

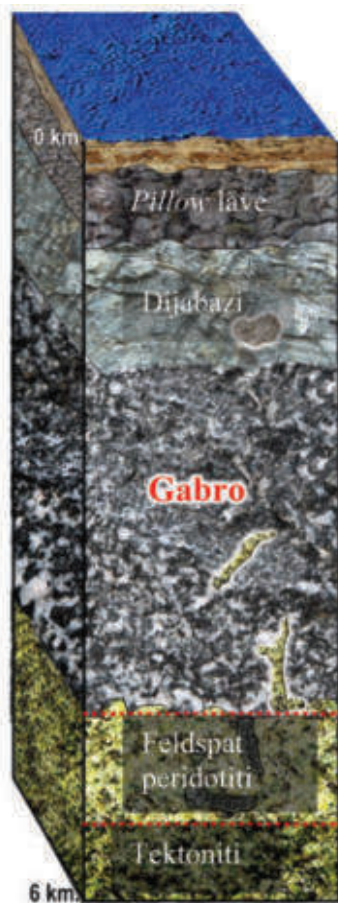
V.7 GABRO GRUPA

V.7.1 DUBINSKE BAZIČNE STENE

V.7.1.1 GABRO

Gabro je dubinska (plutonska), bazična (često se koristi i izraz „mafična” ili „mafitska”) stena siromašna silicijom (sadrži između **45%** i **52% SiO_2**) i alkalijama, ali bogata kalcijom (**CaO**), magnezijom (**MgO**) i gvožđem (**FeO**).

Nastaje sporim hlađenjem bazične (bazaltne) magme u dubini, gde obično prvo kristališe aluminijски spinel, uglavnom pri temperaturama iznad $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$. Olivin je „sledeći” mineral koji „izvlači” oko polovine **MgO** iz magme, kao i većinu nikla (**Ni**) i kobalta (**Co**), dok gvožđe (**Fe**) i mangan (**Mn**) ostaju u približno istim odnosima. Među prvima kristališe apatit, koji veže većinu elemenata retkih zemlja (**REE**). Zatim slede ortopirokseni, klinopirokseni i bazični plagioklasi itd. Gabro gradi donje delove okeanske kore (slika 441).



Slika 441. Položaj gabra u okeanskoj kori

Većina gabrova je krupnozrnasta (slika 442), pa se sa sigurnošću „lako” mogu identifikovati makroskopski, osim ako minerali nisu jako alterisani. Za sitnozrne varijetete gabra, u nekim udžbenicima koristi se i naziv **dolerit** (uz dodatak veličine zrna).

Gabro ima **masivnu**, ponekad **trakastu i slojevit**u teksturu (slika 443). Lučenje gabra je pločasto, bankovito do nepravilno. Ova stena uglavnom formira velike mase, ponekad u obliku lakolita, dajka ili sila veće debljine. Često se javlja uz peridotite, sa kojima je, ponekad, i udružena.

Gabro je izgrađen od **bazičnih plagioklasa (labradora, bitovnita)** i bojenih minerala, **monokliničnog piroksena**, najčešće diopsida (slika 444). Mogu se javiti i rombični pirokseni, olivini, retko hornblenda i biotit.



Slika 442. Gabro, Rakov Do; gore desno: uzorak stene

Gabro ima **hipidiomorfnu do idiomorfnu zrnastu strukturu** sa ujednačenom veličinom minerala, obično većom od 5 mm.

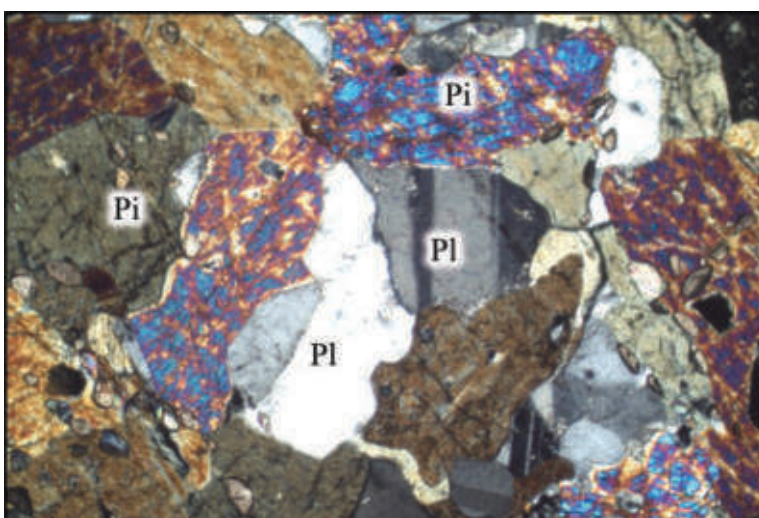
Ponekad može imati ofitsku strukturu, kada se između krupnih prizmatičnih plagioklasa javlja monoklinični piroksen. Boja mu je zeleno-siva, tamnozelen, ponekad tamna do crna.

Od sekundarnih minerala, najčešći je **sosirit**, koji je asocijacija minerala albit+epidot+cojsit+hlorit, nastala transformacijom bazičnih plagioklasa i bojenog minerala (piroksena; slika 445).

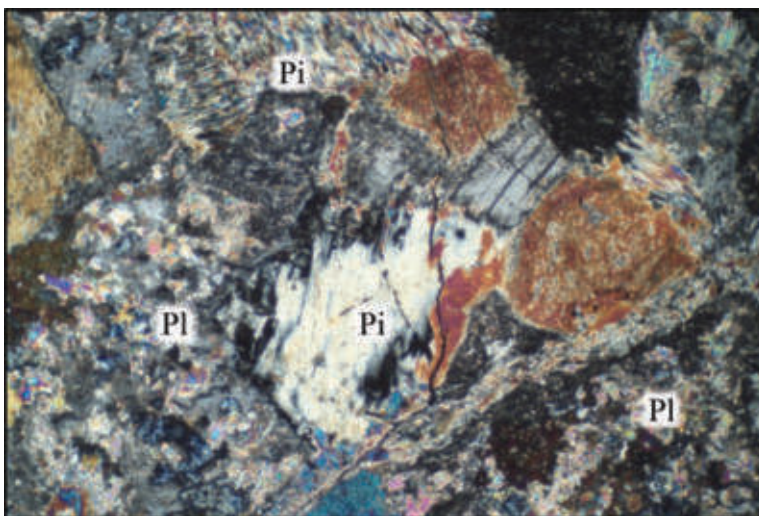
Od sekundarnih minerala javlja se i **uralit** (nastaje od piroksena), a pojavlju-



Slika 443. Slojeviti gabro, Paraćinska Glavica



Slika 444. Mikrosnimak gabra, Deli Jovan; Pl = plagioklas, Pi=piroksen; N+, 40x



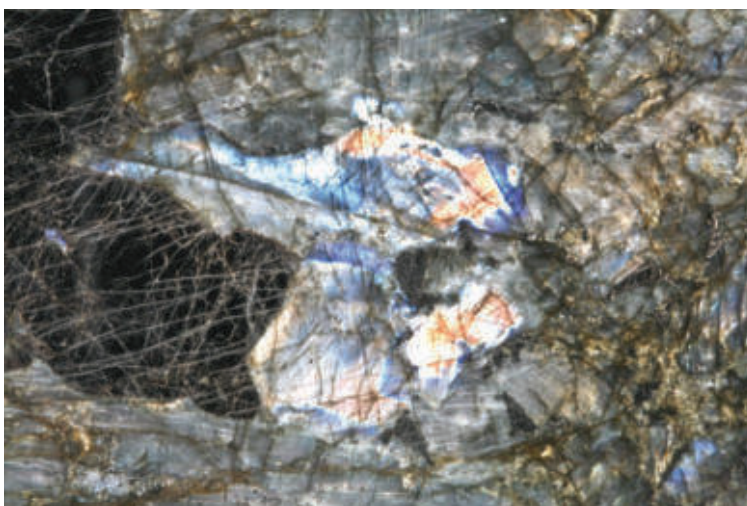
Slika 445. Sosiritisani gabro, Priboj; N+, 50x

ju se i leukoksen, kalcit, prenit itd. Ako stena sadrži olivine kao sekundarni mineral, javlja se i serpentin.

Bazični plagioklas često svetluca u plavičastoj boji, a pojava se naziva **labradorizacija** (slika 446).

Od sporednih sastojaka prisutni su **sfen, ilmenit, rutil i apatit**.

Kada je sadržaj bazičnih plagioklasa ispod 10%, stena pripada ultrabazitima (tzv. feldspat peridotitima ili plagioklas peridotitima). Ako je bazični plagioklas kiseliji, tj. ima manje od 50% anortita, odgovara oligoklasu, a ako ima kvarca, naziva se kvarcdiorit, a ne gabro. U okviru gabra postoji veliki broj varijeteta stena, koji su uglavnom određeni mineralnim sastavom, pre svega vrstom bojenog minerala.



Slika 446. Labradorizacija; dužina snimka 10 cm

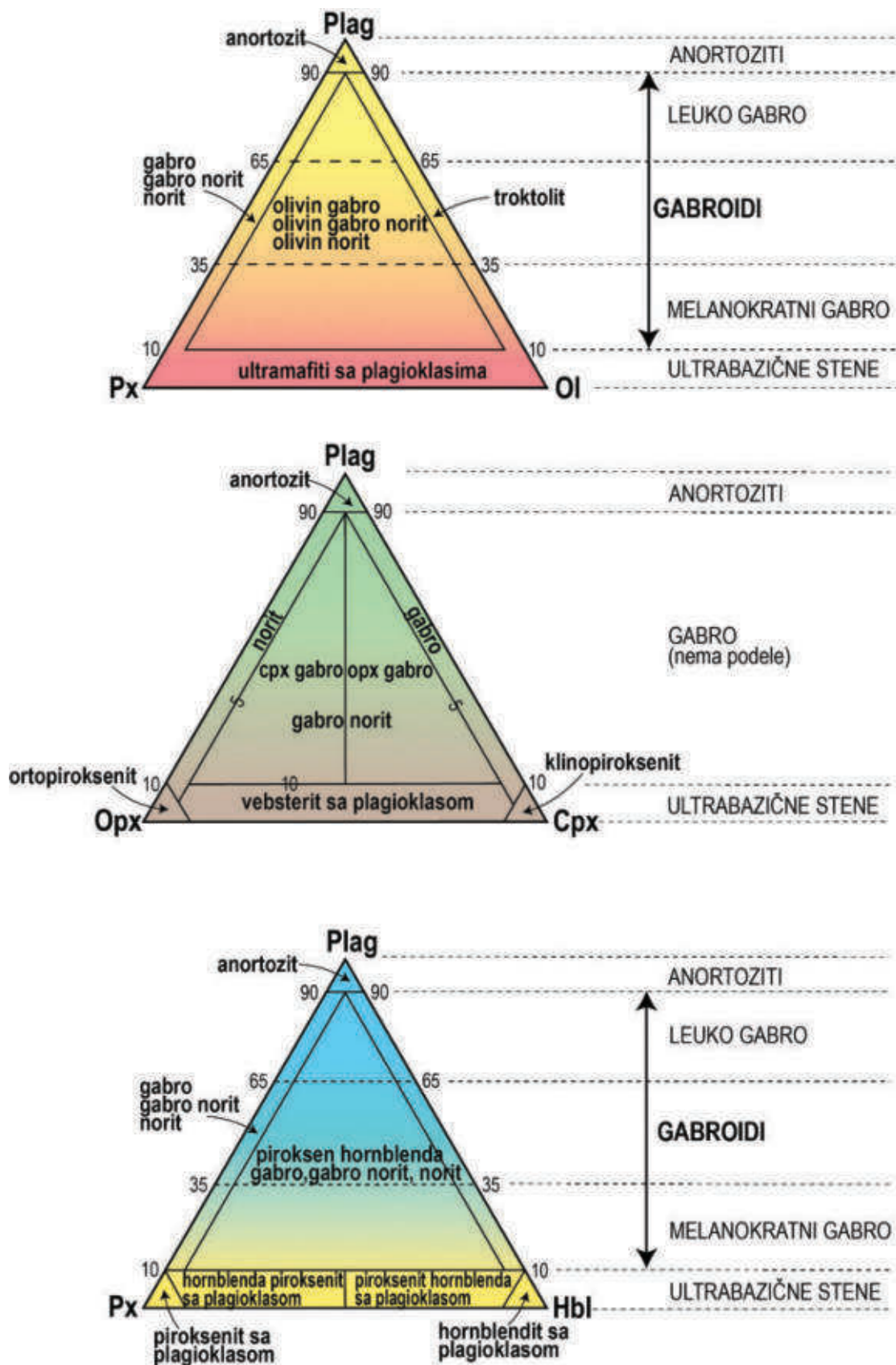
Većina gabrova sadrži između 35% i 65% mafičnih minerala. Ako ih ima manje, dodaje se prefiks *leuko-*, što znači „svetliji” (imaju više „belih” plagioklasa). Ako sadrže više od 65% mafičnih minerala, dodaje se prefiks *melo-*, što znači „tamniji” (jer imaju više bojenih minerala). Za sitnozrnaste gabrove često se koristi izraz *mikrogabro* ili, pomenuti, *dolerit*.

Podsetimo se klasifikacije **IUGS**-a (koja se odnosi na količinu mafičnih, bojenih minerala ispod 90%), gde je gabro podeljen na osnovu modalnog sadržaja bazičnog plagioklasa, ortopiroksena, klinopiroksena i olivina (slika 447). Situacija postaje „komplikovana” (veći je broj varijeteta gabra) kada se u klasifikaciju uključe i drugi minerali, kao što su hornblenda, feldspatoidi itd.

Razmotrimo detaljnije **AQPF** klasifikaciju gabra (slika 448).

Polje 9 (moncodiorit, moncogabro) – Dva osnovna imena u ovom polju su odvojena prema sastavu plagioklasa – moncodiorit (plagioklasi An_0An_{50}) i moncogabro (plagioklasi $An_{50}An_{100}$). Izrazi *sijenodiorit* i *sijenogabro* mogu se koristiti kao opšti nazivi za stene između sijenita i diorita/gabrova, odnosno za monconite i moncodiorit/moncogabro.

Polje 10 (diorit, gabro, anortozit) – Tri osnovna imena u ovoj oblasti su odvo-

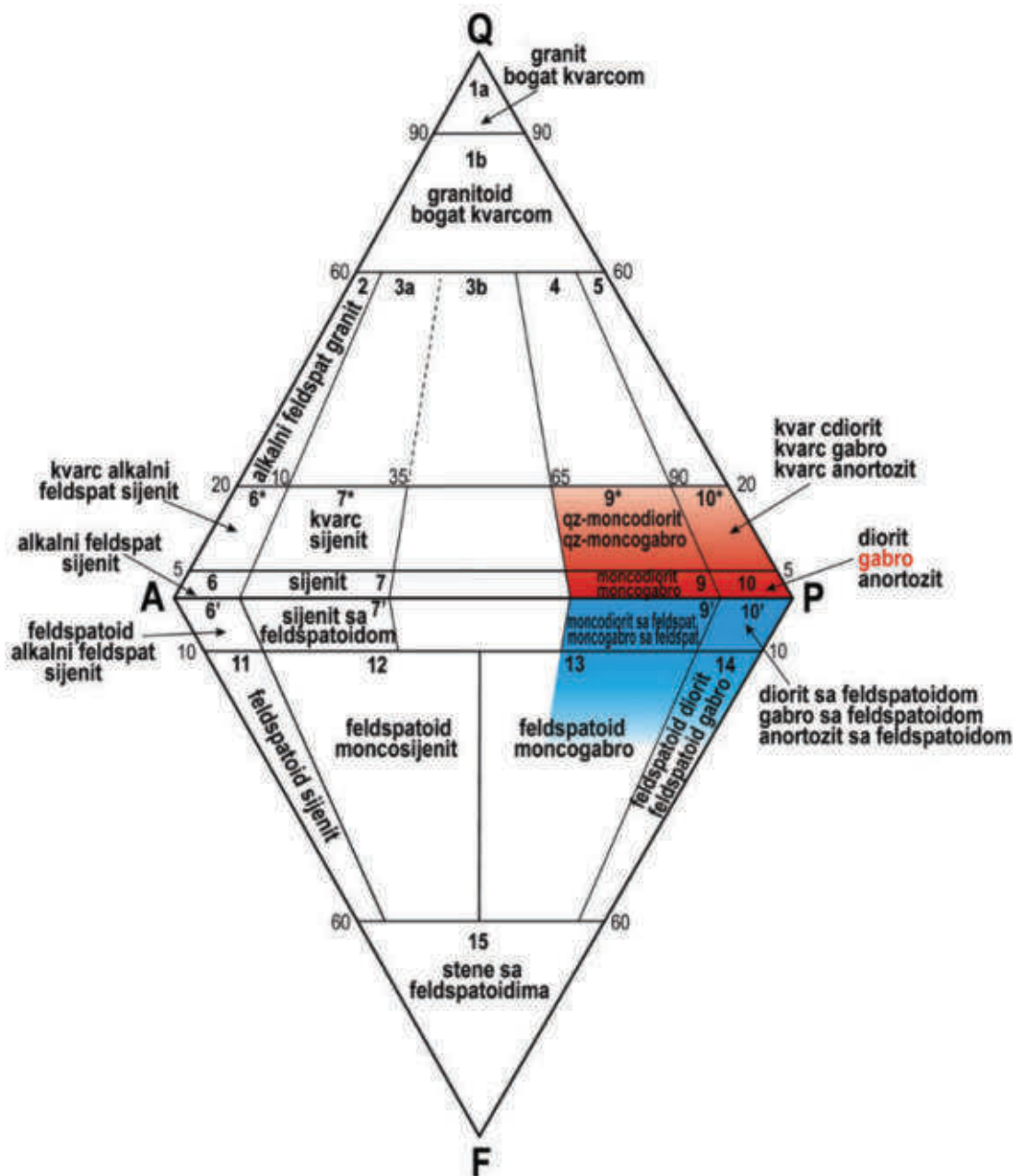


Slika 447. Klasifikacija IUGS za gabro

jena prema kolor indeksu i prosečnom sastavu plagioklasa – anortozit ($M < 10\%$), diorit ($M > 10\%$, plagioklasi An_0 – An_{50}) i gabro ($M > 10\%$, plagioklasi An_{50} – An_{100}).

Detaljnije o polju 10:

Jedan od „problema” (ograničenja) primene klasifikacije **UIGS**-a je oslanjanje samo na „jedan” kriterijum, što za neke stene nije „dovoljno”. Za kisele magmatske stene, modalni parametri (sadržaj) minerala kvarca i feldspata su dovoljni



Slika 448. AQPf klasifikacija gabro (Streckeisen, 1976 b)

za njihovu klasifikaciju, ali su nedovoljni (pa čak i nemogući) za određivanje diorita, gabrova (kao i ultrabazičnih stena) jer nisu „jednoznačno” definisani samo na osnovu parametara **KAP** (kvarc, alkalni feldspat, plagioklas) ili **FAP** (feroma-

gnezijski minerali, alkalni feldspat, plagioklas), što dovodi do njihovog smeštanja u isto polje.

Dioriti i gabrovi se međusobno razlikuju i po sastavu plagioklasa: u dioritu plagioklas ima oko 50% anortita (An_{50}), dok u gabru ima više od 50% anortita. Budući da klasifikacija **IUGS**-a ne uzima u obzir sastav plagioklasa, ne može ih međusobno razlikovati. Treba napomenuti da je anortozit, koji je sastavljen od preko 90% bazičnog plagioklasa, dat kao naziv za područje trougla gde se očekuju gabro i diorit. Klasifikacija **IUGS**-a se zasniva na odnosu minerala **K**, **A**, **P** i **F**, i ne pravi razliku između stena sa samo 10% feromagnezijskih minerala i stena sa femskim mineralima do 90%.

Anortozit „zauzima” isti deo trougla kao dioriti i gabrovi koji imaju znatno viši sadržaj mafičnih (feromagnezijskih) minerala. Zbog toga se mafitske (bazične) stene „dalje” dele na „drugim” dijagramima prema sadržaju plagioklasa, ortopiroksena, klinopiroksena, olivina i hornblende. Termin *gastro* odnosi se na stenu koja je izgrađena od bazičnog plagioklasa i augita, mada se u literaturi termin široko koristi i za stene koje su izgrađene od bazičnog plagioklasa i drugih feromagnezijskih minerala (olivin, ortopiroksen itd.). Na primer, **troktolit** je stena izgrađena od bazičnog plagioklasa i olivina, a **norit** je stena izgrađena od bazičnog plagioklasa i ortopiroksena, a obe pripadaju „porodici” gabra.

Stene koje su izgrađene od bazičnog plagioklasa i hornblende nazivaju se hornblendu gastro itd.

Navedimo i polja koja su povezana sa „nezasićenošću” silicijumom, kada u steni postoje i feldspatoidi.

Polje 13 (feldspatoid monocastro) je odvojeno na osnovu prosečnog sastava plagioklasa (An_0 - An_{50}), dok feldspatoid monocastro ima bazičnije plagioklase (An_{50} - An_{100}). Gde god je to moguće, termin *feldspatoid* („foid”) treba zameniti nazivom najzastupljenijeg feldspatoida. Termin *eseksit* se može koristiti za nefelin monocastro ili nefelin monocastro.

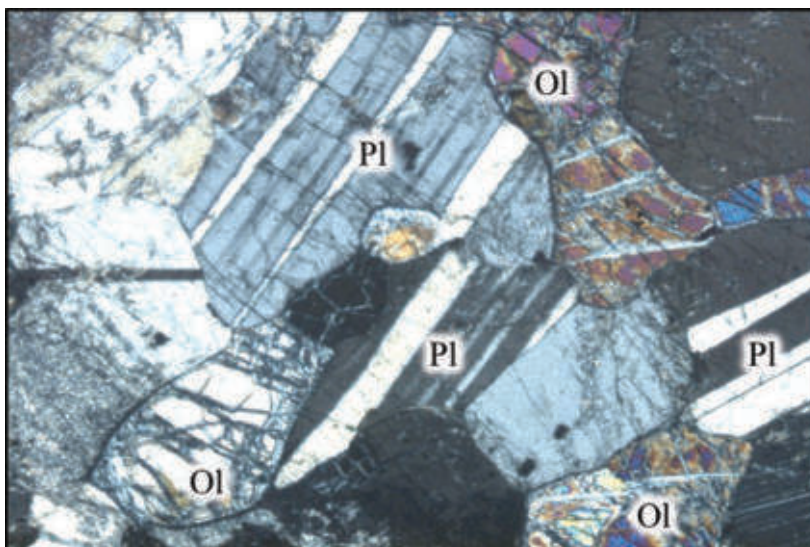
Polje 14 (feldspatoid diorit i feldspatoid gastro) – Ponovo, dva imena korena u ovom polju odvojena su na osnovu prosečnog sastava njihovih plagioklasa, tj. feldspatoid diorit ima plagioklase sastava An_0 - An_{50} , a feldspatoid gastro An_{50} - An_{100} . Gde god je to moguće, treba zameniti termin *foid* nazivom dominantnog feldspatoida. Dva posebna termina koja i dalje treba koristiti su **teralit** za nefelin gastro i **tešenit** za analcim gastro. Vratimo se „klasičnoj” podeli gabra.

Prema kolor indeksu, gastro odgovara mezokratnoj i melanokratnoj steni, kao bazičnim stenama. Ove stene ne sadrže slobodan kvarc, ponekad imaju olivine i pripadaju silicijumom nezasićenim stenama.

Gastrovi obuhvataju veliki broj vrsta stena koje su određene prema mineralnom sastavu, uglavnom na osnovu vrste bojenog minerala.

U većini udžbenika gastro se „jednostavno” i „skraćeno” deli na sledeće varijetete:

- **gabro** („običan”), izgrađen od bazičnog plagioklasa i monokliničnog piroksena, augita. U njemu se mogu javiti i manje količine olivina, ortopiroksena itd. Od sporednih (akcesornih) minerala, najčešći je sfen, sreću se apatit i cirkon (veoma retko);
- **olivinski gabro**, ako se u „običnom” gabru javlja i olivin kao bitni sastojak;
- **norit**, koji je izgrađen od bazičnog plagioklasa i rombičnog piroksena, sa prisustvom olivina naziva se **olivinski norit**; može takođe da sadrži malu količinu klino piroksena;
- **hiperit**, kada osim bazičnog plagioklasa ima rombični i monoklinični piroksen; može takođe da sadrži olivin;
- **troktolit**, stena izgrađena od bazičnog plagioklasa i olivina, može imati i malo piroksena (slika 449); i
- **anortozit**, koji sadrži više od 90% bazičnog plagioklasa, a sreće se malo piroksena i olivina (biće prikazani detaljnije u posebnom odeljku).



Slika 449. Mikrosnimak troktolita, Deli Jovan; N+, 40x; Pl=plagioklas, Ol=olivin

Pomenimo da veliki broj geologa koristi prefiks *gabroidna* za širu grupu „grubozrnastih” (krupnozrnih) bazičnih dubinskih stena.

PODELA GABROVA PREMA HEMIJSKOM SASTAVU

Većina gabrova ima hemijski (i mineralni sastav) koji je „sačuvao” istoriju kristalizacije, što indirektno ukazuje i na hemijsku evoluciju bazaltnih magmi. Pozivanje na hemijske varijacije dijagrame, kao što su dijagrami alkalija i silicija (koji su nam dobro poznati, sećate se **TAS** dijagrama), nije neophodno jer su ove stene krupnozrne i ne sadrže stakla. Gabro se, prema hemijskom sastavu, može podeliti, poput bazalta, na toleitsku i alkalnu seriju.

1. **Toletski gabro** sadrži **bazični plagioklas, augit i enstatit** (ortopiroksen) ili, alternativno, olivin. Veoma retko sadrži malo i intersticijskog kvarca.
2. **Alkalni gabro** sadrži **bazični plagioklas, monoklinični piroksen, olivin**, ponekad hornblendu i biotit. U ovim stenama se takođe može sresti i malo feldspatoida (nefelin ili analcim), što ukazuje na kristalizaciju iz silicijumom nezasićene magme.

Pomenute vrste i grupe gabrova razlikuju se i po drugim svojstvima. Prisustvo dva koegzistirajuća piroksena u toletskom gabru odražava ograničenu zajedničku rastvorljivost koja postoji između nisko i visoko kalcijjskih piroksena.

Dva piroksena kristališu sa sastavima koji odražavaju temperaturno zavisnu hemijsku ravnotežu između njih. Enstatit je zasićen klinopiroksenskom komponentom sa visokim **Ca**, a augit je zasićen komponentom sa niskim **Ca**. Ovim procesom se objašnjava da neki toletski gabrovi sadrže augite u kojima se uočava izdvajanje lamela ortopiroksena (zbog smanjene rastvorljivosti), što se veoma lako uočava u petrografskom preparatu stene.

Augiti koji se javljaju u alkalnim gabrovima prate više trendova sa **Ca** i nisu zasićeni komponentom $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (ortopiroksenom). U ovim stenama, augit je obično braon polihroičan i ima povećan sadržaj titana. Alkalni gabro ponekad sadrži i specifične minerale kao što su alkalni amfiboli.

Gabrovi su dubinske magmatske stene koje se javljaju kao plutoni. U nekim udžbenicima se navodi da se ove stene, retko, mogu javiti i kao dajkovi i silovi, kada su sitnozrne (ispod 5 mm), pa ih neki petrolozi (naročito na Zapadu) nazivaju **doleriti**.

GABRO PLUTONI I SLOJEVITE MAFITSKE INTRUZIJE

Većina gabrova se javlja u ogromnim plutonskim telima, a ponekad su udruženi i sa ultrabazičnim stenama (poput gabro mase na Deli Jovanu). Veličine tela se kreću od skromnih nekoliko km^2 pa do više stotina kvadratnih kilometara. Određivanje trodimenzionalnog oblika intruzije gabra je složeno i zahtevno, ali se smatra da su uglavnom lopoliti (npr. Bušveld u južnoj Africi). Treba napomenuti da je veliki broj gabro masiva promenjen usled tektonskih pokreta.

Manje gabro intruzije smeštene su uglavnom plitko, na malim dubinama, kada se bazična magma utisnula u hladne okolne stene, što je ubrzalo kristalizaciju i stvaranje sitnozrnijih stena.

Veće intruzije su obično složene, gde centralni delovi imaju drugačiji mineralni sastav od margina, što ukazuje na polifazno utiskivanje, frakcionu kristalizaciju, specifične procese hlađenja po obodu itd. (o tome smo već opširno pričali u poglavlju Diferencijacija magme).

Gabro često ima slojevit teksturu u najočiglednijem obliku (slika 450). To je smenjivanje tamnijih (bogatijih olivinom i piroksenom) i svetlijih partija (bogatijih bazičnim plagioklasima), često sa postepenim granicama. Njihov prostorni položaj je različit. Najčešći su u podini ili povlati intruzije, mada se sreću i u drugim delovima.



Slika 450. Slojevitost u gabru, Povlen

Detaljno proučavanje slojevitosti u gabro masivima daje stratigrafski okvir (položaj slojeva) za određivanje redosleda kristalizacije minerala, broja i položaja novih utiskivanja magme u komoru, procese hlađenja, i kristalizacije po obodu itd.

Postoje mišljenja da je slojevitost u bazičnim intruzivima rezultat „in situ kristalizacije”. Neki od razloga za ovaj tip kristalizacije su sumnje da se plagioklasi uzdižu umesto da tonu usled adijabatskog porasta temperature, koji podstiče rastop da se kreće ka gornjem delu komore kada je iznad likvidus temperature, dok je u donjem delu temperatura niža. Prema nekim autorima, značajan uticaj imaju i procesi nukleacije (stvaranja kristalnih zametaka), rasta kristala minerala, viskoznost, gustina itd.

Postoje mišljenja da neki minerali tonu, ne samo zbog veće gustine od plagioklasa, već i zbog „jednostavnije” kristalne strukture (nezosilikati, inosilikati) u odnosu na „složene” tektosilikate kao što su feldspati, odnosno plagioklasi.

Slojevite mafitske (bazične) intruzije (engl. *layered mafic intrusions, LMI*) već decenijama privlače pažnju petrologa jer su „prirodne laboratorije” za proučavanje magmatske diferencijacije i izvor mnogih ideja o prirodi frakcione i gravitacione kristalizacije, pružajući fascinantn materijal za naše razmišljanje.

Ove intruzije su privilegovana područja u kojima se uočavaju i izučavaju dinamički procesi koji prate hlađenje i kristalizaciju u magmatskim komorama, gde je viskozitet dovoljno nizak da omogući značajno kretanje i diferencijaciju kristala i/ili rastopa. Za bolje razumevanje ovih procesa koristimo i eksperimentalne studije, pojednostavljene „prirodne” sisteme u laboratorijama ili teorijske

termodinamičke procese. Za njihov nastanak neophodno je stvaranje velikog volumena magme u relativno kratkom periodu. Značajni podaci i dokazi dobijeni su na terenu, gde se vide slojevite strukture, tamnije trake, tzv. kumulati.

Slojevitost se definiše varijacijom u sadržaju tamnih (femskih) i svetlih (salskih) minerala. Najčešće je monomineralna, retko polimineralna, ponekad i kombinovana. Pomenimo tamnije slojeve olivina, piroksena i hromita koji se smenjuju sa svetlijim akumulacijama bazičnog plagioklasa u gabru Deli Jovana. Česte su i gradacijske varijacije unutar jednog sloja, od vrha do dna. Neki slojevi su određeni samo po veličini zrna. Slojevi se često ciklično, ritmički ponavljaju.

Debljina slojeva je od nekoliko centimetara pa do nekoliko desetina, čak i stotina metara. Granice sa okolnim stenama mogu biti oštre (modalne) i postepene (kriptične).

Dobro razvijena slojevitost pruža stratigrafski okvir za deponovanje kumulatnih minerala, koji se lako može prepoznati i pratiti u masivu, plutonu.

Područja neobično velikih bazičnih intruzija nazivaju se magmatske provincije. Većina njih je prekambrijske starosti i smatra se da su nastale pri visokom stepenu parcijalnog stapanja omotača koji je postojao u to vreme usled visokog geotermalnog gradijenta. Jedan od najvećih, ogroman kompleks Bušveld u južnoj Africi, površine od oko 65.000 km², smatra se da je bio glava dekompresovane plume koja je došla iz omotača.

Iako velike bazične intruzije predstavljaju najjednostavniji i idealni prirodni slučaj magmatske evolucije nakon hlađenja, proučavanja su pokazala da su geološki procesi u magmatskim komorama koje su ih stvorile složeni, sa nekim još uvek otvorenim pitanjima.

U narednom tekstu prikazaćemo neke od hipoteza, komentara i objašnjenja.

Formiranje i nastanak slojeva, smatra se, dešava se u zatvorenim bazičnim magmatskim komorama, najvećim delom zbog frakcione i gravitacione kristalizacije. Teži i tamniji feromagnezijski minerali (olivini, pirokseni) tonu ka dole, dok lakši i svetliji plagioklasi isplivavaju i idu nagore. Slojevi se često ciklično, ritmički ponavljaju. Nastaju stene koje pojedini autori nazivaju kumulati.

Primer je i više puta pomenuti Bušveldski masiv, u kojem se sastav plagioklasa menja od podine do povlate, postaje kiseliji (bogatiji natrijumom), u svetlijem sloju. Slično je i sa femskim mineralima (olivinima i piroksenima) koji su bogatiji gvožđem u gornjim slojevima. To su očekivane promene hemijskog sastava navedenih minerala nastale frakcionom i gravitacionom kristalizacijom. Masivne hromitske trake (slojevi) i/ili diseminovani hromit često označavaju bazu svake ciklične jedinice. Sadržaji hromita mogu biti veliki i predstavljaju rudnu sirovinu za eksploataciju.

Zanimljivo je da se u većini velikih slojevitih intruzija magnetit javlja uglavnom u gornjim delovima masiva. Kod nas je, zajedno sa hromitom u donjim delovima, zajedno sa ultramafitima (Deli Jovan).

Veliki broj bazičnih plutona ima zonarnu građu, sa varijacijom sadržaja olivina, piroksena itd.

Bazična intruzija sa slojevima ponekad je ispresecana tankim peridotitskim dajkovima, što je dokaz ulaska nove magme u komoru. Koje su roditeljske magme generisale ove stene?

Podsetimo se da komora bazaltne magme nije sistem u kojem minerali jednostavno kristališu po Bouenovoj reakcionoj seriji i tonu na dno komore da bi stvorili gomilu kristala i progresivno diferencirani rastop, koji nakon njihovog izlučivanja ima manju zapreminu. Pojednostavljeno, to se u određenoj meri i događa.

Jang (*Young, 2003*) prikazao je sjajnu istoriju proučavanja slojevitih intruzija bazičnih intruzivnih stena (gabrova) i diskutovao o mnogim teorijama koje su predložene za njihov razvoj. Važni podaci dobijeni su istraživanjima duboko erodovanih plutona, korenskih zona bivših aktivnih vulkana, ultrabazičnih stratiformnih intruzija poznatih kao slojevite magmatske stene itd. U njima su dati odgovori na pitanje kako nastaju slojevi koji se ciklično ponavljaju i od čega zavisi njihova debljina? Evo nekih od predloženih hipoteza i modela.

Pojedini autori smatraju da su neki slojevi formirani metasomatskom zamenom izvorne stene uz lokalno obogaćivanje fluida (gabropegmatiti i anortoziti). Irvin i dr. (*Irvine i dr., 1998*) objašnjavaju da lokalno povećanje vode u interkumulatnom rastopu pomera eutektičku tačku piroksen-plagioklas prema plagioklasu, zbog čega ovaj mineral više kristališe od piroksena. Izvor vode može biti interkumulatni rastop ili voda iz okolnih stena. Unutar velikih magmatskih sistema, debljine nekoliko kilometara, vertikalno postoji gradijent pritiska od podine (dna) do vrha, koji igra važnu ulogu u vrsti, količini i asocijacijama minerala koji kristališu.

Neki deblji dajkovi i silovi bazičnih stena takođe pokazuju slojevitost, ali su varijacije sastava u njima relativno male. Izgleda da je potrebna određena kritična debljina od 400 do 500 metara pre nego što procesi hlađenja i kristalizacije generišu spektakularne slojeve koji čine karakterističnu prepoznatljivost bazičnih intruzija (provincija).

Jednom kada se formira, svaki od slojeva može postati hemijski nezavisan sistem iz kojeg će kristalisati novi ritmički niz, uključujući i postepeni prelaz granica slojeva. Oni se normalno javljaju na dnu magmatske komore (faze visoke temperature na dnu) ili na bočnim stranama, gde su slojevi vertikalni. Pojedini istraživači zagovaraju dvostruku difuznu konvekciju kao proces za formiranje stepenastih ritmičkih slojeva u bazičnim intruzijama, iako postoje i drugačija mišljenja. Makbirni (*McBirney, 2007*) smatra da su gradijenti gustoće duž zidova preveliki da bi se očekivali temperaturni gradijenti koji imaju značajan uticaj na kristalizaciju magme i njenu diferencijaciju.

Budro i Makbirni (*Boudreau i McBirney, 1997*) razvili su model za slojevitost koji uključuje konkurentski rast kristala kao model za nukleaciju i preferencijalni rast ranijih, većih kristala koji iscrpljuju susedne slojeve manjih kristala kako bi se stvorili veći, deblji slojevi.

Irvin i dr. (*Irvine, 1982 i Irvine i dr., 1998*) pripisuju razvoj pojedinih slojeva strujama gustoće koje se spuštaju od graničnih slojeva duž zidova komore. Gusti kristali ostaju u suspenziji, dok se lagani kristali poput plagioklasa mogu odvesti u struje.

Koristeći obrasce protoka uočene u eksperimentima isti autor je predložio brojne mehanizme koji mogu proizvesti stepenaste tanke slojeve unutar protočnog režima, kao i nakon protoka zbog gustoće. Neki istraživači osporavaju struje gustoće kao mehanizam za stvaranje slojeva, ističući da kada se spuštaju duž zidova komore, verovatno neće stvoriti tanke slojeve konstantne debljine koji se protežu više od 100 kilometara preko poda nekih velikih intruzija.

Turner i Kembel (*Turner i Campbell, 1986*) smatraju da je konvekciono strujanje „neizbežna” posledica frakcione kristalizacije duž vertikalnih zidova. Struje gustine mogu putovati na druge načine osim duž zidova. Varijacije gustine zbog promene položaja magme usled kristalizacije obično dominiraju promenama termalne gustine (*Turner i Campbell, 1986*). Toletiska magma može dodatno „komplikovati” konvekciono strujanje jer početna frakcionacija mafičnih (bojenih) minerala smanjuje gustinu preostalog rastopljenog materijala. Kada se plagioklas pridruži bojenim mineralima, trend obogaćivanja se smanjuje, a situacija postaje „kompleksna” sa nizom mogućih kombinovanih procesa.

Zaključimo diskusiju o slojevitim bazičnim intruzijama sa nekim „otvorenim” pitanjima. Procesi obnavljanja magme konvekcionim strujanjem u komorama i uloga njene gustine, kao i „taloženje” kristala, ne moraju biti povezani sa frakcionom kristalizacijom da bi se stvorila slojevitost. Irvin (*Irvine, 1982*) uključio je i modele koji objašnjavaju „stepenastu ritmičnost” koja može nastati i in situ procesima kada prestane konvekciono strujanje i kada nema razlike u gustini minerala koji su već kristalisali.

Dvostruki difuzni konvekcioni procesi mogu se „lako stvoriti” i u otvorenim sistemima, gde je uključeno i ponovno punjenje. Dva sloja u magmi mogu nastati i razmenom toplote koja povećava brzinu kristalizacije i rast minerala „podstaknute” dodatnom toplotom. Hlađenje gornjeg dela donjeg sloja i zagrevanje donjeg dela gornjeg sloja pokreće konvekciju, kada se kod bazaltnih magmi pirokseni mogu stopiti od dodate toplote. Nastala konvekcija može biti dovoljna da se kristali ne „slegnu” (istalože, kristališu) do donjeg dela slojeva. Istraživanja su pokazala da još uvek postoje „nerazjašnjeni” procesi za nastanak „debelih” slojeva anortozita u nekim slojevitim intruzijama. Spomenimo da su slojevite intruzije primetne i u nekim granitoidima gde se nagomilavanje biotita i hornblende smenjuje sa alkalnim feldspatom i kvarcom.

