseve**, duge i po nekoliko stotina kilometara. U njima su sačuvani zapisi o bazičnim vulkanskim erupcijama, cikličnom razvoju i mehanizmu stvaranja prve, bolje reći, najstarije okeanske kore na Zemlji. Izotopska starost dostiže i 4,28 milijardi godina.

Pojasevi su izgrađeni od slabo metamorfisanih (u uslovima facije zelenih škriljaca) bazičnih vulkanita, njihovih piroklastita i sedimenata. Metamorfizam je često remetio primarne odnose. Karakteristični su po zelenoj boji zbog prisustva hlorita, epidota i amfibola, zbog čega se često nazivaju i **zeleni pojasevi**. Vulkan-ske stene u ovim pojasevima sa bazalti sa teksturama jastučastih lava i nisu jako deformisane. U njima se često javlja i malo ultramafita, intermedijarnih i kiselih stena. U zelenim pojasevima javljaju se i intruzije kiselih stena: trondhjemit, granodioriti, graniti itd. Zavisno od odnosa i intenziteta tektonike, mogu biti alohtoni ili predstavljati zatvorene okeanske bazene, ostrvske lukove i druge egzotične terene slične mlađim orogenim pojasevima. Stil, način i vrsta deformacija arhean-skih zelenih pojaseva varira zavisno od vremena. Pojasevi stariji od 3,5 milijardi godina imaju sedimente, uključujući rožnace, gvožđevite sedimente, evaporate i stromatolitske karbonate, što ukazuje na plitku sredinu stvaranja.

Zeleni pojasevi se javljaju u delovima kanadskog štita, Južne Amerike, Južne Afrike i Australije. U nekim mestima očuvani su i kratonski baseni, uključujući Južnu Afriku i delove Kanade. Velike mafitske i ultramafitske intruzije su jedno od obeležja proterozojske geologije, što podržava raspravu o ranoj pojavi okeanske kore, tektonici ploča, aktivnostima velikih i dubokih pluma iz omotača i drugim temama.

III.4.3 KONTINENTALNA KORA

Zemlja je jedina planeta u Sunčevom sistemu sa kontinentalnom korom. Dva važna faktora su omogućila njeno stvaranje: Zemlja ima značajnu količinu vode i verovatno je jedina planeta u kojoj je bilo i još uvek ima kretanja ploča.

Prva kora, podsetimo se, stvorena je, prema izotopskim podacima, pre oko 4,45 i 4,35 Ga, u hadeanu i arheanu, najstarijim geološkim dobima, eonima na Zemlji, i bila je bazalnog sastava. Diferencijacija je, međutim, bila neizbežna, što je omogućilo stvaranje kiselijih stena, od kojih su neke i sačuvane.

Kontinentalna kora je deblja, bogatija silicijumom i alkalijama i manje gustine od **okeanske kore**. Ide od površine do Moho diskontinuiteta, gde je granica sa gornjim omotačem. Prosečna debljina kontinentalne kore je oko 35 km i varira od 20 km ili manje na ivici kontinentalnih pasivnih margina do 70–80 km ispod zona sučeljavanja, kao što su Himalaji.

III.4.3.1 SASTAV I GRAĐA KONTINENTALNE KORE

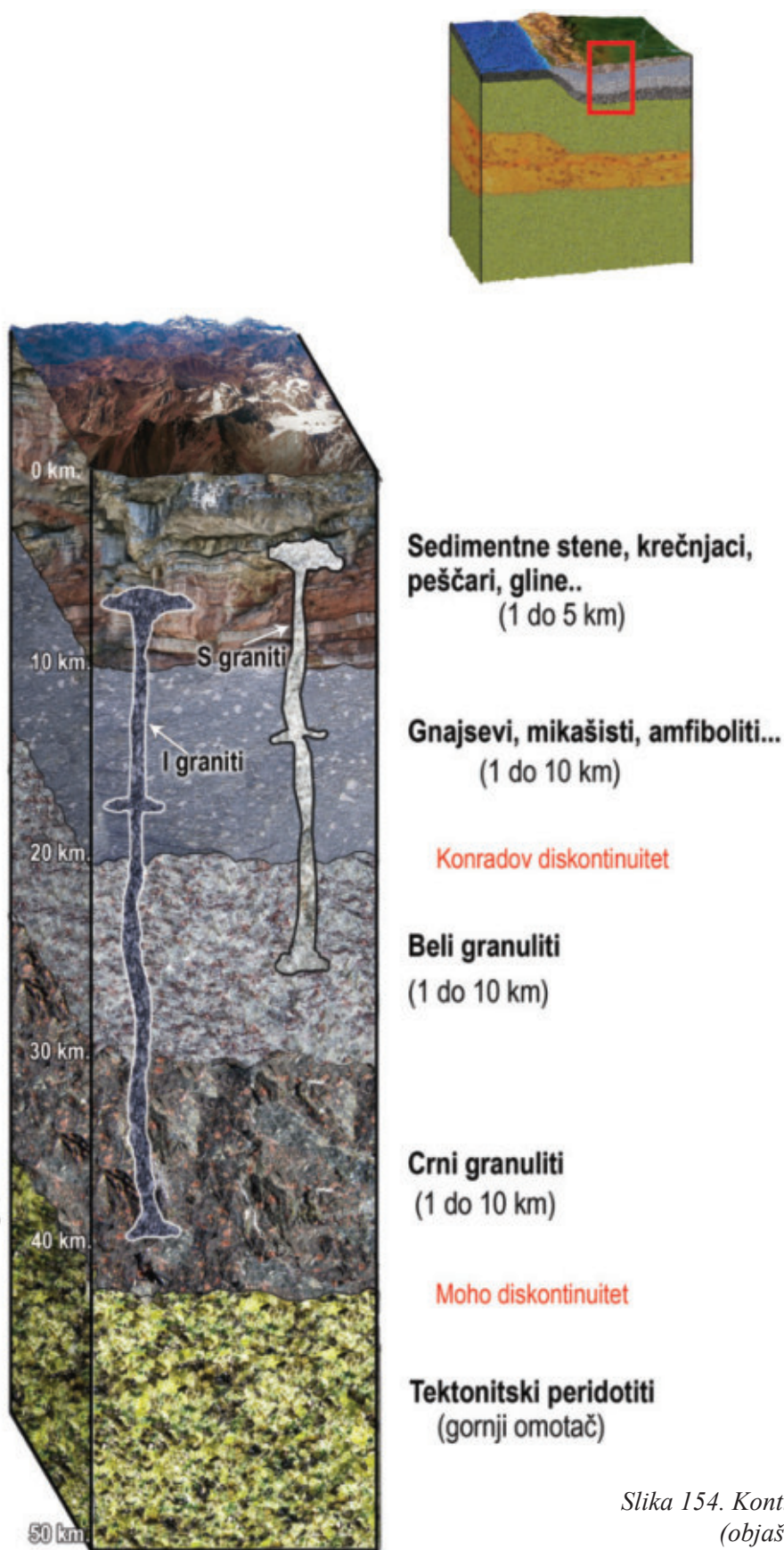
Kontinentalna kora je heterogena „zbirka” blokova, od kojih je svaki sa „individualnom” strukturom, sastavom i istorijom stvaranja. Ima prosečan sastav andezita, tj. diorita, kvarcdiorita i granodiorita. Prema sastavu, kontinentalna kora se, prema pojedinim autorima, deli na „**gornji**” sloj i „**donji**” sloj (slika 154).

„**Gornji**” sloj ima „granitski” sastav, obogaćen je sa K_2O , Na_2O i SiO_2 i obuhvata sedimentne stene, metamorfne stene različitog stepena metamorfizma, uglavnom amfibolitske, retko i eklogitske i granulitske facije. Izgrađen je najvećim delom od gnajseva, mikašista i amfibolita. U njemu se javljaju intruzije **I** granitoida ili **S** granita i njihovi vulkanski ekvivalenti (detaljnije u poglavlju Magmatske stene, granitoidi). Često je pokriven, ali ne uvek, mlađim sedimentima, krečnjacima, peščarima itd. Debljina mu varira, zavisno od područja, od 10 do 40 km.

„**Donji**” sloj je veće gustine, ima dioritski i gabrovski sastav. Izgrađen je od jako metamorfisanih, i dehidratisanih metamorfnih stena, uglavnom bazičnog sastava (granuliti, eklogiti amfiboliti itd.). Debljina mu je do 20 km.