Dajkovi su, naravno, znamo, diskordantna intruzivna tela različito orijentisana u matičnoj steni ili su utisnuta u okolne stene. U pojedinim udžbenicima (pre svega iz „zapadnih” škola) gablo se javlja i u dajkovima, a manje često u silovima. „Osnovni” dajkovi generalno su doleriti (sitnozrni gabrovi), osim ako nisu veće debljine ili smešteni na manjim dubinama.

Često pokazuju kontakte hlađenja („zamrznute” rubove) i stubasto lučenje, koje se obično razvija normalno na ivici ili obodu dajka. Pomenimo da se javljaju višestruki

dajkovi, koji su ponekad radijalni ili grade „rojeve” i koji imaju određenu orijentaciju i nazivaju se sistemima dajkova. Debljine se kreću od nekoliko centimetara do nekoliko stotina metara i mogu se pratiti na desetine ili stotine kilometara.

Gusti rojevi doleritskih dajkova su deo mnogih velikih gabro masiva jer su utisnuti duž pukotina u matičnoj steni. Ogromni Bušveldski masiv, koji se prostire na preko 65.000 km², više puta je obnavljan (polifazna utiskivanja magme u ogromnu komoru) sa dajkovima, koji čine važan deo ukupnog volumena. Njihova relativna homogenost, uprkos velikom rasprostranjenju, ukazuje na to da magma „teče bočno”, čak i do 4000 km od svog izvora (*Storey i dr., 1997 i 1997a; Leat, 2008*). Koliko je to u geologiji (petrologiji) moguće? Trebalo bi da doleriti, tj. sitnozrni gabrovi budu „posebna” grupa stena jer nisu intruzivna magmatska tela? Komentar, predlog za diskusiju!

GEOTEKTONSKA SREDINA STVARANJA GABRO MASIVA

Gabro je glavni litološki član donjeg dela okeanske kore. Gabro intruzije javljaju se u različitim okeanskim sredinama, ispod srednjeokeanskih grebena, toplih tačaka, kao i u područjima aktivnih kontinentalnih margina, ostrvskim i vulkanskim lukovima. Slede detalji.

Srednjeokeanski grebeni: Većina gabrova i dolerita smeštena je ispod bazalta. Oni su, kako smo pomenuli, prisutni u donjem delu okeanske kore i odmah se nalaze iznad kumulatnih feldspat peridotita.

Okeanska ostrva: Gabrovi se retko javljaju ispod okeanskih ostrva. U nekim lavama mogu se naći gabroidni i ultrabazični ksenoliti sa kumulatnom strukturom. Na primer, na južnom krilu vulkana Mauna Kea na Havajima pronađeni su gabroidni i ultramafični ksenoliti zrnaste, kumulatne strukture, što ukazuje na to da su kristalisali u bazaltnoj magmatskoj komori dovoljno velikoj da formira slojevit kumulat (*Fodor i Galar, 1997*).

Intrakontinentalne rift intruzije: Smatra se da su neki doleritski dajkovi i gabrovi vezani za intrakontinentalno razlamanje. Neki od tih dajkova imaju debljinu do 800 metara. Pojava ksenolita u ovim stenama ukazuje na to da su nastali iz magmatske komore bazičnog sastava unutar kontinentalne litosfere.

Gabro vezan za zone subdukcije: Gabro kumulatni ksenoliti u mnogim toleitskim i kalk-alkalnim vulkanskim stenama okeanskih ili vulkanskih ostrva ukazuju na postojanje „slojevitih” gabro plutona. Otvoreno pitanje je da li su ovi plutoni nastali od slabo promenjenih (diferenciranih, kontaminiranih) delova okeanske litosfere ili su nastali i procesima u kojima je učestvovala i kontinentalna litosfera (kora).

Na kraju, pomenimo i ofiolite, koje obično uključuju slojevite gabroidne i ultramafične stene koje predstavljaju kumulate formirane u magmatskim komorama smeštenim ispod srednjeokeanskih grebena (riftova) ili grebena iza lukova (sistema *back arc*).

U našoj zemlji, gabrovi su rasprostranjene stene. Najveće pojave su konstatovane na Deli Jovanu u Istočnoj Srbiji, gde su paleozojske starosti (410 miliona godina). Sa njima se javljaju i feldspat peridotiti, kao i pojave gabro pegmatita.

Takođe, postoje manje pojave gabra mezozojske starosti (srednja do gornja jura) koje se javljaju uz peridotite, gde ih ili presecaju ili pokazuju postupne prelaze prema njima. Pomenimo Zlatibor, Maljen, Bogutovačku Banju, Priboj itd. Gabrovi, sa povlačenjem bazičnog plagioklasa i pojavom intermedijarnog andezina, pokazuju prelaz prema dioritima.

METALIČNI MINERALI VEZANI ZA BAZIČNE INTRUZIJE

U bazičnim intruzijama, posebno većim, javljaju se značajna ležišta hroma, nikla, titana i platine. Prepoznatljiva karakteristika mnogih slojeva je prisustvo horizonta bogatog olivinom, piroksenom i lokalno hromitom.

Mnoge slojevite bazične stene su važni nosioci pojedinih metala, kao što su PGE, titan (ilmenit, rutil), hromit, bazni metali itd. Tu je i dobro poznati masiv Bušveld u južnoj Africi. Ležišta navedenih metala se javljaju kao slojevi u batolitima, obično u određenim horizontima u kumulatnoj sekvenci, koji se prepoznaju i prate bočno na velikim rastojanjima.

Plemeniti metali su prisutni kao legure povezane sa sulfidima, mada je ponekad otvoreno pitanje da li su direktno precipitirani iz rastopa (magne) ili kasnije, razlaganjem sulfida (*Andersen i dr., 1998; Nielsen i dr., 2005, Andersen, 2006*).

Najveći deo velikih bazičnih slojevitih intruzija je prekambrijske starosti, ali su se stvarale i kasnije. Javljaju se u različitim tektonskim sredinama, okeanskim grebenima, ali i u okeanskim i vulkanskim lukovima itd.

Kada gabro ima pravilno paralelopipedno ili bankovito lučenje i srednju veličinu zrna (oko 5 mm), cenjen je kao građevinski kamen. Dobro se obrađuje i ima lep izgled. Sadržaj labradora sa plavičastim svetlucanjem povećava vrednost gabra kao građevinskog kamena.



„Poznata” Knez Mihajlova ulica u Beogradu popločana je jablaničkim gabrom. Od istih stena izgrađen je i spomenik Neznamom junaku na Avali (slika 451).



Slika 451. Knez Mihajlova ulica u Beogradu (levo) i spomenik Neznamom junaku na Avali (desno) izgrađeni su od jablaničkog gabra

V.7.1.2 ANORTOZITI

Anortoziti su stene zrnaste strukture, izgrađene od preko 80% krupnih zrna bazičnih plagioklasa koji su „vezani” sa malo femskih minerala, piroksena, hornblende i, retko, olivina. Pomenuta asocijacija ukazuje na to da su po sastavu „bližu” bazičnim stenama, zbog čega pojedini autori smatraju da ove stene nastaju frakcionom kristalizacijom bazaltne magme, izdvajanjem plagioklasa kao kumulata. Smatra se da je unutrašnji pritisak vode vrlo važan za stvaranje ovih stena zbog flotacije, odnosno isplivavanja plagioklasa.

Eksperimenti na hidratiziranim peridotitima pokazuju da se prvo stvaraju rastopi bogatiji plagioklasima, a siromašniji piroksenima, tj. po sastavu su bliži anortozitima nego bazaltima. Parcijalnim stapanjem granatskog lervolita, u prisustvu vode, pri pritisku od 15 kbara, stvara se rastop u kojem dominira bazični plagioklas sa oko 84% normativnog anortita.

Parcijalnim stapanjem kontinentalne kore određenog sastava takođe se mogu stvoriti anortozitske magme (*Winkler i VonPlaten 1960*). Važno je napomenuti da se skoro svi poznati masivi anortozita javljaju u prekambrijumu, što Andersona i Morina (*Anderson i Morin, 1969*) dovodi do pretpostavke da se u toj geološkoj epohi morala odigrati epizoda sa velikim prinosom toplote koja je omogućila visoku temperaturu za stvaranje anortozitske magme. Gubitak vode (degazacija) gornjeg dela omotača verovatno je razlog zašto su u poslednjih milijardu godina stvarane male količine anortozita.

Anortoziti se javljaju kao intruzivi, svetli „slojevi” u bazičnim intruzijama (Bušveld?), žice, kumulati, ksenoliti itd., ali se takođe javljaju i kao masivi u kontinentalnim područjima, često u asocijaciji sa granitoidima i metamorfnim stenama. Takođe, znamo i za topografski uzvišene „bele” regije na našem satelitu Mesecu koje su od anortozita, ali su u odnosu na našu zemlju starije i manje zastupljene na površini. Anortozitske lave nisu zapažene u prirodi. Generalno se smatra da anortoziti imaju magmatsko poreklo, ali mnogi arhejski i proterozojski anortoziti su metamorfisani, uškriljeni, rekristalisali itd. i često su u tektonskom kontaktu sa okolnim stenama.

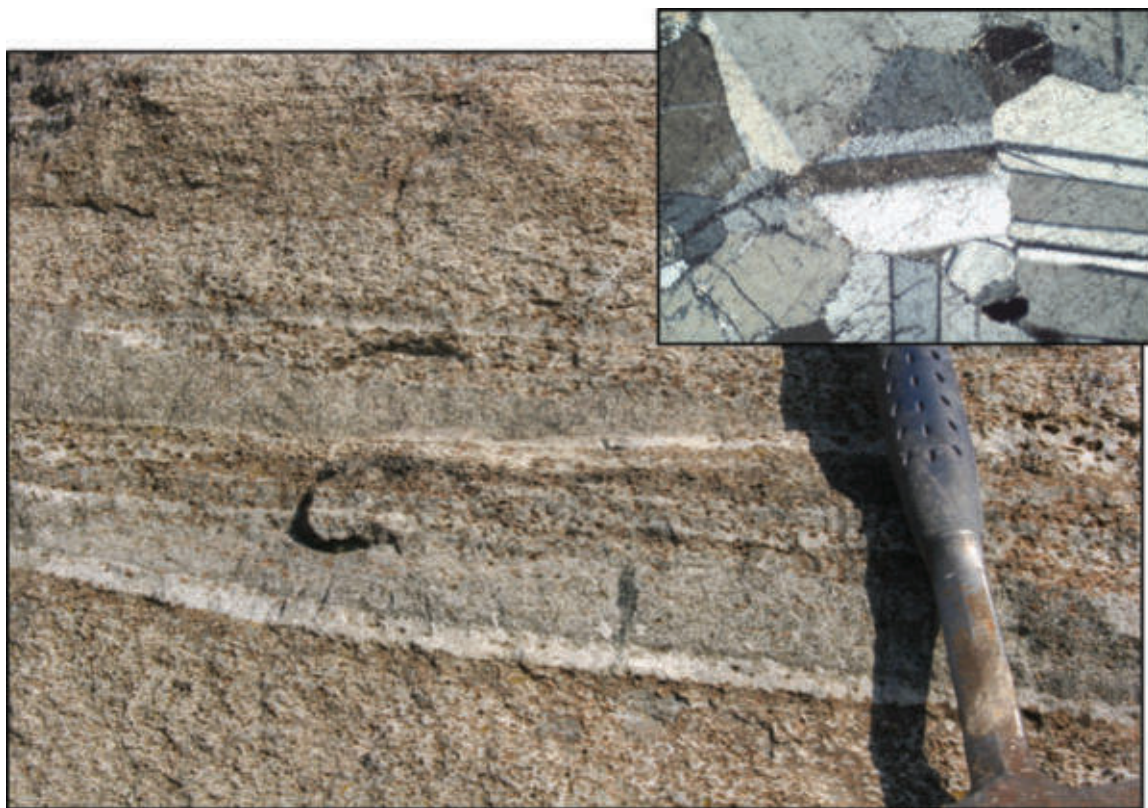
Ešvol (*Ashwal, 1993*) prema sastavu, sklopu i starosti klasifikuje, deli anortozite na:

- 1) arheanske megakristalne (krupnozrne) anortozite;
- 2) proterozojske, masivne anortozite;
- 3) slojevite anortozite koji se javljaju u velikim bazičnim intruzivima (Bušveld i Stilvoter);

4) tanke kumulatne slojeve anortozita vezane za srednjeokeanske grebene, transformne rasede i ofiolite; smatra se da su nastali procesima akumulacije u magmatskim komorama u srednjeokeanskim grebenima; mogu predstavljati fragmen-

te „izvedenih” (uglavnom tektonskih) stena u okviru stvaranja ofiolita (slika 452);

5) ksenolite anortozita koji se javljaju u različitim vrstama stena, bazaltima, kimberlitima, granitima itd.



Slika 452. Slojevi anortozita u gabru Povlena koji pripada ofiolitima Vardarske zone; gore desno: mikrosnimak iste stene, N+, 30x

Za više detalja o nastanku, sastavu i smeštaju anortozita pogledajte publikaciju *Ashwal (1993)* sa konkretnim primerima.

U tekstu koji sledi prikazaćemo dva dominantna tipa, arheanske i proterozoj-ske anortozite.

ARHEANSKI ANORTOZITI

Većina arheanskih anortozita je starosti između 3,2 do 2,8 Ga (u literaturi postoje različite granice starosti za ove stene).

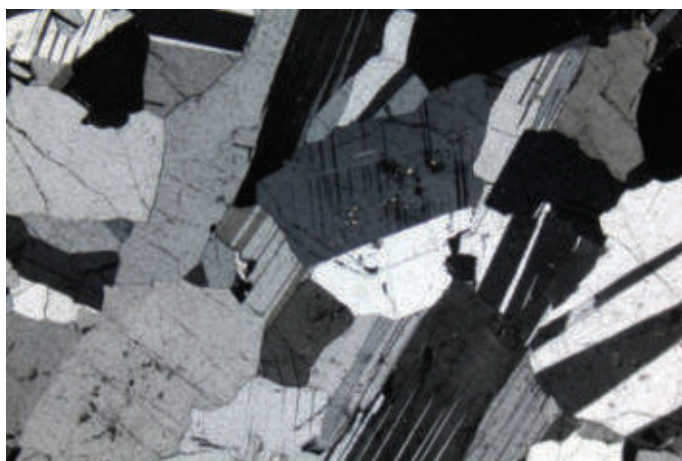
Uglavnom se javljaju kao izdužena sočiva, debljine do 1 km, koja morfološki „podsećaju” na slojeve, slično silovima. Obično su u asocijaciji sa bazičnim lavama, kiselim intruzijama i metamorfisanim stenama i grade arheanske zelene pojaseve (engl. *Archean greenstone belts*). Neka tela anortozita su dugačka stotinama kilometara, a većina njih je tektonski „polomljena” (izrasedana) i metamorfisana.

PETROLOGIJA I GEOHEMIJA ARHEANSKIH ANORTOZITA

Kristali plagioklasa u anortozitima su dominantni i čine preko 80% mase stene (slika 453). Oni su hipidiomorfni do idiomorfni (subhedralni do euhedralni) kristali, veličine od 0,5 cm do 30 cm, uglavnom od 1 cm do 5 cm. Imaju homogeni sastav i sastoje se od 85% do 90% normativnog anortita. Plagioklasi su povezani i nalaze se u finožrnastoj bazaltnoj matrici koju grade bojeni minerali, piroksen, hornblenda i, retko, olivin, čineći oko 10% zapremine stene.



Slika 453. Dajk anortozita u gnajsu; gore desno: uzorak stene, Norveška



Slika 454. Mikro snimak anortozita, N+, 50x

Plagioklasi ponekad formiraju „zrakaste“, prutaste, prizmatične aggregate, zbog kojih se anortoziti kolokvijalno nazivaju „leopard“ stene, „lop-tasti“, „fudbalski“ ili „bejzbol“ anortoziti (slika 454).

Plagioklas u ovim stenama ima visok sadržaj kalijuma, što ukazuje na visoku temperaturu kristalizacije. U masivnim anortozitima se takođe javljaju ortopirokseni s aluminijom (sadrže do 9%

Al_2O_3), što potvrđuje pretpostavku da ove stene kristališu pod veoma visokim pritiskom i relativno visokim temperaturama. Sporedni minerali u masivnim anortozitima su hematit i ilmenit.

Pomenuti mineralni sastav ukazuje na to da je „primarna” stena bila bazaltni kumulat slojevite tekture bez vode. Intersticijska faza, tj. fino-zrni bojeni minerali prisutni u većini anortozitskih tela, ukazuju na zaostali rastop nakon kristalizacije plagioklasa. Sadržaji retkih zemlja (**REE**) u arhejskim anortozitima, normalizovani na hondrite, relativno su ravni za teške **REE**, dok su vrednosti lakih **REE** blago obogaćene. Zbog visoke akumulacije plagioklasa, ovi anortoziti pokazuju izraženu pozitivnu anomaliju **Eu**. Međutim, postoje i anortoziti s negativnom anomalijom evropijuma, kada su povezani s bazaltnom lavom, što ukazuje na to da su ove stene nastale akumulacijom plagioklasa iz bazaltne magme.

Sadržaji izotopa **Sr** i **Nd** ukazuju na osiromašeni deo omotača (engl. *depleted mantle*, **DM**) s određenim stepenom kontaminacije u „kontinentalnim” uslovima. U nekim slučajevima, sadržaji određenih mikroelemenata i izotopa ukazuju i na poreklo iz obogaćenog omotača (engl. *enriched mantle*, **EM**).

PETROGENEZA ARHEANSKIH ANORTOZITA

Anortoziti su „čudne” stene, koje su inspirisale mnoge istraživače sa mnogo ideja o njihovom nastanku, od magmatskih slojevitih intruzija do metamorfnih procesa, jer se javljaju i u zelenim pojasevima.

U okviru ideje o magmatskom nastanku, dominacija kumulatnih kristala i „odsustvo” vulkanskih stena ili „mlađih” pojava anortozita otežavaju određivanje matične magme iz koje su ove stene kristalisale. Izvršeno je mnogo proračuna u kombinaciji s eksperimentalnim i termodinamičkim podacima i zaključeno je da je primarna magma bila toleitski bazalt bogat **Fe**, **Al** i **Ca** (*Ashwal, 1993; Ashwal i Miers, 1994*), obogaćena plagioklasima, tj. leukobazalna magma.

„Uobičajena” (relativno česta) asocijacija arheanskih anortozita sa bazaltnim lavama, uključujući *pillow* lave, koje se javljaju u nekim zelenim pojasevima, potvrđuje pomenutu ideju o okeanskom ili „srodnom” bazaltnom magmatizmu (*Ashwal, 1993*).

Zanimljivo je da je Bouen (*Bowen, 1928*) „odavno” ukazao na to da anortoziti ne mogu nastati samo parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača jer je temperatura stapanja bazičnih plagioklasa, pre svega anortita, previsoka. Stoga se smatra da su arheanski anortoziti nastali „nekim” posebnim mehanizmom akumulacije kristala plagioklasa, verovatno kristalnom flotacijom u blizini krova magmatskih komora. Postoje i rasprave o uslovima i tektonskoj sredini stvaranja anortozita, tipu roditeljske magme i načinu izdvajanja plagioklasa. Napomenimo da nije lako pratiti sastav roditeljske magme iz koje se razdvajaju ovi kristali plagioklasa.

Model nastanka koji su predložili Fini i dr. (*Phinney i dr., 1988*) pretpostavlja krustalnu (granitskog sastava) kontinentalnu koru debljine 10–30 km, koja deluje kao barijera za primitivne bazaltne magme, komatite ili visoko magnezijske bazalte koji ostaju unutar nje i frakcionišu u donjem delu kontinentalne kore, formirajući bazične i ultrabazične kumulate. „Lakši” kristali, plagioklasi, isplivavaju i akumuliraju se u krovu magmatske komore.

Toplota koja se oslobađa kristalizacijom, pre svega bojenih minerala, delimično stapa stene u donjem delu podine kontinentalne kore, stvarajući kisele rastope. U to vreme je bio i visok geotermalni gradijent.

U narednoj fazi dolazi do mešanja plagioklasom bogate magme koja se nalazi u gornjem delu magmatske komore sa stopljenim okolnim stenama (novom magmom). Zbog manje gustine, te stene se uzdižu, utiskuju se, često kao dijapirska tela ili duž razloma i raseda. Obično se akumuliraju, hlade, kristališu i smeštaju u pliće delove kontinentalne kore, stvarajući intruzive.

Fini i dr. (*Phinney i dr., 1988*) imaju sličnu ideju da roditeljska magma „mora” biti izvedena iz primitivnog toleita na većoj dubini, kada je kristalizacija olivina i piroksena u magmatskoj komori „završena”. Plagioklasi u preostalom rastopu se zbog manje gustine izdvajaju, uglavnom ispod kontinentalne kore (na granici kora–omotač).

Tačna tektonska sredina stvaranja i smeštaja anortozita još uvek je „neizvesna”, jer su ove stene povezane s arhejskim štitovima. Njihov položaj u kontinentalnim kratonima verovatno je posledica „spajanja” mikrokontinenta koji su „zavareni” granitima. Pomenimo i peruanske Ande kao moderni analogni primer. U ranom razvoju Andskog luka, postojali su bazaltni i anortozitski kumulatni rastopi, koji su kasnije zamenjeni tonalitskim i granitoidnim rastopima usled asimilacije s kontinentalnom korom i litosferom. Tektonski procesi su ih metamorfisali i „ubacili” u druge stene, koje pripadaju okeanskom ili vulkanskom luku.

PROTEROZOJSKI ANORTOZITI

Proterozojski anortoziti se javljaju kao batoliti, štokovi, lakoliti, lopoliti, debeli dajkovi ili silovi. Starosti su od 1,7 do 0,9 Ga i mogu „zauzeti” ogromne površine, od 10.000–15.000 km², ali su relativno tanki, do nekoliko kilometara. Obično se ne radi o jednom, već o „grupi” anortozita, koji stvaraju intruzivne komplekse nastale spajanjem više malih tela koja su nastala u relativno kratkom vremenskom intervalu od 20 do 30 miliona godina.

Herc (*Herz, 1969*) prvi je ukazao na to da se proterozojski anortoziti javljaju u dva pojasa u „rekonstruisanoj” Pangei. Prvi pojas je u severnoj hemisferi (Lauražija) i proteže se od Ukrajine preko Skandinavije i Grenlanda do Severne Amerike. Drugi pojas je u južnoj hemisferi (Gondvana) i proteže se od Indije preko Madagaskara do Afrike. Ove stene u severnom pojasu prate proterozojski anorogeni granitoidi, što ukazuje na ekstenzivne, ali i kompresivne događaje.

Zbog toga je tektonska postavka „karakteristično” anorogena, a masivi su ubačeni u debelu, stabilnu kratonsku koru, sastavljenu od visoko metamorfisanih stena proterozojske starosti. Pojedini istraživači smatraju da su bazične roditeljske magme intrudovane u početnoj fazi postorogenog kolapsa.

Proterozojski anortoziti se razlikuju od arhajskih anortozita po nekoliko svojstava: veći su po masi, veličini, plagioklasi su kiseliji i imaju manje mafitskog matriksa. Treba pomenuti da se hemijski sastav plagioklasa, koji je osnovni mineral anortozita, koristi za razlikovanje kumulatnih, slojevitih anortozita u bazičnim

intruzijama od masivnih anortozita koje smo upravo opisali u prethodnom tekstu.

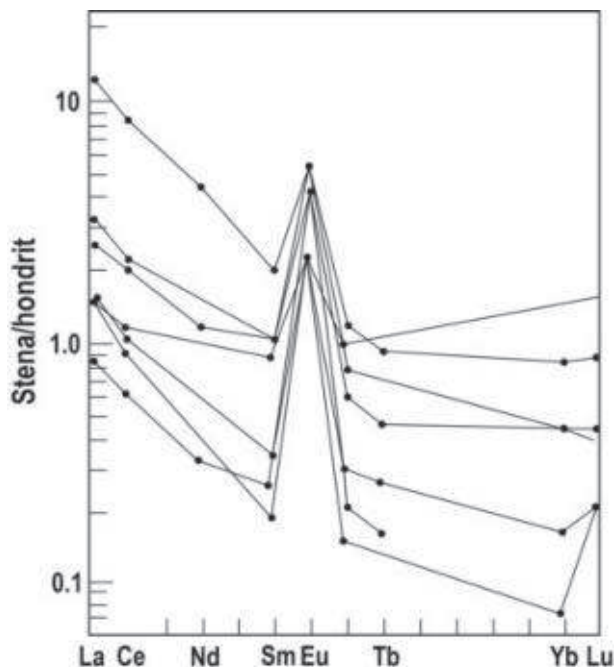
Teksture su homogene i masivne, zbog čega se često nazivaju masivni anortoziti.

Proterozojski anortoziti su gotovo uvek „povezani” sa „bezvodnim” pirok-senskim granitima (čarnokitima), dioritima, monconitima i ostalim kiselim stena-ma bogatim gvožđem i kalijumom. U literaturi se ova asocijacija često skraćeno naziva **AMCG** (anortosit–mangerit–čarnokit–granit). Važno je napomenuti da ih ne prate ultrabazične i bazične stene.

PETROLOGIJA I GEOHEMIJA PROTEROZOJSKIH ANORTOZITA

Proterozojski anortoziti se uglavnom javljaju kao masivni do slabo sloje-viti plutoni, izgrađeni od plagioklasa koji čine 75–95% mase stene. Sadrže oko 40–60% normativnog plagioklasa, što ih značajno razlikuje od arheanskih anorto-zita, gde su plagioklasi značajno bazičniji. Zbog kiselijeg plagioklasa ponekad se nazivaju i andezitski tip anortozita.

Plagioklasi su idiomorfni do hipidiomorfni (euhedralni do subhedralni), tj. tabličasti, pritkasti, veličine oko desetak centimetara, ponekad čak i preko 1 m (u literaturi postoji podatak i do 1,8 m). Pomenimo i optički „fenomen svetlucanja” anortita, koji nastaje laganim hlađenjem, kada dolazi do izdvajanja i ekspulzije sitnih lamela bazičnijeg plagioklasa, zbog nemogućnosti daljeg mešanja. Izdvaja-ju se „fine” tanke lamele koje uzrokuju unutrašnje refleksije svetlosti, stvarajući promenu boje koju nazivamo **labradorizacija** (po mineralu labradoru, koji pri-pada bazičnim plagioklasima, što je prikazano u delu o strukturama stena). Osim plagioklasa, u anorto-zitima se javljaju i sitnozrna nago-milanja hornblende, piroksena i oli-vina (retko), koja su intersticijska i liče na „osnovnu masu”, koja čini oko 10% mase stene. Kada sadrže više od 10% ovih stena, nazivaju se leukogabro. U nekim anortozitima javljaju se veoma krupni (mega-kristali) ortopiroksena, na osnovu kojih je utvrđeno da ove stene na-staju na visokim pritiscima od 1,0 do 1,3 GPa. Sadržaji mikroeleme-nata u proterozojskim anortozitima su slični do identični arheanskim, blago obogaćeni **LREE** i sa pozi-tivnom anomalijom **Eu** (slika 455). Vrednosti izotopa **Nd** i **Sr** ukazuju na osiromašeni omotač, a postoje



Slika 455. Elementi retkih zemalja (REE) pojedinih arheanskih anortozita normalizovani na hondrite (Seifert, 1977, Simmons i Hanson, 1979 i Ashwal i dr., 1989; preuzeto iz *An introduction of igneous and metamorphic petrology*, John Winter, second edition 2010)

i znakovi kontaminacije kontinentalnom korom. Geohemijska svojstva su slična arheanskim anortozitima. Budući da su kumulati, sastav glavnih elemenata, ne „predstavlja” roditeljsku magmu. Sadržaj bojenih (mafitskih) minerala je neravnomeran, sa znatnom varijacijom sadržaja, što može biti i zbog difuzije drugih rastopa na znatnim udaljenostima. Zbog toga postoje velike hemijske varijacije u uzorcima stena uzetim iz jednog masiva.

PETROGENEZA PROTEROZOJSKIH ANORTOZITA

Geneza masivnih anortozita inspirisala je širok spektar „spekulacija”. Modeli uključuju predloge da su ove stene čak i metasomatski sedimenti, ostaci nakon ekstrakcije parcijalnih rastopa ili da su kristalisale direktno iz anortozitskog rastopa, magme.

Koji je matični rastop, magma iz koje su kristalisali anortoziti? Ideje variraju od pikrita do granita. Treba imati u vidu da se ove stene javljaju u kontinentalnom okruženju i često su praćene granitoidima.

Ispitivanja pokazuju da su ove stene, kao i arheanski anortoziti, najverovatnije kumulati izvedeni iz matične bazaltne magme. Ešvol (*Ashwal, 1993*) smatra da anortoziti nastaju diferencijacijom bazaltne magme sa visokim sadržajem aluminijuma, koja je stvorena parcijalnim stapanjem osiromašenog dela omotača, područja gde su stabilni spinel i anortit, ali ne i granat. Proces je identičan onome koji smo opisali kod arheanskih anortozita.

Stvorena magma se uzdiže kroz omotač, ali se zbog veće gustine zaustavlja na dnu kontinentalne kore i tu kristališe. Pirokseni i olivini kristališu i tonu ka dnu, oslobođena temperatura kristalizacije uzrokuje i delimično topljenje kore na krovu komore. Ova situacija je identična procesima predloženim za stvaranje magmi na aktivnim kontinentalnim marginama (vulkanskim lukovima). Ona je verovatno opsežnija zbog velikog protočnog toplotnog toka koji je u to vreme bio prisutan na našoj planeti (visok toplotni gradijent). Asimilacija ili delimično stapanje mafitskog dela donje kore bogate plagioklasom smatraju se važnim preduslovom za stvaranje magmi sa velikim sadržajem plagioklasa. Otvoreno je pitanje da li rastop (magma) dominira iz omotača sa značajnom asimilacijom ili je to „drugi” rastop, magma stvorena drugim procesima (uključujući i zone subdukcije), blizu baze kontinentalne kore.

Sa vremenom i procesima frakcione kristalizacije, olivini i pirokseni padaju na dno, stvarajući bazične i ultrabazične stene, baš kao i u slučaju opisanih slojevitih intruzija. Oni uglavnom ostaju skriveni i zadržani u dubini.

Plagioklasi, zbog manje gustine, isplivavaju i akumuliraju se na vrhu magmatske komore. Oni su lakši od donjeg dela kontinentalne kore kroz koju prolaze, kreću se i utiskuju, ali i hlade, kristališu i ostaju, stvarajući debele slojeve. Pri ovim procesima moglo je doći i do lokalne mobilizacije intersticijskog rastopa, kada su stvoreni kiseliji diferencijati, leukogabrovi i dioriti, koji su uočeni kao dajkovi u matičnim anortozitima. Monconiti, koji se takođe javljaju, verovatno predstavljaju

deo rezidualnih rastopa nastalih tokom frakcione kristalizacije anortozitskih kumulata, koji su zatim varijabilno kontaminirani okolnim stenama (*Scoates i dr., 1996*).

Opisani način nastanka anortozita saglasan je i sa geohemijskim proučavanjima. Sadržaji pojedinih mikroelemenata (i izotopa) u anortozitima se razlikuju od granita, što isključuje mogućnost međusobne genetske veze, tj. da su anortoziti nastali diferencijacionim ili drugim procesima od granita.

Pojedini autori smatraju da su anortoziti čist magmatski proizvod, tj. da je postojala anortozitska magma.

Mineralogija anortozita je tipično bazalna (labradorit, olivin, augit, magnetit i apatit), samo je razlika u sadržaju navedenih minerala, što ukazuje na to da anortoziti mogu nastati frakcionom kristalizacijom toleititske bazaltne magme sa niskim **Mg#** (odnos **MgO/(MgO+FeO)**) i visokim sadržajem **Al₂O₃** od 17 do 18 tež.%. Još uvek postoje različita mišljenja i nejasnoće da li su roditeljske (primarne) anortitske magme rezultat parcijalnog stapanja gornjeg omotača, obogaćenog **Fe** i **Al** ili diferencijacijom neke druge, postojeće bazične magme.

Hemijski sastav anortozita ukazuje na to da je parcijalno stapanje za stvaranje matične, roditeljske magme moralo biti veoma visoko, čak i preko 75%, i to u delu omotača gde su stabilni spinel i anortit, a ne u dubljem granat peridotitskom polju.

Za stvaranje anortozita potrebna je rana zasićenost plagioklasom da bi se ovaj mineral frakcionirao (izdvojio) i stvorio anortozit iz roditeljske bazaltske magme iz bilo kojeg od predloženih izvora. Smatra se da se kristali plagioklasa odvajaju od magme nekim posebnim, specifičnim mehanizmom, najverovatnije flotacijom, tj. isplivavanjem.

Ograničen raspon sadržaja plagioklasa, 40–60% normativnog anortita u masivnim proterozojskim anortozitima, ukazuje na to da se ovaj mineral odvojio iz znatno razvijenije, više diferencirane magme. Povećan sadržaj natrije u plagioklasu (manje anortitske komponente) smatra se posledicom dublje kristalizacije anortozita, gde visok pritisak favorizuje kiseliji plagioklas ili kontinentalno okruženje, gde ima više natrije. Neki autori smatraju da ovi uslovi odgovaraju vulkanskim i okeanskim lukovima itd.

Eksperimentalna proučavanja ukazuju na to da sa porastom pritiska plagioklas u ravnoteži sa augitom postaje sve više natrijski. Ako se razmatra samo bazični plagioklas, anortit, onda ove stene kristališu u opsegu od 1450 do 1550 °C, što je previsoko za procese u gornjem omotaču. Dodavanjem diopsida i olivina, temperatura se smanjuje na 1270 °C. Ova zapažanja navode na zaključak da su arheanski anortoziti sa bazičnijim plagioklasom (preko 80% **An**) verovatno kristalilisali na plitkim nivoima u kori (gde je pritisak manji), dok su masivni anortoziti sa kiselijim plagioklasom (40–60% **An**) nastali na većim dubinama.

Pojava megakristala sa visokim sadržajem **Al** i bazičnijim sastavom ukazuje na to da je anortozitska roditeljska magma plagioklasom+ortopiroksenom zasićena magma, tj. noritska magma pri višem pritisku. Takođe, prisutni su visoki sadržaji **CaO** i **Al₂O₃**, tako da se moglo formirati obilje kristala plagioklasa. Njena

ortopiroksenska zasićenost daje joj sličnost sa nekim modernim boninitima, što je potvrđeno i eksperimentima.

Prisustvo veoma male količine intersticijskog rastopa u anortozitnoj „kaši” ukazuje na to da je odvajanje mafične magme i mafičnih kumulata od kumulata plagioklasa bilo izuzetno efikasno.

Sadržaj i stvaranje plagioklasa takođe mogu biti pomognuti asimilacijom donje kore bogate ovim mineralom. Ali za stvaranje ovako ogromne količine bazičnog plagioklasa još uvek postoji niz otvorenih pitanja.

Ako su masivni anortoziti izvedeni iz bazaltnih magmi u otvorenom sistemu, akumulacija plagioklasa i njihovo odvajanje uzrokovalo bi i odvajanje bazičnijeg rastopa, čak i ultrabazičnog sastava. Međutim, ultrabazične stene nisu uočene u blizini masiva proterozojskog anortozita.

U anortozitima ove starosti širom sveta javljaju se ksenoliti sa orto i klino piroksenima koji su bogati aluminijumom (zbog visokog pritiska u vreme stvaranja i kristalizacije), što potvrđuje navedeno.

Pomenuli smo da se proterozojski anortoziti javljaju u asocijaciji sa granitoidnim stenama koje sadrže bojene minerale bez vode, pre svega piroksene. Zastupljenost pomenutih stena značajno varira i one su stvarane u različitim vremenima, zavisno i od tektonskih procesa. Zbog toga su proterozojski anortoziti često deformisani i okruženi „suvim” granitima ili granulitima (metamornim stenama). Ovo se uzima kao dokaz da je većina njih bila smeštena u dubokoj kori i da su roditeljske magme bile suve, bez fluida. Geofizička proučavanja ukazuju na to da u dubljim delovima, ispod čarnokita, nema bazičnih i ultrabazičnih stena.

Za razliku od slojevitih anortozita u slojevitim bazičnim intruzijama, kao što je Bušveld, masivni proterozojski anortoziti nemaju proslojke bazičnih stena. Oni imaju masivnu, homogenu teksturu koja predstavlja problem za hipotezu da su anortoziti nastali jednostavnom flotacijom u komori bazaltne magme, što zahteva poseban mehanizam kojim bi se kumulatna anortozitska kaša (magma) potpuno ili u velikoj meri izolovala od gušćih femskih minerala, olivina i piroksena.

Izotopske studije su pokazale da su granitoidi povezani s anortozitima uglavnom nastali stapanjem kore, dok su anortoziti formirani od bazaltne magme nastale parcijalnim stapanjem u omotaču koja je kasnije kontaminirana korom. Njihovo preklapanje ukazuje na to da su procesi stapanja (jedan u najplićem delu gornjeg omotača, a drugi u najdubljem delu kore, na Moho diskontinuitetu) bili u neposrednoj blizini, pa se smatra da je toplota topljenja kore osigurana bazaltnom magmom.

Veliki broj autora smatra da anortoziti, zajedno s nekim granitoidima, označavaju drevne kolizione šavove ili mesta kontinentalnog spajanja. Ove stene mogu biti i deo ofiolita (*Polat, 2008*).

LEŽIŠTA VEZANA ZA ANORTOZITE

U anortozitima se javljaju oksidi **Fe-Ti**, koji su, smatra se, genetski povezani sa kasnim leuko gabrovima, koji su njihova podina, ili se javljaju kao dajkovi (retko). Pomenimo i prisustvo sulfida nekih metala, posebno nikla, bakra i olova itd.

MESEČEVI ANORTOZITI

Mesečevi anortoziti koje je donela misija „Apolo 11”, nakon detaljnih proučavanja, za većinu geologa bili su iznenađenje. U moru bazalta na Mesecu javljaju se anortoziti, za koje se pretpostavlja da su fragmenti nastali udarom velikog meteorita na površinu našeg satelita, kada su izbačeni komadi zajedno s dubljim delom koji sadrži anortozite. Međutim, postoje i delovi koji su izgrađeni samo od ovih stena. Glavni mineral je vrlo bazičan plagioklas s 94–99% **An**, s izotopskom starošću od 4,4 Ga.

Postoje dve teorije, bolje rečeno hipoteze, o poreklu mesečevih anortozita. Najviše prihvaćena je da su oni nastali kristalizacijom i flotacijom plagioklasa iz sloja magme debljine nekoliko stotina kilometara, koji je nastao rano tokom stvaranja, hlađenja i gravitacionog urušavanja Meseca, čime se objašnjava i velika starost. Međutim, neki istraživači sumnjaju jer nema dovoljno toplote za takvo masovno stapanje. Oni su predložili alternativni model: da su planine nastale tokom dužeg perioda polifaznim, serijskim magmatizmom. Za bolje razumevanje mesečevih anortozita, pogledajte *Ashwal (1993)*.

V.7.2 ŽIČNE BAZIČNE STENE

V.7.3.1 DIJABAZI

Dijabaz je **žična**, ali i **izlivna**, retko intruzivna (plitko smeštena) stena gabra, koja ima **ofitsku strukturu**.

Dijabazi su tamnozeleno do crne boje i luče se pločasto ili kuglasto (retko). Javljaju se kao manje mase nepravilnog oblika, ploče, silovi, dajkovi, žice, debljine od nekoliko centimetara pa do nekoliko desetina metara.

Struktura ovih stena je **ofitska**, a tekstura **masivna** ili **mandolasta**.

U britanskoj literaturi termin *dijabaz* se koristi za srednje zrnaste stene bazalnog sastava, dok se u francuskoj, nemačkoj i američkoj literaturi koristi za stene koje imaju ofitsku strukturu. „Originalna” definicija podrazumeva „prelaznu” strukturu između sitnozrnih bazalta i „grubih” (krupnozrnih) gabrova.

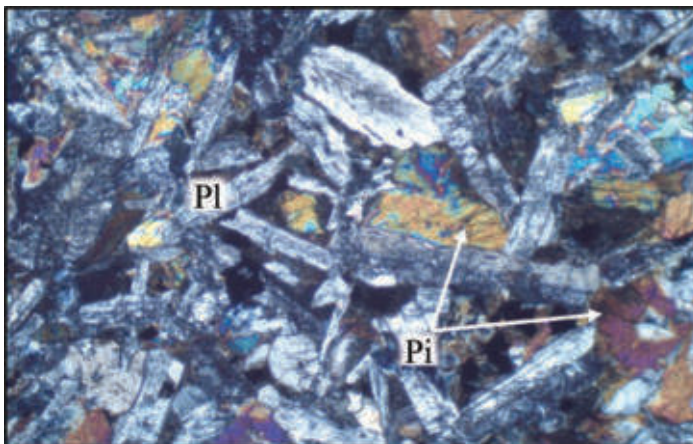
Sreće se i naziv **dolerit**, za sitnozrni, mikrogabro. Ako je prisutan olivin, stena se može nazvati olivin dolerit, a ako ima kvarca, kvarcdolerit.

Dijabazi su izgrađeni od **bazičnog plagioklasa, labradora, bitovnita**, koji se javljaju u međusobno izukrštanom prtkama, gde su međuprostori zapunjeni **monokliničnim piroksenom**, kada stena dobija **ofitsku strukturu**, koja se, retko, može videti i makroskopski, na uzorku (slika 456).



Slika 456. Izdanak dijabaza sa ofitskom strukturom, Kozarac

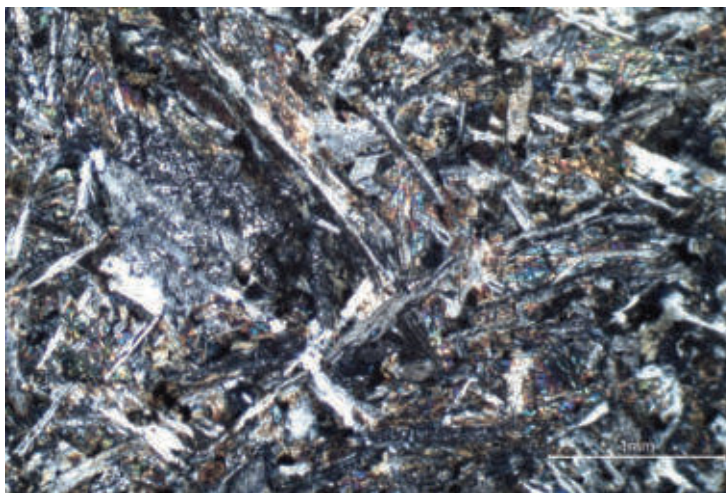
Smatra se da je plagioklas kristalisao prvi, nakon čega se pridružio klinopiroksen. Pojedini autori, među njima i Makbirni i Nojz (*McBirney i Noyes, 1979 i McBirney, 1993*), ukazuju na to da su plagioklas i klinopiroksen kristalisali istovremeno. Klinopiroksen stvara manji broj embriona koji brzo rastu i obuhvataju manje plagioklase. Kasnije, tokom kristalizacije, pojedina zrna plagioklase nastavljaju da rastu i postaju veća (duža), a prostori između njih zapunjeni piroksenom (slika 457).



Slika 457. Mikrosnimak ofitske strukture dijabaza, Grot; Pl=plagioklas, Pi=piroksen; N+, 50x

Početni sastav rastopa i položaj eutektičke tačke ukazuju na redosled kristalizacije navedenih minerala. Ako je na „strani” piroksena, prvo će on kristalisati, a nakon njega plagioklas. Ako je na strani plagioklase, prvo kristališe ovaj mineral. Pojedini autori smatraju da je sastav rastopa koji kristališe često u eutektičkoj tački, kada ova dva minerala počinju kristalizaciju istovremeno. Ipak, većina petrologa smatra da je piroksen „drugi” mineral po redosledu kristalizacije, što se relativno lako uočava i u mikroskopskom preparatu dijabaza. Kada ofitska struktura nije izražena (zrna su sitnija), naziva se **subofitska**.

Ako prostore između pritki plagioklase ispunjava staklo ili delimično iskristalisana masa, struktura se naziva **intersetalna** (slika 458).



Slika 458. Mikrosnimak dijabaza sa intersetalnom strukturom, Grot; N+80x

Ova struktura se sreće i kod nekih bazalta, u središnjim i donjim delovima sliva, gde je bilo sporije hlađenje, ili u središnjim delovima većih *pillow* lava. Stoga treba biti oprezan pri određivanju vrste stene samo na osnovu njene strukture.

Dijabazi mogu imati i porfirsku strukturu sa krupnim fenokristalima plagioklasa koji leže u sitnozrnoj ofitskoj osnovi, kada ih nazivamo **dijabazporfiriti**. (slika 459). Pomenute stene su retke i najčešće se javljaju kao žice debljine do nekoliko metara.



Slika 459. Mikrosnimak diabazporfiritita, Povlen: N+, 60x

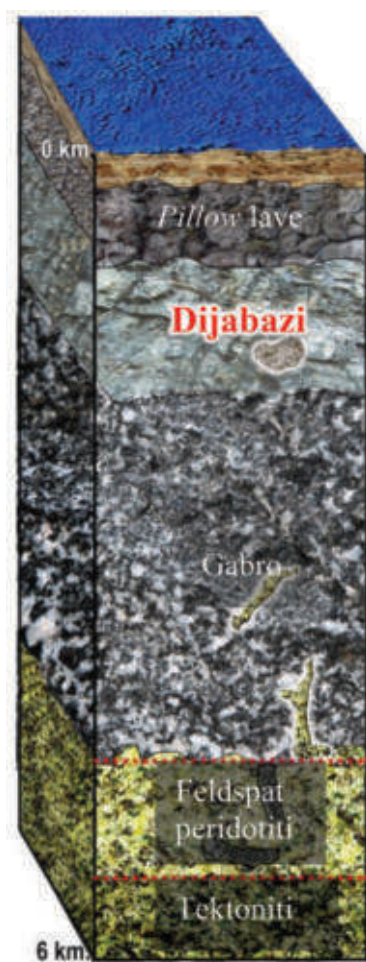
U dijabazima se mogu javiti **olivin**, **hornblenda**, **biotit** i **kvarc** (kvarcdijabaz).

Od **sporednih**, **akcesornih minerala** najčešći je **ilmenit**, sfen, a sreću se magnetit i apatit.

Sekundarni minerali su česti, s obzirom na to da su ove stene vezane za okeanski prostor i grade središnje delove okeanske kore. Bojeni minerali su **hloritisani**, **kalcitisani**, **epidotisani** i **uralitisani**, dok su bazični plagioklasi **prenitisani**, **kalcitisani**, zbog čega stena dobija karakterističnu zelenu boju.

Asocijacija pomenutih sekundarnih procesa naziva se **sosiritizacija** (pomenuli smo je i kod gabra). Ilmenit i sfen često su zamenjeni leukoksenom.

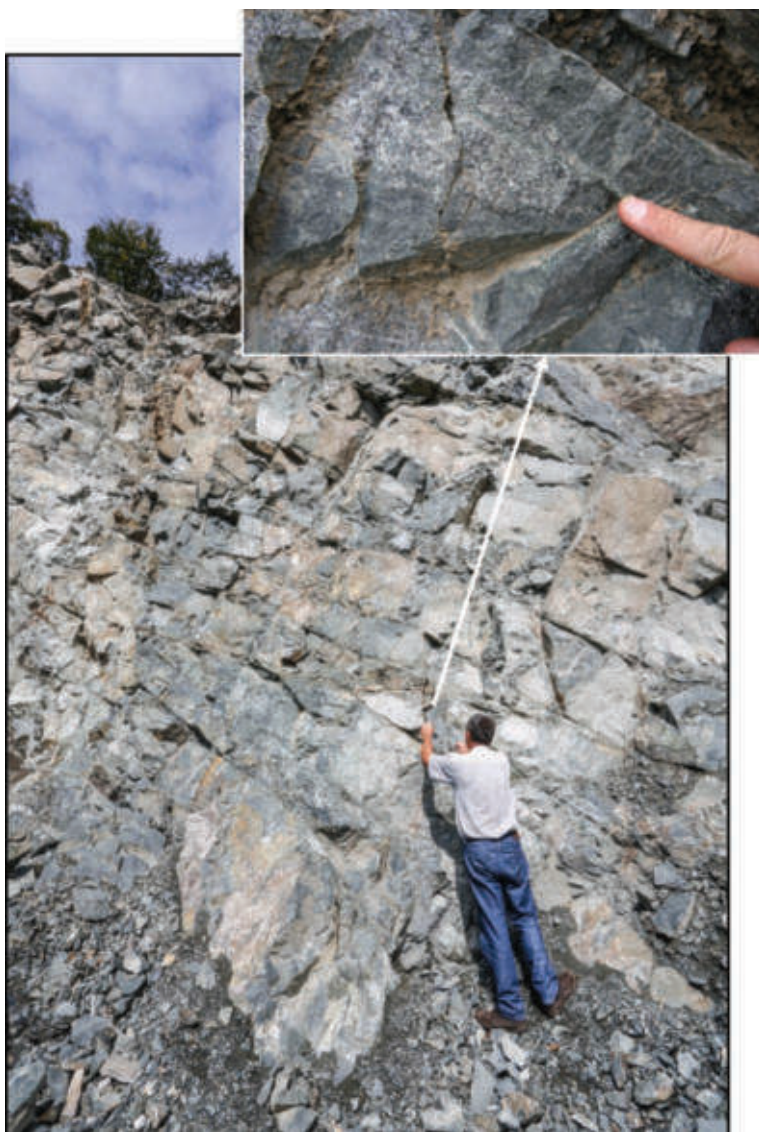
„Pravo rodno” mesto dijabaza je srednji deo okeanske kore, gde grade sistem subparalennih dajkova (engl. *sheeted dykes complex*), debljine od 0,5 do 3 km (slika 460). Iznad njih, u površinskom delu (profilu okeanske kore), nalaze se izlivi *pillow* lava, a ispod, u dubljim delovima, kumulatni gabrovi i kumulatni peridotiti, koji predstavljaju „ostatke” magmatske komore u kojima su ove stene kristalisale. Sistem subparalelnih dajkova dijabaza nastaje hlađenjem i kontrakcijom bazaltne magme, koja se utiskuje u ekstenzione pukotine nastale širenjem okeanskog grebena, tj. rifta, duž kojih se izliva na okeansko dno i „hrani” *pillow* lave. Širenjem okeanskog dna, proces se obnavlja, pa dajkovi ulaze „jedan u drugi”, gradeći subparalelne do paralelne dajkove. Ovi dajkovi se brzo hlade, zbog čega su po obodu sitnijeg zrna, i grade tzv. „zamrznute” rubove (engl. *chilled margins*), koji su važno teksturno svojstvo prilikom proučavanja ovih stena (slika 461). Oni ukazuju na hemijski sastav prvobitno utisnute



Slika 460. Položaj dijabaza
u okeanskoj kori

sali i naveli u poglavlju o gabbrovima. Pomenimo da se i u nekim, još starijim, slabo metamorfoisanim stenama rifeo kambrijuma (često se nazivaju i zelene stene), sreću manje mase dajkova, „proslojaka” dijabaza, koji su obično jako alterisani (sosiritisani). Dijabazi, kada su sveži, imaju povoljno lučenje i strukturu (veličinu zrna) i koriste se za izradu spomenika, kao dekorativni kamen ili za gradnju puteva.

magme i stepen iskristalisanosti u vreme utiskivanja. Sve se lepo vidi i uočava pažljivim i detaljnim mikroskopskim pregledom petrografskog preparata u polarizacionom mikroskopu, uz saznanje o mestu i položaju uzetog uzorka za ispitivanje. Prelazna zona između sistema subparalelnih dajkova i jastučastih (*pillow*) lava, koje se nalaze iznad, obično je širine 50–100 m. Najveće mase dijabaza u Srbiji stvorene su u mezozoiku (srednja jura) i pripadaju Dinaridskom ofiolitskom pojasu i ofiolitima Vardarske zone (Maljen, Ždralica, oko Prijepolja, Novog Pazara, Petrovaradin kod Novog Sada itd.). Ima ih i starijih (Zaglavak), koji su genetski vezani za veliki gabro masiv Deli Jovana, koji smo opi-



Slika 461. Sistem subparalelnih dajkova dijabaza;
gore desno: zamrznuti rub, Maljen

V.7.2.2 GABROPORFIRIT

Gabropirfirit je žična ašistna stena i ima isti mineralni sastav kao i gabro. Strukture su porfiroidne ili zrnaste. Debljina žica je od nekoliko centimetara do par metara (retko). Najčešće se javljaju kao žice u matičnom gabro plutonu, retko se sreću i u okolnim stenama.

V.7.2.3 GABROPEGMATIT

Gabropegmatiti su **krupnozrne žične stene**, zrnaste strukture, izgrađene uglavnom od idiomorfnih zrna **bazičnog plagioklasa, labradora, bitovnita i monokliničnog piroksena, dijagena**, retko **hornblende**, veličine i preko desetaka centimetara (slika 462). Ponekad se u ovim stenama sreću i nešto kiseliji plagioklasi u odnosu na matičnu stenu, gabro. Pegmatiti se javljaju i po obodu gabro intruziva. Na veličinu zrna, osim brzine hlađenja, utiču i drugi faktori. Većina autora smatra da infiltracija vode iz okolnih stena omogućava veliki rast pomenutih minerala. Voda značajno spušta temperaturu kristalizacije minerala u magmi, omogućava veću difuziju (kretanje) pojedinih jona u rastopu, što podstiče brži rast kristala. Veoma je važno da prisustvo fluida povećava unutrašnji pritisak u magmi, smanjuje viskoznost, čime se olakšava stvaranje krupnih minerala u gabropegmatitu. Pojedini autori smatraju da infiltracija vode u magmi uzrokuje ponovno stapanje već iskristalisalog gabra, kada nastaje stena krupnijeg zrna.

Gabropegmatiti su česte stene. Javljaju se kao žični pratioci gabra, debljine od nekoliko centimetara do nekoliko metara (retko). Krupnozrnih gabropegmatita ima na Povlenu, Deli Jovanu, u okolini Raške i kod Bogutovačke Banje, a takođe i na Rastištu na Tari.



Slika 462. Žica gabropegmatita u gabru, Povlen

V.7.3 VULKANSKE BAZIČNE STENE

V.7.3.1 BAZALTI

Bazalti su najzastupljenije stene na površini Zemlje. Okeanska kora pokriva više od 70% površine naše planete (slika 463). Najvećim delom je izgrađena od bazalta i njegovog intruzivnog ekvivalenta, gabra. Pomenimo da se ove stene javljaju i na drugim zemaljskim terestričnim planetama, na našem Mesecu, ulaze i u sastav nekih meteorita itd.



Slika 463. Bazalti pokrivaju dna većine okeana i mora na Zemlji. povlatni deo, okeanske kore izgrađen je od bazalta

Globalni nastanak bazaltnih magmi vezan je za kretanje, razmicanje litosferskih ploča, izdizanje kapljica (pluma) i procese konvekcionih strujanja u rashlađenom omotaču.

U prirodi se, generalno, javljaju dve kontrastne (po sastavu različite) asocijacije magmi: obilne bazaltne magme nastale u okeanskim riftovima i kalk-alkalne, granitoidne magme stvorene i smeštene uglavnom u zonama subdukcija (biće opisane detaljno u poglavlju Bazalti aktivnih kontinentalnih margina). Ima i prelaznih asocijacija, u basenima iza luka gde stene imaju mešana svojstva.

Tokom geološkog vremena, neka tektonska okruženja (sredine) u kojima se stvaraju magme se menjaju i prelaze jedna u drugu. Na primer, kontinentalni režim iznad rastuće plume u omotaču može evoluirati u kontinentalni rift, a zatim u okeanski rift, i u njima se stvaraju različite vrste magmi, odnosno stena.

Bazalti su bazične stene koje sadrže od 45–52% SiO_2 . Imaju relativno visok sadržaj **MgO** (5–15%) i ukupan sadržaj alkalija (**$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$**) manji od 5%.

Ove stene najvećim delom nastaju parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača, na različitim dubinama. Oni su roditeljske magme za većinu diferenciranih tipova magmi koje se razvijaju kroz frakcionu kristalizaciju, asimilaciju itd., na putu od mesta stvaranja do smeštaja ili izlivanja u kontinentalnim i okeanskim sredinama. Izmerene temperature bazaltnih lava su uglavnom između 1100 i 1200 °C. Budući da se bazaltna magma tokom izdizanja hladi (čak i ako je adijabatska), smatra se da su temperature više, do 1500 °C.

SASTAV GORNJEG OMOTAČA

Šta i koliko znamo o mineralnom sastavu ovog dela naše planete. „Površinski”, direktno uzeti uzorci koji su generalno prihvaćeni kao sastav stena koje grade gornji omotač dolaze iz sledećih izvora:

1. **Ofoliti**, asocijacije bazičnih i ultrabazičnih stena koje se javljaju kao ogromni blokovi, „listovi” (olistoliti), za koje se pretpostavlja da su delovi okeanske litosfere, tj. i dela gornjeg omotača. Oni sadrže i tektonite, peridotite različitog sastava, harcburgite, lertzolite itd. sa malo piroksenita. Izgrađeni su uglavnom od olivina, ortopiroksena i klinopiroksena sa malo plagioklasa (ili bez njih), spinela, granata itd.

2. **Uzorci iz jezgara bušotina** koje su rađene u okeanskim prostorima ili „pokupljeni” sa okeanskog dna. Po sastavu i strukturi su slični do identični sa ultrabazičnim stenama iz ofiolita, čime se potvrđuje da pomenute stene pripadaju okeanskoj litosferi, tj. delu gornjeg omotača.

3. **Ksenoliti i nodule u bazaltima**, obično veličine šake ili manji, do nekoliko milimetara. Najvećim delom izgrađeni su od gabra, harcburgita, plagioklas lertzolita, spinel lertzolita, granat lertzolita itd., za koje se smatra da su zahvaćeni komadi okolnih stena gornjeg omotača kroz koje je bazaltna magma prošla na putu ka površini.

4. **Ksenoliti u kimberlitima**, koji su po sastavu takođe ultrabazične stene. U nekim od njih javljaju se flogopit ili amfiboli koji ukazuju na prisustvo H_2O u gornjem omotaču. Smatra se sadržaj fluida u stenama gornjeg omotača ne prelazi 0,1 tež.% i da fluidi nisu ravnomerno raspoređeni. Proučavanjem pojedinih minerala utvrđeno je prisustvo tečnih inkluzija vode, ali i CO_2 . Asocijacija minerala i termodinamički proračuni ukazuju na to da su došli sa dubine od 250–350 km i putovali „veoma brzo” ka površini.

Imamo „dovoljno” dokaza da je gornji omotač izgrađen uglavnom od ultrabazičnih stena, peridotita različitog sastava, i da su „jedini” izvor stena za stvaranje bazaltnih magmi.

Jedno od velikih petroloških „otkrića” u dvadesetom veku bilo je kada je utvrđeno da su bazalti nastali parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača (*Green i Ringwood, 1967*). Poslednjih desetak godina došlo se i do novih saznanja, ideja koje „predlažu” pojedini autori da i eklogiti mogu biti izvorne stene za nastanak bazalta. Ova metamorfna stena javlja se, gradi sočiva, blokove ili žice uglavnom u lerzolit-skoj osnovi. Po pojedinim autorima, **eklogiti** su ostaci metamorfsane, zatim „razbijene” (tektonski preoblikovane) stare, reciklirane okeanske kore. „Privlačnost” eklogita kao izvorne stene proizlazi iz činjenice da ove stene parcijalnim stapanjem daju veliku količinu bazaltne magme na relativno niskim temperaturama. Ovo su predložili neki autori i za nastanak Kolumbijskih bazalta na severozapadu SAD-a.

Po sastavu sličan eklogitima je i granat klinopiroksenit, stena koja se takođe javlja i u gornjem omotaču. Magmatskog je porekla, gradi žice i dajkove u velikim ultramabazičnim masivima.

„Očigledno je”, prema većini autora, da su „jedini pravi” kandidati za stvaranje bazalta peridotiti, dominantne stene gornjeg omotača.

PARCIJALNO STAPANJE

Brzina i ponašanje seizmičkih talasa su „jedini” direktan način da se utvrdi prisustvo parcijalnog rastopa u gornjem omotaču, i zbog toga bi bilo „nemarno” ako ne bismo uzeli u obzir seizmološka proučavanja radi određivanja dubine i uslova stvaranja bazaltne magme.

Istraživanjima u istočnom Pacifiku utvrđeno je da se brzina seizmičkih talasa naglo smanjuje na dubini od 100–150 km (oni ne prolaze kroz rastop), što ukazuje na prisustvo magme (parcijalnog rastopa) na pomenutoj dubini.

Rezultati su u saglasnosti i sa eksperimentalnom petrologijom, dinamikom fluida, brzinom širenja, morfologijom rifta itd. U prirodi uvek ima „ali” jer je, još uvek, nedovoljno poznajemo.

Prisustvo rastopa (magne) mora se „usaglasiti” i sa drugim fizičkim, hemijskim i termičkim procesima koji se dešavaju u omotaču.

U okviru razmatranja uslova stvaranja bazalta, treba analizirati koji procesi uzrokuju parcijalno stapanje gornjeg omotača.

Tri su osnovna razloga:

1. povećanje temperature,
2. snižavanje pritiska i
3. promena sastava.

Sve se, naravno, mora događati na „geološki izvodljiv način”.

Prisustvo magmatskih rezervoara utvrđeno je seizmičkim ispitivanjima.

Smatra se da je logično pretpostaviti da magma koja se diže ispod ose srednje-okeanskog grebena formira „stacionarne bazene” (magnatske komore), koji, da kažemo, nisu uvek prisutni, seizmički dokazani. Malo se zna o njihovoj veličini, obliku, položaju. Oni mogu postojati kao zatvoreni ili periodično otvoreni sistemi (drugi pomenuti su verovatniji). Većina istraživača veruje da veličina i postojanost magnatskih komora zavise i od brzine širenja ploča, rifta.

Trebalo bi da priliv nove magme u komoru bude, po sastavu, blizak primarnom bazaltu, pod pretpostavkom da nisu pretrpeli značajniju frakcionu kristalizaciju, asimilaciju, mešanje magmi itd.

Priroda magnatskog rezervoara (komore) „kontrolise” i procese frakcione kristalizacije, mešanja magmi, kontaminaciju itd. Velike magnatske komore daju ujednačenu, slabo diferenciranu magmu. U manjim magnatskim komorama je intenzivnija diferencijacija i širi opseg sastava bazalta. Na pomenuto ukazuju i poređenja bazalta iz Srednjoatlantskog grebena (sporo širenje, mali rezervoari) i Istočnopacifičkog rifta (brzo širenje, veliki rezervoari).

Lava će biti „izbačena” iz komore kada pritisak magme prevaziđe litostatički pritisak i težinu stena iznad krova komore. Proces, čiji je uzrok za sada „nepredvidiv”, najvećim delom zavisi od tektonskih (razlomnih) struktura koje nastaju tokom širenja ploča, rifta. U malim komorama su, smatra se, „blisko” primitivni bazalti, u velikoj više diferencirani.

Havajska jezera lave su prirodna laboratorija za proučavanje bazaltne magme. Njihovim proučavanjem je takođe utvrđeno i potvrđeno da brojni procesi utiču na njen hemijski sastav. Osim bazaltnih lava, proučavani su i gabro intruzivi, bazične magme očvrle laganim hlađenjem u dubini.

U nastavku teksta sledi kratak osvrt i na eksperimentalna proučavanja bazalta. Početkom 20. veka počela su „detaljnija” laboratorijska proučavanja bazičnih magmi. Norman L. Bouen (**Norman L. Bowen**), „otac moderne magnatske petrologije” (slika 464) i neki od njegovih uglednih kolega iz Geofizičke laboratorije u Vašingtonu, razvili su „jedinstveni” eksperimentalni pristup za hemijsku evoluciju magme. Obuhvaćena je i kristalizacija rastopa (magne) u laboratorijskim uslovima i primena termodinamičkih principa, pravila faza, tj. stabilnosti pojedinih minerala za računanje PT uslova nastanka bazalta.

Ove pionirske studije, i mnoge naredne, u saglasnosti su sa seizmičkim proučavanjima, ali ukazuju i na brojne procese modifikacije, promene sastava bazaltnih magmi: kristalizacija i frakciona diferencijacija, kontaminacija, mešanje magmi itd. Bouen je, sećate se, „verovao” da je bazaltna magma „primarna” za sve magnatske stene, a ostale su izvedene njenom frakcionom kristalizacijom. Eksperimentalna petrologija vezana za parcijalno stapanje, tj. nastanak bazalta „danas” ide u dva pravca: na stapanje prirodnih stena ili ka analognim veštačkim,



Slika 464. Norman Bouen
(1887–1956)

sintetičkim mineralima, koji zbog „složenosti” merenja (opservacija, praćenja promena sastava itd.) nisu „kompletni” jer nisu svi minerali uključeni u razmatranje.

Prvi pristup dozvoljava „polurazumevanje” prirodnog sistema jer je velika varijacija sastava („previše minerala uzetih u razmatranje”) koja ne „dozvoljava” kvantitativnu procenu. Drugi pristup omogućava kvantitativno razumevanje faznih odnosa koji su uključeni u stvaranje i kristalizaciju magme, ali su sistemi „pojednostavljeni”, nisu prirodni.

Vratimo se petrološkom razmatranju, postojećim saznanjima o uslovima nastanka bazaltnih magmi.

Parcijalno (delimično) stapanje gornjeg dela gornjeg omotača ispod sred-njeokeanskih grebena nastaje usled adijabatske dekompresije stena omotača koje se uzdižu u području ispod riftne zone.

Ono zavisi i od promene pritiska i temperature sa dubinom, tj. geotermalnog gradijenta (o njemu smo govorili u poglavlju o građi Zemlje).

Promena temperature pri određenom pritisku zavisi od toga u kojoj meri je solidus „prekoračen”, što utiče na količinu nastalog parcijalnog rastopa. Hemijski sastav omotača uglavnom je konstantan sa dubinom, ali se menja njegova mineralogija.

Parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača, kao što smo opisali, stvara se magma bogatija SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O od matične stene dok „stabilni” (najvećim delom nestopljivi) oksidi, minerali, kao što su MgO (olivin) i pojedini kompatibilni elementi (Ni , Co , Cr itd.), ostaju nestopljivi i grade tzv. rezistate. Za „bolje” razumevanje procesa „pomažu” i laboratorijski eksperimenti, čiji rezultati dopunjuju nova znanja i saznanja o parcijalnom stapanju stena u gornjem omotaču.

Pomenuli smo da su Grin i Ringvud na sintetičkom lerzolitu („pirolitu”) „dokazali” da bazalna magma nastaje parcijalnim stapanjem pomenute stene (<30%) bez prisustva fluida. Prvo se stvaraju kvarc normativni bazalti, koji sa većim stepenom parcijalnog stapanja i višim pritiscima postaju bazičniji sa normativnim olivinom. Sa povećanjem stepena parcijalnog stapanja i različitim PT uslovima, stvara se širok spektar sastava bazaltnih magmi.

Prema eksperimentalnim i termodinamičkim podacima, na pritisku od oko 1,5 GPa (što odgovara dubini od oko 45 km), pri niskom stepenu parcijalnog stapanja (<10%) bliže solidusu lerzolita, nastaju alkalne bazaltne magme. Olivin toleit bazaltne magme nastaju pri višem stepenu parcijalnog stapanja na istom, sličnom pritisku. Pri istim uslovima, na nižim pritiscima (<1 GPa), što odgovara dubini od oko 30 km, nastaju kiselije bazaltne magme sa normativnim kvarcom, a na višim pritiscima, većoj dubini biće olivin normativni bazalti. Smanjenje pritiska najvećim delom je povezano sa adijabatskom dekompresijom, što omogućava parcijalno stapanje, kretanje magme i njeno izlivanje. Prisustvo fluida, posebno H_2O i CO_2 , „dovoljno” smanjuje temperaturu, ali njihov mali sadržaj „ograničava” količinu nastalog rastopa.

Navedeni eksperimenti su potvrdili navedene rezultate, pa su izvedeni zaključci Grina, Ringvuda i drugih istraživača i danas prihvatljivi.

ZAKLJUČIMO! Sa porastom pritiska stvaraju se magme bogatije **MgO** i siromašnije **SiO₂**, a pri različitom stepenu parcijalnog stapanja „istog” lerzolita stvaraju se bazaltne magme različitog sastava, alkalni do toleitski bazalti.

Ako je parcijalno stapanje veće, preko 35%, i pri višim pritiscima, nastaju pikritski bazalti. Na još većem stepenu parcijalnog stapanja nastaju komatiti.

Pojedini autori smatraju da je visok stepen parcijalnog stapanja u omotaču „neprikladan” (nije moguće), jer geotermalni gradijent nije „dovoljan” da stvori tako veliku količinu rastopa.

Kada se parcijalnim stapanjem dostigne 10 do 20%, stvara se magma koja zbog svojih fizičkih i hemijskih svojstava (manja gustina i mala viskoznost, tj. velika pokretljivost) odlazi u plića područja, ostavljajući ostatak (nestopljeni deo), rezistat.

Određivanje prisustva i stepena parcijalnog stapanja moguće je i na osnovu brzina seizmičkih talasa u područjima riftnih zona. Ispod Istočnopacifičkog rifta uočena je „prigušena” (oslabljena) zona na dubinama od 20 do 60–70 km. Gornja granica verovatno odražava dubinu segregacije, a donja početak značajnijeg stepena parcijalnog stapanja (*Hekinian, 1982*).

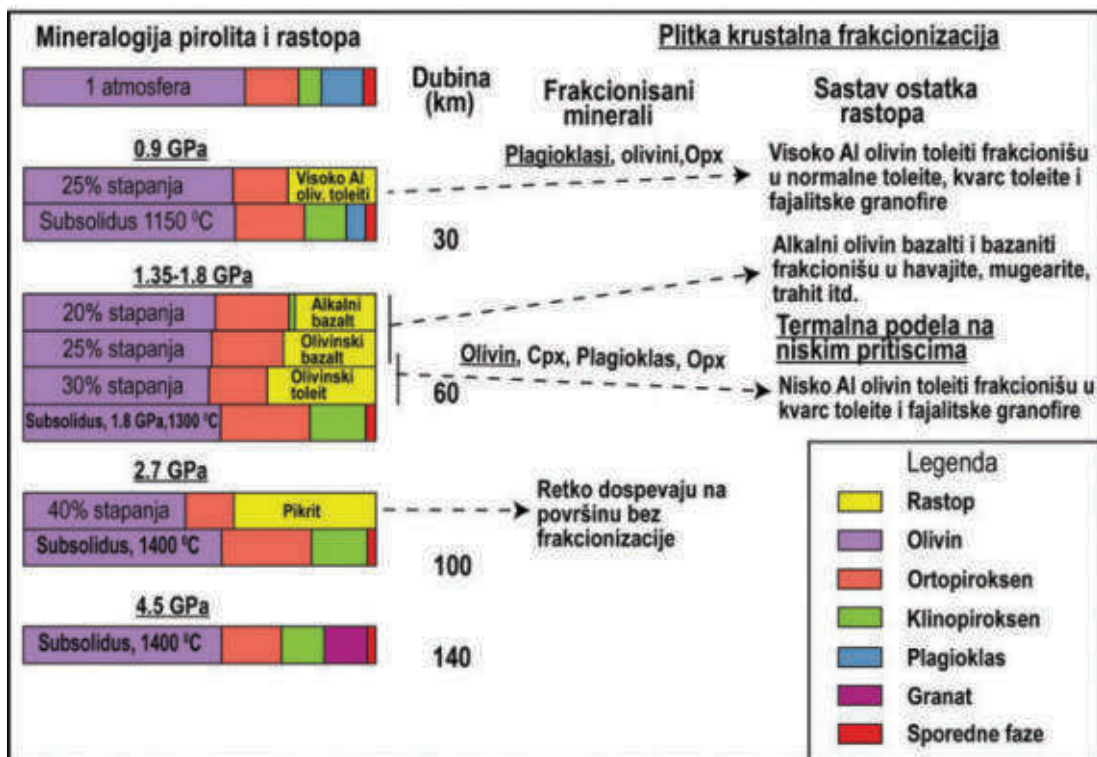
Istraživanja su pokazala da se „nenormalno” visoki geotermalni gradijenti mogu pojaviti u vrućim tačkama, na mestima na kojima magme rastu (kreću ka površini) kao dijapiri.

Navedeni načini nastajanja rastopa podržani su geofizičkim podacima i petrološkim proučavanjima magmatskih stena, ali ograničavaju sagledavanje procesa na dubinama većim od 150–200 km. Za taj prostor postoje diskusije o prisustvu pluma, o kojima će, nadajmo se, vrlo brzo biti više saznanja.

Makenzi (*McKenzie, 1984*) istakao je da je malo verovatno da bazaltne magme ostaju u području stvaranja. Pomenimo i eksperimente Vuda i Tarnera (*Wood i Turner, 2009*), koji su pokazali da alkalije (**Na₂O+K₂O**) imaju sistematski efekat na sadržaj **MgO** i **SiO₂** u rastopima. **Na** se (uz **Ti**) ponaša kao inkompatibilan element, zbog čega pri niskom stepenu parcijalnog stapanja lerzolita odlazi u rastop.

Iako se ovo uopšteno ponašanje **Na₂O** ne osporava, stvarni sadržaj **Na₂O** pri niskom stepenu parcijalnog stapanja i niskom pritisku ostaje kontroverzan zbog teškoća u proceni sastava eksperimentalnih rastopa. Na slici 465 prikazani su rezultati eksperimenata Grina i Ringvuda (*Green i Ringwood, 1967*) na sintetičkom materijalu omotača (pirolitu). Veličina svakog obojenog bloka odgovara količini datog minerala, što daje procenu promene mineralogije sa dubinom i stepenom stapanja. Imajmo na umu da olivin i dva piroksena dominiraju u mineralogiji subsolidusa (lerzolit), i da je plagioklas „aluminijaska” faza ispod 1 GPa. Kod većeg pritiska, mineralogija „pirolitskog” omotača je drugačija. U eksperimentima Grina i Ringvuda (*Green i Ringwood, 1967*), spinel nije formirao zasebnu fazu, već se rastvarao kao komponenta u aluminijским piroksenima pre nego što je dostignuta temperatura solidusa. Ovo rezultira reakcijom kada nastaje granat.

Rastop i sastav ostatka stapanja pirolita



Slika 465. Parcijalno stapanje pirolita (Green i Ringwood, 1967)

Uklanjanje aluminijuskog enstatita iz olivin toleita nastalog 30% parcijalnim stapanjem dovodi do nastanka alkalnog bazalta, koji je mogao biti stvoren „jednostavnim” 20% parcijalnim stapanjem.

Niži stepen parcijalnog stapanja daje više alkalnih (bogatijih alkalijama) bazalta. Znamo da su alkaliije pri ovim uslovima početka stapanja visoko inkompatibilne i ulaze u rane rastope, te da se njihov sadržaj smanjuje sa povećanjem parcijalnog stapanja. Čvrsti ostatak (rezistat) je, po sastavu, lerzolit i/ili harzburgit. Potrebno je preko 60% parcijalnog stapanja da bi se stvorio dunit (tj. da bi i pirokseni otišli u rastop).

Na istoj slici je i sažetak mogućih efekata frakcione kristalizacije u plitkim rezervoarima magme, gde je uobičajeni trend veće evolucije (diferencijacije) rastopa kada se stvaraju andeziti, ritoliti itd.

Priroda frakcione kristalizacije takođe varira sa dubinom. Ako se dešava na istoj dubini kao i stapanje, naprosto je obrnuti proces delimičnog stapanja.

Obratimo pažnju i na promene u hemijskom sastavu pojedinih minerala. Posebno je značajna rastvorljivost (ugradnja) aluminijuma u piroksenima na velikim pritiscima. Na manjim dubinama, međutim, kristališu pirokseni siromašni aluminijumom, koji se u ostatku rastopa obogaćuje i može ući u sastav nefelina.

Toleitski bazalti su, prema većini autora, „favorizovani” povećanim stepenom parcijalnog stapanja, kada se „proširuje” njihov opseg stvaranja na većoj dubini. U svom sveobuhvatnom rezimeu od preko 50 godina eksperimenata usmerenih ka

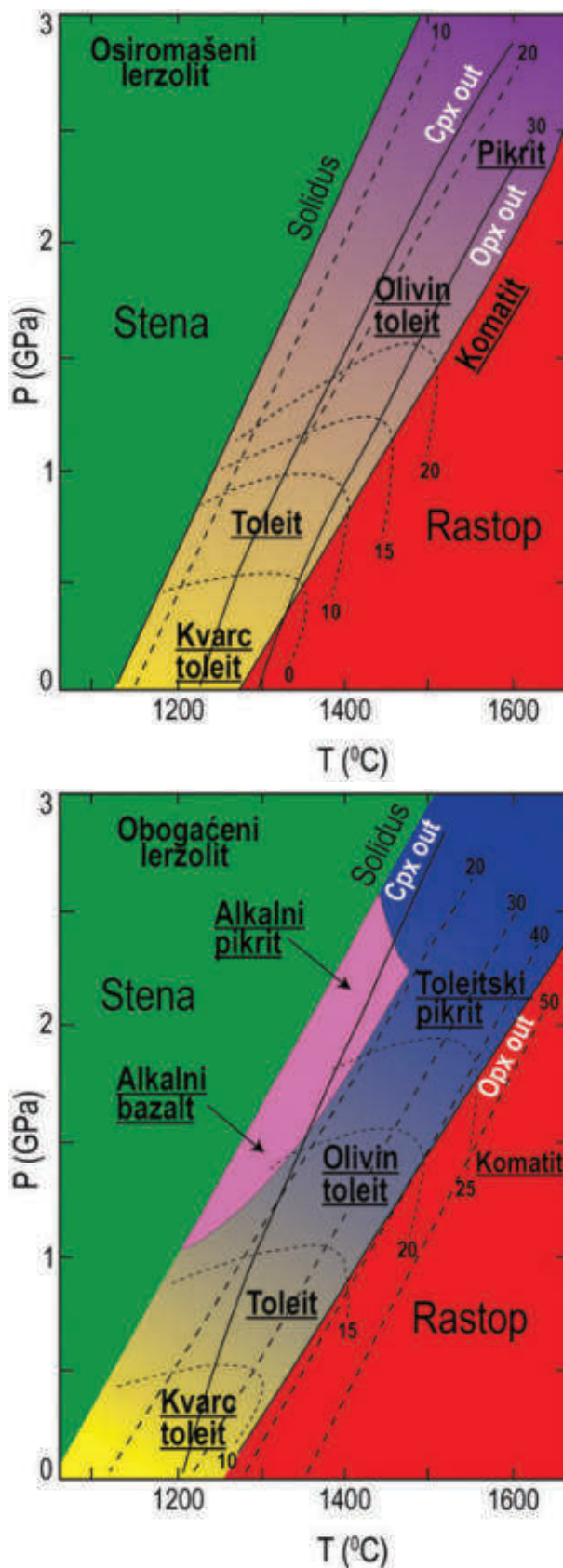
magmama stvorenim stapanjem omotača, Kuširo (*Kushiro, 2001*) „pokazao” je da je stvaranje alkalnog bazalta uglavnom vezano za niži stepen parcijalnog stapanja i veće pritiske, dok se toleitski bazalti stvaraju pri većem stepenu parcijalnog stapanja i na nižim pritiscima.

Kao što smo pomenuli, gornji deo gornjeg omotača je osiromašen pojedinim mikroelementima koji su „potrošeni” na stvaranje kontinentalne kore. On je izvor bazalta srednjeokeanskog grebena. Smatra se da je stvaranje značajnih količina toleitskih bazalta srednjeokeanskih grebena sa velikim stepenom parcijalnog stapanja verovatno uzrokovalo osiromašenje pojedinim mikroelementima tokom geološkog vremena. Donji deo gornjeg omotača (ispod astenosfere i dublje) nije bio zahvaćen pomenutim procesima, zbog čega nije osiromašen (nije depletiran). Pomenimo da se nastavlja debata o konvekcionim strujanjima u odnosu na ceo omotač (donji i gornji), sa kojima se teže homogenizuju različiti rezervoari i „teže” objašnjavaju sadržaji pojedinih izotopa.

„Noviji” seizmički tomografski modeli pružaju dokaze da subdukovane ploče prodiru u diskontinuitet od 660 km, gde se stapaju i mogu hraniti sloj „D”. Smatra se da tople tačke (engl. *hot spots*) dolaze iz dubokog dela donjeg omotača. Ima i mišljenja da ovaj proces nije moguć.