Granica između gornjeg i donjeg dela kontinentalne kore definisana je **Konradovim seizmičkim diskontinuitetom** (nekadašnja granica **SIAL** i **SIMA** zone).

Od dubinskih magmatskih stena u celoj kontinentalnoj kori dominiraju, granitoidi, a od vulkanskih andeziti i daciti.



*Slika 154. Kontinentalna kora
(objašnjenje u tekstu)*

Moho diskontinuitet u kontinentalnoj kori nije seizmički diskontinuitet prvog reda, već gradi zonu širine nekoliko kilometara. Gustina kontinentalne kore u proseku je oko $2,6\text{--}2,7\text{ g/cm}^3$, a donjeg dela oko $3,35\text{ g/cm}^3$. „Plivanje” stena zbog manje gustine glavni je razlog što se kontinentalna kora „suprotstavlja” subdukciji i ostaje na površini Zemlje.

Ciklus vode igra važnu ulogu u stvaranju i razvoju kontinentalne kore. U okeanskom području stvaraju se sedimenti akumulirani na dnu okeana, koji se subdukcijom recikliraju u gornjem omotaču ili se „dodaju” kontinentima u akrecionim, narastajućim prizmama (detaljnije u poglavlju Tektonika ploča), kada metamorfnim procesima postaju deo kontinentalne kore.

Na kontinentalnim područjima stvaraju se i sedimenti koji obično grade površinski sloj, gornje delove kontinentalne kore. Ti sedimenti se tokom vremena metamorfišu u novu kontinentalnu koru ili, tektonskim procesima, „narastaju” na staroj.

Kontinenti čine 29,22% Zemljine površine, od kojih je na površini oko trećina kontinentalne kore, čija je istorija stvaranja fascinantna. Velikim delom je arheanske i prekambrijske starosti i uglavnom gradi jezgra mnogih kontinenata.

Stene kontinentalne kore su među najstarijim na našoj planeti. Pomenimo gnajseve Akasta, stare 4 Ga iz severozapadnog dela kratona Slejv (Slave Craton), u Kanadi, nešto mlađe, 3,9–3,8 Ga gnajseve Itsaka na Grenlandu, zemlji Enderbi (Enderby Land), zatim iste stene na Antarktiku 3,9 Ga itd.

Veća debljina i manja gustina kontinentalne kore „obezbeđuju” joj gravitacionu stabilnost na većim visinama iznad nivoa mora. Za razliku od okeanske kore, kontinentalna kora je u velikoj meri sačuvana jer je manje gustine i „pliva” po Zemlji, kao pena na mleku, i ne reciklira se u unutrašnjosti Zemlje.

Izotopska starost cirkona od preko 4 Ga ukazuje na to da je prva kontinentalna kora rano odvojena od omotača, koji je za njeno stvaranje trebalo da bude hladniji, što je malo verovatno jer je naša planeta bila tek rođena. Imajmo na umu i da su metamorfne stene nastale na račun postojećih, dakle starijih, sedimentnih i magmatskih kiselih stena, koje su, izgleda, postojale vrlo brzo nakon rođenja Zemlje.

Cirkon ne kristališe iz bazalta jer je previše rastvorljiv. Na osnovu sadržaja elemenata retkih zemalja (**REE**), potvrđeno je da je ovaj mineral kristalisao iz „kontinentalnog tipa magme”, granita čijom metamorfozom su nastali gnajsevi, bitni litološki članovi kontinentalne kore.

Smatra se da je voda koja se javlja u glavnim mineralima kontinentalne kore, amfibolima i liskunima, došla iz starih (prvih) bazaltnih lava ili iz dubine, degazacijom primitivnog omotača. Pojedini autori vodu vezuju i za komete, za vreme kada su se „slupale” na tek rođenu Zemlju.

III.4.3.2 NASTANAK I RAST KONTINENTALNE KORE

Postoji značajna debata o nastanku kontinentalne kore. U hadeanu i arheanu okeanski platoi su bili uobičajena pojava i verovatno su tada i formirani prvi kontinenti, njihovim narastanjem i/ili sudarom srednjeokeanskih grebena sa okeanskim platoima, koji su u to vreme, izgleda, bili česti i „normalni”. Zemlja je proizvela i izgubila više toplote tokom arheana nego kasnije. Bilo je i brže konvekcije u omotaču, intenzivnijeg kretanja ploča i visoke toplote zaostale od ranog narastanja Zemlje, formiranja jezgra, raspadanja kratkotrajnih radioaktivnih izotopa. Elementi **U**, **Th** i **K** su kumulativno proizveli dva do tri puta veću toplotu u arheanu nego danas. Stvorena toplota imala je značajan uticaj na položaj kopna i mora na Zemlji. Pojedini istraživači se slažu da je tektonika ploča u ranom hadeanu znatno doprinela stvaranju kontinentalne kore, u kojoj je počela „proizvodnja” ogromne količine radioaktivne toplote. Ostaje pitanje da li je relativno dugotrajna obimna kontinentalna kora u hadeanu zahtevala relativno hladan omotač i, ako jeste, kako se „pregrejani” omotač tako brzo ohladio.

Otvoreno je pitanje da li su rani tektonski procesi slični današnjim i koliko su drugačiji. Treba imati u vidu da su rast i recikliranje kontinentalne kore ograničeni. Većina petroloških modela uključuje delimično stapanje omotača, verovatno kroz višefazni proces, uz magme (lave) iz srednjeokeanskih grebena, vulkanskih i ostrvskih lukova, međusobne sudare itd.

Prema postojećim saznanjima, maksimum stvaranja i narastanja kontinentalne kore je bio pre oko 2,7 milijardi godina, kada je nastao arheanski superkontinent, koji se raspao pre oko 2,2–2,0 milijarde godina, uz anorogeni magmatizam, koji je dodatno izgradio kontinentalnu koru i formirao velike orogene pojaseve.

Navedimo najvažnije procese stvaranja kontinentalne kore:

1. Rast kontinenata vezan za magmatizam u zonama subdukcije (vulkanski lukovi), kada nastaje ogromna količina vulkanita intermedijarnog sastava (andeziti, daciti) i intruziva (dioriti, kvarcdioriti, granodioriti itd.), koji su na postojeću koru „prirastali”, tj. dodavali se;

2. Zatvaranje okeanskog prostora, kada se spajaju narastajući klinovi na kontinentalnim marginama, koji značajno doprinose rastu kontinentalne kore;

3. Intenzivna horizontalna kompresija, kada dolazi do međusobne kolizije kontinenata ili do kolizije sa ostrvskim lukovima te kontinentalna kora postaje znatno deblja i veća i

4. Utiskivanje i izlivanje bazaltnih magmi i pluma, nakon „boravka” ispod litosfere, koju delom stapaju. Kada se izliju na površinu, daju ogromnu količinu lava stvarajući plato bazalte površine hiljade kvadratnih kilometara, a debljine više kilometara. Ove lave imaju veću gustinu i uglavnom grade „jezera” u bazi kontinentalne kore, koja je danas znatno deblja i veća.

ZAKLJUČIMO! U proterozoiku je bilo intenzivnih stvaranja, razdvajanja i kretanja i spajanja kontinenata, uz intruzivni i vulkanski magmatizam, zbog čega se smatra da je u to vreme nastalo oko 80–90% kontinentalne kore.

Pomenuti geodinamički procesi, uz odgovarajuću atmosferu i već formirane vodene basene (okeane), omogućili su i deponovanje debelih silicijskih klastičnih sedimenata i ruda gvožđa. Utvrđeno je da je tokom proterozoika došlo do razvoja velikih sedimentnih bazena ili platformi, što podrža ideju o široko rasprostranjenosti kratonizaciji i prisustvu velikih kontinentalnih masa.