Na slici 466 prikazani su rezultati eksperimenata stapanja na uzorcima osiromašenog (engl. *depleted*) i obogaćenog (engl. *enriched*) lerzolita. Strme isprekidane linije označavaju stepen parcijalnog stapanja u intervalima od 10%. Snažno zakrivljene konture predstavljaju normativni sadržaj olivina u rastopu. Toleiti zasićeni silicijom (SiO_2) nastaju pri 10–40% parcijalnog stapanja osiromašenog ili obogaćenog izvora na dubinama od 30–40 km. Alkalni bazalti se stvaraju na većim dubinama pri 5–20% parcijalnog stapanja obogaćenog lerzolita. Ovi rezultati se generalno slažu sa ranijim podacima, jer se povećan sadržaj alkalija „dobro koreliše” sa većim dubinama i manjim stepenom parcijalnog stapanja. Ako se procesi parcijalnog stapanja odvijaju tokom dugog geološkog vremena, gornji omotač postaje heterogen, uključujući obogaćene i osiromašene lerzolite, više refraktorne harchburgite i dunite itd. Takođe se pretpostavlja da postoje brojna tela „zamrznutih” parcijalnih rastopa koja nisu uspeła da dođu do površine. Stvaranje alkalnih bazalta iz obogaćenog dela ispod granice od 660 km ne mora nužno podrazumevati parcijalno stapanje na tim dubinama. Smatra se da postoje dijapiri (plume) obogaćenog materijala koji dolaze iz dubljih nivoa i koji, nakon dolaska u pliće nivoe, podležu dekompresijskom stapanju i stvaranju alkalnih bazalta. Prisustvo fluida i njihov uticaj na sastav magmi nastalih parcijalnim stapanjem su različiti. Visok sadržaj fluida ima tendenciju da stvori rastope bogatije silicijom, andezite do visoko aluminijskih bazaltnih magmi.

CO_2 teži da učini sastav magme alkalnijim. Prisustvo CO_2 i H_2O zajedno stvara alkalne bazalte na relativno niskim do umerenim pritiscima (~1,1–2,5 GPa), nefelinske i karbonatitske stene na srednjim, umerenim pritiscima (~2,5–3,5 GPa), i kimberlite na znatno višim pritiscima (> 4 GPa).



Slika 466. Eksperimentalna stapanja stena osiromašenog lerozlita (donja slika); *Jaques i Green (1980)*

ZAKLJUČIMO O PARCIJALNOM STAPANJU BAZALTA:

1. Sastav primarnih bazalta kontroliše se stepenom parcijalnog stapanja i dubinom na kojoj se odvija.

2. Sastav bazalta koji doseže Zemljinu površinu kontroliše se i naknadnom frakcionom kristalizacijom tokom uspona nakon segregacije, asimilacije, itd.

3. Toleiti nastaju većim stepenom parcijalnog stapanja i pri nižim pritiscima, ili frakcionisanjem olivina tokom uzdizanja pikritskih rastopa. Toleiti su takođe „favorizovani” rastopima bogatim fluidima.

4. Alkalni bazalti nastaju manjim stepenom parcijalnog stapanja i pri većim pritiscima (na većoj dubini).

5. Većina alkalnih bazalta se hemijski „neznatno” razlikuje od sastava toleita. Na nekim mestima, poput Havaja, ove stene se javljaju zajedno.

Dokazi koji potkrepljuju pomenuto su, prema nekim istraživačima, to da je augit u gornjem omotaču „glavni” izvor Na_2O , K_2O , TiO_2 i drugih inkompatibilnih mikroelemenata obogaćenih u alkalnim bazaltima. Ako se Na_2O najvećim delom ekstrahuje (izdvaja) u ranim fazama parcijalnog stapanja, onda su „prve” magme alkalne. Sa povećanjem stepena parcijalnog stapanja, magme postaju bogatije kalcijumom, približavajući se sastavu toleita. Drugo moguće objašnjenje za nastanak različitih bazaltnih rastopa je pritisak koji „pomera” eutektikum kvarca prema olivinu, što znači da će rastopi nastali pod visokim pritiskom verovatno imati manje silicijuma od onih nastalih na nižim pritiscima. Na taj način, alkalni bazalti mogu nastati iz „istog” dela gornjeg omotača kao toleiti, ili pri nižem stepenu parcijalnog stapanja ili pri višem pritisku, ili iz oba razloga.

6. Na osnovu sadržaja pojedinih mikroelemenata i izotopa, smatra se da je omotač hemijski heterogen i da postoje najmanje dva rezervoara, „osiromašeni” (engl. *depleted*) i obogaćeni (ili neosiromašeni, engl. *undepleted*), iz kojih nastaju magme sa različitim sastavom.

STAPANJE EKLOGITA

Eklogit i granatpiroksenit su metamorfne stene (biće prikazane poglavlju Metamorfne stene) i sastoje se od granata i klinopiroksena.

Pojedini autori smatraju da su eklogiti nastali metamorfozom okeanske kore (imaju iste sadržaje većine, ako ne i svih mikroelemenata, pojedinih izotopa itd.). Ova stena se smatra i važnim litološkim članom donjeg dela kontinentalne kore.

Granat klinopiroksenit obično gradi žice u dubokoj okeanskoj litosferi i može biti potencijalni izvor bazalta.

Pomenimo da se u alkalnim bazaltima Havaja kao ksenoliti javljaju granat klinopirokseniti uz prisustvo različitih količina olivina, ortopiroksena, spinela, flogopita, amfibola, ilmenita, magnetita i sulfida.

Hemijska razlika između eklogita i granat klinopiroksenita je mala. Obe stene se slično ponašaju i u procesu parcijalnog stapanja, tj. stvaranja bazaltne ma-

gme. Ali, njihovo stapanje je u „suprotnosti” sa ponašanjem lerzolita.

Hiršman i dr. (*Hirschmann i dr., 2003*) pokazali su da su eklogiti iz gornjeg omotača varijabilnog sastava. Ove stene, zajedno sa granatskim klinopiroksenitima, prema pojedinim autorima, i dalje „*igraju važnu ulogu u stvaranju bazaltne magme ili kristalizacije pod visokim pritiskom (iznad 3 GPa)*”. Njihovim parcijalnim stapanjem, zavisno od sastava, stvaraju se silicijumom bogati rastopi i alkalni bazaltni rastopi.

Eksperimentalni rezultati pokazuju da kada se stopi oko 60% eklogita pri istim PT uslovima, peridotit će biti „samo” oko 17% parcijalno stopljen.

Pomenuto „ponašanje” stapanja eklogita „navelo” je pojedine istraživače da „predlože” da je eklogit dominantan ili čak jedini izvor za obimne plato bazaltne provincije (*Takahashi i dr., 1998*). Recimo na kraju da su pojedini autori, na osnovu sopstvenih eksperimenata, „osporili” koncept eklogita (*Milholland i Presnall, 1998*).

PRIMARNE BAZALTNE MAGME

Termin *primarne bazaltne magme* često se pominje u udžbenicima petrologije, ali u velikom broju slučajeva bez detaljnijeg objašnjenja.

Petrolozi se „univerzalno” slažu da su primarne magme došle iz područja nastajanja (izvora) peridotita i da su izlivena na površinu bez promene sastava, diferencijacije, kontaminacije itd. Ipak, važno je uspostaviti referencu i dati kriterijum, pre svega granice sadržaja pojedinih oksida i mikroelemenata, kako bi se mogli uporediti sa „ostalim” bazičnim vulkanskim stenama.

Bazaltne lave koje sadrže inkluzije (anklave) peridotita obično se smatraju primarnim, jer je njihov uzlazni transport bio dovoljno „brz” da bi onemogućio značajniju diferencijaciju magme. Drugi kriterijumi za „prepoznavanje” primarnih magmi su hemijski, iako postoji mali konsenzus o vrednostima koje treba koristiti.

Pomenimo i istoriju upotrebe termina *primarne bazaltne magme*. Ogromne mase i „prividna” uniformnost sastava bazalta srednjeokeanskih grebena (pre svega sadržaja glavnih oksida) „naveli” su rane istraživače da pretpostave da su to primarne magme, izvedene direktno iz gornjeg omotača bez „naknadne” diferencijacije ili ostalih promena na putu prema površini (*Engel i dr., 1965*). Bazalti srednjeokeanskih grebena (riftova) se uzdižu i kreću kroz „najtanj” i kompoziciono najmanje promenjenu koru bilo koje petrotektonske asocijacije i potencijalno pružaju najjasniji „prozor” u izvor omotača.

Normalni **MORB** se obično koristi kao referentni sastav za poređenje sa drugim bazičnim magmama. Međutim, većina bazalta **N-MORB** ne može predstavljati primarnu magmu iz izvora omotača jer ima „samo” oko 5–10 tež.% **MgO** i 300 ppm **Ni** i odnos **MgO/(Mg+FeO)** oko 0,7. Prema „novim” saznanjima, većina bazalta **MORB** nije „zasićena” olivinom, ortopiroksenom i klinopiroksenom u blizini likvidusa na pritiscima koji vladaju u dubljem delu omotača.

Smatra se da se parcijalno stapanje događa u polju stabilnosti spinel-peridotita na dubinama od oko 30–75 km ($P=10\text{--}25$ kbar), zbog čega plagioklasi i granati nisu

bili rezidualna faza u izvoru. Njihovo odsustvo ukazuje i na anomaliju **Eu**, nizak odnos **Sm/Yb**. Tu su i ksenoliti sa **Cr**-diopsidnim peridotitom koji nose spinel, kao i hemizam bazalta **N-MORB**, koji ima slične sadržaje lakih **REE** i manji sadržaj inkompatibilnih mikroelemenata. Ovo osiromašenje izvora omotača u kojem se stvaraju bazalti **N-MORB** je zbog dugoročnog (milijardi godina) „uzimanja” inkompatibilnih elemenata iz njegovog gornjeg dela za stvaranje kontinentalne kore (**Hofmann, 1988**).

Međutim, **O'Hara (1968)** proučavanjem ovih stena ukazao je na to da je većina bazalta srednjeokeanskih grebena menjala sastav kroz procese frakcione kristalizacije, kontaminacije, mešanja magmi itd. (što je danas i prihvaćeno). Detaljna i mnogobrojna proučavanja ovih stena su pokazala da je primarna magma od koje su nastali ovi bazalti bila različitog sastava.

Zaključci izvedeni najvećim delom na osnovu geohemijskih proučavanja definišu da ***primarne magme nastaju parcijalnim stapanjem stena gornjeg omotača i nisu naknadno modifikovane ili promenjene nekim procesom magmatske diferencijacije, asimilacije, kontaminacije itd.***

Zbog „teškoća” u određivanju da li je magma zaista **primarna**, treba koristiti nekoliko kriterijuma. Evo detalja.

Rastopi odvojeni od peridotita u omotaču su u ravnoteži sa nestopljenim olivinom (reziduom) sastava oko **Fo₉₀**. Koeficijent raspodele **Fe²⁺/Mg** između ovog olivina i ravnotežnog rastopa se definiše kao **Mg broj (MgO/(MgO+FeO))**, koji treba da bude **u opsegu od 0,66 do 0,75**. Dalje, hemijske karakteristike primarne magme uključuju visok sadržaj **Cr (> 1000 ppm)** i **Ni (> 400 do 500 ppm)**.

Zbog „nesigurnosti” koje su uključene u definiciju primarne magme, petrolozi često pokušavaju da odluče koja ispitivana stena je najmanje promenjena procesima diferencijacije nakon napuštanja izvora.

Veliki broj „novih” eksperimentalnih podataka, metoda itd., dopunio je saznanja o PT uslovima i određivanju stepena parcijalnog stapanja i stvaranja bazaltnih magmi različitog sastava, uključujući i prisustvo vode. Pomenimo i program **MELTS** (dostupan na veb-adresi <http://melts.ofm-research.org/>), gde se povezuju **P**, **T** i **F** koegzistirajuće faze na osnovu dostupnih eksperimentalnih podataka. Dobijeni rezultati (moje iskustvo) treba da se uporede i sa drugim petrološkim, mineraloškim i geohemijskim činjenicama kako bi se odredilo da li je magma primarna ili ne.

ZAKLJUČIMO! Svaka diskusija o evoluciji magme treba da počne sa „prirodom” početne magme, koja prolazi kroz procese diferencijacije i evoluiru u druge vrste magmi. Imajmo na umu da se ovaj termin koristi i za razlikovanje bazaltnih magmi koje se nalaze u različitim fazama evolucije, od primarne magme, koja je u ravnoteži sa stenama gornjeg omotača, do rezidualne magme, koja se razvija iz primarne magme kristalizacijom, mešanjem ili drugim procesima. Smatra se da se primarne bazaltne magme retko izlivaju na površinu jer se već na putu ka površini menjaju, diferenciraju, asimiliraju ili mešaju sa drugim magmama.

V.7.3.1.1 PETROGRAFIJA BAZALTA

Bazalti su mlade izlivne (vulkanske) stene, gabra. Strukture su porfirske.

Izgrađeni su od fenokristala **bazičnog plagioklasa, labradora, bitovnita i monokliničnog piroksena, augita**, često sadrže i olivin. U nekim bazaltima ima hornblende i biotita, koji ukazuju na prisustvo fluida u magmi. Pomenuti minerali leže uglavnom u **sitnozrnoj do staklastoj osnovnoj masi**.

Pojavom feldspatoida, bazalti prelaze u alkalne bazične stene, **leucit i nefelin bazalte**, o kojima će biti reči u posebnom poglavlju Alkalne stene.

Od **sporednih minerala** javljaju se **ilmenit, magnetit, titanit i apatit**, a od **sekundarnih kalcit, epidot i oksidi gvožđa**.

Olivin, spinel i bazični plagioklasi su prvi minerali koji kristališu u bazaltima. Nakon njih se stvara augit, a među poslednjima, smatra se, kristališu **Fe-Ti** oksidi. Amfibol je veoma redak i uočen je samo u alkalnim bazaltima.

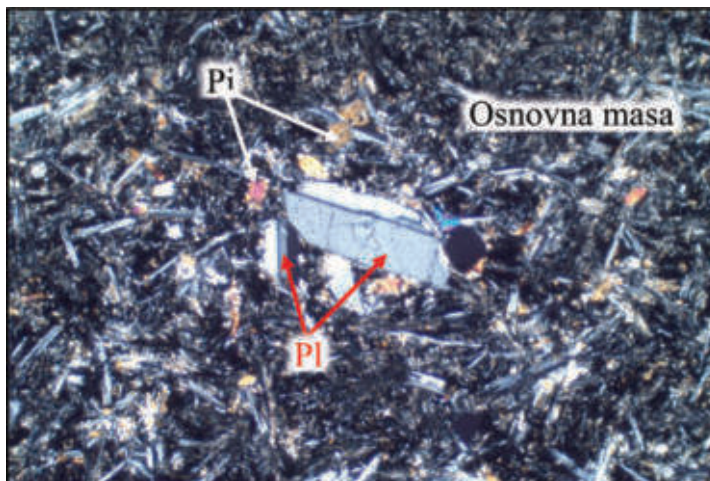
Sastav fenokristala olivina varira od **Fo₇₃** do **Fo₉₁**. Zrna ovog minerala najčešće su idiomorfna, a pravilnost kristala opada u varijetetima bogatijim piroksenom. Nisu uvek prisutni u bazaltima. Sadržaj anortita u plagioklasima varira od **An₅₀** do **An₉₅**. U bazaltima iz riftova sa brzim razmicanjem ploča (Istočnopacifički rift), plagioklasi imaju sastav od **An₅₆** do **An₈₈**, dok su u bazaltima iz riftova sa sporim razmicanjem ploča (Srednjoatlantski rift) bazičniji, od **An₇₅** do **An₉₅**. Razlika u hemijskom sastavu ovog minerala objašnjava se većim stepenom diferencijacije bazalta Istočnopacifičkog rifta u odnosu na bazalte srednjoatlantskog rifta. Klinopirokseni bazalta srednjeeokanskih riftova po hemijskom sastavu odgovaraju diopsidaugitu i generalno imaju homogen sastav, **Wo₃₅₋₄₀, En₅₀, Fs₁₀₋₁₅**. Subkalcijski augiti i **Mg**-pižoniti su retki.

Bazalti često sadrže više generacija fenokristala, od većih, euhedralnih, rano formiranih, do subhedralnih, koji su obično sitniji. Minerali koji se javljaju kao fenokristali mogu se navesti i u imenu stene kao pridev: olivin-pikrit, plagioklas-augitski bazalt itd.

Prisustvo fenokristala sa zonarnom građom ukazuje na promenu sastava rastopa i „relativno” brzu (bolje reći bržu) kristalizaciju, kada nije došlo do ravnoteže između stvorenog minerala i magme iz koje kristališe.

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

Strukture su holokristalasto porfirske, hipokristalasto porfirske do vitrofirske (slika 467). Pomenuti bitni minerali leže u holokristalastoj osnovnoj masi, izgrađenoj od sitnih zrna (mikrolita) glavnih minerala, hipokristalastoj osnovnoj masi, kada ima i stakla, i vitrofirskoj, kada je osnovna masa izgrađena samo od stakla.



Slika 467. Mikrosnimak bazalta sa hipokristalastom osnovnom masom; Pl = plagioklas, Pi = piroksen; Pacifik; N+, 80x

Ove stene imaju i **intersertalnu strukturu**, u kojoj su fenokristali okruženi staklastom osnovnom masom, što ukazuje na „brzu” završnu fazu hlađenja (slika 468). Neki autori smatraju da je to posledica interakcije sa vodom.

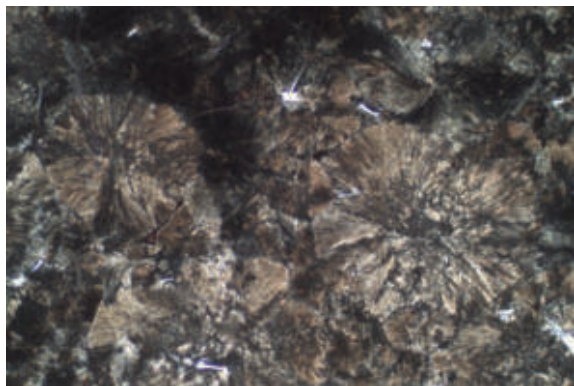


Slika 468. Mikrosnimak bazalta sa staklastom osnovnom masom, Pacifik; N+, 60x; Pl=plagioklas, Pi=piroksen



Slika 469. Bazaltno staklo, Pacifik

Bazalti mogu biti izgrađeni samo od stakla, bez fenokristala (bazaltno staklo), kada bitni minerali, uglavnom zbog velike brzine hlađenja, nisu iskristalisali (slika 469). Staklo nastaje i kada je lava u kontaktu sa vodom. Makroskopski, u tankom preseku, to je prozirna staklasta masa crvenkaste boje, nazvana sideromelan. Prisustvo vrlo sitnih, submikroskopskih kristala daje staklu crni neprozirni izgled. Vulkansko staklo je meta-



Slika 470. Devitrifikacija bazalnog stakla, Pacifik; N+, 100x



Slika 471. Uzorak bazalta, Kopaonik

su obodni delovi uglavnom izgrađeni od bazalnog stakla, koje se obično transformiše (alteriše) u palagonit.

stabilno i ima „ograničenu” trajnost. Vremenom se menja, rekristališe. Taj proces se naziva devitrifikacija stakla (slika 470). Stvaraju se karakteristični sferoidni, zrakasti klasteri variole, ili sferuliti, koji ukazuju na devitrifikaciju ili na veoma brzo hlađenje. Nastaju kada je stopa rasta minerala značajno veća od njihove nukleacije (broja stvaranja kristalnih zametaka). Pomenimo da se sferuliti ponekad formiraju oko već postojećih kristala.

Bazalti su sitnozrne stene, čime je otežana pa i onemogućena makroskopska identifikacija mineralnog sastava (slika 471). Najčešće su crne boje i imaju školjkasti prelom.

Lučenje im je pločasto i stubasto, pri čemu stubovi stoje upravo na površinu hlađenja dužim osama. Javlja se kao silovi i ploče. Česta su i kuglasta lučenja, a submarinski izlivi mogu biti lučeni kao pillow lave (slika 472), čiji



Slika 472. Pillow lave bazalta, Bistrica; gore desno: detalj

Tekstura bazalta je najčešće **masivna** ili **fluidalna**, često se javljaju **mehurići, šljake i mandole** (slika 473).



Slika 473. Mandolasta i šupljikava tekstura; bazalt, Sahara

Bazaltska lava je slabo viskozna, tj. tečna. Gradi slivove i ploče, koje mogu biti veoma velike i „debele”, naročito ako su erupcije polifazne (slika 474).



Slika 474. Bazaltni tok lave, Etna

Tada pokrivaju ogromne prostore gradeći platoe. Pomenimo pojave na poluostrvu Dekan u Indiji, gde je „sloj” lave deo do 3000 m i pokriva površinu od 650.000 km². Slične pojave postoje i u Kolumbiji, Sibiru, Mongoliji.

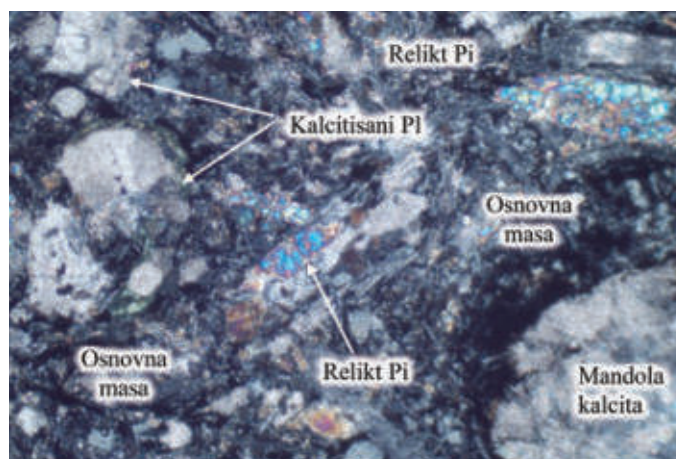
Slivovi bazaltske lave mogu biti dugački i preko 10 kilometara. Sliv na Etni, koji je nastao erupcijom bazalta 1669. godine, dug je 15,5 km, a širok 5,5 km. Sliv bazalta sa vulkana Mauna Loa (Havaji) iz 1885. godine bio je dug oko 100 km, širok oko 4,8 km i visok oko 100 m. Sliv Katar Jekul (Katar Jökul) na Islandu dao je pokrov bazalta širok oko 45 m, dug oko 40 km i debeo oko 30 m.

Primeri nekih starih i savremenih bazaltnih vulkana su: Vezuv, živi vulkan, trenutno „miruje”; Etna, živi aktivni vulkan; Krakatau, između ostrva Sumatre i Jave, sa veoma eksplozivnom erupcijom 1883. godine posle mirovanja od oko 200 godina; Tamboro, na Sumbavi (Sundski arhipelag), koji je 3. aprila 1815. godine izazvao potres u celom Indijskom okeanu; Santorini, čija erupcija je bila u antičkom dobu; planina Sveta Jelena (Mount St. Helens) u SAD-u, vulkan koji je aktivan već oko 40.000 godina i dosegao vrhunac 18. maja 1980. godine snažnom erupcijom; Mlado Nagoričane (Severna Makedonija), gde se lava izlivala duž nekoliko paralelnih razloma do pre oko milion godina, mladi (kvartarni) izlivi bazalta kod Sjenice (Koritnik), na Rudniku, Kopaoniku itd.

ALTERACIJA BAZALTA

U „mladim” (kenozojskim) bazaltima izlivenim na površini, primarni glavni minerali su uglavnom očuvani (sveži). Stene su crne ili „čokoladno” braon boje sa staklastim sjajem na prelomu.

Kada se bazalt izlije submarinski (na okeansko ili morsko dno), izlaže se hidrotermalnim rastvorima, zagrejanom morskoj vodi, koja prožima i menja ove stene. Visoki geotermalni gradijent (razlika između tople lave i vode) omogućava i uzrokuje intenzivnu hemijsku interakciju, što dovodi do alteracije primarnih magmatskih minerala i zamene s novim, stabilnim mineralima na nižim PT uslovima. Bazični plagioklasi, pirokseni i olivini bivaju zamenjeni albitom, epidotom, pumpelitom, hloritom, karbonatom (slika 475). Ovaj proces neki autori svrstavaju u „metamorfizam okeanskog dna”, hidrotermalni metamorfizam ili vrlo nizak stepen metamorfizma, hidrotermalnu alteraciju.



Slika 475. Bazalt dalom zamenjen kalcitom,
Nova Varoš; Pl = plagioklas, Pi = piroksen; N+, 60x

Ako je hidrotermalna „epizoda” bila relativno „kratka”, promena i alteracija minerala su „ograničene” najčešće na marginama „osetljivih” kristala; na primer, ivice zrna olivina koji su skloni promenama i serpentinizaciji.

Promenjeni bazalt menja boju i čvrstinu. Najčešće je braon, crvenkast sa nijansama žute, lako se lomi i cepa. U preparatu su pomenute alteracije lako uočljive. Njihovo određivanje je posebno važno kod odabira bazalta za hemijska ispitivanja, kada ove stene moraju biti sveže.

SVOJSTVA BAZALTA NA OSNOVU SKLOPA, STRUKTURE I TEKSTURE

Struktura i tekstura u mikroskopskom preparatu mnogo govore o procesima i uslovima pod kojima je kristalisala bazaltna magma, tj. lava. Pomenimo korodirane, nagrižene ili zonarne fenokristale, poikilitsku strukturu ili fenokristale koji imaju uklopljeno staklo ili osnovnu masu.

Vezikule, mehuri gasova, se izdvajaju u lavi usled manjeg pritiska i temperature. One nastaju odlaskom gasova i brzim hlađenjem lave. Stvoreni mehuri često se „umnožavaju” kada se u naglo hlađenoj lavi stvaraju skoro sferične praznine. Kada se ispune sekundarnim mineralima, nazivaju se mandole, amigdale. Kada u uzorku stene ili na izdanku, zapazimo pomenute teksture, zaključak je jasan – radi se o vulkanskoj steni. Prisustvo mandola i vezikula ukazuje na submarinsku (podvodnu) erupciju, ali na malim dubinama, jer na većoj dubini fluidi (voda iz magme, lave) neće izaći zbog pritiska vode spolja. To pruža „lep” podatak za rekonstrukciju geoloških procesa koji su se dogodili u proučavanom prostoru.

Procene sadržaja fluida u bilo kojem bazaltu su „zahtevne” zbog efekata degazacije. Mur (**Moore, 1965**) pokazao je da je formiranje vezikula i oslobađanje gasa u bazaltu na dnu okeana direktno povezano s dubinom vode u kojoj se odvija ekstruzija (izlivanje lave). Smatra se da je gubitak fluida (gasova) uslovljen hidrostatičkim pritiskom vode na dubinama većim od 200 m, i stoga većina bazalta treba da zadrži karakteristike skoro primarnih isparljivih komponenti. Sadržaj H_2O od 0,2–1,0 tež.% je „tipičan” (prosečan) i dobro se korelira sa sadržajem K_2O .

Kada imamo samo vulkansko staklo, zaključujemo da se lava naglo hladila, ali da nije počela kristalizacija fenokristala. Obično su ova stakla, kada su sveža, veoma „povoljna” (preporučljiva) za hemijsku analizu, jer magma nije diferencirana stvaranjem fenokristala i drugim procesima. Sadržaji i međusobni odnosi pojedinih oksida (naravno i mikroelemenata) pružaju važne podatke o diferencijaciji bazaltne magme, procesima u magmatskoj komori, asimilaciji, uticaju fluida itd.

UPOTREBA

Bazalt se koristi kao građevinski kamen, uglavnom za izgradnju puteva, jer je nepodesan za druge potrebe zbog velike tvrdoće. Obično se pri udaru školjkasto prelama, pa je nepogodan za obradu. Sadržaj stakla i olivina u osnovnoj masi smanjuje kvalitet ovih stena kao građevinskog materijala, dok veće prisustvo augita

povećava njihovu upotrebu.

Staklasti bazalti u Mađarskoj se koriste za izradu staklene vune, koja je odličan izolacioni materijal (fabrika na Balatonu).

Ako se bazalti javljaju sa „dobrim” lučenjem, gde se može izvaditi veliki blok, koriste se i kao arhitektonski kamen, za gradnju skulptura i spomenika (uglavnom se dobro poliraju). Bazalti se javljaju u okviru mezozojskih ofiolita (*pillow lave*) ili su vrlo „mladi”, kvartarnog doba: na Rudniku, kod Lukovske banje na Kopaoniku, Koritnik kod Sjenice (slika 476) itd.

Andezitbazalta ima u okolini Brestovačke Banje i Bora u Istočnoj Srbiji, kod Šumnika i Rudnice, u okolini Zvečana. Ove stene grade izlive različite debljine i površine.



Slika 476. Bazalti Koritnika; gore desno: uzorak stene

V.7.3.1.2 HEMIJSKA KLASIFIKACIJA BAZALTA

Klasifikacija i podela bazalta obično počinje sa uzetim uzorkom na izdanku, profilu ili čak fragmentu iz potoka ili reke. Nastavlja se proučavanjem u mikroskopu i obično se završava određivanjem hemijskog sastava, uključujući i sadržaj izotopa.

Postoji veliki broj klasifikacija bazalta: na osnovu mineralnog sastava i sklopa (strukture i teksture), hemijskog sastava, sredine stvaranja itd.

Na osnovu sadržaja bitnih minerala i hemijskog sastava, sadržaja pojedinih oksida, najčešća podela bazalta je na sledeće tipove:

1. **Toleitski bazalti** izgrađeni su od bazičnih plagioklasa, piroksena siromašnog kalcijumom i ponekad ortopiroksena. Olivin je odsutan ili redak, a po obodu zrna obično resorbovan. Česte su i reakcije sa pižonitom ili hiperstenom. Augit u toleitima je uglavnom bezbojan, što ukazuje na to da je siromašan ferigvoždem i titanom. Neki toleitski bazalti sadrže kvarc ili vezikule obložene mineralima od silicije ili je kvarc „sakriven” u osnovnoj masi. Struktura stene je porfirska sa osnovnom masom izgrađenom od vrlo sitnih zrna piroksena i plagioklasa.

Toleitski bazalti su finozrne stene sa staklastom osnovnom masom i „teškim” makroskopskim određivanjem (golim okom ili lupom uvećanja oko 10x). Ove stene grade okeansku koru, ima ih i na kontinentima, gde grade velike mase plato bazalta. Ponekad se javljaju i kao silovi, dajkovi pa čak i manje intruzije.

Alkalni bazalti su stene nezasićene silicijom (SiO_2), zbog čega sadrže feldspatoide i, skoro redovno, olivin. Pirokseni u ovim stenama su siromašni kalcijumom i često su alkalnog sastava. Alkalni bazalti se najvećim delom javljaju na vulkanskim ostrvima kao što su Havaji, ali ih ima i u nekim kontinentalnim sredinama. Osim razlike u sadržaju glavnih elemenata, alkalni bazalti su bogatiji inkompatibilnim elementima od toleita.

IUGS je uveo i „opšti” pojam *subalkalni bazalti*, kojima pripadaju havajski i drugi toleitski bazalti (definisani petrografski).

3. **Kalk-alkalni bazalti** izgrađeni su od piroksena bogatijeg kalcijumom, a siromašnijeg gvoždem od piroksena koji se javlja u bazaltima toleitskog tipa. Ne sadrže olivin i često su asocirani sa andezitima. Sa povećanjem sadržaja plagioklasa koji su bogatiji natrijumom, odnosno smanjenjem količine bojenih minerala, bazalti prelaze u andezite. Ove stene su vrlo rasprostranjene i nazivaju se andezit-bazalti. Po spoljašnjem izgledu (makroskopski), načinu pojavljivanja i strukturno-teksturnim svojstvima veoma su slični bazaltima.

Pomenimo i neke nazive, vrste bazalta koje se sreću u udžbenicima i literaturi:

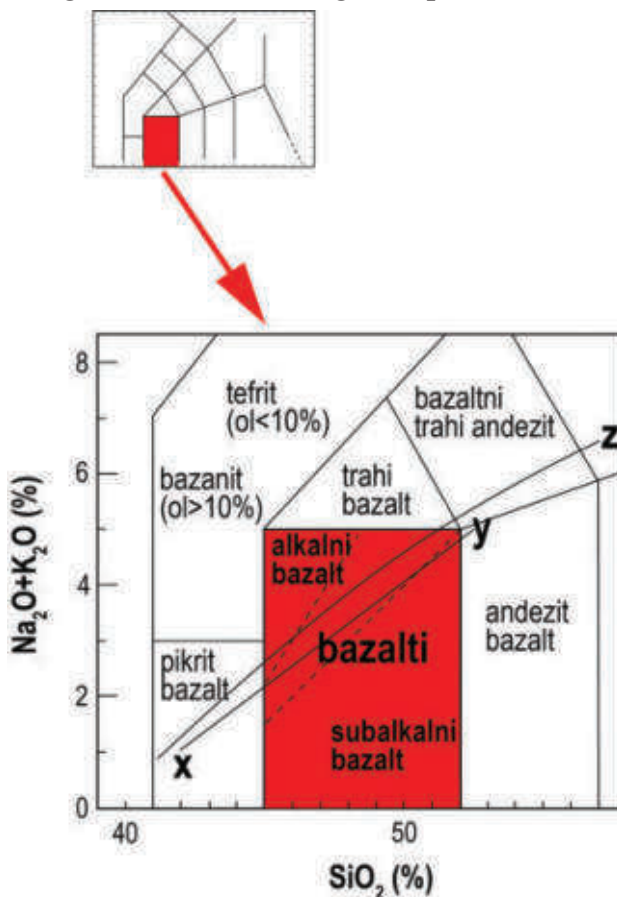
Pikrit je bazalt koji ima niži sadržaj SiO_2 od „normalnih” bazalta. Pikriti su bogati olivinom i sadrže malo plagioklasa.

Ankaramit je bazalt bogat fenokristalima olivina i augita. Smatra se da je povećan sadržaj olivina i piroksena rezultat gravitacione i frakcione kristalizacije, akumulacije, jer ovi minerali imaju veću gustinu od bazaltnog rastopa.

Na slici 477 prikazana je hemijska podela bazalta na osnovu odnosa sadržaja silicijuma i alkalija (TAS dijagram), koji se dele na:

Alkalne bazalte (isti termin kao što smo koristili i u prethodnoj klasifikaciji na osnovu mineralnog sastava), koji su bogatiji alkalijama (Na_2O i K_2O), siromašniji CaO i imaju niži sadržaj silicijuma (46–48%) u poređenju sa toleitima (48–52%). Zbog toga ove stene često sadrže nefelin, leucit i druge minerale „nezasićene” silicijumom (SiO_2). Alkalni bazalti obično sadrže fenokristale olivina, a ima ga i u osnovnoj masi. Augit je često polihroičan, zbog male količine feri-gvožđa i titana. U ovim stenama može se javiti i „kasni” alkalni feldspat, uglavnom anortoklas (u osnovnoj masi). U većini alkalnih bazalta ima normativnog nefelina, koji je „skriven” u osnovnoj masi. Ako su ove stene vrlo bogate alkalijama, nefelin se javlja i kao fenokristal, kada se stena naziva **bazanit** (biće prikazana u posebnom poglavlju o alkalnim bazičnim stenama). Nizak sadržaj K_2O u bazaltima je „posebno” koristan diskriminant razlikovanju od bazalta stvorenih u različitim tektonskim sredinama (Pearce, 1976).

Subalkalni bazalti su važna grupa **toleitskih bazalta (toleita)** koji se javljaju u srednjeokeanskim grebenima, riftovima ili znatno manje u područjima subdukcionih zona. Pojavom feldspatoida bazalti prelaze u alkalne bazične stene, **leucit** i **nefelin bazalte**, o kojima će biti reči u posebnom poglavlju.

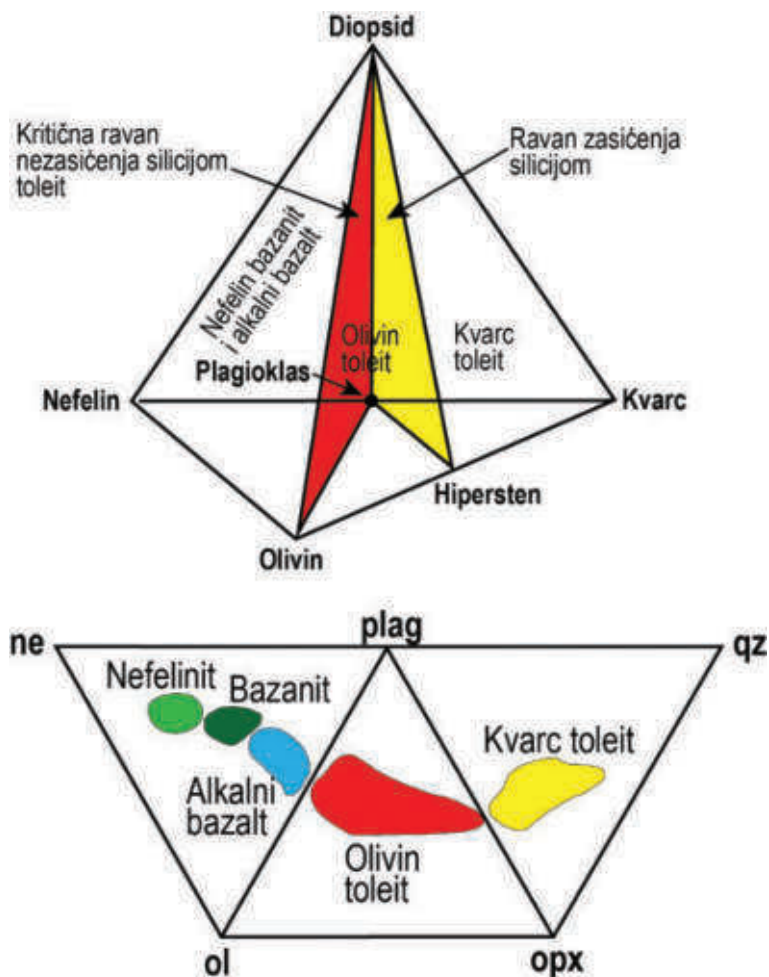


Slika 477. Deo TAS dijagrama za bazalte; linije X–Y i X–Z odvajaju polja alkalnih i subalkalnih bazalta (Carmichael i dr., 1974 i Cox i dr., 1979)

KLASIFIKACIJA NA OSNOVU SADRŽAJA NORMATIVNIH MINERALA

„Stariji” geolozi su smatrali da bazalti nisu zanimljive i „uzbudljive” stene za proučavanje. To su „dosadne” stene uniformnog sastava koje se javljaju svuda oko nas. Sa vremenom, tehnologija je napredovala (kao i sve ostalo) i napravljeni su brojni analitički instrumenti pomoću kojih se „vrlo brzo” može uraditi veliki broj analiza i dobiti ogroman broj analitičkih podataka. Rezultati istraživanja su pokazali, i pokazuju, da postoje „bazalti i bazalti”.

Zanimljivo je (i važno) da čak i jedna vulkanska erupcija može „izbaciti” bazalte različitog sastava. Proučavanjem ovih stena utvrđeno je da postoje hemijski prepoznatljive bazaltne provincije (mesta stvaranja, izlivanja itd.) sa specifičnim svojstvima, koja ukazuju na složene geološke procese nastanka ovih stena. Na osnovu velikog broja hemijskih analiza, izračunati su normativni minerali (CIPW proračun) na osnovu kojih su, između ostalih, Joder (*Yoder*) i Tili (*Tilley*) na „čuvnom” bazaltnom tetraedru, podelili bazalte na tri kompozicione celine, ravni (slika 478):



Slika 478. „Tetraedar” bazalta (*Yoder i Tilley, 1962*) sa normativnim mineralima: diopsidom, nefelinom, olivinom, hiperstenom i kvarcom bazalta;. „rašireni” tetraedar (donja slika) prikazuje glavne tipove bazalta

1. Pomenuti autori su prostor ograničen sa **Ol-Pl-Di** nazvali kritičnom granicom nezasićenosti SiO_2 , jer razdvaja nefelinske normativne magme sa **Q** (kvarcom) i silicijom zasićenih olivinskih toleita.

2. Prostor **Di-Ne-Pl-Ol** (levi deo tetraedra na slici 478, gornji deo) pripada alkalnim bazaltima jer je normativni nefelin „dominantan”.