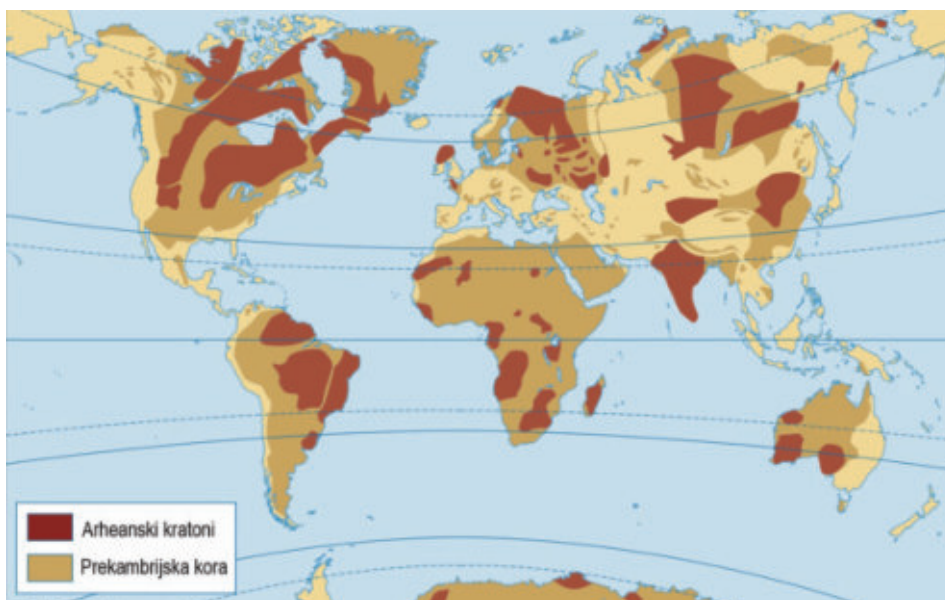
Pojedini autori kontinentalnu koru dele prema sastavu, stepenu metamorfizma i deformacija, načinu pojavljivanja na **pojaseve, kratone, štitove, platforme, terane** itd., koji grade jezgra ili delove kontinenata ili su kao tektonski blokovi u mlađim orogenima. Izgrađeni su od jako ili slabo metamorfni stena sa partijama, zonama metamorfisanih vulkanita, njihovih piroklastita, masa ili intruzija kiselih magmat-skih stena, uglavnom granitoida. Dužine su i nekoliko stotina kilometara. Pomenute podele, definicije i klasifikacije delom se „preklapaju” pa neke od njih treba prihvatiti i kao sinonime. Napomenimo da su navedene podele „stare”, ali se još uvek koriste, naročito u regionalnoj geologiji i petrologiji. Prikazaćemo neke od njih.

Gnajs granitski pojasevi (uključujući i granulit gnajs pojaseve) izgrađeni su od jako metamorfisanih stena, gnajseva, mikašista itd., sa partijama, proslojcima metamorfisanih bazičnih stena i njihovih piroklastita (amfiboliti, eklogiti itd.) u koje su utisnuti postorogeni graniti. Obično se javljaju u arheanskim jezgrima. To su pojas Limpopo u južnoj Africi, Levisijan u Severnoatlantskoj pokrajini, pojasevi u severnoj Kini, na Antarktiku itd. Najvećim delom su para porekla, nastali metamorfozom peščara, alevrolita, krečnjaka, kao i proslojaka vulkanita i njihovih piroklastita, od kojih su nastali amfiboliti, a pri višem stepenu metamorfizma, eklogiti i granuliti. Graniti su obično intruzivi i nastaju u više faza, često su budinirani.

Visok stepen metamorfizma i jake deformacije objašnjavaju se kao deo kontinentalne kore koja je u to vreme bila „stešnjena”, pritisnuta, i, u nekim slučajevima, tektonikom, udvostručena u debljini, do oko 80 km, pa čak i više. Ove deformacije su vezane za kontinentalne kolizije i „andski” tip magmatizma, zbog čega se smatra da predstavljaju zone kontinentnih sudara.

Kratoni su velika, tektonski stabilna područja relativno debele kontinentalne kore koja grade i jezgra nekih kontinenata arheanske starosti. Izgrađeni su od metamorfni stena, gnajseva, mikašista, amfibolita itd., a često su pokriveni mlađim sedimentima stvaranim u plitkoj morskoj vodi. Imaju nizak toplotni fluks, a zemljotresi i vulkanizam su retki. Sa vremenom menjaju obim, veličinu i sastav. Mnogi arheanski kratoni predstavljaju najstarije orogenske pojaseve na planeti (slika 155).

Štitovi su stabilni delovi kontinenata (u literaturi se sreće i izraz *kontinentalni štitovi*). Izgrađeni su od prekambrijskih stena, sa vrlo malo ili bez sedimentnog po-



Slika 155. Položaj kratona na Zemlji

krivača. Najvećim delom su izgrađeni od metamorfnih i kiselih magmatskih stena. Stari su od 500 miliona do preko 3,5 milijarde godina. Područja štitova su tektonski stabilna, uglavnom ravna, sa malom varijacijom reljefa. Zahvataju oko 12% volumena ukupne kontinentalne kore, a najveći među njima su Afrički štit, Kanadski štit, Antartički štit itd. Mogu biti pokriveni mlađim platformnim sedimentima.

Platforme su takođe stabilni delovi kontinentalne kore, izgrađeni od prekambrijskih stena, kao i štitovi, ali, za razliku od štitova, pokriveni su sedimentima debljine do 5 km. Prekambrijski štitovi i platforme često se zajedno nazivaju **kratonima**, koji predstavljaju stabilne delove kontinenata u odnosu na susedne, mobilne pojaseve. To su mesta na kojima su stare stene pokrivene sedimentima stvaranim u plitkoj vodi. Mogu biti i paleozojske starosti.

Orogeni pojasevi su „dugi” pojasevi starih stena koji obično stvaraju planinske lance, uglavnom nastale kontinentalnim sudarima. Često su ubrani i izrasedani. Prema geološkim saznanjima, mnoge stene u orogenima su marinski sedimenti, koji su kasnijim tektonskim pokretima ubrani, polomljeni izrasedani, formirajući planinske pojaseve, ali i označavajući mesta gde su se okeani zatvorili. Primer mlađeg orogenog pojasa je planinski venac Alpa.

Paleozojski orogeni pojasevi su dužine od nekoliko stotina do nekoliko hiljada kilometara. Nastali su tokom bajkalske i hercinske orogeneze. Izgrađeni su od različitih vrsta magmatskih, metamorfnih i sedimentnih stena. Grade planinske vence sa slabo izraženim reljefom i odlikuju se relativnom tektonskom stabilnošću.

Istovremeno sa formiranjem kore, na našoj planeti stvorena je i atmosfera. U narednom poglavlju prikazaćemo njena osnovna svojstva.

III.5 ATMOSFERA

Unutrašnje, terestrične planete, među kojima je i Zemlja, u toku stvaranja delom su zadržale gasove od kojih su nastale njihove atmosfere. 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.

Zemlja je okružena vazduhom, atmosferom koja doseže i preko 500 km iznad njene površine. Atmosfera apsorbira energiju Sunca, štiti nas od visokoenergetskog zračenja i prostora „hladnog” vakuma, reciklira vodu i druge organske i neorganske materije kako bi obezbedila „normalnu” klimu i omogućila naš život i opstanak. Stvarala se i razvijala u nekoliko faza.

Smatra se da je prva atmosfera nastala kada i Zemlja, od zaostalih gasova od akrecije, narastanja i stvaranja naše planete. Po sastavu je bila slična Suncu, uglavnom od vodonika i helijuma ali se brzo „izgubila” jer Zemljina sila gravitacije nije bila dovoljno jaka da spreči „odlazak” gasova u svemir. Gubitku atmosfere doprinelo je i stvaranje Meseca, kada je samo nakon oko 30 miliona godina od rođenja naše Zemlje, nju pogodio veliki objekat veličine Marsa.

Gasovite erupcije prvih vulkana, koje su po sastavu, smatra se, slične današnjim: H_2O para (oko 80%), CO_2 (oko 10%), N_2 (nekoliko procenata) uz male količine CO , HCl , H_2S , SO_2 , CH_4 , amonijaka (NH_3) itd., stvorile su „novu”, mlađu atmosferu, koja je, zbog veće gustine, „ostala” da deli sudbinu Zemlje.

Međusobnim reakcijama pomenutih gasova stvorene su kiseline, ugljena, hlorovodonična, sumporna itd., koje su razarale površinu Zemlje, stvarajući prve sedimente, ali i menjale sastav atmosfere.

Prinosom vodene pare iz vulkanskih erupcija i hlađenjem planete, pre oko 4 milijarde godina, nastali su oblaci i okeani sa vrlo malo kiseonika, koji je, verovatno, stvaran „samo” cepanjem molekula H_2O Sunčevim zračenjem. Odsustvo veće količine ovog gasa ukazuje na to da je atmosfera bila i bez ozonskog omotača, tako da je ultraljubičasto zračenje „preplavilo” Zemljinu površinu. U to vreme, veruje se, bilo je i mnogo „grmljavina”, oluja i nepogoda. Sunce je bilo za oko 30% slabije nego danas, ali se Zemlja nije „smrzla” zbog velike količine CO_2 , koja je uzrokovala jak efekat staklene bašte.

Život je krenuo pre oko 3,8 milijardi godina (detaljnije u narednom odeljku). Sa pojavom fotosinteze (od 2 do 3,8 milijardi godina) oslobođena je veća količina kiseonika, nastala je složenija organska materija i smanjen je sadržaj CO_2 , koji „odlazi” u sastav nekih organizama (uglavnom njihovih ljuštura) koji žive u morima i okeanima. Njihovim izumiranjem stvaraju se sedimenti (najvećim delom krečnjaci) koji ovaj gas i danas „čuvaju”. Sa porastom fotosintetskih bakterija (cijanobakterija) i ranih biljaka, količina kiseonika i dalje je rasla da bi, smatra se, pre 2 milijarde do oko 500 miliona godina dostigao današnji sadržaj.

Stvaranjem veće količine O_2 nastao je i ozonski omotač, koji je velikim delom sprečio UV zračenje sa Sunca, a manji sadržaj CO_2 smanjio je efekat staklene bašte. Uz manje „grmljavina” i oluja stvorena je klima koja je omogućila nastanak, razvoj i opstanak života na Zemlji.

III.5.1 SASTAV ATMOSFERE

Atmosfera je tanka sfera oko Zemlje. Sastoji se od mešavine gasova: azota (78%), kiseonika (21%), argona (0,9%), ugljen-dioksida (0,036%) i malih količina helijuma, kriptona, neona i ksenona, koju nazivamo vazduhom. Planeta Zemlja silom gravitacije zadržava atmosferu da ne ode u svemir.

Azot (N_2) najzastupljeniji je gas u atmosferi. Ima „direktnu” ulogu u atmosferskim i životnim procesima. Prekursor je za stvaranje nitrata, koji biljke koriste za sintezu proteina. Javlja se i u jedinjenjima sa kiseonikom N_2O , NO_2 , N_2O_5 , NO_3 itd.

Kiseonik (O_2) esencijalan je za metabolizam i evoluciju života. Od njega nastaje O_3 , koji gradi ozonski sloj, koji apsorbuje UV zračenje i toplotnu energiju itd.

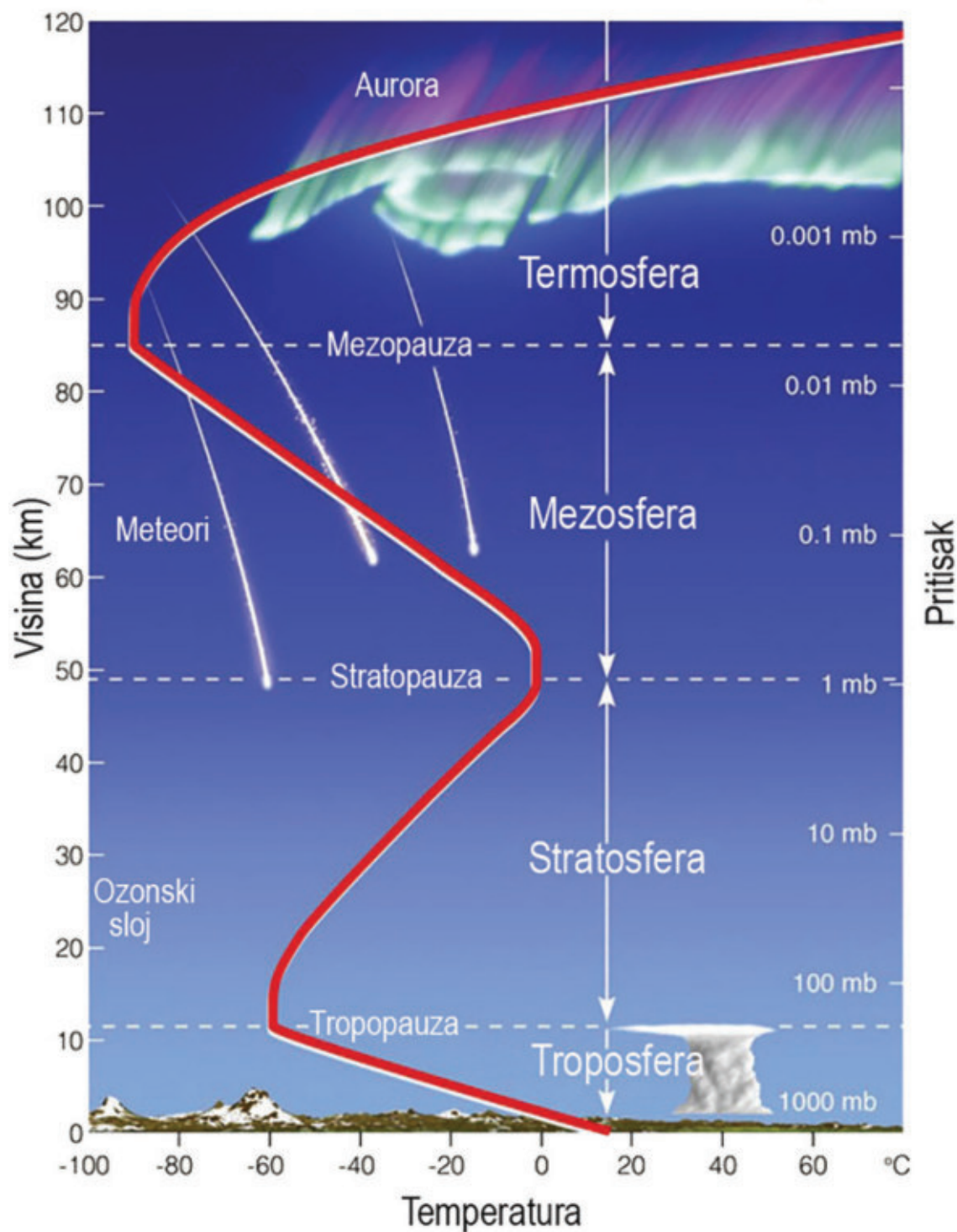
Molekuli gasova u atmosferi se konstantno kreću i međusobno sudaraju. Atmosfera je uvek u pokretu jer na ekvator Zemlje dolazi više Sunčeve toplote nego na polove. Vazduh se zagreva, postaje lakši, širi se i diže, hladi kada postaje teži, tone, nakon toga se ponovo zagreva, praveći krug. Ovim procesom stvaraju se globalne cirkulacije vazduha, koje modifikuje i rotacija Zemlje. Slično je i sa kretanjem vode u morima i okeanima, kada se zbog zagrevanja stvaraju struje koje redistribuiraju toplu energiju iz ekvatorijalnih okeana ka polarnim regionima.

Atmosferski (ili vazdušni) pritisak je sila po jedinici površine koju vrši vazduh iznad određene tačke na bilo kom objektu ispod njega. Vazdušni pritisak na nivou mora je 1013,25 milibara (mb). Pritisak vazduha je jednak u svim pravcima, zbog čega objekti i ljudi nisu „zdrobljeni” ili deformisani pritiskom nadole od atmosfere (slika 156).

Atmosferski pritisak i gustoća vazduha se ujednačeno smanjuju sa visinom. Područja visokog pritiska atmosfere imaju veću gustinu i više molekula vazduha od područja niskog pritiska. Promene pritiska uglavnom su uzrokovane vetrom, koji najvećim delom nastaje usled razlika u temperaturi vazduha.

Zemljina atmosfera nas štiti od manjih meteora koji u njoj izgore. Azot i kiseonik, zajedno sa magnetnim poljem, štite površinu Zemlje od radijacije i Sunčevog zračenja, koji bi ugrozili život kakav poznajemo.

Atmosfera koja okružuje Zemlju menja se od njene površine prema gore. Podeljena je na nekoliko slojeva (slika 156), izdvojenih uglavnom na vertikalnim temperaturnim gradijentima, koji variraju sa visinom.



Slika 156. Atmosfera

Troposfera je najgušći i najniži deo atmosfere, koji je najbliži Zemljinoj površini. Proteže se do 12 km u „nebo”, gde temperatura opada sa visinom, od površine Zemlje, prosečno 16 °C do -60 °C. Većina poznatih atmosferskih i vremenskih prilika i „neprilika” javlja se u troposferi. Energija Sunca zagreva ovaj sloj atmos-

fere i Zemljinu površinu stvarajući topliji vazduh, koji se, zbog manje gustine, diže u gornje delove troposfere, a „zamenjuje” ga hladniji, teži, koji se akumulira blizu površine Zemlje.