3. Prostor (trougao) **Pl-Hy-Di** odvaja magme koje sadrže normativni kvarc (i hipersten) od onih koje sadrže normativni olivin (+hipersten), koje su Joder i Tili nazvali „ravni zasićenja silicijumom”. On nije termička barijera, olivinske magme mogu da frakcionišu i evoluiraju u kvarc-normativne toleite.

Prostor **Ol-Plag-Cpx** je kritična ravan nezasićenosti silicijum-dioksidom. Normativni sastav je između „kritičnih” ravni nezasićenosti silicijumom i zasićenosti silicijumom (**Ol-Plag-Cpx-Opx**).

Silicijumom zasićeni bazalti se nazivaju olivin toleiti. Normativni sastavi koji ne sadrže **Q** ili **Opx**, ali sadrže **Ne**, jesu bazalti nezasićeni silicijum-dioksidom (ravan **Ne-Plag-Cpx-Ol**). U ovu grupu spadaju alkalni bazalti, bazaniti, nefeliniti i druge nezasićene stene silicijum-dioksidom.

Trenutno „priznata” definicija alkalnog bazalta je „bazalt sa normativnim nefelinom”, dok toleitski bazalt ima normativni enstatit. Nefelin i enstatit su međusobno „nekompatibilni” u okviru računanja normativnih minerala.

Zbog nemogućnosti da se nacrtaju i vizuelno prikažu sastavi unutar trodimenzionalne slike, podaci se mogu prikazati i dvodimenzionalno na trokomponentnom dijagramu, gde se jasno uočava razlika između nefelinsko-normativnih magmi i onih koje nemaju nefelin (slika 478, donja slika). U sistemu nefelin-**Q**, pri vrlo niskom pritisku, albit deli nefelin-normativne magme od hiperstensko-normativnih magmi. U okviru njega, u trouglu **Ol-Pl-Di** je prostor koji „sprečava” da pomenute magme kristališu zajedno na niskim pritiscima.

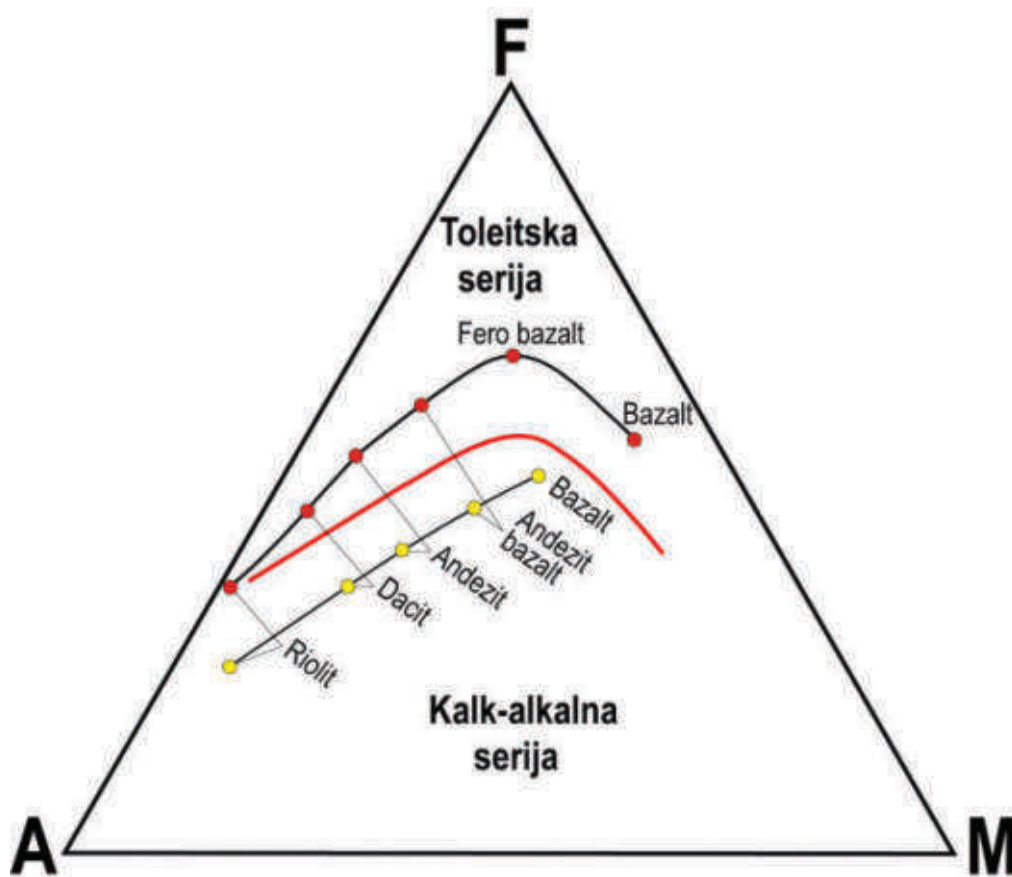
Na osnovu prikazanog, pojedini autori bazalte, prema stepenu zasićenja silicijom, dele na:

1. **kvarc toleite**, sa normativnim kvarcom i hiperstenom
2. **olivinske toleite**, sa normativnim olivinom i hiperstenom
3. **alkalne bazalte**, sa normativnim nefelinom.

Podsetimo se i klasifikacije Lemetra (*Le Maitre, 2002*), gde se prepoznaju subalkalni bazalti koji ne sadrže normativni nefelin.

AFM DIJAGRAMI

AFM dijagrami se najčešće koriste za razlikovanje toleitskih i kalk-alkalnih diferencijacionih trendova (slika 479). **Toleitski bazalti** su genetski vezani za srednjeokeanske grebene, tople tačke i kontinentalne riftove. Osim njih, postoji i **kalk-alkalna** serija koja je genetski vezana za zone subdukcije.



Slika 479. AFM dijagram za bazalte; crvena linija: granično područje, *Irvine i Baragar (1971)*

Toleitski bazalti, kao što znamo, zbog „rane” kristalizacije forsteritskog olivina i bazičnog plagioklasa, bogatiji su **Fe**, **SiO₂** i alkalijama.

Kalk-alkalni bazalti, nakon frakcionisanja, osiromašuju se **Fe** i **Mg** i obogaćuju alkalijama. To su, po sastavu, uglavnom andeziti, daciti, ritoliti, kao i visoko aluminijски bazalti (16–20% **Al₂O₃**) (*Irvine i Baragar, 1971*). Dominiraju u aktivnim kontinentalnim marginama, zonama subdukcije, gde formiraju ogromne batolite ili, u manjem obimu, vulkane.

Podela stena na osnovu **AFM** parametara treba da bude praćena i mineralnim sastavom.

BAZALTNI EKSPERIMENTALNI SISTEMI

Pomenimo i eksperimentalne sisteme zasnovane na bazaltima, koji najčešće koriste dve projekcione šeme. Prvi je takozvani sistem **CMAS**, gde se uzima hemizam bazalta sa sadržajem **CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂** (po čemu je i dobio naziv **CMAS**), a drugi koristi normativne minerale koji su računati na osnovu hemizma bazalta: nefelin-diopsid-olivin-anortit i kvarc.

Komponente **CMAS** sadrže oko 70–85% bazalta i preko 90% peridotita.

Zbog toga je ovaj sistem veoma čest kao uprošćen analogni primer za većinu kompleksnih bazaltnih i ultrabazičnih prirodnih sistema.

Sistemi **CMAS** su veoma korisni pri razmatranju stapanja omotača i pri stvaranju petroloških modela, kao i pri nastajanju različitih asocijacija stena pod različitim pritiscima itd.

Za interpretaciju rezultata, pored ostalih geoloških podataka, potrebno je i „mnogo” iskustva. Treba imati u vidu koje mineralne faze postoje u prirodnom sistemu, pri čemu je veoma teško utvrditi efekat svake pojedinačne komponente, s obzirom na to da neke komponente (natrijum) nisu uzete u obzir, iako mogu biti veoma važne za procese kristalizacije, stvaranje odgovarajućih mineralnih faza itd. Zapravo, eksperimenti koji su rađeni sa pomenutim oksidima nisu imali u vidu njihov uticaj, zbog čega je otvoreno pitanje da li su postavljene granice stabilnih faza pojedinih minerala tačno određene. O ovom „problemu” ima mnogo publikacija i korisnih diskusija, sugestija itd.

V.7.3.1.3 PODELA BAZALTA PREMA TEKTONSKOJ SREDINI STVARANJA

UVOD

Bazalti nastaju u različitim geološkim, tektonskim sredinama na Zemlji: srednjеокеanskim grebenima, ostrvskim lukovima, bazenima iza lukova, океanskim ostrvima, unutar kontinentalnih ploča itd.

U literaturi i pojedinim udžbenicima susrećemo se i sa pojmom *magmat-sko-tektonska asocijacija*, koji se odnosi na pomenute sredine stvaranja.

Hemijske razlike između bazalta su „relativno” male i „suptilne”, ali ukazuju na specifičnost procesa, uslova nastajanja, diferencijacije, asimilacije, sredine i načina smeštaja ovih stena.

Proučavanjem ovih stena treba utvrditi i izdvojiti, pre svega, pojedine mikro-elemente i izotope koji ukazuju na petrotektonsko okruženje (sredinu smeštaja) ovih stena, uključujući i procese stvaranja i diferencijaciju bazaltne magme.

V.7.3.1.3.1 BAZALTI SREDNJEОKEANSKIH GREBENA, MORB

Srednjеокеanski grebeni su mesta gde se izliva velika količina bazalta i najveći su „proizvođači” magme (lave) na Zemlji (slika 480). Magmatska aktivnost je stalna i kontinuirana već 200 miliona godina. Tu se neprekidno stvara океanska kora, a grebeni zauzimaju ogromne površine, kako smo naveli u poglavlju o tektonici ploča, od preko 60.000 km² (**Fowler, 2005**).



Slika 480. Najveći okeanski grebeni na Zemlji (Atlantski i Pacifički) mesta su gde se izliva ogromna količina bazalta

Podsetimo da okeanski grebeni nisu centralno pozicionirani u okeanima. Gravitacione studije pokazuju da su okeanski grebeni u izostatskoj ravnoteži, iz čega možemo zaključiti da je povišenje grebena rezultat toplotnog širenja koje se „kompenzira” sa niskom gustinom omotača. Kako se ploča udaljava od grebena, kora se hladi, skuplja i postaje gušća.

Smatra se da je brzina hlađenja proporcionalna kvadratnom korenu vremena širenja. Pomenimo da brzina divergencije (širenja) ploča i njenih segmenata usled transformnih kretanja nije ista.

Smeštaj bazaltnih magmi u srednjeokeanskim riftovima je veoma složen proces. Intenzivna vulkanska aktivnost i ogromna količina bazaltnih lava u ovoj tektonskoj sredini, kao i njihova hemijska uniformnost, naveli su prve istraživače na pretpostavku da ove stene potiču iz primarne magme, izdvojene direktno iz omotača bez modifikacija (diferencijacije, kontaminacije itd.) na putu ka površini. Novija proučavanja pokazuju da su bazaltne magme diferencirane različitim procesima, uključujući frakcionu kristalizaciju, mešanje magmi i kontaminaciju okeanskom korom itd.

Podsetimo da je jedno od najvećih „geoloških otkrića” posle Drugog svet-skog rata bilo kada je snimanjem okeanskog dna podmornicom utvrđeno postojanje ogromnih podvodnih planinskih lanaca (okeanskih grebena) izgrađenih od bazalta koji su najčešće od 1 do 3 km iznad „ravnog” okeanskog dna. Oni pokrivaju približno jednu trećinu njegove površine (prikazano u poglavlju Tektonika ploča).

Uzorci bazalta za ispitivanja su u početku uzimani „grebanjem” po okeanskom dnu. Ova „tehnika” (metoda) još uvek je u upotrebi jer je relativno jeftina. Međutim, uzeti primerci nemaju informaciju o mestu uzimanja (položaj u slivu), zbog čega daju relativno malo informacija o međusobnom odnosu, vremenu stva-

ranja, uzroku promene mineralnog i hemijskog sastava bazalta.

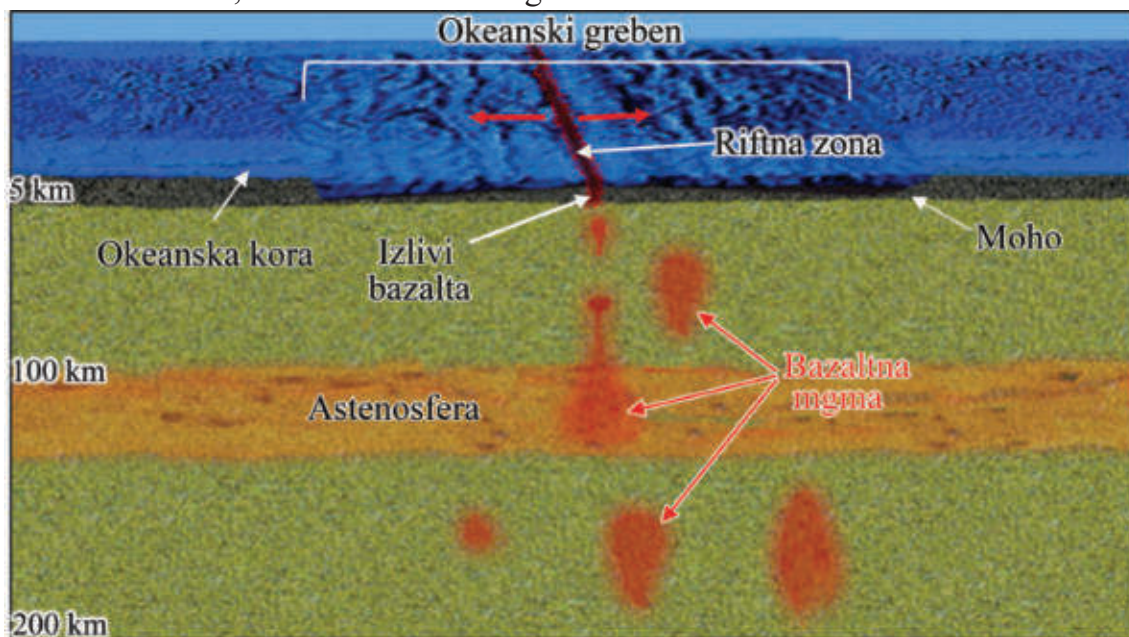
Projekat za dubinsko bušenje mora (DSDP) počeo je kasnih 1960-ih i dao je novu dimenziju istraživanja stena okeanske kore, kada su utvrđeni vertikalna promena sastava bazalta, broj i debljina slivova itd. Pomenimo da su bušotine bile duboke i do nekih 1500 m. Ovim ispitivanjima takođe je utvrđeno da na rastojanjima bušotina od „samo” nekoliko stotina metara „nedostaju” neki litološki članovi okeanske kore ili je njihov odnos, položaj drugačiji, tektonski itd.

Projekat **FAMOUS**, francusko-američka studija proučavanja bazalta pod morem, započela je 1971. godine. Uključivala je i detaljnu studiju, pregled i uzimanje uzoraka Srednjoatlantskog grebena u blizini Azora na 37° N, „pomoću” podmornica i instrumenata za daljinsko upravljanje kojima je prostor istraživao. „Novim tehnikama” napravljena je i topografska karta okeanskog dna, koja danas pruža važne informacije za proučavanje bazalta na ovom prostoru, srednjeokeanskih grebena. Ovim ispitivanjima otkriveni su i „spektakularni crni dimnjaci”, koje smo opisali u poglavlju Tektonika ploča.

Vratimo se petrologiji bazalta! Podsetimo se opšte prihvaćene hipoteze da su okeanski grebeni (riftovi) područja aktivnog uzdizanja delova gornjeg omotača, koji se zbog adijabatske dekompresije parcijalno stapa stvarajući bazalte, koji se ispod riftne zone akumuliraju, stvarajući magmatske komore. Širenjem i razmicanjem ploča nastaju rasedi, pukotine duž kojih se iz magmatske komore izlivaju bazalti na okeansko dno. Deo stvorene bazaltne magme ostaje u komori, kristališe u dubini stvarajući gabrove.

Procesi nastanka bazalta se ne dešavaju „izolovano” od fizičkih, hemijskih i termičkih procesa, konvekcionih strujanja u gornjem, a po nekim autorima, i donjem omotaču.

Morfologija okeanskog dna, riftne zone (slika 481) itd., opisana u poglavlju Tektonika ploča, zavise i od brzine kretanja i razmicanja ploča, načina i količine izlivenih bazalta, veličine i oblika magmatske komore itd.



Slika 481. Morfologija okeanskog grebena i riftne zone

Podina litosfere obeležena je izotermom 1200 °C, termičkim graničnim slojem koji odražava i značajnu promenu u mehaničkim, ali ne nužno i hemijskim svojstvima stena. Stene donjeg dela litosfere su slične stenama iz astenosfere (u kojoj ima do 5% parcijalnog rastopa magme), dok su gornji delovi osiromašeni pojedinim mikroelementima zbog „izvlačenja” (isceđivanja) i izlivanja stvorene magme u riftnim zonama, delom i zbog „potrošnje” za kontinentalnu koru. Okeanska litosfera se simetrično zadebljava od ose grebena (rifta) zahvaljujući i progresivnom hlađenju, do oko 60–80 km.

Hemijski sastav bazalta koji se stvaraju i izlivaju u srednjeokeanskim grebenima zavisi od niza faktora:

- 1) hemijskog i mineralnog sastava „izvornog” omotača koji se parcijalno stapa i daje bazalte;
- 2) stepena parcijalnog stapanja;
- 3) dubine na kojoj se proces dešava;
- 4) obima frakcione kristalizacije i procesa mešanja i kontaminacije magme tokom skladištenja (smeštaja) u podakcijalnim magmatskim komorama ili izlivanjem na okeansko dno i
- 5) načina i brzine smeštaja.

S obzirom na „mnogo” navedenih faktora, očigledno je zašto su **MORB** (akronim od engleskih reči *Middle Ocean Rift Basalts*) bazalti različitog sastava. Međutim, kada se ove stene razmatraju i analiziraju, samo na osnovu „osnovne” hemije, sadržaja makroelemenata, one su homogenog sastava, i njihovo se poreklo, nastanak može objasniti „jednostavnim” procesima. Međutim, na osnovu sadržaja mikroelemenata i izotopa, pomenuli smo, bazalti su raznolikog sastava usled gore navedenih procesa. Evo detalja:

a) Izvor, mesto stvaranja bazalta srednjeokeanskih grebena je spinel ili plagioklas lertzolit, koji je vezan za područja nižih pritisaka, tj. javljaju se na manjim dubinama, do 80 km. Neki bazalti **MORB**, smatra se, su nastali parcijalnim stapanjem „obogaćenog” omotača na većim dubinama (dublji delovi gornjeg omotača).

b) Prema eksperimentalnim podacima, termodinamičkim proračunima i geochemiji bazalta, smatra se da je potrebno „najmanje” 20% parcijalnog stapanja da bi nastale „primitivnije” bazaltne magme (bogate magnezijum-oksikom). Za pikritski sastav potreban je viši stepen parcijalnog stapanja.

c) Dubina na kojoj se odvija parcijalno stapanje je, smatra se, 60–80 km, a segregacija u magmatskim komorama je na manjim dubinama, oko 20–30 km.

Pomenuti zaključci su u saglasnosti sa termodinamičkim podacima (*Bender i dr., 1978, Green i dr., 1979, Stolper, 1980*). Iz navedenog se može zaključiti da roditeljske magme **MORB** imaju „zadnju” ravnotežu unutar polja stabilnosti spinel lertzolita, što je u skladu sa njihovom geochemijom. Primarne magme se evoluiraju

(diferenciraju) polibarnim procesima parcijalnog stapanja u dijapirima, počevši na većim dubinama, da bi na 20–30 km bila „poslednja tačka ujednačavanja” (stabilizacije minerala) unutar gornjeg omotača. Ovde dolazi do segregacije, kristalizacije minerala, kojima se definišu i geohemijska svojstva ovih magmi.

Navedeno je u saglasnosti s geofizičkim istraživanjima. „Prigušenja” P i S talasa (manje brzine) ukazuju na to da se proces parcijalnog stapanja dešava na dubini od 60 km do 80 km. Kada se stvorena magma uzdiže, ona privremeno staje kada dolazi do formiranja magmatskih komora.

d) Frakciona kristalizacija ima veliki uticaj na mineralni i hemijski sastav bazalta stvorenih u srednjeokeanskim riftovima. Procesi kristalizacije u rezervoarima ispod riftova sa brzim širenjem značajno se razlikuju od kristalizacije bazalta ispod riftova sa sporim širenjem, gde su magmatski rezervoari manji i verovatno međusobno nepovezani.

Frakciona kristalizacija je još uvek predmet „velikih” rasprava, tj. postoje različita mišljenja. Glavna kontroverza odnosi se na veličinu i oblik komore u kojoj se dešavaju pomenuti procesi uz lokalna konvekciona strujanja, asimilaciju sa okolnim stenama itd. Smatra se da velike subaksijalne magmatske komore ne mogu postojati na sporo širećim grebenima (atlantski tip), zbog čega se pomenuti procesi razlikuju u odnosu na velike magmatske komore koje se nalaze ispod brzo širećih riftova.

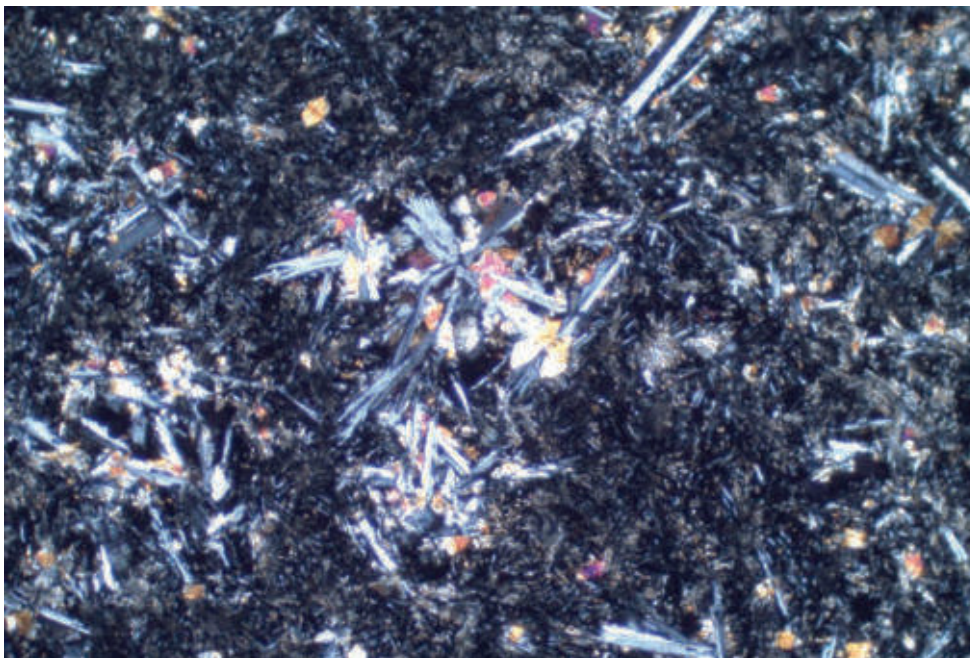
Većina modela kristalizacije bazaltne magme u rezervoarima pretpostavlja izdvajanje ultrabazičnih kumulata i kristalizaciju gabrova i bazalta iz diferenciranog rastopa. Postoji niz otvorenih pitanja koja se moraju uzeti u obzir prilikom objašnjavanja procesa kristalizacije u pomenutim uslovima, kao što su karakter diferencijacije magme, mogućnost neprekidnog dopunjavanja magmatskih rezervoara, i da li i koliko se magme niskog i visokog stepena parcijalnog stapanja mogu mešati itd.

Tipičan” bazalt **MORB** je olivinski toleit, sa niskim sadržajem K_2O (<0,2%) i niskim TiO_2 (<2,0%) u poređenju s većinom drugih bazalta. Zbog toga se **MORB** hemijski razlikuje od bazalta drugih petrogenetskih asocijacija. Bazalti srednjeokeanskih riftova su tamne, kompaktne sitnozrne stene (slika 482).



Slika 482. Uzorak bazalta (deopillow lave), Uskrsnja ostrva

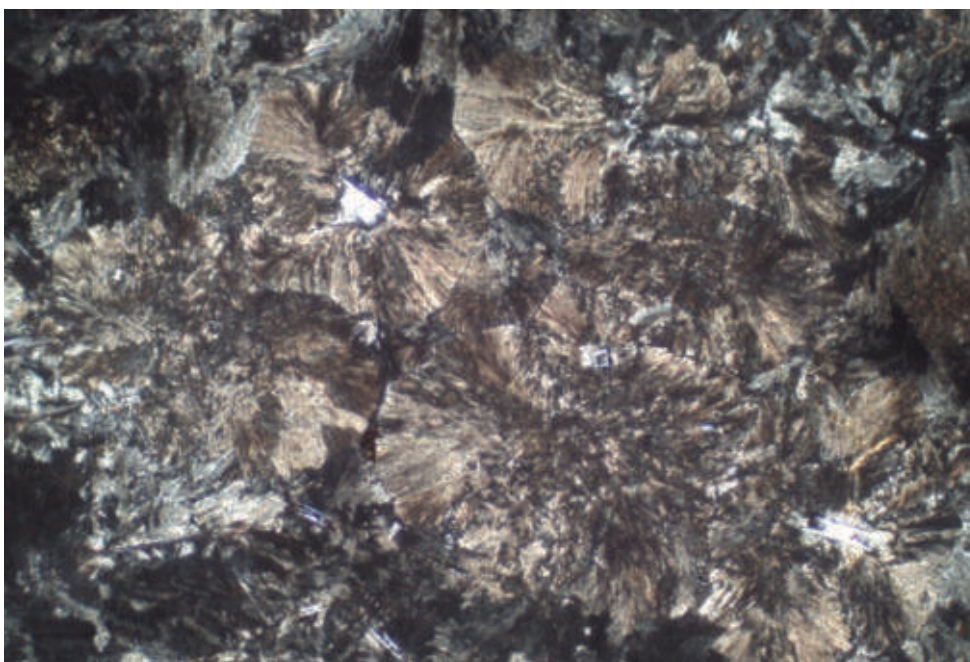
Strukture su porfirske, obično sa staklastom osnovnom masom, ponekad i subofitske do ofitske (slika 483).



Slika 483. Bazalt sa dna Pacifika (Uskršnja ostrva); N+, 60x

Uobičajeni fenokristali su bazični plagioklas (An_{70-90}), olivin (Fo_{65-90}), **Mg-Cr** spinel i **Fe-Ti** oksid (obično ilmenit, koji se uglavnom javlja u osnovnoj masi).

Sreću se i samo bazaltna stakla (slika 484) koja su hemijski veoma važna jer predstavljaju sastav rastopa koji se nije menjao, diferencirao, pa su pogodni za detaljna petrološka proučavanja ovih stena.



Slika 484. Bazaltno staklo, Uskršnja ostrva;; N+, 80x

SPILITI

U okvir bazalta srednjeokeanskih grebena pojedini autori svrstavaju i spilite, koji se sa njima javljaju. Spiliti su sitnozrne, često afanitične stene zelene boje, koje se najčešće javljaju kao izlivi (slika 485) ili su konsolidovani kao *pillow lave*. Ponekad grade manje mase ili žice, proslojke u slabo metamorfisanim stenama. Nastaju submarinskim izlivanjem ili intruzijom bazične lave, najčešće u području srednjeokeanskih grebena.



Slika 485. Izdanak spilita, Đerdap (tunel 17); gore desno: detalj stene

Izgrađeni su od nisko temperaturne asocijacije minerala: albita, hlorita, epidota, coisita, pumpelita (ne uvek), uralita (ne uvek) i kalcita (koji takođe nije redovan sastojak; slika 486). Strukture su **interetalne**, zbog brzog hlađenja lave, osnovna masa je najvećim delom vulkansko staklo, koje je obično devitrifikovano i alterisano. Može biti i ofitske, retko i porfirske strukture.



Slika 486 Spilit, Višegrad. Ab = albit, Cc = kalcit, Co = hlorit. N+, 60x.

Teksture su masivne. Ako se spiliti izliju na malim dubinama, često su u obliku ***pillow lava***, kada stena ima **vezikularnu, mandolastu teksturu** sa hloritom, zeolitom, kalcitom, amorfnom silicijom itd. (slika 487). Veličina vezikula (mandola) varira od nekoliko milimetara do, retko, više centimetara. U ovoj steni ponekad se uočavaju relikti primarnih minerala, najčešće monokliničnog piroksena, koji je delom ili potpuno zamenjen fibroznim amfibolom, uralitom. Od akcesornih minerala javlja se sfen, koji je često transformisan u leukoksen, ilmenit itd.



Slika 487. Mandole u spilitu (bele „tačke”), Đerdap, kod tunela 17

O poreklu albita, bitnog minerala u spilitima, postoje različita mišljenja. Jedna od hipoteza je da se izlivanjem tople bazaltne lave na okeansko dno okolna voda zagreva i dobija hidrotermalna svojstva. Ona reaguje sa primarnim mineralima stvarajući nove, stabilne minerale na nižim temperaturama. Bazični plagioklas reaguje sa morskom vodom bogatom natrijom i biva zamenjen albitom i coisitom, ponekad i pumpelitom. Proces se naziva albitizacija (koristi se i naziv *spilitizacija*), i čest je kod submarinskih bazičnih efuziva.

Monoklinični pirokseni se zamenjuju uralitom, hloritom, a sfen se transformiše u leukoksen. Deo bazaltne lave koji nije uskristalisao brže se alteriše. Stvaraju se sitnozrna do zemljasta nagomilavanja epidota, hlorita itd. Uz prinos kalcijuma iz morske vode (deo dolazi iz bazičnog plagioklasa) nastaje i kalcit. Tako nastaju spiliti, izgrađeni od glavnih minerala, a to su, da ponovimo: albit, epidot, coisit, hlorit, uralit i kalcit (nisu redovni), leukoksen itd.

U pomenutom procesu hlađenja lave i zagrejanje morske vode dolazi i do izdvajanja i taloženja inkompatibilnih elemenata, pre svega metala kao što su kobalt, bakar, mangan, olovo, cink itd., koji zbog svojih geohemijskih svojstava nisu ušli

u građu glavnih silikatnih minerala. Kada se akumuliraju u većoj količini, stvaraju rudna ležišta metala koja se mogu eksploatirati (primer mineralizacije bakra u bazaltima Lajkovača koji su deo ofiolita itd. U okviru ovog procesa su i čuveni „crni dimnjaci”, koje smo opisali.

Druga hipoteza nastanka spilita je da su ove stene nastale iz bazičnih magmi koje su bile primarno bogate vodom, zbog čega imaju niske temperature, prema nekim autorima oko 450 °C (u nekim udžbenicima se sreće i izraz *spilitiska magma*). U ovim uslovima direktno kristališu minerali stabilni na pomenutim niskim temperaturama: albit, coisit, hlorit, epidot, a javljaju se i pumpelit, uralit i kalcit. Od akcesornih minerala javlja se leukosen ili titanov oksid, takođe često promenjen i alterisan u leukoksen.

Na okeanskom dnu, gde se izlivaju bazalti, spiliti itd., talože se i dubokomorski sitnozrni sedimenti, poput glina, karbonata, rožnaca itd. Često sadrže ostatke kalcijum-karbonatnih i silicijumskih ljuštura planktonskih organizama, koji najčešće nisu potpuno očvrsli, već su delimično konsolidovani, kao „muljevi”.

Oni su zasićeni i prezasićeni vodom, zbog čega često lako reaguju sa pomenutim lavama koje se submarinski izlivaju u određenim vremenskim intervalima. Danas, na kopnu, to su serije slojeva pomenutih stena sa proslojcima, interkalacijama spilita, debljine od desetak centimetara pa do više metara. U literaturi su poznate i kao vulkanogeno-sedimentne formacije (asocijacije).

Pomenimo i nastanak spilita u okviru **metamorfizma okeanskog dna**. Naziv je skovao Mijaširo (*Miyashiro i dr., 1971*) kako bi opisao vrstu metamorfnih procesa okeanske kore koji se dešavaju na niskim PT uslovima u području okeanskih grebena (riftova). Ova vrsta metamorfizma otkrivena je tek nakon Drugog svetskog rata istraživanjem okeanskog dna podmornicom i bušenjem, kada je uzet i analiziran veliki broj uzoraka bazalta.

Metamorfizam okeanskog dna pojedini autori svrstavaju i u **hidrotermalni metamorfizam** (pod uticajem hidrotermalnih rastvora), tj. zagrejanih okeanskih voda. Ako je tako, ova vrsta metamorfizma je regionalna i veći deo bazalta u području okeanskih grebena treba da bude promenjen. Prema rezultatima velikog broja istraživanja, međutim, ove pojave su u pomenutom prostoru lokalne.

Spiliti mogu biti i kontaktno-metamorfne stene. Nastaju kada rastvor određenog sastava dolazi u dodir sa bazičnim stenama. Najintenzivniji i najčešći proces je vezan za plitko smeštene bazične intruzije bogate vodom, kada se oslobađaju rastvori sa natrijom, silicijom i drugim komponentama koji vrše hidrotermalnu transformaciju, uz istovremenu albitizaciju glinovitih stena.

Nastaju albit, hlorit, kvarc, aktinolit, epidot, sericit, talk, retko amfiboli itd. Ako su pomenuti minerali homogeno raspoređeni u masi stene, stena se naziva **adinol**. Ako je stena trakaste građe, sa mineralima koji grade nagomilanja i tanke slojeve, naziva se **desmozit**, a ako je pegava, naziva se **spilozit** (preuzeto iz S. Karamata 1967, Petrogeneza str. 311).

Spiliti se javljaju i u rifeokambrijskim stenama koje se nazivaju i **zeleni pojase-**

vi (engl. *greenschist belts*) ili jednostavno zelene stene. Nastali su submarinskim izlivanjem bazičnih lava i njihovih piroklastita, koji su metamorfisani u uslovima facije zelenih škriljaca. Danas su to sericitsko-hloritski škriljci, albit-hlorit-epidotski škriljci itd., koji se smenjuju sa spilitima koji su manje metamorfisani zbog veće duktilnosti (čvrstoće). Sa pomenutim stenama često se javljaju kvarckeratofiri i keratofiri.

Zelenih stena sa spilitima ima kod Paraćinske glavice, Rama, Vlasotinaca, Turije i Sene itd., gde grade više zona (pojaseva) dužine i par stotina kilometara (detaljnije opisano u poglavlju o metamorfnim stenama).

Na kontaktu zelenih stena sa hercinskim granitima u Istočnoj Srbiji uočene su pojave zlata. To su kvarcne žice koje se javljaju kao proslojci, sočiva i žice u zelenim stenama, a potiču iz hercinskih granita.

Spiliti se javljaju i u permu, zajedno sa kvarcporfirima, kao i u srednjotrijskim vulkanitima i mezozojskim ofiolitima.

U srednjem trijasu (aniziku, ladinu) vulkanizam je andezitski, sa pojavama spilita, keratofira i kvarckeratofira, koji grade „čuvenu” porfirit rožnačku formaciju, u kojoj se javlja i mineralizacija sa olovom i cinkom.

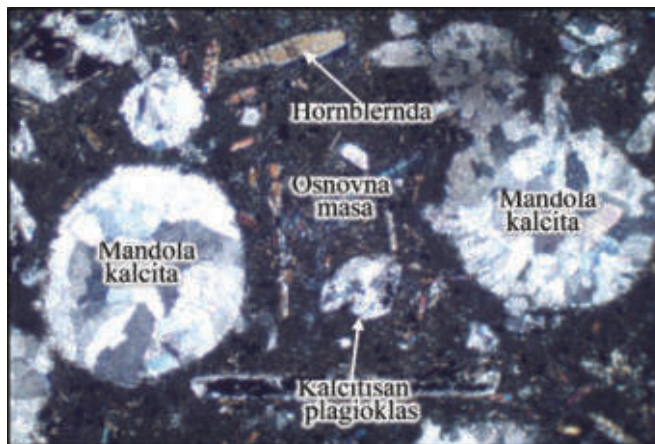
Radeći na njima dugi niz godina zajedno sa kolegama, primetili smo da su neki bazalti, nakon detaljnog optičkog i hemijskog ispitivanja, „postali” spiliti. Ima i pojava sa pumpelitom (Zlatarska reka kod Nove Varoši) ili predivnih *pillow* lava sa proslojcima rožnaca (put Bistrica–Priboj itd.). Slično je i sa Maljenom, područjem Kraljeva, Čačka...

U plitkim submarinskim uslovima, ove lave mogu dati stene sa porfirskom strukturom i mandolastom teksturom, kada su crveno-mrke ili ljubičaste boje (usled brze oksidacije gvožđa), a te stene nazivamo i **melaфирima** (slike 488 i 489).



Slika 488. Melaфир sa porfiritom, srednji trijas, Budva; dole levo: uzorak stene

Ovaj termin, naziv stene, sve je manje u upotrebi. Ako ove stene kristališu na većim dubinama, stvaraju se manje mase, tela zrnaste strukture, koje se nazivaju **helsinkitima**. Izgrađeni su od albita, epidota, coisita, hlorita i malo biotita. Zaključimo sa još jednom konstatacijom. Kristalnom diferencijacijom bazaltnih magmi nastaju i kiseliji diferencijati, izgrađeni od albita, femskih sastojaka i kvarca. Po sastavu odgovaraju riolitima (kvarcporfirima) ili trahitima, (porfirima), kada ne sadrže kvarc. O ovim stenama biće više reči u posebnom poglavlju Granitoidi. Spiliti nisu pogodni za građevinski materijal zbog nepovoljnog lučenja i mineralnog sastava (hlorit, kalcit itd.), zbog čega imaju slaba fizičko-mehanička svojstva.



Slika 489. Mikrosnimak melafira; N+, 60x

HEMIJSKI SASTAV BAZALTA SREDNJEOKEANSKIH GREBENA

Bazalti **MORB** su hemijski i izotopno heterogeni, što ukazuje na složeni niz procesa stvaranja, kretanja magme, njene diferencijacije, kontaminacije, tektonskog smeštaja itd. Proučavanjem bazalta srednjeokeanskih riftova utvrđeno je da su ove stene različitog mineralnog i hemijskog sastava, čak i unutar jednog lokaliteta. Tako na primer, na Islandu i severnom delu Atlantskog rifta oko 90% lava su bazalti toleitskog sastava, ali se u obodnim delovima ovih riftnih zona javljaju alkalni bazalti.

Bazalti koji se izliju u srednjeokeanskim grebenima su toleitski bazalti, izgrađeni od fenokristala plagioklasa, koji su obično najzastupljeniji, zatim augita i olivina (nije uvek prisutan). Alkalni bazalti su retki. Ove stene mogu biti i staklaste bez navedenih fenokristala, što ukazuje na brzo hlađenje magme (lave) izlivena u „hladno” podmorsko okruženje, okeansko dno.

Bazalti srednjeokeanskog grebena sadrže od 47–51% SiO_2 , 14–17% Al_2O_3 , 6–12% MgO , ispod 0,3% K_2O itd. Smanjenje Al_2O_3 , CaO i MgO u „skladu” je sa kristalizacijom plagioklasa i olivina. Kristalizacija ovih faza sama po sebi ne bi dovela do uočenog smanjenja CaO , zbog čega je potrebno da se uzme i druga faza bogata kalcijumom, augit. I ukupno gvožđe (FeO^{tot}) i TiO_2 se ponašaju inkompatibilno. Njihov sadržaj se povećava sa smanjenjem MgO , što ukazuje na to da pirokseni nisu među prvima kristalisali. Podsetimo se da se sastav ovih stena može odrediti i iz bazalnog stakla, za koje se smatra da je najbolji „pokazatelj” hemizma jer nije bilo diferencijacije i migracije pojedinih hemijskih komponenti. Ispitivanja velikog broja lokaliteta i velikog broja istraživača ukazuju na to da je većina bazalta **MORB** frakcionisana (olivin+ plagioklas±klinopiroksen), što je značajno uticalo i na njihova geohemijska svojstva.

O'Hara (*O'Hara, 1977*) naglašava i važnost mešanja magme i frakcije kristalizacije u „visokom” nivou (gornjem, površnom delu) magmatskih komora i stvaranju različitih vrsta magmi. Očigledno, procesi mešanja i frakcionisanja se povećavaju u velikim rezervoarima magme ispod rifta (grebena), što objašnjava zašto su pacifički bazalti **MORB** više evoluirali (diferencirani) od bazalta Atlantika.