Kretanje, cirkulacija vazduha, uz temperaturu, ima značajan uticaj na klimu i vremenske prilike. Površinskim isparavanjem, evaporacijom, stvara se vodena para, koja se diže u gornje delove troposfere i, kada se dostignu povoljni atmosferski uslovi, kondenzuje se i kao voda ponovo vraća na površinu Zemlje.

Najveći deo se transportuje rekama u niža područja, sve do jezera, mora i okeana. I nakon toga Sunce zagreva vodu i opet dolazi do isparavanja. Ciklus vode je dominantan proces erozije terena i značajan za opstanak života na kopnu.

Iznad troposfere je granična oblast poznata kao **tropopauza**, koja označava prelaz u **stratosferu**. Debljine je oko 10 km.

Stratosfera je područje iznad tropopauze do oko 50 km iznad površine Zemlje. Temperatura se povećava sa visinom, od $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ u njenom dnu do oko $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ u najvišem delu. U ovom sloju atmosfere je ozonski sloj (ozon je molekul izgrađen od tri atoma kiseonika), debljine do oko 20 km, koji nas štiti od zračenja iz svemira.

Ozonski omotač ne vidimo, ali je veoma važan za naš opstanak jer nas štiti od Sunčevog UV zračenja. Aktivnost čoveka (termoelektrane, automobili, poljoprivreda i još mnoga toga) značajno je oštetila, oslabila ozonski omotač uzrokujući klimatske promene, pre svega višu temperaturu, zbog čega se topi led na Severnom i Južnom polu, a u letnjim mesecima stvaraju ogromni požari. Mora se promeniti način života i odnos sa prirodom, planetom Zemljom kako bi čovek opstao. Pomenimo da u stratosferi ima i vetrova, koji duvaju brzinom i do nekoliko stotina km/h. Izotermalni region poznat kao **stratopauza** razdvaja stratosferu i mezosferu.

Mezosfera leži iznad stratosfere, proteže se između 50 km i 85 km. Temperatura vazduha na „vrhu” mezosfere se dramatično smanjuje, do $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Mezopauza razdvaja mezosferu od termosfere, vrućeg sloja gde se temperature povećavaju na više od $80\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Relativno mali broj molekula kiseonika na ovom nivou brzo apsorbuje Sunčevu energiju i toplotu, a temperature se mogu dramatično promeniti u ovom regionu kao odgovor na promenjenu solarnu aktivnost.

Termosfera se nastavlja i proširuje do 500 km iznad površine. Iznad ovog nivoa, atomi se odvajaju od molekula i mogu da „pobegnu” od gravitacionog uticaja Zemlje.

Egzosfera je sloj iznad 500 km. U njoj je vrlo razređeni gas, koji sa porastom visine postepeno prelazi u vakuum. Ovaj sloj atmosfere ranije je nazivan **jonosfera**. Atmosfera se može podeliti i na osnovu hemijskog sastava, svojstava.

Homosfera, debljine 75–100 km, mešavina je ujednačenog odnosa gasova. Kiseonik i azot su u donjem delu, a lakši gasovi (vodonik i helijum) na većim visinama, gde postoji i veliki broj naelektrisanih čestica jona, po kojima se ovaj deo atmosfere naziva **jonosfera**, gde nastaju Aurora borealis i Aurora australis.

Sastav i svojstva atmosfere se stalno menjaju. Sadržaj pojedinih gasova se povećava ili smanjuje. Bakterije i drugi biološki agensi uklanjaju azot i kiseonik, ali ga i vraćaju. Poseban značaj u atmosferi ima voda.

KRATKA PRIČA O VODI

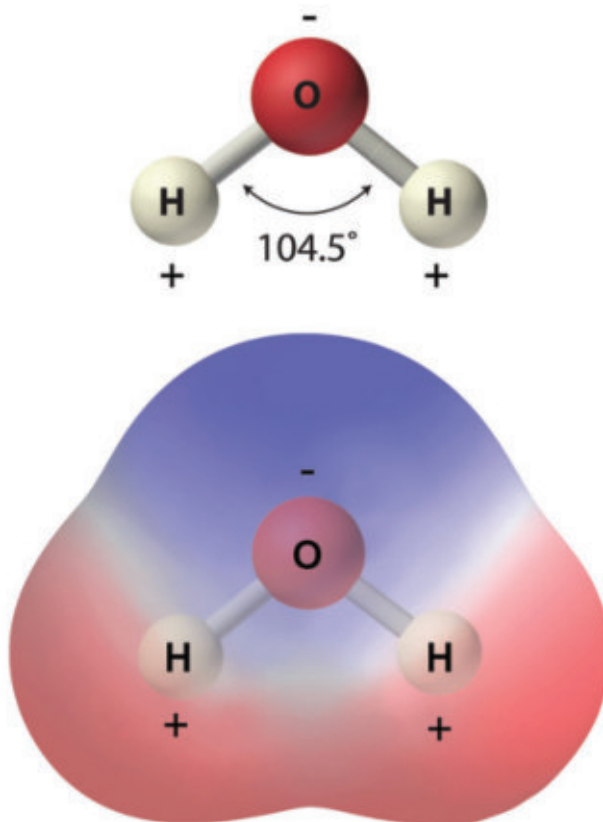
Voda je „čudo” prirode – jednostavnog hemijskog sastava, ali sa „širokim” mogućnostima. Ima je svuda i u svim oblicima. U njoj i sa njom je rođen život, koji će postojati i opstati dok i voda postoji. Najmanje 80% mase živih organizama je delom izgrađeno od vode (uključujući Vas i mene), a gotovo sve hemijske reakcije života odvijaju se u vodenom rastvoru.

Voda se, kao što znamo, sastoji od jednog atoma kiseonika vezanog za dva atoma vodonika (H_2O), gradeći molekul koji nema naelektrisanje. Zbog svoje strukture i položaja elemenata koji je grade, kiseonika i vodonika, voda se ponaša kao dipol (slika 157). Sa strane bliže vodonikovim atomima, ona je „pozitivna”, dok je u delu bližem kiseoniku „negativna”. Zbog toga voda ima osobinu da privlači okolne molekule vode. Polaritet vode je od suštinskog značaja za život: voda je odličan rastvarač za supstance koje nisu električno neutralne, posebno za soli, šećer i proteine. Voda omogućava i komunikaciju, reakciju ili rastvaranje drugih jedinjenja. Polaritet molekula vode objašnjava zašto je šira kada se zamrzne. Na nižoj temperaturi (ispod 0 °C) voda prelazi u čvrsto stanje, led. Molekuli vode grade kristalnu strukturu, vežu se preko vodonikove veze stvarajući prazan prostor. Kada je u tečnom stanju, molekuli vode se „slobodno” orijentišu i zauzimaju manju zapreminu od leda i veću masu. Zbog toga je led lakši od tečne vode, što je veoma važno jer ostaje na površini, izoluje vodu ispod, i omogućava da život u njoj opstane.

Važna karakteristika vode je da u relativno širokom temperaturnom opsegu (100 °C) ostaje u tečnom stanju i ima veliku specifičnu toplotu, zbog čega je relativno neosetljiva na spoljašnje temperature, omogućavajući povoljnu sredinu za opstanak života u njoj. Najveća gustina vode je na 4 °C.

Pomenimo najvažnija svojstva vode:

- voda je **providna** i **nema boju** i **miris**; bistra voda omogućava da svetlost prođe kroz nju, što je važno za opstanak biljnog i životinjskog sveta (navedimo korale) koji žive u njoj;
- voda je **rastvor**, može biti i suspenzija;
- **visoka specifična toplota** je količina toplote koja se mora apsorbovati ili



Slika 157. Struktura vode

potrošiti da bi promenila temperaturu vode za 1 °C; voda upija Sunčevo zračenje i time „odoleva” promeni temperature, kako za grejanje, tako i za hlađenje;

- **visoka toplota isparavanja** je količina energije potrebna za promenu 1 g tečne vode u gas (586 kalorija), kada se „razbija” veliki broj molekularnih veza.

Toplotna energija Sunca uzrokuje promenu agregatnog stanja vode iz tečnog u gasovito na lokvama, potocima, rekama, morima ili jezerima, a zatim se vodena para diže u atmosferu;

- **kondenzacija** – na većim visinama vodena para se hladi, skuplja, kondenzuje stvarajući oblake, kišu ili sneg, u kojima se vraća na Zemlju;

- **kohezija** je privlačenje između čestica iste supstance; rezultira površinskom napetošću (mera jačine vodene površine); pomaže insektima da „hodaju” po vodi;

- **adhezija** je lepljenje, privlačenje sa drugim supstancama, kao što su staklo, tlo, biljna tkiva i pamuk, kada se formiraju vodonične veze; ovo svojstvo daje vodi sposobnost kapilarnog „penjanja”;

- **transpiracija** je proces kojim biljke gube vodu iz listova; transpiracijom se deo vodene pare vraća u atmosferu;

- **univerzalni rastvarač** – voda je svestrani rastvarač zbog polariteta molekula vode; transportuje i „život”, organske molekule; tu spadaju krv, hranljive materije, tečni „otpad” koji se izbacuje itd.; pomenimo da se hranljivi sastojci

rastvoreni u vodi prenose kroz biljke ili organizme koji u njoj žive, apsorbujući potrebne rastvorene supstance itd.;

- **pH** je koncentracija vodonikovih jona H^+ u rastvoru; to je logaritamska skala u rasponu od 0 do 14: neutralno je 7, a ispod 7 je kisela sredina; kada kiseline disociraju u vodi, povećavaju sadržaj H^+ jona; pomenimo neke od njih: **HCl**, **H₂CO₃**, organske kiseline itd.; **pH** iznad 7 je bazni; baze rastvaranjem u vodi smanjuju koncentraciju H^+ jona i povećavaju **OH⁻** (hidroksilne jone), i tada je voda gorkog ukusa; neke od baza su **NaOH**, **KOH**, soda bikarbona itd.:

- voda se javlja u sva **tri agregatna stanja**: čvrstom, tečnom i gasovitom. Kada je u gasovitom stanju, nazivamo je vodenom parom, koja je „normalno” nevidljiva, ali se u oblacima, magli, kiši, ledu, snegu lako uočava. Apsorbovanjem Sunčevog ili drugog zračenja, voda se zagreva i isparava, zavisno od temperature, vremena i mesta. Vodena para prenosi toplotu kada voda menja agregatna stanja. Ona stabilizuje atmosferu, ali i uzrokuje formiranje grmljavina, uragana i drugih vremenskih pojava. Spajanjem molekula u veće grupe i pod određenim uslovima vode padaju na površinu Zemlje u tečnom ili čvrstom stanju (kiša i sneg). Kada padne na Zemlju, voda se ponovo zagreva, isparava stvarajući poznati ciklus vode (detaljnije u poglavlju Sedimentne stene).

Osim vode, u atmosferi je važno prisustvo **CO₂**. On nastaje raspadanjem organske materije, od vulkanskih erupcija, smanjivanja šuma, sagorevanja fosilnih goriva, životinjskih emisija. Biljke uzimaju ugljen-dioksid tokom fotosinteze, a mnogi morski organizmi ga koriste za gradnju svojih ljuštura, koje su izgrađene od **CaCO₃**, čime se **CO₂** uklanja iz atmosfere. To je gas sa efektom staklene bašte, zbog čega se atmosfera zagreva menjajući klimu na Zemlji. Mora se voditi računa o sadržaju ovog gasa, jer on značajno utiče i ugrožava život čoveka, ali i drugih bića. Drugi gasovi, takođe, doprinose efektu staklene bašte, naročito metan (**CH₄**), azot-oksidi (**NO_x**) i hlorofluorokarbon (**CFC**).

Sadržaj metana u atmosferi se povećava raspadom organske materije, mikrobima, bakterijama u pirinču, želućima životinja itd. Pomenuti gasovi i procesi doprinose uništavanju ozona (**O₃**), zaštitne ljuske koja štiti Zemlju od štetnog ultraljubičastog zračenja.

Ozon se, kako smo pomenuli, najvećim delom nalazi u gornjem delu atmosfere, gde se slobodni atomi kiseonika vezuju sa molekulima kiseonika (**O₂**) u stratosferi. Gubitak ozona je poslednjih decenija dramatičan, stvorene su „ozonske rupe”, gotovo bez prisustva ozona iznad Arktika i Antarktika. Trenutno se raspravlja o tome koliko je gubitak ozona izazvan ljudskom aktivnošću (što se smatra velikim faktorom), a koliko prirodnim procesima.

Sumpor-dioksid (**SO₂**) najvećim delom nastaje sagorevanjem fosilnih goriva. U atmosferi se meša sa vodom stvarajući sumpornu kiselinu, tj. kiselu kišu, koja „ubija” floru i preko mnogih prirodnih jezerskih sistema izaziva širok spektar štetnih uticaja na životnu sredinu.

III.6 PRVI ŽIVOT

Veruje se, gotovo smo sigurni, da je Zemlja jedina planeta u Sunčevom sistemu na kojoj postoji život kakav poznajemo i kojem pripadamo. Istraživanja ukazuju na to da je život nastao još tokom arheana, u isto vreme kada i sedimenti u kojima je nađen. Da bi opstao tek započeti život, morao je biti zaštićen. Kako, kada je vladao pakao? Još uvek nema jednoznačnog odgovora.

Jedna od hipoteza navodi da je život nastao hemijskim reakcijama organskih molekula na ranoj, „neživoj” Zemlji. Pojedini autori smatraju, međutim, da su oni „došli” iz svemira sa meteoritima i kometama.

Najraniji život je bio u obliku jednostavnih ćelija, čiji nastanak, rađanje još uvek nisu potpuno jasni. Evo najviše prihvaćenih hipoteza.

Živa materija na Zemlji je najvećim delom izgrađena od ugljenika, azota, kiseonika i vodonika, koji grade 96% života. Preostalih 4% grade fosfor, sumpor, i tragovi drugih elemenata. Visoka koncentracija kiseonika i vodonika objašnjava se „sveprisutnom” vodom. Zašto je voda toliko važna za život na Zemlji?

Život kakav poznajemo bazira se na sposobnosti ugljenika da formira složene molekule. Da li bi život nastao i razvio se ako bi umesto ugljenika bio neki drugi element? Silicijum je takođe četvorovalentan, ali formira lance, prstenove drugačije od ugljenika i najvećim delom gradi silikate. Imajući u vidu da su silicijum i ugljenik značajnije zastupljeni u svemiru, realno je pretpostaviti da i on može biti osnova za život na nekoj od galaksija, planeta.

Ako smo sami u svemiru, „to sigurno izgleda kao veliki gubitak prostora”, rekao je jednom Karl Sagan. I, zaista, izgleda da su uslovi u univerzumu strogo izbalansirani dajući mogućnost da se stvori život. Nekoliko generacija zvezda stvorilo je hemijske elemente od kojih mogu nastati živi organizmi i koji obezbeđuju njihov opstanak.

„Sile” koje upravljaju Univerzumu stvorile su povoljne uslove, „ni mnogo hladno ni mnogo toplo” i podesile odnose sadržaja najvažnijih „životnih” elemenata” da se stvori život. I on, verujem, kao i Vi, još negde postoji. Kakav, ne znamo. To i nije važno, on postoji. Dokaz su i otkriveni brojni organski molekuli u 100 milijardi zvezda u našoj galaksiji i 100 milijardi galaksija u vidljivom delu svemira.

Gde su u univerzumu „najbolji uslovi” za život?

Očigledan nedostatak života u Sunčevom sistemu, s izuzetkom naše planete, sugerise da se život, sličan ili isti, može pojaviti i na nekoj stenovitoj planeti poput Zemlje, koja ima uslove za nastanak biomolekula od elemenata ugljenika, kiseonika, vodonika, silicijuma, gvožđa itd., gde postoji voda u tečnom stanju, gde nema jakog zračenja i gde nema intenzivnog bombardovanja kometama i drugim nebeskim telima.

Regioni povoljni za život u našoj galaksiji nalaze se u mirnom predgrađu koje pokriva oko 90% galaksije. Tu je i naše Sunce sa Zemljom, na kojoj živimo.

U centru galaksije malo je verovatno da ima života. Gustina naseljenosti je prevelika, a radijacija jaka, temperatura visoka, sudari nebeskih tela česti itd.