Na osnovu sadržaja glavnih elemenata, bazalti srednjeokeanskih riftova su slični toleitima okeanskih ostrva i toleitima ostrvskih lukova, ali ove stene imaju niže sadržaje inkompatibilnih elemenata, **Ti, P, K, Rb** i **Ba**. Nizak sadržaj **K₂O** posebno je dobar indikator za razlikovanje bazalta srednjeokeanskih grebena od bazalta stvorenih u drugim tektonskim sredinama.

U pojedinim udžbenicima u okviru bazalta **MORB** pominju se i komatiti, koje smo opisali u prethodnom poglavlju. To su stene specifičnog hemijskog sastava koje se javljaju u asocijaciji sa ultrabazičnim, bazičnim i kiselim lavama. Po sastavu, komatiti variraju od bazalta (bazaltni komatiti) do ekstremno ultrabazičnih tipova sa više od 20% **MgO** (peridotitski komatiti).

Visok sadržaj **MgO** i nizak sadržaj **Al₂O₃** odražavaju visok sadržaj olivina i nizak sadržaj feldspata. Smatram da termin, naziv stene *komatit* treba ograničiti samo na ultrabazične stene sa sadržajem **MgO** više od 18 tež.%, dok stene sa manje magnezijuma treba zvati *komatitski bazalt*.

GEOHEMIJA BAZALTA MORB

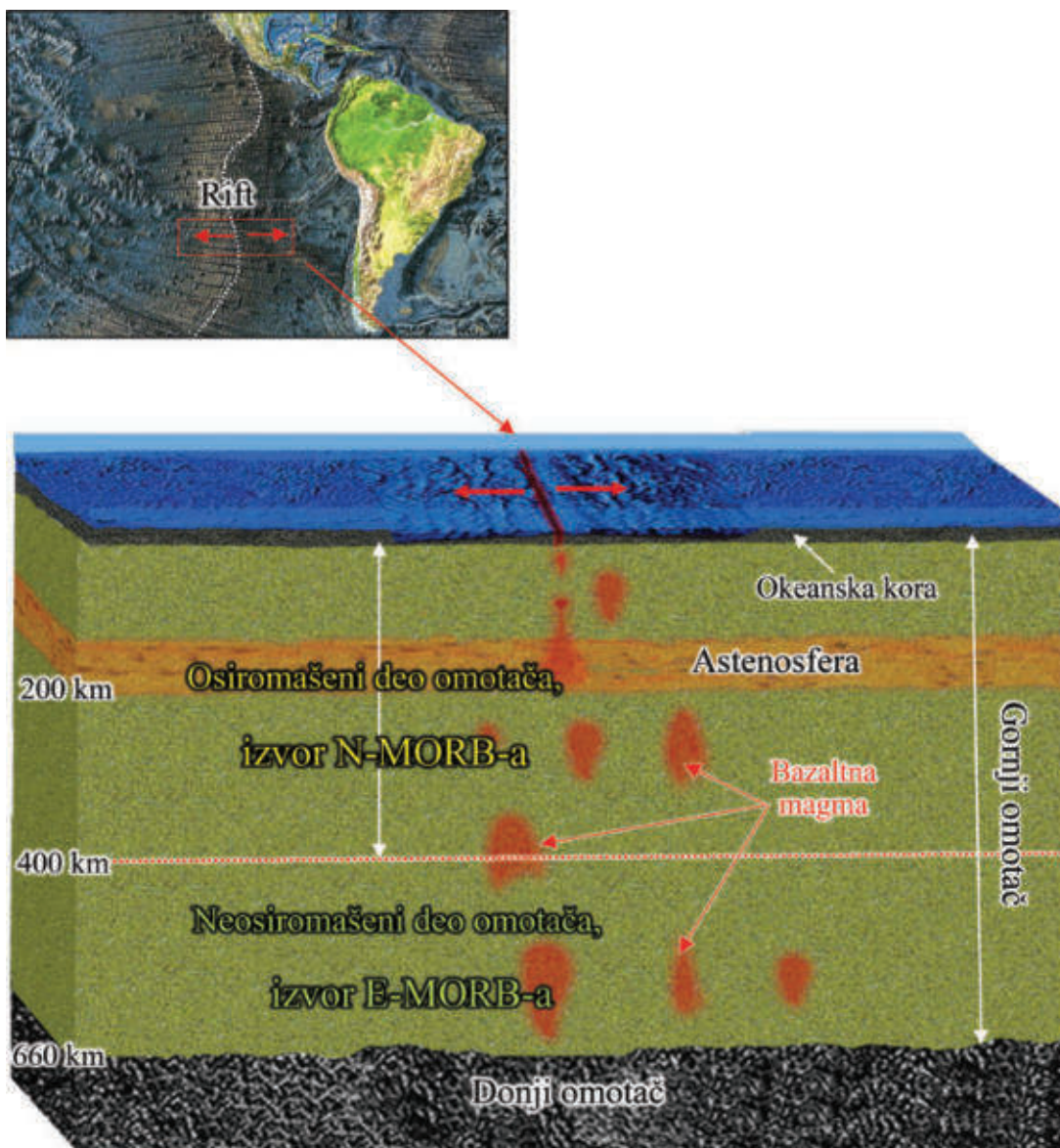
SADRŽAJI MIKROELEMENATA

U srednjeokeanskim riftovima izlivaju se bazalti sličnog ili identičnog mineralnog sastava, ali sa različitim sadržajem mikroelemenata, elemenata retkih zemalja i izotopa. Izvorna heterogenost je važan parametar nastanka bazalta **MORB**, a posledica je frakcije kristalizacije, mešanja magmi, različitog stepena parcijalnog stapanja, sastava gornjeg omotača itd.

Većina bazalta **MORB** ima niže sadržaje mikroelemenata sa niskim naelektrisanjem (valentnošću) i većim radijusom, katjonima **Cs, Rb, K, Ba, Pb** i **Sr** u odnosu na bazalte okeanskih ostrva i kontinentalne toleite. Oni su uglavnom inkompatibilni, ali „osetljivi” na alteracije, posebno sa morskom vodom, zbog čega treba biti „oprezan” kod izvođenja zaključaka na osnovu sadržaja ovih elemenata. Posebno je važno da se hemijske analize, ako je to moguće, rade od svežih uzoraka stene, najbolje od svežeg bazalnog stakla. Prema rezultatima velikog broja mineraloških, hemijskih (geohemijskih) istraživanja i sadržaja pojedinih izotopa utvrđena su dva krajnja tipa bazalta koja su nastala u srednjeokeanskim riftovima, grebenima:

1. **Normalni, bazalti N-MORB** (akronim od engl. *normal mid ocean basalts*), gde su **LREE** i inkompatibilni mikroelementi osiromašeni (manje ih ima) kada se normalizuju na primitivni omotač. Ove stene su prema većini autora najzastupljenije (slika 490). Smatra se da bazalti potiču iz gornjeg dela gornjeg omotača (iznad 400 km),

koji je osiromašen pojedinim mikroelementima, verovatno još u fazi formiranja prve kontinentalne kore (*Milovanović i dr., 2001*). Javljaju se u Pacifiku i u Atlantiku, južnije od 30°. Imaju visok sadržaj odnosa **K/Ba**, **K/Rb**, **Zr/Nb** i nizak sadržaj $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.



Slika 490. Mesto stvaranja N-MORB-a i E-MORB-a

2. **Obogaćeni, bazalti E-MORB** (akronim od engl. *enriched middle ocean basalts*), za koje se sreće se i izraz **bazalti P-MORB** (akronim od engl. *plume middle ocean basalts*), koji imaju veće sadržaje **LREE**, inkompatibilnih elemenata, kada se normalizuju na primitivni omotač. Odnosi **K/Ba**, **K/Rb**, **La/Ce** i **Zr/Nb** su niži od **N-tipa MORB** i „uporedivi” su (sličnijeg sastava) sa bazaltima okeanskih ostrva.

Pretpostavlja se da su **E-MORB** (tj. **P-MORB**) tipovi bazalta izdvojeni iz donjeg, neosiromašenog dela gornjeg omotača (ispod 400 km dubine), mada ima mišljenja da ove stene potiču iz obogaćenih „kapljica” u omotaču (*hot spot rasto-pa*). Javljaju se u severnom Atlantiku (severnije od 30°) i na Galapagosu.

Pojedini autori zbog „nejasne” granice u sadržaju pomenutih mikroelemenata izdvajaju i treću, **prelaznu grupu bazalta – T-MORB** (prelazni, engl. *transitional*), koji formiraju kontinuirani prelaz između N- i E-tipova, što se objašnjava i mešanjem dva pomenuta tipa magme zbog čega **T-MORB** ne znače treći, različiti izvor. Grupa „velikih” valentnih katjona (**Th**, **U**, **Zr**, **Hf**, **Nb** i **Ta**) pripada imobilnim elementima i rezistentna je na hidrotermalne i površinske alteracije (uključujući **Ti**, **Y**, **P**, **Sr** itd.), zbog čega se oni, zajedno sa drugim elementima „otpornim” (rezistentnim) na alteracije (**Ti**, **Y**, **P** i **Sr**), često koriste za izradu diskriminacionih dijagrama bazalta stvorenih u različitim tektonskim sredinama.

Ovi elementi su „osiromašeni” (ima ih manje) u **N-MORB** u odnosu na E-tip kao i P-tip, koji pojedini autori vezuju sa okeanskim ostrvima.

Odnos **Zr/Nb** je posebno koristan diskriminant; **N-MORB** ima visoke odnose (> 30), dok **E-MORB** ima nizak odnos (ispod 10), sličan okeanskim bazaltima (**P-MORB**). Odnos sadržaja **Zr/Nb** i **La/Sm** je naročito indikativan diskriminant. Tako, na primer, bazalti srednjeokeanskih riftova tipa **N** imaju odnos sadržaja ovih elemenata veći od 50, dok je u bazaltima tipa **P** taj odnos znatno manji, oko 10. Koeficijenti raspodele **Cr**, **V**, **Sc**, **Ni** i **Co** tokom parcijalnog stapanja ukazuju na to da **Ni** i **Co** „ostaju” u olivinu (rezistat koji nije stapan), dok **Sc**, **Cr** i **V** „odlaze” u klinopiroksene. Na taj način, sadržaji ovih elemenata su „koristan” pokazatelj petrogenetskih procesa.

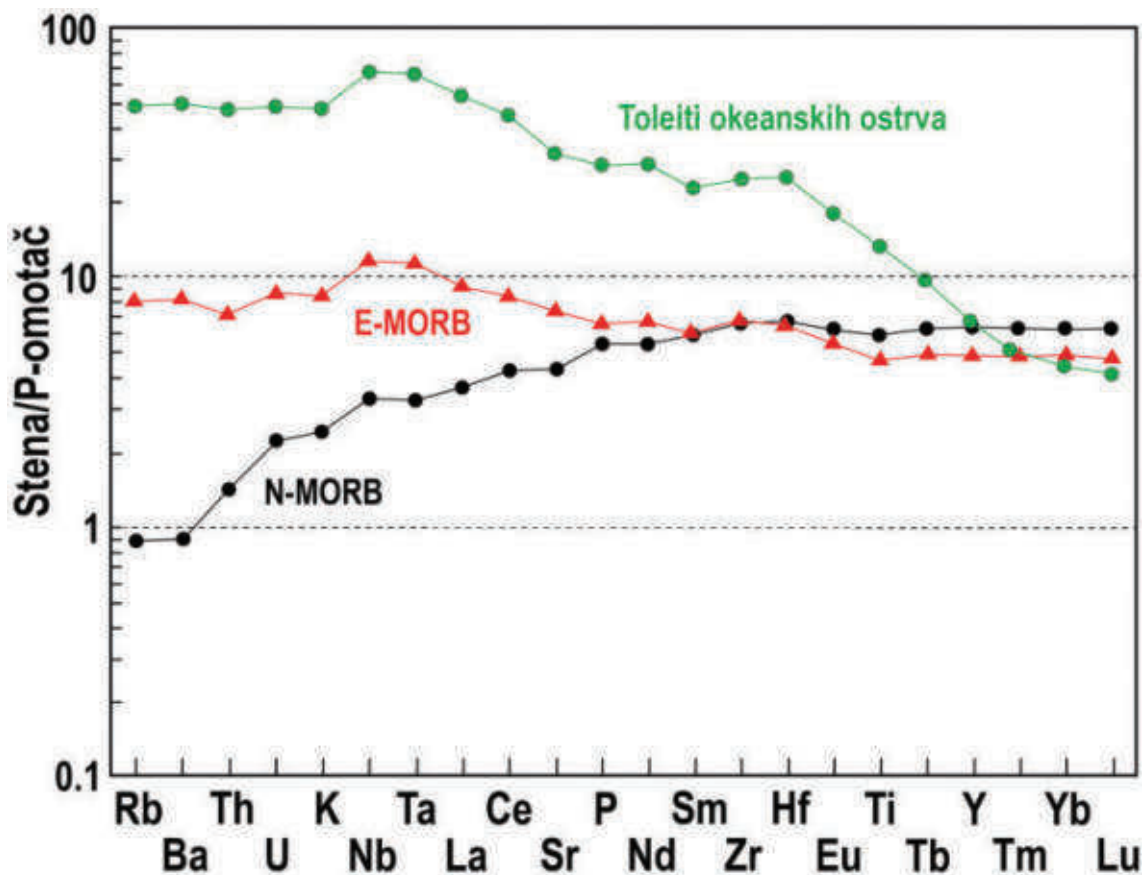
Uprkos kontroverzama oko izbora odgovarajućih koeficijenata olivin/ bazaltne rastop, nema sumnje da je sadržaj **Ni** u **MORB-u** kontrolisan frakcionisanjem olivina.

Sadržaj **Ni** se kreće od >300 ppm u primitivnim staklastim bazaltima, dok je u „visoko” razvijenim (diferenciranim) bazaltima „samo” 25 ppm i dobro se koreliše sa sadržajem **MgO**. **Cr** se slično ponaša, od 700 ppm u primitivnim do 100 ppm u „dobro” frakcionisanim bazaltima.

Na dijagramu normalizovanom na primitivni omotač (slika 491), jasno se uočava razlika u sadržaju pojedinih mikroelemenata između **E-MORB-a**, bazalta okeanskih ostrva, i bazalta srednjeokeanskih grebena (**N-MORB-a**).

Očigledno je „osiromašenje” u većini inkompatibilnih mikroelemenata u bazaltu **N-MORB**, jer to odražava slična osiromašenja u njihovom izvornom omotaču. Ovo može biti „dugoročni” fenomen koji se odnosi na kontinuiranu ekstrakciju (izdvajanje) i stvaranje kontinentalne kore iz gornjeg dela gornjeg omotača. Pomenuto ukazuje na to da izvori **P-tip MORB-a** i toleiti okeanskih ostrva imaju slične geohemijske karakteristike (detaljnije u poglavlju Bazalti okeanskih ostrva). Bazalti **N-MORB**, kada se normalizuju na primitivni omotač (engl. *primordial mantle*), imaju nizak sadržaj **K₂O** i jako su osiromašeni u litofilnim (**LIL**) elementima (poput **Cs**, **Rb** i **Ba**), zatim **HFS** elementima (**Nb** i **Ta**) i lakim retkim zemljama (**LREE**), kao što su **La**, **Ce**, **Pr**, **Nd** i **Sm**. Pomenuta geohemijska svojstva ukazuju na to da su bazalti **N-MORB** nastali parcijalnim stapanjem stena gornjeg dela gornjeg omotača, lervolita sa 20–30% parcijalnog stapanja, tj. njegovog osiromašenog gornjeg, plićeg dela (*Frey i Haskins, 1964; Gast, 1968*). On je „prošao” prethod-

ne cikluse parcijalnog stapanja, kada su u velikoj meri „uklonjeni” inkompatibilni elementi koji su potrošeni na stvaranje kontinentalne kore. Po istom kriterijumu, u pomenutoj normalizaciji **E-MORB (P-MORB)** „obogaćeni” su inkompatibilnim mikroelementima (**LREE, HFS, LIL**) u odnosu na **N-MORB**. Oni vode poreklo iz dubljeg, neosiromašenog dela gornjeg omotača koji nije „učestvovao” u stvaranju kontinentalne kore (zato i nije osiromašen). Pojedini autori bazalte **E-MORB**, kako smo pomenuli, vezuju za „obogaćene” kapljice, plume, tj. *hot spot* magme. Ideja



Slika 491. Sadržaji pojedinih mikroelemenata za N-MORB, E-MORB i bazalte okeanskih ostrva normalizovani na primitivni omotač (Sun i McDonough, 1989)

o „ubrizgavanju” kapljice, plume ispod osa srednjeokeanskih grebena nastala je u studijama u severnom delu srednjoatlantskog grebena (**Schilling, 1973**). U originalnom modelu Vilsona (**J. T. Wilson, 1973**) smatralo se da su žarišne tačke fiksne, više ili manje neprekidne i da dolaze iz donjeg omotača (sloja „D”). Na grebenima sa sporim širenjem (Srednjoatlantski greben), topla tačka je jasno „vidljiva” kroz geohemijska svojstva, dok se na „brdovitim” grebenima (npr. istočna obala Pacifika) može „razvodniti” zbog brzog snabdevanja astenosferskim materijalom. U ovom modelu, pojedini autori smatraju da su kapljice stigle do ispod ose rifta više ili manje „dobro” izmešane sa astenosferskim materijalom. Smatra se da su kapljice veće ispod lagano širećih grebena, a manje i brojnije ispod brzo širećih grebena.

ZAKLJUČIMO! Najprimitivniji bazalti među bazaltima **MORB** imaju 10% **MgO**, **M#** vrednosti od 70, sadržaj **Ni** od 300 ppm i fenokristale olivina sa visokim sadržajem forsterita (preko 90%). Smatra se da bi magme pomenutog sastava mogle biti i primarni parcijalni rastopi omotača (*Bender i dr., 1978*) i stoga nema „razloga” (potrebe) da se „predlaže” više pikritskih primarnih magmi. O’Hara (*O’Hara, 1968, 1977, 1981*) „dosledno” se zalagao za pikritske primarne magme u svojim modelima petrogeneze **MORB**-a. Teorija primarne magme sa visokim sadržajem **MgO** je „podržana” (potvrđena) i eksperimentima stapanja lertzolita i petrološkim studijama ofiolitskih kompleksa, ali nije u saglasnosti sa uzorcima uzetog bazaltnog stakla sa okeanskog dna, gde su sadržaji **MgO** i veći od 11%.

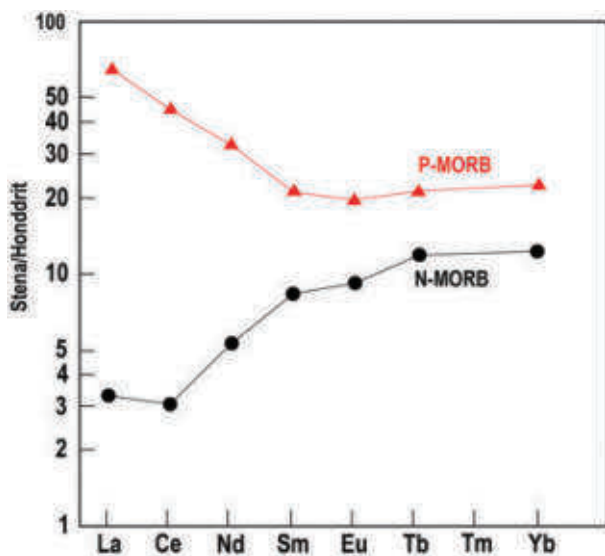
Hupert i Sparks (*Huppert & Sparks, 1984 i 1985*) „podržavaju” „pikritsku hipotezu” o primarnoj magmi (slažu se sa njom) i objašnjavaju nedostatak bazalta sa visokim sadržajem **MgO** kao posledicu fluidne dinamike takvih rastopa visoke gustine.

Na kraju diskusije o sadržaju i odnosima pojedinih mikroelemenata, pažnja, oprez! Postoji veliki broj geohemijskih diskriminacionih dijagrama za razlikovanje bazalta srednjeokeanskih riftova od bazalta stvaranih u drugim tektonskim sredinama, ali nijedan od njih **nije „sam” dovoljan za definisanje tektonske sredine stvaranja ovih stena**. Ovo je naročito važno u proučavanju bazalta mezozojske i paleozojske starosti. Zbog toga se diskriminacioni dijagrami moraju koristiti zajedno sa drugim geološkim podacima.

Predlažem detaljnu analizu praktično svakog elementa stene koju ispitujuete uz *sagledavanje opservacije na terenu i geološke građe područja na kome radite*. Prikupite što veći broj pokazatelja, geoloških podataka, koji će omogućiti „najbolje” izvedene zaključke u vezi sa proučavanjem „Vaših” bazalta, pre svega njihovog tektonskog smeštaja.

SADRŽAJ ELEMENATA RETKIH ZEMALJA

Na slici 492 prikazan je sadržaj elemenata retkih zemalja (**REE**) bazalta **MORB** normalizovan na hondrite. Tipični bazalti **N-MORB** imaju nefrakcionisane teške **REE** i jako su osiromašeni za lake **REE**. Primitivni bazalti (**P-MORB**) imaju sadržaje **HREE** oko 20 puta i **LREE** i do 50 puta veće od hondrita. Frakciona kristalizacija koja uključuje olivin, plagioklase, klinopiroksen i spinel povećava ukupan sadržaj **REE** u evoluiranim (više diferenciranim) bazaltima. Podsetimo se da negativna anomalija Eu nastaje frakcionisanjem plagioklasa. Kada je visok stepen parcijalnog stapanja (> 10%), **REE** ne bi trebalo da frakcionišu, zbog čega odnosi **La/Sm**, **La/Yb** i **La/Ce** odražavaju iste odnose kao i u izvoru, delu gornjeg omotača gde su i nastale. Pomenimo da postoji dobra korelacija između **La/Sm** i odnosa **Zr/Nb** za bazalte **MORB**-a iz Atlantskog, Tihog i Indijskog okeana, što sugerise da binarno mešanje krajnjih članova izvornih komponenti može biti značajno u određivanju njihovih geohemijskih karakteristika. Neki istraživači smatraju da se odnos **La/Sm** koristi kao „mera” obogaćenja **LREE** nasuprot bazaltima



Slika 492. Sadržaji elemenata retkih zemalja (REE) u bazaltima N-MORB i P-MORB (podaci iz Schilling i dr., 1983)

osiromašenim **LREE** (ima i predloga da to budu odnosi **La/Lu** ili **La/Yb**) koja se odnosi na ceo **REE** dijagram. bazalti **E-MORB**, kada se normalizuju na hondrite, imaju odnos **La/Sm** > 1. Sadržaj lantana u bazaltima **N-MORB** je 1–5 ppm, dok je u **E-MORB**-u znatno veći, i do 100 ppm. Objašnjenje razlike u sadržajima pojedinih mikroelemenata je da su bazalti **E-MORB** nastali na većim dubinama i manjim stepenom parcijalnog stapanja (~10–15%) zbog čega su inkompatibilni elementi obogaćeni. Pojedini autori smatraju da su bazalti **E-MORB** nastali mešanjem magmi ili procesima

asimilacije sa okolnim stenama okeanske (reciklirane) litosfere. Pomenute razlike u sadržaju **REE** nisu samo rezultat parcijalnog stapanja ili frakcione kristalizacije, već ukazuju i na različite izvore u omotaču gde su stvarani (navedeno o ponašanju **REE** u poglavlju Magma).

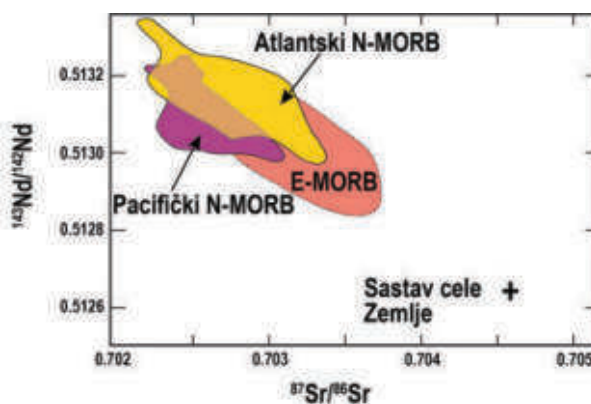
SADRŽAJ IZOTOPA

Izotopi ne frakcionišu tokom parcijalnog stapanja ili frakcione kristalizacije i važni su pokazatelji izvora stvaranja. Proučavanja izotopa **Sr**, **Nd** i **Pb** ukazuju na heterogenost izvora bazalta srednjeokeanskih riftova.

Generalno posmatrano, bazalti **N-MORB** imaju „ograničen” odnos sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u opsegu 0,7024–0,7030, dok je taj odnos u **P-MORB**-u viši – 0,7030–0,7035, sličan bazaltima okeanskih ostrva (0,7030–0,7050).

Bazalti Istočnopacifičkog grebena imaju znatno užu raspon odnosa sadržaja izotopa **Sr**, **Nd** i **Pb** u poređenju sa bazaltima iz Indijskog okeana, Atlantskog rifta ili bazaltima okeanskih ostrva, verovatno zbog većeg stepena parcijalnog stapanja koji je vezan za riftove sa brzim širenjem (slika 493).

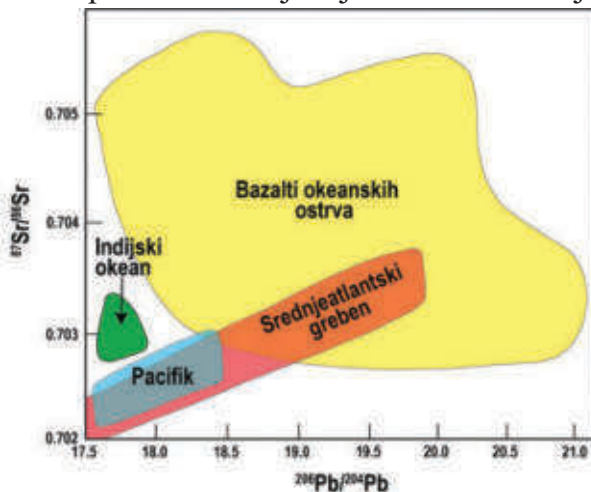
Bazalti **N-MORB** su „osiromašeni” izotopima **Nd**, **Sr**, **Pb** i **He** u poređenju sa izotopskim sistemima nediferencirane cele planete (tj.



Slika 493. Sadržaji izotopa **Sr** i **Nd** u bazaltima Atlantika i Pacifika (Ito i dr. 1987 i Le Roex i dr., 1983)

ako je naša planeta kao celina imala isti izotopski sastav). Izotopi „dugog” poluživota **Nd**, **Sr** i **Hf** takođe potvrđuju postojanje snažno osiromašenog dela gornjeg omotača (od astenosfere ka površini). Smatra se da većina magme koja hrani okeanske grebene ili formira rezervoare dolazi iz tog dela. Na slici 494 prikazani su odnosi sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ naspram $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ za bazalte **MORB** iz Atlantskog, Tihog i Indijskog okeana u poređenju sa bazaltima okeanskih ostrva (**OIB**). „Pojednostavljena” tumačenja sadržaja odnosa izotopa **Nd** i **Sr** uključuju binarno mešanje između osiromašenih i obogaćenih područja u gornjem omotaču (*Cohen & O’Nions, 1982a*) sa izvorom bazalta **MORB** koji je iz njegovog osiromašenog dela. Većina autora smatra da je izvor **MORB**-a u omotaču „iscrpljen” (osiromašen) sa **Nd** u odnosu na **Sm** i **Rb** u odnosu na **Sr** tokom većeg dela Zemljine istorije (> 1 Ga). Izotopska heterogenost sadržaja **Sr**, **Nd** i **Pb** u bazaltima **MORB** ukazuje na procese mešanja osiromašenih materijala omotača iz astenosfere i kapljica (toplih tačaka) koje dolaze iz dubljih nivoa, što se dešava ispod ose rifta (*Allegre i dr., 1984; Dupre i Allegre, 1983*). Oni objašnjavaju negativnu korelaciju između izotopa **Nd** i **Sr** i pozitivnu korelaciju između **Sr** i **Pb** za bazalte Atlantika. Pomenimo i istraživanja Hamelina i dr. (*Hamelin i dr., 1984*), koji su u detaljnoj studiji o izotopskim varijacijama **Pb**-**Sr** bazalta u Atlantskom i Tihom okeanu utvrdili pozitivne korelacije između $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ u odnosu na $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u odnosu na $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Tumačenje pomenutih trendova nije jednoznačno, ali se smatra da oni predstavljaju mešanje izotopski različitih komponenata u izvornom regionu **MORB**-a. Vajt i Šiling (*White i Schilling, 1978*) dokumentovali su sistematske varijacije u odnosu sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sa geografskim položajem na osi severnog dela Srednjoatlantskog grebena, koji se „dobro” koreliše sa drugim geohemijskim anomalijama. Međutim, postoje nepoznanice pa i „iznenađenja”. Generalno, pacifički bazalti **MORB** imaju „uži” raspon sadržaja izotopa **Sr**, **Nd** i **Pb** u poređenju s bazaltima Atlantika (*White i dr., 1987*).

To se može objasniti većom izotopskom heterogenošću u izvoru atlantskog **MORB**-a u odnosu na pacifički. „Razumnije” je pretpostaviti da se slični stepeni izotopne heterogenosti u svim bazaltima **MORB** odnose na veći stepen stvaranja rastopa sa brzim širenjem istočnog Pacifičkog rifta jer se sastav izotopa „bolje” (efektivnije) homogenizuje. Očekujemo odgovore na pitanja i „glasna” razmišljanja i od Vas, čitaocze ove knjige.



Slika 494. Sadržaj izotopa Pb i Sr u bazaltima različitih područja (*Staudigel i dr., 1984., Dupre i Allegre 1983*)

SADRŽAJ VOLATILA

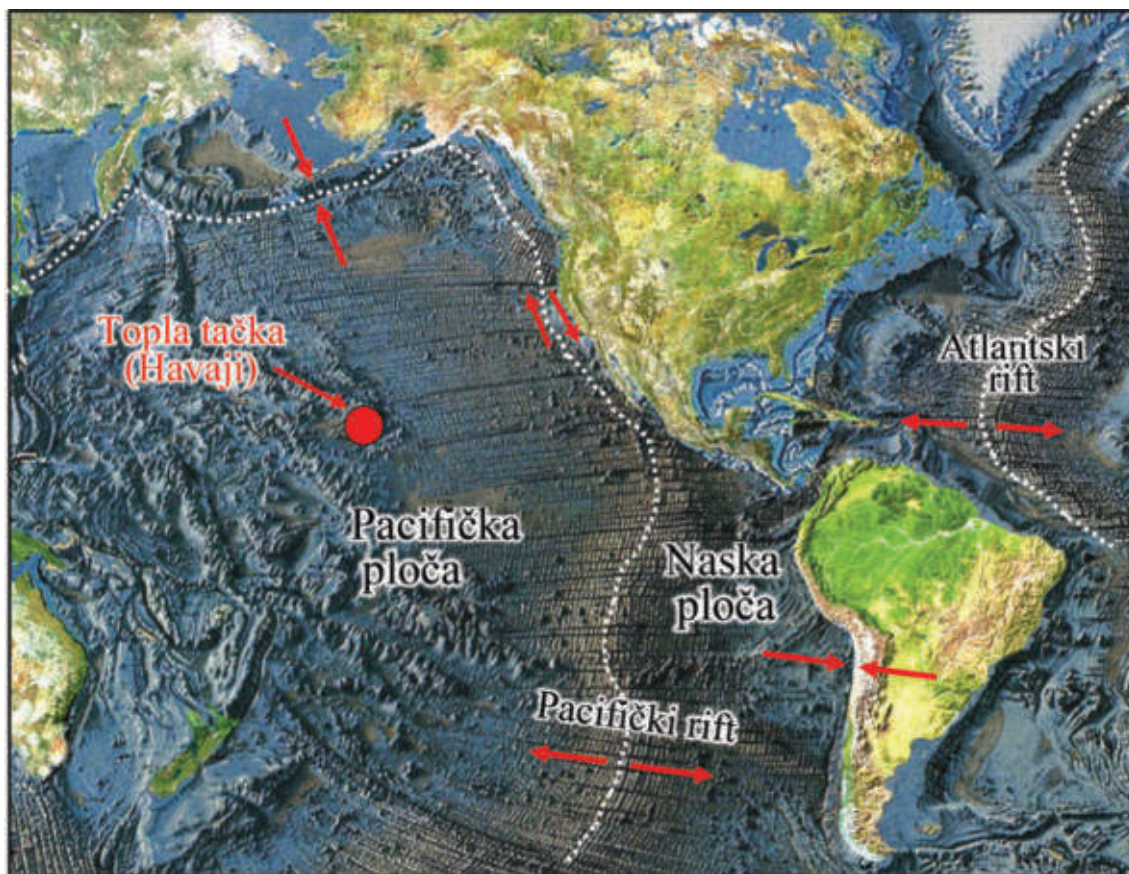
Sadržaj volatila u bazaltima srednjeokeanskih riftova je mali, od 0,2 do 1%, iako su šupljine i mandole u ovim stenama česte. Nastale su reakcijom lave i morske vode, a njihovo stvaranje zavisi i od dubine na kojoj su bazalti izliveni. Hidrotermalne pojave u okeanskim riftovima značajne su za razumevanje alteracija stena okeanskog dna. Hidrotermalni rastvori su, zapravo, morska voda koja se poniranjem duž pukotina i raseda blizu rifta zagrejala i zatim, kao topli izvor, „vraćala” noseći rastvoreni sumpor i metale izlužene iz bazaltne magme. Među njima dominiraju bakar, olovo, cink i gvožđe. Pomenutim mehanizmom objašnjavaju se i pojave bakra u ofiolitima Trodosa (Kipar) i Omana.

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

V.7.3.1.3.2 BAZALTI OKEANSKIH OSTRVA

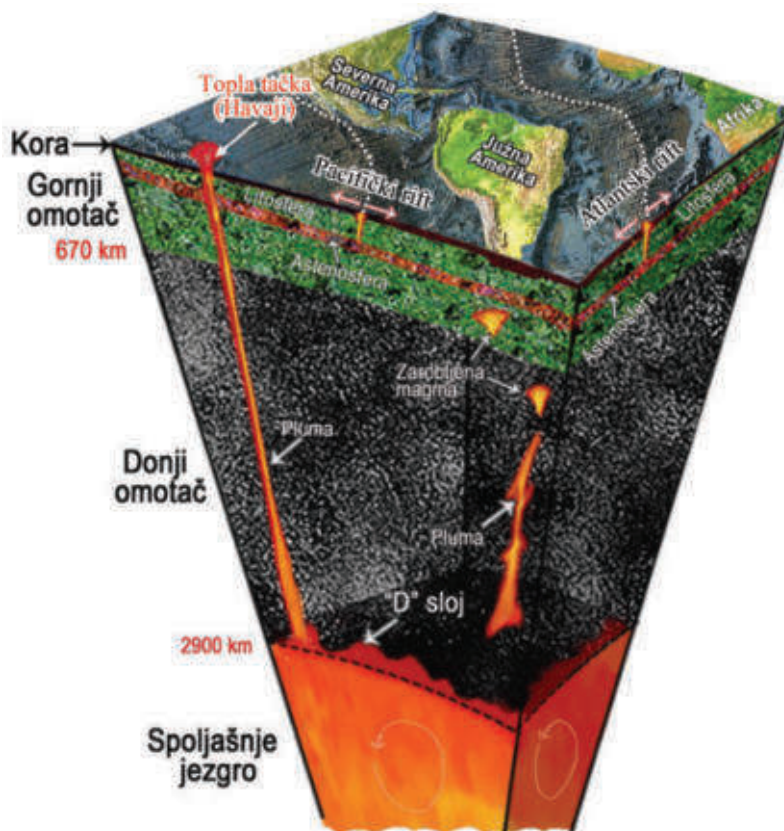
Vulkanizam okeanskih ostrva javlja se unutar litosferskih ploča, koje su „nezavisne” od „globalne” tektonike ploča. Prisutan je u većini okeanskih basena, najviše u Pacifiku, gde su i „čuveni” vulkani Havaja, klasičan lokalitet za okeanska ostrva. Vulkanizam okeanskih ostrva nastaje usled „stresa” ploče, tj. stvaranjem brojnih fraktura daleko od granica ploča, unutar okeanske litosfere, koja se prilagođava obliku Zemljine površine. Duž nastalih raseda su glavni dovodni kanali magmi koje se izlivaju na okeanskom dnu, stvarajući okeanska ostrva i plateau.

Bazalti okeanskih ostrva – **OIB** (akronim od engl. *ocean island basalts*), za koje se sreće i izraz *off ridge magmatism* (magmatizam van riftnih zona, ili unutar ploča), genetski su uglavnom vezani sa „kapljicama” magmi (**plumama**) i toplom tačkom (engl. *hot spot*; slika 495), koja je fiksna, i okeanskom pločom koja se preko nje kreće. Zbog toga većina okeanskih ostrva ima nekoliko vulkanskih centara (prikazani u poglavlju Tektonika ploča). Seizmičkim proučavanjem, potvrđeno je prisustvo kapljica magmi (pluma) u gornjem omotaču, ali se malo zna o njihovoj veličini, obliku i brzini kretanja.



Slika 495. Nastanak vulkanskog ostrva

Većina autora smatra da okeanska ostrva nastaju iz kapljica magmi, pluma, iz sloja „D”, parcijalno stopljenih stena usled konvekcionih strujanja, termo-strujanja, subdukcionih procesa itd. (slika 496). Međutim, ima autora koji smatraju da



Slika 496. Nastanak pluma i kretanje do površine

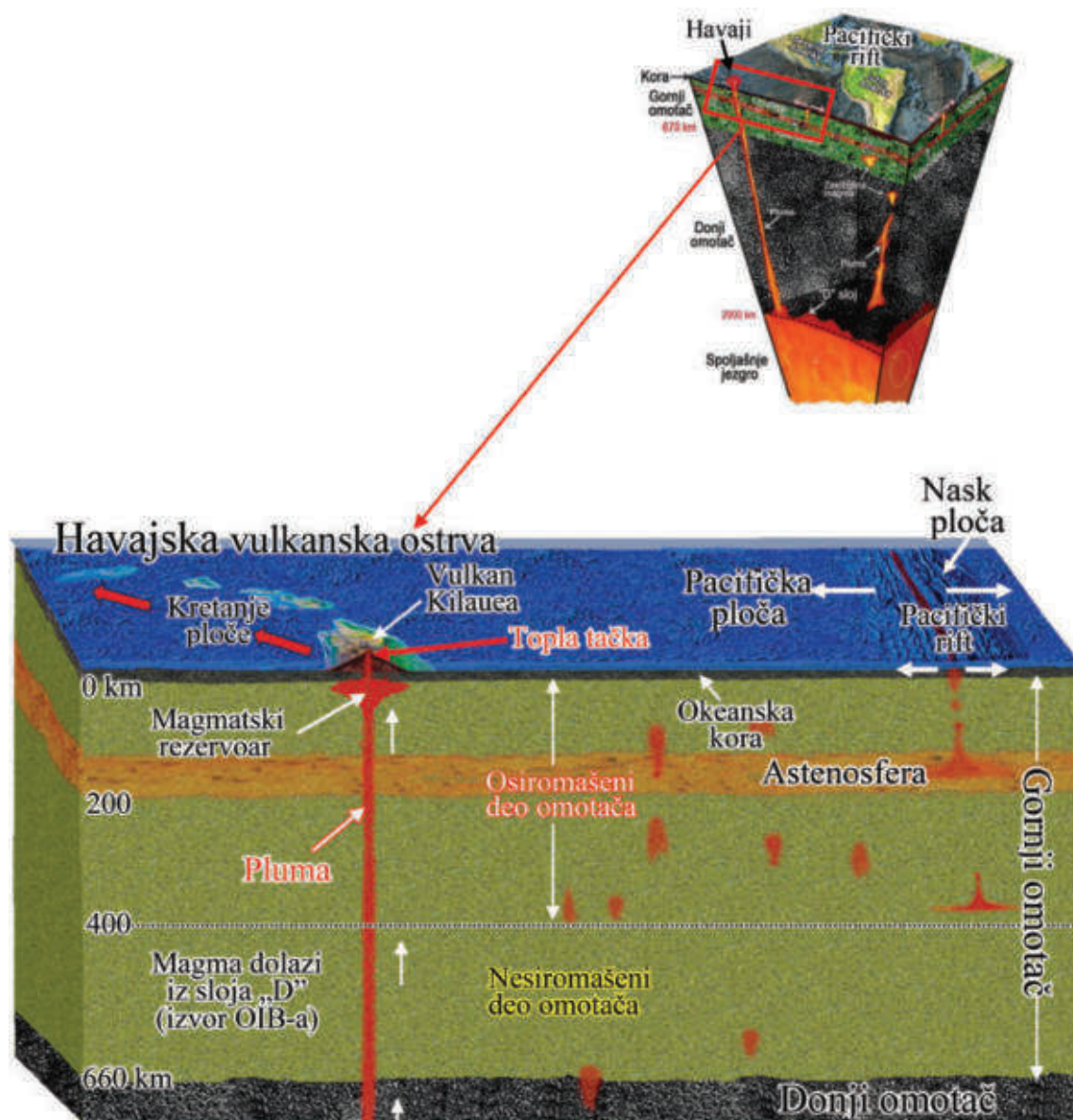
tope tačke nastaju na znatno manjim dubinama, unutar gornjeg omotača. Delimično stapanje u rastućoj plumi nastaje usled adijabatske dekompresije i stvara magme sastava od toleita do alkalnih bazalta i nefelinita, zavisno od dubine i stepena parcijalnog stapanja, kao i mineralogije izvora omotača. Pojedini autori izdvajaju dve glavne vrste pluma, ispod zapadne Afrike i zapadnog Pacifika, koje se generalno nazivaju super plume. Zbog manje gustine od stena iz okolnog omotača, kapljice magmi (plume) kao sone dome u sedimentima, dižu se ka površini. Pluma (kapljica magme), kretanjem prema površini, ima „otpor” u hladnijem i viskoznijem okruženju, zbog čega se u njenom gornjem delu formira glava koja se „hrani” toplotom iz donjeg dela. Smatra se da glava plume „mora” dostići prečnik od oko 300–400 km da bi se odvojila od mesta stvaranja. Sa uzdizanjem plume, „glava” raste do prečnika od 800–1200 km.

Proučavanjem vulkana Havaja seizmičkim ispitivanjima (područje manjih brzina) utvrđeno je prisustvo kapljica (pluma) magmi prečnika oko 150 km, koje se kreću (penju) brzinom od nekoliko mm godišnje.

Kada kapljica (pluma) dođe u područje astenosfere delom se „raspršava”, ali i dalje penje ka površini, gradi magmatsku komoru, najčešće blizu okeanske kore

(Moho diskontinuiteta). Kada „stigne” blizu površine, zbog smanjenog pritiska, javlja se intenzivnije parcijalno stapanje i stvaranje ogromnih masa magmi bazaltnog sastava, koje se izlivaju na površinu stvarajući okeanska ostrva i platee.

Tople tačke su centri jakog zagrevanja i imaju visok toplotni tok (engl. *high heat flow*) zbog prisustva plitkih magmatskih rezervoara ispod okeanskih ostrva (slika 497). Toplih tačaka, osim u okeanskim područjima, ima i na kontinentima (park Jeloustoun), gde se ogromnim erupcijama bazaltnih lava stvaraju kontinentalni pločasti bazalti (CFB), koji će biti detaljnije opisani u delu o kontinentalnim bazaltima.



Slika 497. Nastanak i struktura okeanskih ostrva

Ako je topla tačka blizu rifta (kao na primer na Islandu, Azorima, Galapagosu itd.), male razlike u viskozitetu omogućavaju lakše i intenzivnije izlivanje lava (erupcije) nego u područjima gde je samo tektonski polomljena litosfera.

Pomenimo da se srednjeokeanski riftovi mogu kretati preko toplih tačaka i imati uticaj na njihov vulkanizam, hemizam magmi, tj. lava itd. Ove situacije odgovaraju i nekim bazaltima **E-MORB** koji su povezani, i nastaju u grebenima, tj. riftovima. U pojedinim slučajevima, kretanjem ploče, prekidaju se dovodni kanali magme na putu ka površini, kada vulkanizam izostaje, prestaje.

Nastanak, veličina i položaj okeanskih ostrva zavise i od brzine kretanja ploče iznad tople tačke. Kada je kretanje okeanske ploče sporo (Atlantski rift), izliva se velika količina lave stvarajući usamljena, okeanska ostrva sa debelom korom (Island). Ako je kretanje okeanske ploče iznad tople tačke brzo, izliva se manja količina lave i stvaraju manja okeanska ostrva, koja grade lance upravne ili pod uglom u odnosu na pravac pružanja okeanskog rifta (Pacifički rift).

Topla tačka je stopila podinu pacifičke ploče, kada su nastale i izlivene ogromne količine bazičnih lava koje su stvorile Havajski lanac, jedno od najvažnijih „geoloških” ostrva na našoj planeti. Nastali vulkani (ostrva) stariji su idući ka severozapadu jer se položaj vulkanske aktivnosti „pomerao u ritmu” kretanja Pacifičke ploče.

Vulkanski lanac Havaja je najbolje proučen primer okeanskih ostrva (slika 494). Dužine je preko 2000 km, izdužen u pravcu zapad–severozapad, jug–jugostok zbog promene pravca kretanja (širenja) Pacifičke ploče.

Vilson (*Wilson, 1963*) prvi je predložio da se havajski vulkanski lanac formirao iznad „vruće tačke” unutar ploče. Nešto kasnije, Morgan (*Morgan, 1971*) „dopunio” je hipotezu da su vulkani unutar ploča rezultat vrućih „plutajućih tačaka, pluma koje se izdižu iz donjeg omotača. Većina istraživača veruje da se glavne plume dižu iz termičkog graničnog sloja na granici jezgra i omotača (*Nataf, 2000*), „noseći” toplotu iz jezgra.

Udaljenost većine okeanskih ostrva od kontinentalnih ploča i „mala” debljina okeanske kore na kojoj se izlivaju trebalo bi da smanje zagađivanje (kontaminaciju, asimilaciju) magme na površini. Na taj način, geohemijske karakteristike bazalta ukazuju na hemiju i mineralogiju izvora, temperaturu, pritisak i stepen parcijalnog stapanja, kao i frakcionu kristalizaciju tokom smeštaja magme u rezervoare (komore) itd. Međutim, magme (lave) sa „skoro” primarnim karakteristikama (visoki sadržaji **MgO**, **Ni**, **Cr** itd.) retke su u većini okeanskih ostrva, iako se ponekad koriste za određivanje njenog primarnog sastava. Nizak sadržaj fluida dovodi do „mirnih” erupcija. Erupcija vulkana na Islandu izbacila je ogromnu količinu pepela, koja je nedeljama ometala avio-saobraćaj. Razlog eksplozivne erupcije je „susret” tople lave i „kape” leda i snega na površini. Magmatizam ostrvskih lukova obuhvata i **podmorske planine** koje grade vulkane koji ne „rastu dovoljno” da bi „provirile” iznad nivoa mora i formirale vulkanska ostrva. Najviše ih ima u Pacifiku, nekoliko desetina hiljada. To su marginalni delovi okeanskih grebena koji često formiraju linearne lance.

Kada se dogodi da „izađu” na površinu, rađaju se vulkanska ostrva koja na vetrometini okeana brzo eroduju. U tropskim područjima (oko ekvatora), vulkan-

ska ostrva, posebno kada su blizu površine, obično su erodovana i često okružena, „markirana” predivnim koralnim grebenima (slika 498). Osim podmorskih planina i vulkanskih ostrva, postoje i okeanski platoi. Veličine, tj. površine su nekoliko stotina kvadratnih kilometara i uzdignuti su na oko 1000 m iznad okeanskog dna. Većina njih je aseizmička, sa debelim sedimentnim pokrivačem. Nemaju magnetizam, što sugerira da nisu formirani kao stene tipične okeanske kore. Neki su „usađeni” kontinentalni fragmenti ili delovi „debele” okeanske kore, nastali u različitim tektonskim okruženjima, uključujući trojne tačke, zone loma, vruće tačke, područja subdukcije itd. Pokrivaju oko 10% današnjeg dna okeana, a najviše ih ima u zapadnom Pacifiku i Indijskom okeanu.



Slika 498. Vulkansko ostrvo Vatuvara sa koralnim grebenom

PETROGRAFIJA BAZALTA OKEANSKIH OSTRVA

Sastav bazalta okeanskih ostrva raznovrsniji je od sastava **MORB**-a. Generalno, razlikujemo tri vrste stena: toleitsku seriju (koja se razvija do riolita), alkalnu seriju (koja evoluira do trahita i alkalnih riolita) i manje uobičajenu visoko alkalnu seriju (koja se razvija u fonolite).

Bazalti okeanskih ostrva su porfirske strukture, izgrađeni od fenokristala plagioklasa, olivina i piroksena, koji uglavnom leže u hipokristalastoj do hijalinskoj osnovnoj masi. U kiselijim diferencijatima, osim navedenih minerala, javljaju se alkalni feldspati i feldspatoidi.

Plagioklasa, kao fenokristala, ima više u toleitskim nego u alkalnim bazaltima zbog njihove ranije kristalizacije. Po hemijskom sastavu, odgovaraju labradoru do bitovnitu (An_{50-80}), pri čemu plagioklasi u alkalnim bazaltima imaju visok sadržaj K_2O . Prema hemijskom sastavu, razlikujemo dva dominantna tipa bazalta: toleitske i alkalne.

Toleitski bazalti su dominantni (Havaji) i slični bazaltima **MORB-a**. Sastav olivina u toleitskim bazaltima je ujednačen (Fo_{79-90}), dok je u alkalnim bazaltima promenljiv (Fo_{30-95}). Od piroksena, u toleitskim bazaltima javljaju se augit i ortopiroksen bogati **Ca**, dok se u alkalnim bazaltima javlja augit. U stenama sa većim sadržajem silicije, bojeni minerali su bogatiji gvožđem. Alkalni feldspat je bitan mineral u diferencijatima bogatijim silicijom, kada je udružen sa biotitom. Nefelin se javlja kao fenokristal u fonolitima.

Alkalni bazalti okeanskih ostrva (Tahiti) manje su zastupljeni od toleitskih. Grade dva diferencijaciona trenda:

1. **nezasićene silicijumom**, gde su alkalni bazaltni stene asocirane sa fonolitima, i
2. **prezasićene silicijumom**, gde se javljaju rioliti.

Većina alkalnih svita je nezasićena silicijom i sa fonolitima kao krajnjim diferencijatima. Ove stene javljaju se u Atlantiku (Kanarska ostrva), Svetoj Jeleni, u Pacifiku (Havaji, Tahiti), Indijskom okeanu itd.

U Havajskom vulkanskom lancu dominiraju alkalni bazalti, nefeliniti, melilit nefeliniti i bazaniti koji se smenjuju sa toleitskim bazaltima. Azorska ostrva i ostrvo Asension (Ascension) u Atlantiku jesu primeri dobro proučenih alkalnih stena sa silicijumom prezasićenim diferencijatima koji frakcionišu do alkalnih riolita-komendita.

Stene ovog hemizma u okeanskim područjima su retke, a njihova geneza je vrlo složena. Razlika u sastavu između spinela u toleitskim i alkalnim bazaltima je u tome što je prvi bogatiji sa Cr_2O_3 .

Olivin u toleitskim bazaltima javlja se samo u fenokristalima, sa „uskim” rasponom sastava, Fo_{90-70} . Nasuprot tome, u alkalnim bazaltima on se javlja uglavnom u osnovnoj masi i pokazuje znatno širi raspon sastava, Fo_{90-35} , često unutar jednog uzorka.

Piroksenska mineralogija toleitskih bazalta može biti složena. Klinopiroksen (augit) i ortopiroksen (hipersten) bogati su **Ca**, ali u ovim stenama ima i monokliničnih piroksena sa niskim sadržajem **Ca**, koji se javljaju kao reakcioni rubovi oko fenokristala olivina. Ovog minerala ima i u osnovnoj masi. Nasuprot tome, alkalni bazalti sadrže samo jednu fazu piroksena, smeđi titanski augit. U nekim krupnozrnim bazaltima javljaju se i megakristali klinopiroksena koji imaju visoke $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ odnose (0,85–0,90). Smatra se da su nastali na visokom pritisku iz pikritskih, primarnih magmi, a ima i mišljenja da su ksenokristali.

Minerali sa vodom, amfibol i biotit, „očigledno” su odsutni u toleitskim bazaltima, što ukazuje na nizak sadržaj ili odsustvo volatila u magmi iz koje su kristalisali. Nasuprot tome, kersutitski amfibol je relativno česta minorna faza (malo ga ima) u mnogim alkalnim bazaltima. Treba napomenuti da kumulatni ksenoliti

niskog pritiska koji se nalaze unutar alkalnih bazalta često sadrže amfibole. Smatra se da je ovaj mineral nestabilan na malim dubinama ($<1-2$ km). Na većim dubinama (10–20 km), međutim, amfibol je stabilan i rano kristališe u bazaltnim magma bogatim vodom. Kako se magme uzdižu prema površini, amfibol izlazi iz svog polja stabilnosti i brzo se resorbuje natrag u magmu, zbog čega se retko javlja kao reliktni fenokristal u bazaltima.

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

U magmatskoj petrologiji bazalta okeanskih ostrva centralno mesto imaju havajski vulkani.

BAZALTI HAVAJSKIH OKEANSKIH OSTRVA

„Najlepši” bazalti okeanskih ostrva (klasičan lokalitet) su na „najlepšim” Havajskim ostrvima, koja grade vulkanski lanac na sredini Pacifičke ploče sa oštrim zavojem u sredini.

Lanac havajskih vulkanskih ostrva je dugačak preko dve hiljade kilometara. Među njima su dva glavna aktivna vulkana – Kilauea i Mauna Loa, koja su služila i služe kao prirodna laboratorija za proučavanje vulkana i naših bazalta vulkanskih ostrva (slika 499). Na istoku se razvija podmorski vulkanski centar Loihi. Pomenimo da je Mauna Kea na 4205 metara visine i ima najveći reljef iznad osnovnog nivoa bilo koje planine na Zemlji (>10.000 metara), što ukazuje na ogromne količine magme uključene u njihovo formiranje. Fokus (tačka) vulkanizma na Havajima kreće se šest centimetara godišnje, što je identično brzini kretanja Pacifičke ploče. Najstariji vulkani su na severozapadnom delu, a aktivni na istočnom delu.



Slika 499. Mauna Loa na Havajima, najveći vulkan na Zemlji

Za havajski vulkan Kilauea se smatra da postoji niz međusobno povezanih kompleksa dajkova, silova i malih magmatskih komora na dubinama manjim od 7 km. Jasno je da se ovi podaci ne mogu generalizovati na sva vulkanska ostrva, posebno ne na ona koja izbacuju alkalne magme. Ipak, čini se da je nemoguće da sve veće vulkanske mase, toleitske i alkalne, imaju magmatske komore visokog nivoa u kojima se dešava frakciona kristalizacija, kontaminacija kore i mešanje magmi. Neposredni dokazi o važnosti frakcione kristalizacije niskog pritiska u geohemijskoj evoluciji vulkanskih asocijacija na okeanskim ostrvima obezbeđeni su čestom pojavom linearnih korelacija na dijagramima varijacije glavnih i mikroelemenata. Vulkani u havajskom lancu su stariji prema zapadu–severozapadu, što je potvrđeno i izotopima. Ovi rezultati su temelj hipoteze o toploj tački (engl. *hot spot*).

Pomenuta krivina položaja vulkana je usled promene pravca kretanja ploče. Vulkanska aktivnost na Havajima evoluirala, menja hemijski sastav, ali i intenzitet i vreme erupcije. Na osnovu korelacije između perioda intenzivnog vulkanizma i intervala normalnog polariteta Zemljinog magnetnog polja, Moberly i Kembel (*Moberly i Campbell, 1984*) sugerišu da je glavna havajska pluma nastala u blizini granice spoljašnjeg jezgra i donjeg omotača. Kako se pluma približava površini, stvaraju se male količine alkalnih magmi, koje se izlivaju po njenom obodu kada nastaje preštitna faza. U centralnom delu plume, intenzitet erupcije (snabdevanje magmom) ubrzano se povećava, a lava postaje pikritska (sa ~15% **MgO**) do toleitska (sa 10% **MgO**). Ovo je stadijum štita jer brzom i intenzivnom erupcijom nastaju ogromni štitasti vulkani.

Nakon toga, vulkanizam slabi, nastaje postštitna faza, vulkan se udaljava od centra tople tačke, a lava ponovo postaje alkalna. Posle prekida od oko milion godina, štitasti vulkani se obično jako eroduju na vetrometini okeana, a neki delovi se potapaju, kada nastaju predivni atoli sa koralnim grebenima. Vulkanizam se obnavlja.

Zanimljiva karakteristika hemijskog sastava havajskih lava je da imaju visoke sadržaje **MgO** od 10–18 mas.%, a alkalni bazalti sadrže više **TiO₂** od bazalta **MORB**. Ove razlike se ne mogu objasniti samo različitim stepenom parcijalnog stapanja, već moraju i drugim procesima kao što su frakciona kristalizacija, dužina i brzina transporta i kretanja lave, asimilacija itd.

Ispitivanja su pokazala veliku razliku u sastavu u odnosu na izlivenne lave. Jedan od odgovora je da inkludovano staklo predstavlja rastop nastao u većim dubinama, gde zadržava primitivna (nediferencirana) svojstva u odnosu na izlivenne lave. Havajski bazalti su jedno od retkih mesta u kojima se kao ksenoliti javljaju stene iz omotača. Po sastavu su duniti, spinel lerkoliti i granatski pirokseniti. Za dunitske ksenolite oni su plitki kumulati. Spinel peridotiti su najčešći i imaju sastav gornjeg omotača. Na osnovu sastava koegzistirajućih piroksena izračunata je temperatura uravnoteženja (eutektikum) na 900–1150 °C, što se smatra temperaturom bliskom onoj koja vlada u tom delu gornjeg omotača, tj. litosferi (iznad astenosfere).

Granatski pirokseniti su privukli veliku pažnju. Većina njih je izgrađena od granata i klinopiroksena, a podređeno se javljaju ortopirokseni, flogopit i amfibol. Postoje i pojave granatskih piroksenita, koji se javljaju kao žice u spinel peridotitu. Geotermobarometri na osnovu granata i piroksena daju temperature od 1150–1425 °C i pritisak od 1,6–3,7 GPa. Kešav i Sen (*Keshav i Sen, 2001*) otkrili su uklopke granata, koje tumače kao da su došli sa velikih dubina – od 300 km do 400 km.

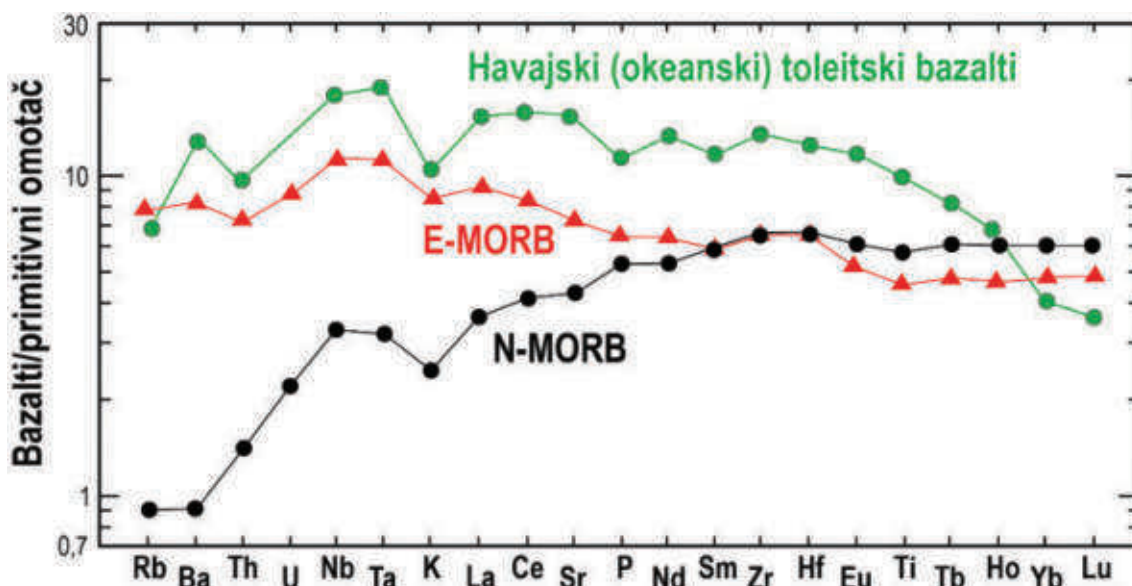
Uprkos činjenici da je okeanski vulkanizam intenzivan, od njega nema direktnih vulkanskih opasnosti. Razlog je što se većina erupcija dešava ispod okeana, a lave su izolovane od atmosfere. Bazaltne lave koje dominiraju u okeanima su slabo viskozne i ne sadrže primarnu vodu, zbog čega su erupcije mirne, mada su stanovnici Havaja navikli na vulkanske opasnosti na ostrvu i pripisuju ih aktivnosti boginje Pele.

Analizirajmo i prikažimo i ostale bazalte okeanskih ostrva. Na hemijski sastav vulkanskih stena okeanskih ostrva utiče i frakciona kristalizacija na niskim pritiscima. Svi veći aktivni vulkani okeanskih ostrva imaju plitke magmatske rezervoare, u kojima dolazi do frakcione kristalizacije magmi i verovatno kontaminacije sa okeanskom korom.

Dokaz za frakcionu kristalizaciju na niskim pritiscima je dobra korelacija između glavnih elemenata i mikroelemenata, kao i prisustvo kumulata zrnastih (dubinskih) stena, sastava od gabrova do peridotita (duniti, pirokseniti i verliti), koji su kristalisali na dnu ili po obodu magmatskih rezervoara u kojima su ove magme smeštene.

Bazalti okeanskih ostrva imaju sadržaje $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\%$, gde se, osim ovih stena, mogu javiti i manje količine andezita, andezit-bazalta, ferobazalta, trahita, havajita, mugearita, trahibazalta, trahandesita, dacita, riolita itd. Sreću se i bazaniti, nefeliniti itd. Ove stene su uglavnom alkalni bazalti sa prepoznatljivim sadržajem **Fe** i **Ti**-afinitetom. Toleita ima manje, kao i njihovih diferencijata i nikada nisu kalk-alkalni.

Bazalti **OIB** i toleiti imaju prosečno oko 10 puta veće sadržaje inkompatibilnih elemenata od bazalta **MORB-a** (slika 500). Hemijski sastav stena okeanskih ostrva varira. Za diskusiju o hemizmu, na osnovu sadržaja pojedinih makro i mikro elemenata, kao i izotopa, odabrane su stene koje se najčešće javljaju u okeanskim ostrvima, toleitski i alkalni bazalti. Većina autora smatra da je heterogenost makroelemenata posledica subdukovane kontinentalne kore (litosfere), ako je prisutna. U kapljici (plumi) omotača, parcijalnim stapanjem mogu da se stvore toleitske i alkalne magme, pri čemu nije neophodna visoka temperatura ili mnogo viša temperatura da bi se stvorile pomenute stene. Magme iz kojih kristališu stene okeanskih ostrva nastaju parcijalnim stapanjem dubljeg, neosiromašenog dela omotača, gde olivini, plagioklasi, klinopirokseni i magnetit zaostaju kao čvrsta faza, zadržavajući kompatibilne elemente, naročito nikl i hrom, zbog čega stene okeanskih ostrva imaju vrlo niske sadržaje ovih mikroelemenata. Nikl je vrlo dobar indikator za izdvajanje olivina zbog velikog koeficijenta odeljivanja u sistemu čvrsta faza –



Slika 500. Sadržaji pojedinih mikroelemenata za **N-MORB**, **E-MORB** i bazalte okeanskih ostrva normalizovani na primitivni omotač (Sun i McDonough, 1989)

rastop. Hrom se takođe dobro koreliše sa olivinom, ali je njegov sadržaj nizak zbog odsustva **Cr**-spinelu u stenama okeanskih ostrva.

Pomenimo da je odnos $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ blizu 20 u **MORB**-u i samo oko 5 u **OIB**-u (toleitima okeanskih ostrva). Ova razlika se ne može objasniti samo frakcionom kristalizacijom olivina, već mora i različitim izvorima. Njihovo obilje (visok sadržaj) kontrolisano je sastavom izvora i rezidualnom mineralogijom, stepenom parcijalnog stapanja i stepenom naknadne frakcione kristalizacije. Samo se **Sr** i **Ba** preferencijalno ugrađuju u minerale koji rano kristališu (kalcijski plagioklasi) i stoga se kao grupa ponašaju inkompatibilno. Njihova varijacija unutar asocijacija okeansko-ostrvskih vulkanskih stena uglavnom je funkcija frakcione kristalizacije niskog pritiska. U parcijalnom rastopu akumuliraju se inkompatibilni elementi koji nisu mogli ući u strukture glavnih minerala. Grupa mikroelemenata sa niskom valencom (**Cs**, **Rb**, **K**, **Ba**, **Pb** i **Sr**) obogaćena je u bazaltima okeanskih ostrva u odnosu na **MORB**, pri čemu alkalni bazalti i nefelin meliliti Havajskih ostrva imaju visok sadržaj inkompatibilnih mikroelemenata (**Rb**, **Ba**, **Th**, **Nb**, **K** itd.), znatno viši od bazalta srednjeokeanskih riftova. Grupa „velikih” katjona sa visokom valentnošću (**Th**, **U**, **Ce**, **Zr**, **Hf**, **Nb**, **Ta** i **Ti**) ponaša se inkompatibilno i preferencijalno je više koncentrisana u **OIB**-u u odnosu na **MORB**. Odnos **Zr/Nb** je karakteristično nizak u bazaltima okeanskih ostrva (<10) u poređenju sa **N-MORB**-om (>30), što se može koristiti kao primer mešanja izvora omotača. Elementi **LIL** (**K**, **Rb**, **Cs**, **Ba**, **Pb**²⁺ i **Sr** itd.) obogaćeni su u **OIB** magmama u odnosu na **MORB**. Oni se mogu koristiti za procenu sastava izvora, stepena parcijalnog stapanja (i zaostalih faza, reziduala) i naknadnih procesa frakcione kristalizacije. Odnosi sadržaja pojedinih inkompatibilnih mikroelemenata takođe se koriste za razlikovanje izvora magmi, posebno **K** i **Ba**. Za **N-MORB**-ove, **K** > **Ba** je visok (obično 100), dok je za **E-MORB**-ove

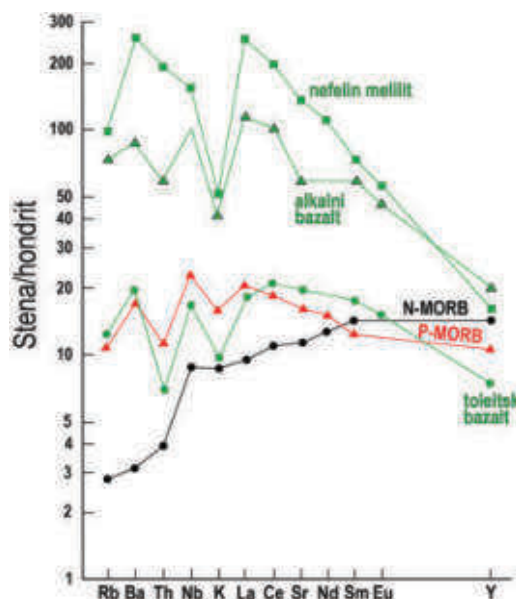
oko 30, za **OIB** se kreće od 25 do 40. Elementi **HFS** (**Th**, **U**, **Ce**, **Zr**, **Hf**, **Nb**, **Ta** i **Ti**) takođe su inkompatibilni i obogaćeni u bazaltima **OIB** u odnosu na **MORB**.

Odnos **Zr** > **Nb**, na primer, visok je za **N-MORB**, a nizak za **OIB**. Bazalti **MORB** u blizini okeanskih ostrva obično pokazuju niže vrednosti **Zr** > **Nb** i **Y** > **Nb**, koje odgovaraju liniji za mešanje između **N-MORB** i **OIB**-a. Kompatibilni prelazni metali, kao što su **Ni** i **Cr**, korisni su pokazatelji frakcione kristalizacije olivina i spinela. Kada se vrednosti sadržaja pojedinih mikroelemenata normalizuju na sastav primarnog omotača (*Sun, 1980*), tipični toleitski bazalt, alkalni bazalt i nefelin meliliti sa Havaja (slika 501, označeni zelenom bojom) pokazuju jasne razlike. Sva tri tipa bazalta imaju slične odnose sadržaja sa značajnim padovima na **K** i **Th** i maksimumima na **Ba** i **Nb**, uporedivim

sa **N** i **P**-tipom **MORB**-a. Ovo ukazuje da komponente u izvorima **P**-tipa **MORB** i **OIB**-a imaju različite geohemijske karakteristike. Nikl je osetljiv indikator frakcionisanja olivina bazaltnih magmi zbog velikog koeficijenta razdvajanja mineral/rastop. Lave okeanskih ostrva često pokazuju dobru korelaciju između **Ni** i **MgO**, što ukazuje na značaj frakcionisanja/ akumulacije olivina. **Cr** takođe teži korelaciji sa **MgO**, možda usled istovremene kristalizacije olivina i faze spinela bogate **Cr**. Uopšteno, alkalni bazalti okeanskih ostrva su osiromašeni **Ni** i **Cr** u odnosu na toleite okeanskih ostrva i **MORB**, što možda potvrđuje značajnu frakcionu kristalizaciju pod visokim pritiskom na putu ka površini.

SADRŽAJ ELEMENATA RETKIH ZEMALJA

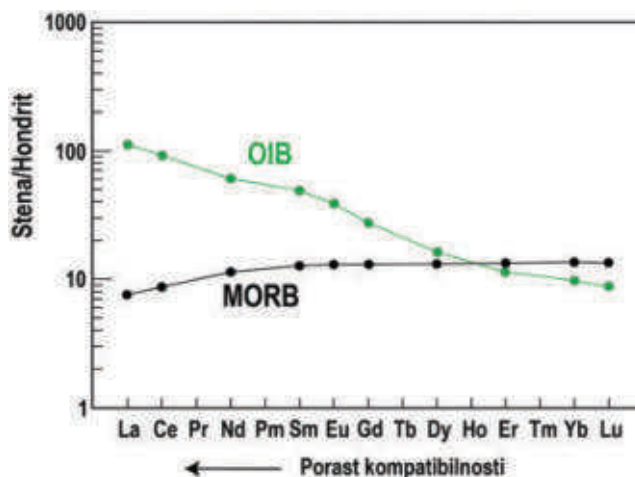
Sadržaji **REE** u bazaltima okeanskih ostrva karakteristični su po različitim stepenima obogaćivanja lakih **REE** u odnosu na teške **REE**. **MORB** ima nefrakcionisane teške **REE** u odnosu na **OIB**. Visoka zastupljenost okeanskih toleita u odnosu na **N-tip** **MORB** u lakim **REE** posledica je njihovog nastanka iz relativno neosiromašenog izvora omotača (slika 502). Još veće obogaćivanje lakih **REE** u alkalnim bazaltima, zajedno s njihovim relativnim osiromašenjem u teškim **REE**, u skladu je s njihovim izvođenjem iz izvora s relativno malim stepenom parcijalnog stapanja, u kojem granat ostaje kao rezidualna faza. Frakcionisanje kristala olivina, plagioklasa, klinopiroksena i magnetita povećava ukupan sadržaj **REE** u evoluiranijem **OIB**-u, ali ne proizvodi značajne frakcije između elemenata. Stoga



Slika 501. Poređenje sadržaja mikroelemenata vulkanskih stena Havaja (označeni zeleno) sa bazaltima **N**- i **P-MORB** normalizovanih na hondrite (podaci iz *Basaltic Volcanism Study Project, 1981* i *Clague i Frey, 1982*)

će se karakterističan oblik primarnog uzorka zadržati dok će se apsolutna zastupljenost povećati. Međutim, značajno frakcionisanje plagioklasa trebalo bi da dovede do razvoja negativne anomalije **Eu**. Ako je parcijalno stapanje ekstenzivno ($>10\%$), ne bi trebalo da se **REE** razdvajaju tokom stapanja, pa bi odnosi **REE** (**La/Sm**, **La/Yb**, **Ce/Yb** i **La/Ce**) trebalo da odražavaju odnose u izvoru omotača. Međutim, u stvarnosti su samo veoma laki **REE** zaista inkompatibilni, pa je samo odnos **La/Ce** verovatno dijagnostički sastav izvora.

Dok frakciona kristalizacija niskog pritiska ne može značajno modifikovati odnose **Ce/Yb**, to mogu eklogiti (granat+klinopiroksen), jer granat ima visoke koeficijente podele za teške **REE**. Teoretski je moguće uzeti u obzir većinu varijacija odnosa **Ce/Yb** u **MORB** i **OIB**. Ipak, uočene razlike u izotopskim odnosima **Sr**, **Nd** i **Pb** ne mogu se objasniti u smislu izvođenja svih okeanskih bazalta iz homogenog izvora omotača putem frakcionisanja. Opšte je prihvaćeno da je subokeanski omotač hemijski i izotopski heterogen. Izgleda da je izvorni omotač za **OIB** i **P-tip MORB-a** lagano obogaćen **REE**, dok je izvor **MORB-a** tipa **N** osiromašen. Visok sadržaj **elemenata retkih zemalja** u stenama okeanskih ostrva je zbog njihove inkompatibilnosti. On je znatno viši od bazalta srednjeokeanskih riftova, što se slaže sa pretpostavkom da ove stene vode poreklo iz neosiromašenog dela omotača. Iz istog izvora potiču i bazalti nastali unutar kontinentalnih ploča. Kada su normalizuju na hondrite, obogaćeni su **LREE** u odnosu na **HREE**. Njihov sastav se često, moglo bi se reći redovno, upoređuje sa bazaltima **MORB-a**, koje smo upravo opisali.



Slika 502. REE dijagram za tipične alkalne okeanske bazalte i bazalte MORB (Winter 2001, *An Introduction to igneous and Metamorphic rocks*, podaci iz Sun i McDonough, 1989)

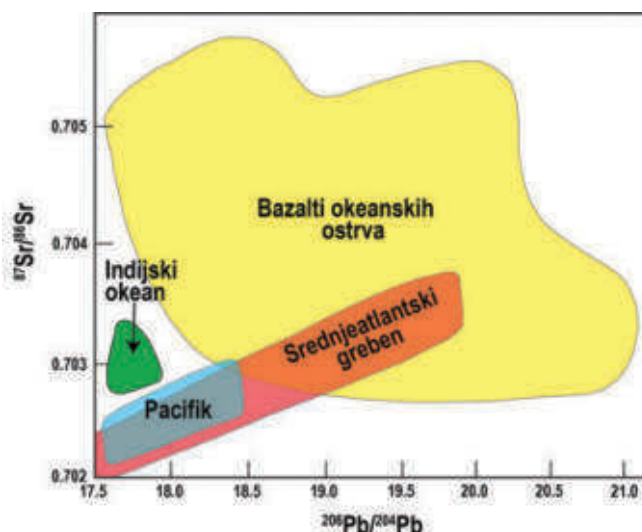
SADRŽAJ IZOTOPA

Geohemijska raznovrsnost vulkanskih stena povezanih s kapljicama (plumama) generalno se pripisuje hemijskoj heterogenosti omotača. Hemijska interakcija između jezgra i omotača takođe je predložena da objasni izotopsku raznolikost **OIB-a**, posebno za **Pb** i **Sr** (slika 503, ista prikazana slika 494). Sadržaj izotopa u stenama okeanskih ostrva varira i generalno je viši u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova. Izotopske varijacije **OIB-a** jasno ukazuju na to da u omotaču ima nekoliko izvora. Najčešće prihvaćeni model je da su one posledica subdukovanih delova okeanske litosfere (okeanska bazaltna kora i silicijski sedimenti) koji su doprineli stvaranju razdvojenih geohemijskih rezervoara u omotaču kao što su **HIMU**,

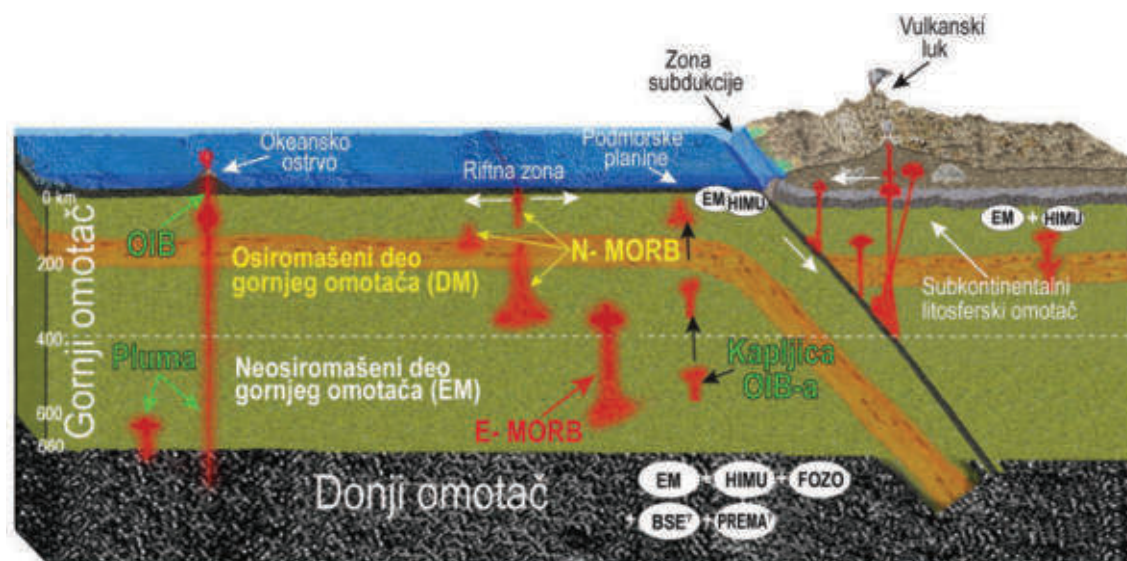
EM1 i EM2. Istraživanjima je utvrđena razlika u sastavu i sadržaju pojedinih izotopa bazalta unutar Havajskih ostrva. Južna grupa, takozvani „Loa vulkani”, razlikuje se u sadržaju izotopa **Pb** od severne grupe „Kea”, što je još uvek nepoznanica. Tu su i značajne varijacije sadržaja **Sr**, **Nd** itd.

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

Izotopski sastav stena **OIB**, koji je „izuzet” od uticaja kontinentalnih materijala, ukazuje na to da kapljice magmi imaju različit hemizam, za čije se poreklo sa sigurnošću ne zna da li je od subdukovanih kontinentalnih materijala (okeanske bazaltne kore, plus silicijski sedimenti), koji doprinose formiranju različitih geo-hemijskih rezervoara u omotaču (slika 504).



Slika 503. Sadržaj izotopa **Pb** i **Sr** u bazaltima različitih područja (Staudigel i dr., 1984, Dupre i Alegre, 1983)

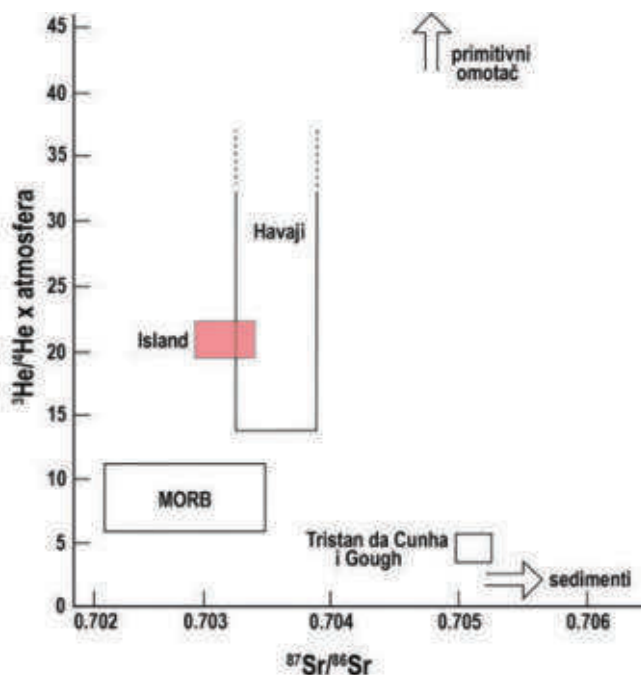


Slika 504. Šematski model okeanskog vulkanizma; skraćenice: EM – obogaćeni omotač; HIMU – visoki pluma omotač (engl. high-p mantle); FOZO – visoki odnosi $3\text{He}/4\text{He}$; BSE – primitivni omotač; PREMA – preovlađujući omotač (engl. prevelant mantle); nomenklatura Zindler i Hart (1986) i Hart i Zindler (1989); napomena: u postojećoj literaturi je velika raznolikost podataka o izvoru i sastavu magmi u omotaču

Hemijska interakcija između jezgra i omotača takođe može objasniti heterogenost u sadržaju izotopa **OIB**, posebno za **Pb**. Ovaj element je jako osiromašen u gornjem omotaču (**DM**), čineći ga osjetljivim na kontaminaciju sa **Pb** iz drugih izvora, posebno sa okeanskim sedimentima i okeanskom korom. Zaista, izotopi **Pb** su najosjetljiviji tragovi procesa mešanja u izvoru okeanskih bazalta, što ukazuje na veću razliku u izotopskom sastavu između astenosfere i magmi s „periferije” (**OIB**). Galer i O’Nions (*Galer & O’Nions, 1985*) predložili su mogućnost razdvajanja izotopa **Pb** i **Nd-Sr** u vezi s kratkim vremenom zadržavanja **Pb** u gornjem omotaču, što je uključeno u petrogenezu **OIB**. To bi trebalo otkriti u dijagramima varijacije **Pb**-izotopa. Step en do izotopske heterogenosti u okeanskim bazaltima, koji odražavaju recikliranje materijala „izdvojenog” preko subdukcionih zona, „očigledno” je fundamentalan za studije evolucije omotača.