Vratimo se diskusiji o nastanku života. Ugljenik i azot su u zvezdama u značajnim količinama. Na Zemlji, međutim, ima ih malo, a umesto njih značajno su zastupljeni silicijum, gvožđe, magnezijum, kalcijum, alkalije itd. Postoji li razlog, odgovor na ovu nepoznanicu? Hemijska reaktivnost elementa zavisi od broja elektrona i njegove valence. Ugljenik, sa četiri elektrona, može formirati veliki broj jedinjenja sa drugim atomima. Sa vodonikom formira veliki broj jedinjenja, ugljen-vodonika, ali se može vezati i sa samim sobom, kao i sa mnogim drugim elementima. Ovo svojstvo omogućava ogroman broj jedinjenja, složenih molekula, koji su mehanizam procesa života: grade se ćelijske strukture, čuva energija i gradi veliki broj stabilnih molekula. Zbog svojih „izvanrednih” osobina, vodonik, ugljenik, kiseonik i azot su osnovni elementi koji grade život. Kombinacijom ova četiri elementa stvara se veliki broj organskih jedinjenja, od kojih su izgrađene esencijalne aminokiseline, **DNK**, i proteini.

Četiri pomenuta elementa, ugljenik, kiseonik, azot i vodonik, gradila su i prvu Zemljinu atmosferu u obliku ugljen-dioksida, azot-oksida, vodene pare, uz malo slobodnog vodonika i nekih prostih organskih molekula, koji su, najvećim delom, bili u vodi kao univerzalnom rastvaraču. Međusobnom reakcijom pomenutih elemenata i jedinjenja stvoreni su složeniji molekuli, a od njih proteini i nukleinske kiseline. Prema ovoj hipotezi, važan je **DNK** nukleinske kiseline, koji se može „kopirati” i zajedno sa proteinima stvarati određenu ćeliju i, konačno, organizam. Sam kod **DNK** je složen i može se „preurediti” na bezbroj načina. Poreklo života leži u sintezi proteina – aminokiselina, koji određuju svojstva i karakteristike organizama. Podsetimo se da je čuveni eksperiment Stenlija Milera i Harold Urei pokazao da se mnoga organska jedinjenja, uključujući i aminokiseline, osnovne komponente proteina, lako sintetizuju iz atmosfere pomenutog sastava.

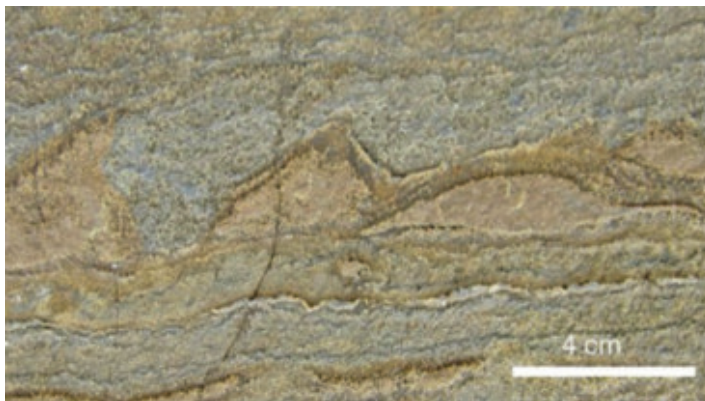
Za stvaranje navedenih organskih molekula bili su neophodni i „dodatni stimulasi”, izvor visoke energije. Topla voda, ultraljubičasto zračenje ili, možda, munje? Eksperimentima su od prvobitne „supe” metana, amonijaka, vodonika i vode električnim pražnjenjima dobijene aminokiseline i većina složenih organskih molekula bitnih za **DNK**. Međutim, one same ne predstavljaju život. Neophodan je dalji mehanizam, reakcija za pokretanje sposobnosti molekula da prenose informacije kako bi se mogli „kopirati”, radati i na taj način opstati. Granicu između žive i nežive materije u nekim slučajevima nije lako napraviti.

Smatra se da su prvi primitivni jednoćelijski organizmi „rođeni” od pomenutih organskih jedinjenja (ugljeni hidrati, proteini, lipidi, nukleinske kiseline), kao i neorganskog ugljenika izvedenog iz CO_2 , vode i uz pomoć energije od Sunca. Život je, veruje se, počeo u plitkoj vodi pre oko 3,5 milijardi godina sa organizmima sličnim bakterijama (prokarioti) koji ne „proizvode” kiseonik.

Pojedini istraživači smatraju da su organski molekuli od pomenutih elemenata, pa i sam život u obliku bakterija, došli na Zemlju iz svemira. Ideja se bazira

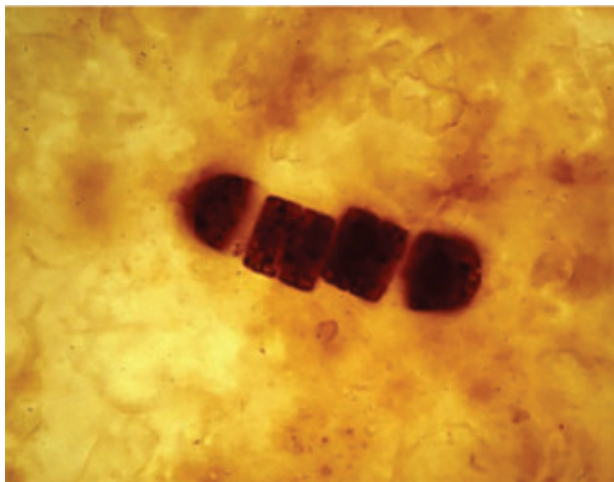
na činjenici da je Zemlja u svojoj „mladosti” bila bombardovana meteoritima i kometama, koji su imali organsku materiju. Slažemo se da su pomenuti molekuli mogli dalje da se razvijaju na Zemlji.

Najstariji fosili na Zemlji su od pre oko 3,7 milijardi godina (slika 158). Bile su to bakterijske forme koje su evoluirale iz primitivnih oblika života, koji se na Zemlji pojavio pre oko 3,8 ili čak, prema pojedinim autorima i 4 milijarde godina, što je iznenađujuće brzo nakon nastanka naše planete pre 4,5 milijardi godina.



Slika 158. Najstariji fosil na Zemlji (3,7 milijardi godina) je ostatak bakterije

I prođe vreme. Pre oko 2,7 milijardi godina, dogodilo se „čudo” na našoj planeti. Pojavila se cijanobakterija (slika 159), sitni, jednoćelijski organizam koji fotosintezom pretvara ugljen-dioksid u organski ugljenik i kiseonik. Vremenom je sadržaj kiseonika u atmosferi rastao. Pomenuta cijanobakterija nije imala predatore pa se nekontrolisano razmnožavala, stvarajući ogromne količine kiseonika. Bila je to „kiseonik katastrofa”. Nakon toga, pre 2,1 milijarde godina „dolaze” alge, a pre 500 miliona godina kopnene biljke. Fotosintezom se povećava sadržaj kiseonika u atmosferi do nivoa koji je i danas prisutan.



Slika 159. Cijanobakterija (vidno polje 0,01 mm)

Istraživanjima je utvrđeno da su neki od jednoćelijskih organizama u to vreme koristili vodonik-sulfid (H_2S) kao „donator” elektrona, stvarajući elementarni sumpor u procesu koji se naziva anoksidna fotosinteza, kada se od sumpora formiraju sulfatni joni (SO_4^{2-}). Jedna od ideja je da se ovo dogodilo u glinovitim sedimentima stvaranim u dubokim delovima mora i okeana.

Postoji i hipoteza da su prvi jednoćelijski organizmi bili heterotrofi koji nisu

proizvodili sopstvenu hranu. Konzumirali su neorganski formirane aminokiseline ili druga jedinjenja koja su u njihovom neposrednom okruženju. Smatra se da su energiju dobijali od ovih aminokiselina fermentacijom, procesom razlaganja molekula hrane kroz niz hemijskih reakcija, kada su stvarani ugljen-dioksid, alkohol itd. Kada je fotosinteza počela, organizmi su mogli da proizvedu sopstvenu hranu od neorganskih elemenata, a postali su autotrofi, po uprošćenoj reakciji $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{svetlost} \rightarrow \text{CH}_2\text{O (hrana)} + \text{O}_2$.

Fotosintezni organizmi stvorili su hranu za druge heterotrofe i takođe su ispuštali kiseonik u atmosferu.

Tačan vremenski raspored kada su organizmi mogli da proizvedu hlorofil nije poznat, ali najstariji zapis hlorofila nalazi se u 3,5 milijardi godina starim stromatolitima iz Australije.

Stromatoliti su grupa, uglavnom kupolastih ili konusnih oblika, stvorenih organskim aktivnostima (slika 160). Najverovatnije su ih stvorile cijanobakterije (ranije zvane plavo-zelene alge), koje su alternativno zarobljavale sediment sa lamelama koje su se nalazile iznad taloga sedimenta/vode i izlučile prepoznatljiv karbonatni sloj.



Slika 160. Stromatoliti

Stromatoliti pokazuju da je život na mnogim mestima započeo u plitkoj vodi, ograničen na nekoliko izolovanih lokacija. Najstariji stromatoliti poznati su u sedimentima starim 3,6 milijardi godina u zapadnoj Australiji, sa brojnim primerima u ranim, srednjim i kasnim arheanskim stenama. Pomenimo i druge organizme. Među najstarijim fosilima su 3,5–3,6 Ga stari apek rožnaci iz kratona Pilbara (Pilbara Craton) u zapadnoj Australiji, gde su izdvojene tri vrste mikrofosila. To su sferoidna tela prečnika 5–20 mikrona, od kojih su neka očuvana u vidljivom delovanju ćelijske podele. Ovi mikrofosili su slični nekim modernim cijanobakterijama i najjasnije pokazuju da jednoćelijski život na Zemlji postoji od pre 3,5 milijardi godina, da se javio jednu milijardu godina nakon formiranja Zemlje.

U severnoj Kini otkriveni su ofioliti stariji od 2,5 milijarde godina sa crnim dimnjacima i dokazima za primitivne životne oblike. Fizički uslovi na ovim starijim srednjeokeanskim grebenima omogućili su anorgansku sintezu aminokiselina i drugih prebiotičkih organskih molekula. Ovo okruženje bilo je zaštićeno od ranih visokih nivoa UV zračenja i njegovih štetnih fizičkih efekata na biomolekule. Život je bio na dnu mora u malim, gvozdanim globulama koje emituju crni dimnjaci. Prokariotski organizmi (engl. *prokaryotic organisms*), uključujući i arheanske bakterije, trenutno žive u crnim dimnjacima u blizini istočnog Pacifičkog rifta. Život u njima održava se toplotnom energijom koja dolazi iz unutrašnjosti Zemlje, a ne od Sunca. „Univerzalno stablo života” ukazuje na to da su hidrotermalni sistemi pružali prostor i povoljnu sredinu za nastanak i razvoj ranog života. Najstariji termofili su svi hemosintetski organizmi koji koriste vodonik i sumpor kao glavne sastojke u svojim metaboličkim procesima. Pomenuta dva elementa su na „raspolaganju” kod crnih dimnjaka, dodajući dodatnu toplotu. Stoga neki istraživači smatraju da su hidrotermalni sistemi, „crni dimnjaci” mesta gde je počeo život na Zemlji.

Život je nastavio da igra glavnu ulogu i u kontroli sastava i temperature atmosfere u narednih nekoliko milijardi godina. Prvo dobro dokumentovano ledeno doba dogodilo se na arheansko-proterozojskoj granici, iako neki dokazi ukazuju na starije ledeno doba, još u arheanu.

Prvi dokaz postojanja višćelijskih organizama je zagonetna edijakaran fauna, koja se pojavila u prekambrijumu pre oko 635 do 540 miliona godina. Tokom kambrijske ere, od pre oko 540 do 490 miliona godina, razvili su se prvi višćelijski organizmi, a odmah nakon toga, pre oko 530 miliona godina, dogodila se prava „eksplozija” oblika života, kada su se u narednih 10 miliona godina počeli razvijati „preci” većine glavnih životinjskih rodova, a neki od njih postoje i danas.

Tektonska aktivnost ploča dovela je do manje emisije CO₂ oslobođenog metamorfizmom i vulkanizmom. Ovi trendovi rezultirali su padom globalnog nivoa atmosferskog CO₂, što je uzrokovalo manji efekat staklene bašte, a što je opet omogućilo hlađenje i dovelo do ledenog doba.

Slobodni Ca joni u okeanu u „kombinaciji” sa atmosferom i organizmima stvorili su krečnjake koji su deponovani na njegovo dno, što je značajno uklonilo, uzelo CO₂ iz atmosfere. Aerobne fotosintetske ćelije su se razvile i vrlo efikasno generisale kiseonik. Ovi organizmi su brzo izgradili atmosferski kiseonik do visokih nivoa. Eukarioti su se razvili u biljke i životinje. Tokom naredne milijarde godina količina kiseonika se povećavala, a CO₂ smanjivala u atmosferi do kasnog proterozoika, kada je eksplozija metazoa označila pojavu složenijih formi života na Zemlji. Ova tranzicija se dogodila sa raspadom superkontinenta Gondvane i glacijacijama do ekvatorijalnih regiona.

I da zaključimo, proste ćelije su vremenom prelazile u složenije i „krenula” je evolucija. Na kraju, dođosmo Vi i ja. Dokle ćemo postojati, za sada, ne znamo. U arheanu, život je nastao iz složenih organskih molekula, ali *poreklo života ostaje jedna od najvećih misterija života.*

Završimo ovu priču pitanjem: **Da li je Zemlja jedinstvena?**

Mnoge karakteristike ukazuju na to da je Zemlja (slika 161) jedinstvena među drugim planetama u Sunčevom sistemu, a i među do sada otkrivenim planetama oko drugih zvezda.

Pomenimo najvažnije:

1. Zemljina orbita je skoro kružna, čime se dobija ujednačena količina toplote od Sunca. Da je orbita eliptična, naša planeta bi zimi bila mnoga hladnija, a leti mnogo toplija, zbog čega veliki deo flore i faune ne bi preživeo. Slično je i sa nagibom Zemlje od $23,4^\circ$;
2. Kada bi Zemlja bila veća, sila gravitacije bi bila isuviše jaka za opstanak života kakav sada imamo;
3. Da je Zemlja manja, iz atmosfere bi „pobegla” većina gasova, među njima i kiseonik, i mi ne bismo preživeli;
4. Kada bi Zemlja bila samo 5% bliža Suncu, okeani, mora, jezera i reke bi isparili, a gasovi sa efektom staklene bašte bi povećali temperaturu (kao sada na Veneri) i opet ne bi bilo života;



Slika 161. Naša „lepotica”, planeta Zemlja

5. Da je Zemlja samo 5% dalje od Sunca, okeani bi se zamrznuli, fotosinteza bi bila znatno manja, što znači da bi bilo i manje kiseonika i viši životni oblici ne bi opstali;

6. Da nema tektonike ploča na Zemlji, ne bi bilo kontinenata, pa ni velikog broja životnih oblika koji danas postoje;

7. Bez magnetnog polja, Zemlja bi bila „zatrpana” kosmičkim zračenjem koje bi ubilo većinu, ako ne i sve životne oblike, uključujući i čoveka;

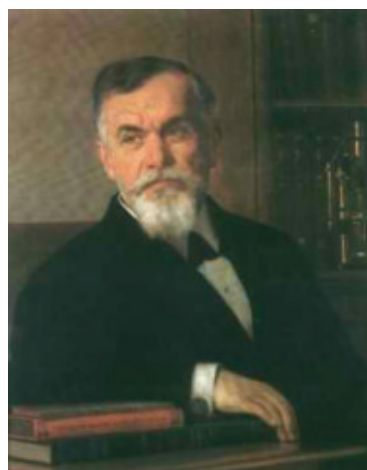
8. Mesec stabilizuje orbitu naše planete. Bez njega bi Zemlja, verovatno „zalutala” ili odlutala i

9. Gravitaciono polje Jupitera štiti našu planetu od bombardovanja meteoritima i kometama itd.

Da li je navedeno slučajnost? Neki niži životni oblici mogu preživeti širok opseg uslova, ali viši oblici to ne mogu. Činjenica je da su na Zemlji samo „pravi” uslovi za život. Neki istraživači smatraju da je to slučajnost, dok drugi smatraju da se naša planeta detaljno pripremala za nastanak, evoluciju i opstanak života kakav poznajemo.

Na kraju ove priče o Zemlji citirajmo velikana srpske geologije, Jovana Žujovića (slika 162):

Bilo je vremena kada je vaseljena bila puna nebesnih tela, ali naše zemlje u njoj nije bilo. I bilo je vremena kada se naša zemlja stvorila, ali na njoj ne beše ni bilja ni životinja. Pa nastaše vremena kada je na zemlji bilo raznoga bilja i raznih životinja, ali nikakvih ljudi nije bilo... Zemlja naša ima dakle vrlo dugotrajnu istoriju, koja veličinom i raznolikošću svojom daleko prevazilazi istoriju celoga čoveštva i svijetu pojedinih naroda.



Slika 162. Jovan Žujović
(1856–1936)