IZOTOPI HELIJUMA

Visoki odnosi sadržaja $^3\text{He}/^4\text{He}$ u nekim **OIB** stenama „zahtevaju” (da bi se objasnili) postojanje nekih prvobitnih volatilnih komponenti u omotaču. Izotopske varijacije **Sr**, **Nd** i **Pb** u okeanskim bazaltima pružile su važna ograničenja za modele sastava omotača. Istraživanja su pokazala da su dva modela rezervoara nedovoljna da objasne kompleksne nizove podataka i da je potrebno mešanje najmanje tri nezavisne komponente omotača: osiromašenog astenosferskog omotača, obogaćenog omotača i reciklirane subdukovane okeanske litosfere (bazaltna okeanska kora plus sedimenti). Ispitivanje izotopnog sastava helijuma iz omotača može dodatno ograničiti ove modele mešanja. ^3He je uglavnom primordijalan (primaran), dok je ^4He nastao raspadom ^{238}U , ^{235}U i ^{232}Th . Stoga, visoki odnosi sadržaja $^3\text{He}/^4\text{He}$ u mladim okeanskim ostrvskim vulkanskim stenama ukazuju na primordijalne (primarne) fluide i dominaciju izvorne komponente izvornog omotača u njihovoj petrogenezi. Na osnovu sadržaja izotopa **Nd**, **Sr** i **Pb**, bazalti okeanskih ostrva, kao što su Tristan da Cunha, Gof (Gough) i Havaji, imaju „najjači potpis” primordijalne (primarne, nepromenjene) komponente omotača. Na slici 505 prikazani su dostupni podaci $^3\text{He}/^4\text{He}$ (normalizovani na atmosferski odnos) za okeanske bazalte (*Kurtz i dr., 1982*). Visoki



Slika 505. Varijacija sadržaja $^3\text{He}/^4\text{He}$ normalizovanih na atmosferu i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ za bazalte **MORB-a** i bazalte **OIB-a** (*Kurtz i dr., 1982*)

odnos sadržaja $^3\text{He}/^4\text{He}$ u nekim **OIB** stenama ukazuje na prisustvo volatila u kapljicama magmi. U nekim stenama **OIB** uočen je i visok sadržaj izotopa **Sr**, koji se „objašnjava” kontaminacijom ili asimilacijom kontinentalne kore. Pomenimo da se sadržaj pojedinih glavnih mikroelemenata u vulkanskim stenama **OIB** takođe objašnjava visokom temperaturom u magmatskim kapljicama.

PETROGENETSKI MODEL

Poreklo i nastanak okeanskih ostrva bila je „kontroverzna” tema u razvoju teorije tektonike ploča. Hotspot model ili model plume, koji je prvi predložio Vilson (*J.T. Wilson, 1963*) i kasnije razvio Morgan (*Morgan, 1971, 1972 a, b*), i dalje se čini „najuverljivijim” objašnjenjem, iako je nesumnjivo daleko složeniji nego što su ovi rani istraživači predvideli. Na slici 504 prikazan je sažetak procesa koji su „odgovorni” za stvaranje magmi u okeanskim ostrvima i srednjeokeanskim grebenima (riftovima). Gornji deo je osiromašeni (depletirani) omotač, izvor **MORB-a**, a niži, neosiromašeni izvor **OIB-a**.

Adijabatska dekompresija izaziva parcijalno stapanje u dijapirima, kao i u „susednom” izvoru **MORB-a**, zahvaćenom konvekcijom strujanjem. Mešanje ovih različitih rastopa je „neizbežno”. Magma koja se na kraju odvajanja da bi napajala (snabdevala) okeansko-ostrvski vulkanizam imaće geohemijska svojstva „mešanih” izvornih komponenti. Vruće tačke usredsređene na greben će, generalno, pokazati da je magma „razređena” zbog većeg stepena parcijalnog stapanja ispod grebena.

Plume se „moraju” smatrati sekundarnim načinom konvekcije omotača. Teško je utvrditi njihovu dinamiku kretanja bez saznanja o dubini u omotaču gde se javljaju. Parmentije i dr. (*Parmentier i dr., 1975*), na osnovu numeričkih modela, zaključili su da moraju biti vođene „baznim” grejanjem. Ovo je u skladu sa modelom konvekcije, u kome se plume javljaju na graničnom sloju između dva konvektivna režima.

Hofman i Vajt (*Hofmann & White, 1982*) predložili su model za magmatizam **OIB-a**, koji uključuje recikliranje okeanske kore u izvorni rezervoar **OIB-a**. Takvo recikliranje je neophodno da bi se objasnili mnogi od izotopskih geohemijskih karakteristika **OIB-a**. Oni sugeriraju da se okeanska kora odvajanja od ostatka potisnute litosfere i akumulira na nekoj dubini u donjem omotaču, gde može ostati pohranjena nekoliko milijardi godina. Na kraju, postaje nestabilna kao posledica unutrašnjeg zagrevanja, a dijapirskim uzdizanjem obezbeđuje izvornu komponentu za magmatizam **OIB-a**. Ovi autori su prvobitno predložili skladištenje na granici jezgra i omotača, ali Sekine i dr. (*Sekine i dr., 1986*) smatraju da su dubine manje, blizu diskontinuiteta od 660 km, što može označiti promenu u prosečnom hemijskom sastavu omotača.

Sadržaji pojedinih mikroelemenata i izotopa potvrđuju pretpostavku da bazalti **OIB** „moraju” biti izvedeni iz izvora koji su izolovani od rezervoara **MORB-a** nekoliko milijardi godina. Postoji mišljenje, međutim, da je izvorna komponenta „izvedena” iz drevne reciklirane okeanske kore (*Hofmann & White, 1982*). Izvor

OIB-a je „zamišljen” (pretpostavljen) kao mešavina primordijalnog omotača i drugih komponenti, uključujući one izvedene iz subdukovanih litosferskih ploča (*Zindler & Hart, 1986*). Zindler i dr. (*Zindler i dr., 1984*) predložili su da je astenosfera heterogena, ali je magmatizam srednjeg okeana homogenizuje. Manji stepen parcijalnog stapanja od grebena može preferencijalno uzrokovati (stvoriti) kapljice obogaćenog omotača, čime se stvara karakterističan geohemijski „zapis” **OIB**-a. Geohemijski, oba modela imaju slične rezultate i teško je dati prioritet dok ne saznamo više o konvekcijom kretanju gornjeg omotača.

Magme izlivenne u okeanskim ostrvima i okeanskim grebenima pripadaju i alkalnoj i subalkalnoj (toleitskoj) seriji magmi, čiji sadržaji mikroelemenata i izotopa se jasno razlikuju od **MORB**-a. U prikazanom modelu bazaltnih magmi izvedenih iz omotača (toleitskih i alkalnih) kontinuirano rastu kroz litosferu i skladište se u plitkim rezervoarima magme, na dubini od 2 km do 30 km, gde dolazi do frakcionacije kristalizacije i mešanja magmi. Hemijski sastav primarnih bazaltnih magmi nastalih u rastućoj plumi u omotaču će zavisi od različitih faktora, uključujući:

- a) sastav i mineralogiju izvornog omotača;
- b) stepen parcijalnog topljenja izvora i mehanizam parcijalnog stapanja i
- c) dubinu segregacije magme itd.

Opšti zaključci iz navedenog su sledeći:

Izvor – Geohemijske karakteristike **OIB**-a ukazuju na parcijalno stapanje višekomponentnih izvora koji uključuju primordijalni omotač, drevnu recikliranu okeansku koru (bazalti i sedimenti), osiromašenu astenosferu (**MORB** izvor omotača), osiromašenu okeansku litosferu i recikliranu subkontinentalnu litosferu.

Stepen parcijalnog stapanja – Postoje značajne kontroverze oko stepena parcijalnog stapanja potrebnog za generisanje spektra hemije **OIB**-a. Proračuni zasnovani na sadržajima pojedinih mikroelemenata generalno predviđaju „nerealno” mali stepen parcijalnog stapanja (2–10%). Na osnovu eksperimentalnih studija, čini se „razumnim” da se bazalti **OIB**-a stvaraju na sličnim uslovima kao i bazalti **MORB**-a (20–30%), dok alkalni **OIB** može predstavljati manje stepene parcijalnog stapanja (5–15%), verovatno na većim dubinama.

Dubina segregacije magme – Geohemijske karakteristike primarnih magmi uglavnom su izvedene iz njihove poslednje tačke uravnoteženja sa njihovim izvorom omotača. Hipotetični termalni modeli plume iz omotača „predviđaju” fokus glavne zone parcijalnog stapanja blizu baze litosfere. To podrazumeva dubine odvajanja magme od 100 km ili manje. Gornju granicu mogu dati podaci Ajslera i Kanamori (*Eissler i Kanamori, 1986*), koji smatraju da intenzivni zemljotresi na dubinama od 50–60 km ispod havajskog vulkana Kilauea odražavaju kretanje magme prema gore u sistem rezervoara na visokom nivou. Ako se magme zaista odvajaju na dubinama od 100 km, čini se malo verovatnim da mogu da pređu celu

litosferu bez daljeg ponovnog ujednačavanja s njom, dodajući tako dalje njihova „složena” geohemijska svojstva.

Važan problem u proučavanju je prisustvo toleitskih i alkalnih bazalta koji su nastali različitim stepenom parcijalnog stapanja homogenog izvora omotača ili različitih izvora. Odnosi sadržaja pojedinih mikroelemenata (**K/Ba**, **K/Rb** i **Zr/Nb**) i izotopa **Sr**, **Nd** i **Pb** u pomenutim stenama na nekim okeanskim ostrvima su u skladu s petrogenetskim modelom koji uključuje jedan relativno homogeni izvor (*Feigenson i dr., 1983*). Međutim, za mnoge havajske vulkane, posebno kasne faze, postoje izrazito različiti odnosi sadržaja pojedinih mikroelemenata i izotopa koji ukazuju na različite izvore omotača. Na osnovu pojednostavljenog petrogenetskog modela, smatra se da većina bazalta **OIB** nastaje kao mešavina rastopa iz različitih izvora: pluma, osiromašene astenosfere itd.

ZAKLJUČIMO!

Studije havajskih ostrva odigrale su fundamentalnu ulogu u razvoju modela za nastanak linearnih ostrvskih lanaca i evoluciju centralnih vulkana na okeanskim ostrvima. Havajski vulkani imaju karakterističnu evolucijsku sekvencu, od voluminozne toleitske faze izgradnje štita do kasne faze alkalnih bazalta, koja u završnoj fazi dovodi do stena sa nefelinom. Slični procesi su uočeni i na drugim okeanskim ostrvima, poput Samoe, Komora i Kanarskih ostrva.

Sadržaji makro i mikro elemenata, izotopa i geohemijske razlike između havajskih štitova koji formiraju toleite i kasnije alkalne lave isključuju njihov nastanak iz kompoziciono i izotopski homogenog izvora. Najjednostavnije objašnjenje za hemizam havajskih lava je da parcijalni rastopi iz plume reaguju sa okolnim stenama i okeanskom litosferom. Izotopske karakteristike izlivenne lave tako odražavaju dve izotopski različite izvorne komponente.

Voluminozni toleitski štitovi imaju izotopske karakteristike primordijalnog omotača i stoga mogu predstavljati relativno nekontaminirane parcijalne rastope izvora plume. Nakon faze izgradnje štita, vulkan se postepeno udaljava od vruće tačke, a prinos materijalom iz plume opada. U ovoj fazi smanjuje se vulkanska aktivnost, kao i stepen parcijalnog stapanja i doprinos komponenti iz plume. U završnoj fazi nastaju nefelini, bazaniti i melilititi, iz dominantnog parcijalnog stapanja litosfere (*Chen & Frey, 1985*).

V.7.3.1.3.3 KONTINENTALNI PLATO BAZALTI

Magmatizam unutar ploča odnosi se na stvaranje magmi (stena) u riftovima koji se formiraju unutar kontinentalnih ploča, među kojima je Istočnoafrički rift „najpoznatiji” i detaljno proučen (slika 506).

Ove tektonske strukture su karakteristične po neuobičajeno visokom protoku toplote i seizmičkim anomalijama. Neki od riftova imaju usku zonu pozitivne gra-

vitacione anomalije postavljenu iznad aksijalnog grabena, što može biti povezano sa prodiranjem bazaltnih magmi u sialičnu koru (*Searle, 1970., Cordell 1978., Ramberg i dr., 1978*).

Kontinentalni riftni vulkanizam se pokreće aktivnošću vruće tačke (plume) i kontinentalnim razlomom (stvaranjem rifta), kada nastaje spektar magmatskih stena:

1. toleitski do alkalni bazalti
2. anorogeni graniti i rioliti
3. silicijumom nezasićene stene
4. bimodalni magmatizam
5. komatiti, kimberliti i karbonatiti.

Kontinentalni plato bazalti, CFB (akronim od engl. *Continental Floor Basalt*) ili bazalti unutar ploča, **WPB**, (akronim od engl. *Within Plate Basalts*) ili bazalti **CRZ** (akronim od engl. *Central Rift Zone*) genetski su povezani sa kontinentalnim riftingom, lokalnim istežanjem i smanjenjem debljine kontinentalne litosfere. Tada se stvaraju depresije, dolazi do razlamanja, formiranja riftnih zona i na kraju do izlivanja lava.



Slika 506. Istočnoafrički rift je „klasičan” lokalitet CFB-a

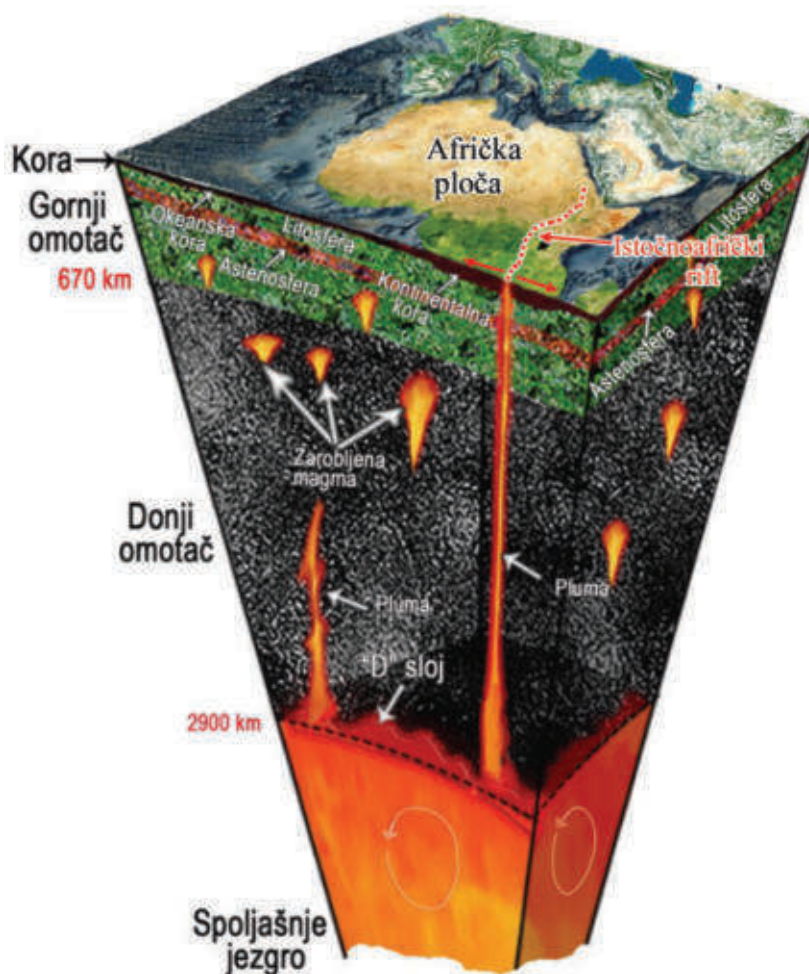
Riftna zona je tektonski sistem pukotina i raseda, širine nekoliko desetina kilometara i dužine nekoliko stotina, pa čak i hiljada kilometara (prikazano u ode-ljku Tektonika ploča).

Nekoliko puta u geološkoj prošlosti, ogromni izlivi bazaltnih lava su „poplavili” kontinentalna područja, predstavljajući najveće magmatske događaje na

Zemlji. Oni su se dogodili u relativno kratkom vremenskom periodu i smatra se da su povezani sa aktivnostima pluma. Velike magmatske provincije (engl. *Large Igneous Province* – **LIP**) „slabo” su definisane. Prvobitno su obuhvatale samo voluminozne, pretežno bazaltne lave koje su izlivenе u vrlo kratkom vremenskom periodu, ali bez preciznih informacija o njihovoj veličini, trajanju, petrogenezi itd. Navedimo ogromnu vulkansku provinciju Dekan (Deccan) u Indiji, koja je bila u vrlo kratkom vremenskom periodu, možda manje od 3 miliona godina, na granici krede i tercijara (*Courtillot i dr., 1986*).

Ovaj vulkanizam je deo „katastrofalnog” magmatskog događaja koji se može povezati i sa masovnim izumiranjem određenih vrsta flore i faune. Međutim, postoji mišljenje da je kataklizma na našoj planeti u to vreme povezana i sa padom ogromnog asteroida (*Alvarez i dr., 1980*). Ovde ćemo se fokusirati na bazalte kontinentalne sredine koji su poznati kao kontinentalni plato bazalti ili **CFB**.

Većina autora smatra da bazalti **CFB** nastaju kada vruća tačka, pluma (pikritska magma), dolazi sa velike dubine (po pojedinim autorima „čak” iz sloja „D”) i smešta se u gornji deo gornjeg omotača, blizu granice sa kontinentalnom korom (slika 507). Numeričkim i fluidnim modeliranjem je utvrđeno da je veliči-



Slika 507. Nastanak bazalta CFB

na, prečnik plume, oko 1000 km. Sa izdizanjem, glava plume se izravnavava, širi se i dobija oblik diska, povećavajući prečnik na oko 2000 km.

Gornji deo plume je područje visoke termičke aktivnosti i značajnog parcijalnog stapanja, što rezultira stvaranjem velikih količina magme. Na osnovu eksperimenata, Farnetani i dr. (*Farnetani i dr., 1995 i 1996*) utvrdili su da je temperatura u plumi viša za oko 350 °C u odnosu na okolne stene, što uzrokuje njihovo stapanje i značajno povećava produktivnost, odnosno količinu nastale magme.

Razlamanje kontinenata, smatra se, zahteva tektonske procese, a dolazak plume ih modifikuje, ali ne i uzrokuje. Kurtijo i dr. (*Courtillot i dr., 1999, 2007*) ukazuju na to da plume ubrzavaju već prisutno riftovanje. Međutim, neki istraživači sumnjaju i traže vezu sa subdukcijom.

Kada se proces riftovanja dovoljno razvije, dolazi do potpunog cepanja kontinentalne ploče i formiranja dve nove ploče. Prostor između njih postaje okeanski, izlivaju se bazalti **MORB** i stvara se nova okeanska kora. Superkontinent Pangea se razlomio kada su nastali Pacifik, Atlantski i Indijski okean. Istočnopacifički rift će za par desetina miliona godina podeliti Afriku na dva manja kontinenta i promeniti Atlantski okean.

Smatra se da vruća tačka (pluma) pokreće intrakontinentalni rift. Uz dijabirski uspon sublitosferskog dela omotača i adijabatsku dekompresiju, dolazi do parcijalnog stapanja i stvaranja bazaltnih magmi, koje se izlivaju unutar kontinentalnog rifta.

Priroda mogućih izvora (područja parcijalnog stapanja) za vulkanizam **CFB** je složena. Predloženi izvori uključuju sve rezervoare omotača predviđene za stvaranje **MORB-a** i **OIB-a** (**DM, BSE, HIMU, PREMA** i **EM** itd.), kao i uticaj kontinentalnog dela litosfere itd. (detaljnije u drugom delu ovog poglavlja).

Na osnovu sadržaja pojedinih mikroelemenata i, posebno, izotopa, smatra se da se u plumi nalaze i proslojci, sočiva reciklirane okeanske litosfere, pri čemu se stvara mešavina komponenti iz omotača, uključujući **DM, EM, HIMU** itd.

Jedno od otvorenih pitanja o uslovima nastanka ovih stena je stepen asimilacije i frakcione kristalizacije u plićim nivoima (proces **AFC**). Da bi se razumeli, neophodno je poznavati strukturu i sastav kontinentalne kore i dubine smeštaja magmi, odnosno rezervoara.

Postoji nekoliko mehanizama za interakciju magme sa stenama kore, pri čemu je potrebno značajno unošenje toplote. Intenzitet kontaminacije zavisi od temperature magme, dubine, količine priliva magme, vremena zadržavanja, sastava okolnih stena, količine vode itd. Veoma retke, veće pojave pikrita su potvrda ove pretpostavke. Izlivanje lave se uglavnom dešava duž linearnih pukotina, raseda (riftova), a ne centralnih vulkana.

Kontaminacija stenama kontinentalne litosfere verovatno je neizbežan proces za većinu magmi smeštenih u kontinentalnim riftovima. Magma se najpre kontaminiraju sa stenama sa niskim temperaturama stapanja (peščari, gline, gnajsevi, mikašisti, graniti itd.), asimilirajući alkalije i siliciju.

Kontaminacija je najveća u obodnim delovima, gde postoji direktni kontakt magme sa okolnim stenama. O stepenu i vrsti kontaminacije će se govoriti i u poglavlju o hemijskom sastavu kontinentalnih plato bazalta. U područjima niskih pritisaka, frakcionom kristalizacijom magme nastaju različite izlivne stene, od bazalta do riolita. Ove stene imaju manju gustinu od okolnih stena, što im omogućava dalji uspon i izlivanje na površinu. Preostala magma stvara magmatske rezervoare, pa se pretpostavlja da u donjim delovima kontinentalne kore postoje značajni gabroidni i ultrabazični kumulati koji volumenom (po zapremini) premašuju izlive bazalta na površini.

Stvorene magme retko izlaze na površinu bez zadržavanja. Pre erupcije, pretpostavlja se da se najmanje dva puta zadrže u kori i da na svakom „privremenom staništu” ponovno prolaze kroz proces frakcionacije i kontaminacije sa kontinentalnom korom.

Vreme izlivanja **CFB** je relativno kratko, od nekoliko miliona do nekoliko desetina miliona godina, ali vrlo intenzivno kada nastaju ogromne količine plato bazalta.

Bazalti **CFB** (ili **WPB** ili **CRZ**) javljaju se na svim kontinentima i stvarani su poslednjih milijardu godina. Malo njih je preostalo od pre mezozoika zbog globalne tektonike (pomeranja ploča).

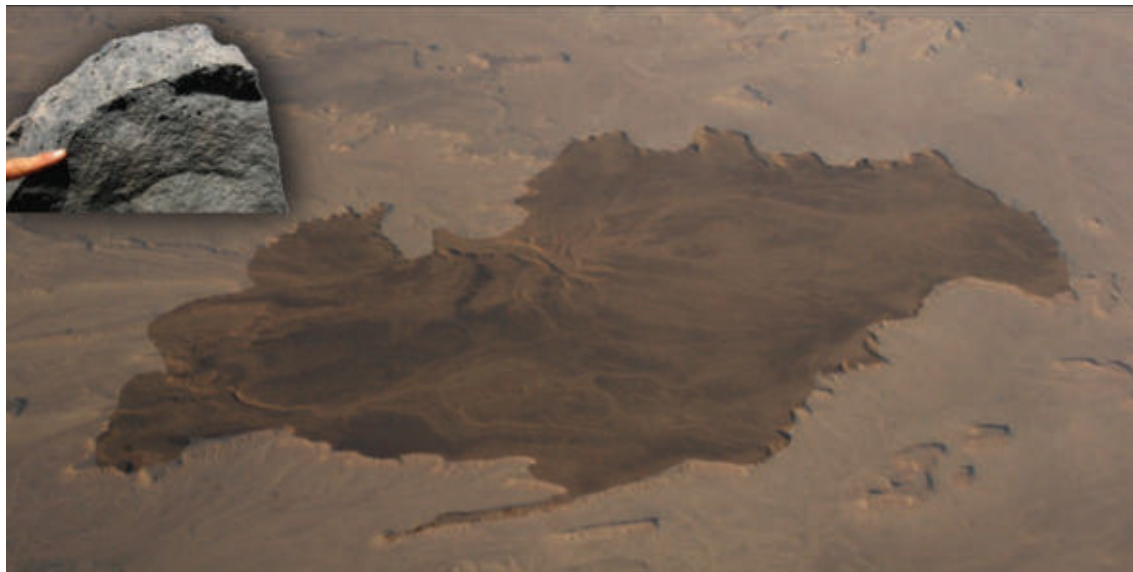
Starije vulkanske provincije kontinentalnih plato bazalta (Keweenawan, Sibirskaja) javljaju se u starim riftovima unutar kontinentalnih ploča, često u asocijaciji sa metamorfnim stenama, i same su delimično promenjene. Mlađe vulkanske provincije (Parana, Dekan itd.) povezane su sa mezozojskim područjima razmicanja kontinenata, kada su se s vremenom formirali novi okeanski baseni.

Bazalti Parane (istočni deo Južne Amerike) prethodili su odvajanju afričkog kontinenta od Južne Amerike i otvaranju Atlantskog okeana, dok je magmatizam u vulkanskoj provinciji Dekan (Indija) usledio nakon raspada Gondvane itd. Najmlađi kontinentalni plato bazalti su iz Kolumbije (Severozapadne SAD) i stvarani su pre 17 do 6 miliona godina. Oni su povezani sa vulkanskom aktivnošću parka Jeoloustoun (područje tople tačke), koja ima bazaltno-riolitski, tj. bimodalni karakter.

Mlađi bazalti **CFB** se prepoznaju po ogromnim količinama izlivenih bazalta u kontinentalnom okruženju tokom relativno kratkog vremenskog perioda. Visoka stopa erupcije i nizak viskozitet stvaraju platoe bez izraženog reljefa (slika 508). Intruzivne stene su retke i pojavljuju se lokalno.

Jedan od najvećih kontinentalnih platoa bazalta, kao što smo naveli, nalazi se u području reke Kolumbija (SAD), zatim su to područje Dekana u Indiji, Sejšelska ostrva, rift Rajna, Bajkalski rased u Sibiru, Istočnoafrički rift itd. Neki autori smatraju da su ogromne količine izlivenih pločastih bazalta stvorile vulkanske pasivne kontinentalne margine, što je zaključeno i na osnovu seizmičkih istraživanja. Primeri uključuju istočnu obalu Grenlanda, zapadnu obalu Indije, istočne obale Južne Amerike, obalu Afrike itd.

Trenutno samo Istočnoafrički rift redovno izbacuje lavu. Vulkani su uglavnom pojedinačni, toleitski do alkalni bazalti, bogati natrijem, a ne kalijem kao oke-



Slika 508. „Mladi” izliv bazalta CFB u Sahari (Libija), avio-snimak; gore levo: uzorak stene

anski bazalti. Izlivene bazalte odlikuje veoma niska viskoznost, što ih čini fluidnim i pokretnim te pokrivaju velike površine. Evo detalja.

ISTOČNOAFRIČKI RIFT

Istočnoafrički rift je aktivna zona kontinentalnog riftinga na Zemlji (slika 509), a fokus je širokog spektra geoloških i geofizičkih proučavanja kako bi se razumeli procesi njegovog stvaranja (opisano u Tektonici ploča). To je „prirodna” laboratorija za analizu magmatskih procesa vezanih za sve faze nastanka, od početne u južnoj Africi do razvoja nove okeanske kore u Crvenom moru, Adenskom zalivu. Istočnoafrički rift je zbog veličine, raznovrsne tektonske i magmatske aktivnosti klasičan primer stvaranja bazalta unutar kontinentalnih ploča. Trenutno je najveća kontinentalna „pukotina” (rased) na afričkoj ploči, sa znatno većim količinama vulkanskih erupcija od drugih, manjih, aktivnih pukotina.

Mor (**Mohr, 1982**) procenjuje da su količine vulkanskih stena u istočnoj Africi, u Keniji i Etiopiji, oko 500.000 km³, u poređenju s 12.000 km³ u Riftu Rio Grande u zapadnoj SAD i 5000 km³ u području Bajkalskog jezera.

Kontinentalne riftne zone su područja „lokalizovane” litosferske ekstenzije, koju karakterišu centralna depresija, uzdignuti bokovi i stanjivanje kore ispod nje. Sa takvim strukturama povezani su visoki toplotni protok, široke zone regionalnog uzdizanja i magmatizam. Generalno, one su nekoliko desetina kilometara široke i dužine od jedne desetine do nekoliko stotina kilometara. U ekstremnom slučaju, proširenje i pridruženi magmatizam mogu biti znatno veći.

Istočnoafrički rift je deo mnogo većeg afro-arapskog riftnog sistema, koji se prostire na oko 6500 km, od Turske do Mozambika, uključujući Mrtvo more (Levantinski rased), Crveno more, Adenski zaliv i Istočnoafrički rift. U Crvenom moru i Adenskom zalivu došlo je do kontinentalnog razdvajanja i formiranja novih



Slika 509. Istočnoafrički rift

okeanskih bazena. Mnogi autori sugerišu da istočne i zapadne grane Istočnoafričkog rifta predstavljaju ranu fazu takvog procesa.

Procesi kontinentalnog riftinga moraju prethoditi formiranju novih okeanskih bazena. Crveno more je prirodna laboratorija u kojoj se može proučavati pomenuti proces. U južnom delu, linearnim nizom vrućih tačaka astenosfere, razmaknutih oko 50 km, postavljenih na „široj” zoni uzdizanja omotača stvorena je nova okeanska kora širenjem morskog dna (**Bonatti, 1985**). Čini se da se rasedi šire iz svake tople tačke, stvarajući diskontinuitete koji se spajaju sa drugim, susednim toplim tačkama. Oni kasnije mogu postati transformni rasedi u novootvorenom okeanskom bazenu. Sličan mehanizam otvaranja, veruje se, bio je i kod stvaranja Atlantskog okeana, gde su pojedinačni segmenti grebena takođe dugi oko 50 km. „Redovni” razmak između toplih tačaka od oko 40 km takođe je zabeležen i kod mladih aktivnih vulkana u severnoj Keniji i etiopskim rasedima, koji ukazuju na vezu između kontinentalnih i okeanskih procesa rasedanja usled podizanja omotača (pluma).

Daleko od aktivne aksijalne zone u južnom Crvenom moru i preko severnog sektora, odsutna je prava okeanska kora. Crveno more je „zamotano” kontinentalnom korom, koja je „ubrizgana” sa dajkovima. Čini se da je to prelazak iz kontinentalne u okeansku koru, u kojoj je kontinentalna kora rastegnuta i progresivno zahvaćena intrudovanjem mafičnim dajkovima (**Nicholas, 1985**).

Riftne doline, aktivne i „drevne” (stare), nalaze se na većem delu kontinenata. Neke od njih će se razviti u nove okeanske bazene, ali se neke, nakon samo nekoliko kilometara, prekidaju formirajući takozvane „propale” pukotine (engl. *failed rifts*). Uz mnoge pasivne kontinentalne margine (npr. Atlantski okean), postoje primeri trostrukih raseda – pukotina u kojima su se dve od tri pukotine razvile u novi okeanski bazen, dok je treća „neuspeh” (*failed*) i proteže se unutar kontinenta. Oni su važni jer kada se ispune sedimentima, mogu sadržavati i značajne količine nafte.

Studije evolucije (razvoja) kontinentalnog riftinga (razmicanja) i kontinentalnih margina dovele su do razvoja mnogih hipoteza o „pokretačkim” silama (tektonici) koje ih stvaraju (*McKenzie, 1978 b., Keen, 1985*).

Danas je opšteprihvaćeno da je formiranje riftova unutar kontinentalnih ploča povezano sa „istezanjem” kore, dela omotača, tj. litosfere. Usled toga dolazi do transporta (kretanja) toplote iz astenosfere ili dubljih delova omotača prema gore, što uzrokuje parcijalno stapanje i stvaranje magme (lave) određenog sastava, pri čemu su moguća dva „ograničavajuća” slučaja:

a) **aktivni rifting** – astenosfersko izdizanje koje uzrokuje kretanje litosfere prema gore i kontroliše formiranje rifta, kada se **javlja vulkanizam**

b) **pasivni rifting** – uzrokovan diferencijalnim „naprezanjima” u litosferi, kada se formira rased (rift) i **nema vulkanizma**.

Na terenu je teško razlikovati aktivne od pasivnih riftova. Morgan (*W. J. Morgan, 1983*) ukazao je na to da tople tačke magme unutar kontinentalnih ploča mogu oslabiti litosferu i omogućiti stvaranje raseda, riftova.

Unutar afričke ploče uglavnom postoji korelacija između područja uzdizanja doma (praćena negativnim Bugeovim anomalijama) i alkalnog bazalt-trahitskog vulkanizma.

Bez obzira na mehanizam nastanka, geofizički podaci pokazuju da je astenosfersko uzdizanje osnovna karakteristika svih sadašnjih i nedavno aktivnih kontinentalnih riftnih zona (*Basaltic Volcanism Study Project, 1981*). Teoretski, trebalo bi razlikovati aktivno od pasivnog rasedanja (riftinga) na osnovu relativnog vremenskog rasporeda podele i vulkanizma. U aktivnom slučaju, uzdignuti astenosferski omotač je „odgovoran” za pucanje litosfere, a posmatrani tektonsko-magmatski redosled (proces) bio bi doma–vulkanizam–rifting. Nasuprot tome, u pasivnom „slučaju” (riftingu), pucanje litosfere usled diferencijalnih naprezanja unutar ploče izaziva astenosferski dijapirizam i delimično stapanje. Redosled stvaranja bi bio rifting–doma–vulkanizam.

Nažalost, ovakvi pojednostavljeni modeli, kada se testiraju, retko su jednoznačni jer su procesi nastanka i razvoja pukotina (raseda, riftova) složeniji i drugačiji.

Tako Senjor i Berk (*Sengor & Burke, 1978*) i Bak (*Buck, 1986*) smatraju da su riftovi Rajne i Bajkala pasivni, stvoreni su horizontalnim naponima indukova-

nim alpskom orogenezom, dok pojedini autori smatraju da su oba aktivna.

Vratimo se Istočnoafričkom riftu, gde postoji opšti konsenzus da je aktivan i da je litosfersko istežanje neophodno za stvaranje podeljenih sedimentnih bazena i kontinentalnih margina (*England, 1983*). Istočnoafrički rift, pomenut u poglavlju Tektonika ploča, deli se na istočni i zapadni deo štitom Tanganjika. Ove dve „grane” su karakteristične po vulkanizmu različitog sastava i intenziteta.

Jedan od tektonskih „problema” (složen i prostorno velik tektonski sklop) jeste stepen do kojeg „stare” podine kontrolišu orijentaciju i razvoj aktivnih raseda.

U Etiopiji i Keniji postoji direktna veza između kenozojskog riftinga i strukture prekambrijske podine, koja je „pokrivena” vulkanskim izlivima. Smatra se da je opšti trend (kretanje) riftne zone NNE–SSW i paralelan sa riftom Mozambika.

Izgleda da istočna grana raseda ima podinu od relativno mladih stena, dok zapadna grana ima starije, prekambrijske stene i znatno manju magmatsku aktivnost. Jedno od zanimljivih (otvorenih) pitanja je i da li i koliko priroda podine ima „kontrolu” nad sastavom i količinom izlivena magme.

Osim Istočnoafričkog rifta, unutar afričke ploče postoji i nekoliko drugih centara tercijarne vulkanske aktivnosti.

Pomenimo da mladi kontinentalni riftovi s karakterističnim seizmičkim strukturama ukazuju na anomalno tanku litosferu (*Mohr, 1982*) i prisustvo „anomalnog” (parcijalno stopljenog) omotača s niskim brzinama P-talasa u krugu od 50 km oko osa raseda, s korom debljine oko 40 km. Smatra se da je dijapir parcijalno stopljenog omotača skoro dostigao površinu u Istočnom riftu, ali je „zastao” na oko 55 km ispod zapadnog dela rifta. Zemljotresi u istočnoj Africi se javljaju na dubinama od 20–30 km, što ukazuje na to da je donja kora „neuobičajeno” hladna.

Ovo je u suprotnosti sa obimnom magmatskom aktivnošću povezanom s riftom. Izlivena lava Istočnoafričkog rifta je različitog sastava u odnosu na ujednačene subalkalne bazalte koji dominiraju u kontinentalnim plato bazaltnim provincijama. Po sastavu varira od prelaznih subalkalnih tipova preko alkalnih bazalta do silicijumom nezasićenih bazanita i nefelinita, a javljaju se i ultrakalijske magme kao što su leucititi. U nekim područjima Istočnoafričkog rifta ima i karbonatita, koji se mogu povezati sa silicijumom nezasićenim vulkanskim centrima.

Unutar područja najvećeg proširenja kore (riftinga), kao što je Etiopija, dominiraju prelazni bazalti, koji mogu ukazivati na korelaciju između brzine širenja (razmicanja) i stepena parcijalnog stapanja plume.

Veliki „problem” u proučavanju magmatizma (vulkanizma) kontinentalnih riftova je nastanak stena koje su bogatije silicijumom (SiO_2) od bazalta. U nekim riftovima, trahiti, fonoliti i rioliti mogu se jasno povezati s procesima frakcione kristalizacije, ali u drugima, međutim, ne. Ovo se naročito javlja u „aktivnijim” riftovima, gde su visoki toplotni tokovi, koji nastaju usled „plitkog” smeštaja velikih količina visoko temperaturne bazaltne magme u koru. One teže da se nalaze u hidrostatički „kontrolisanim” nivoima u kori, što dovodi do stvaranja sočivastih akumulacija. Provodljivost toplote iz takvih tela može lokalno povećati tempera-

turu okolnih stena iznad njihovog solidusa i uzrokovati parcijalno stapanje i stvaranje silicijumom bogatijih magmi (sećate se procesa AFC).

Pomenuta hipoteza potvrđena je i geofizičkim proučavanjima. U južnom delu istočne Afrike, mezozojski alkalni plutonski kompleksi pružaju dokaze za postojanje trahitnih/fonolitnih stratovulkana sličnih onima trenutno aktivnog Kenijinog raseda, npr. alkalna provincija Hilva (Chilva) u južnom Malaviju (*Bailey, 1974*).

PETROGRAFIJA BAZALTA KONTINENTALNIH RIFTOVA

Petrološke karakteristike bazalta **CFB** su slične bazaltima okeanskih ostrva i platoa. Oni po sastavu variraju od toleitskih do subbalkalnih bazalta i riolita, preko alkalnih bazalta, lamprofira, do silicijumom nezasićenih bazanita i nefelinita, ultrakalijskih stena i, ponekad, leucitita. U riftovima sa silicijom nezasićenim vulkanskim stenama javljaju se kimberliti i karbonatiti.

Vrlo specifičan mineralni sastav imaju ultrakalijske stene, lamprofiri, lamproiti, trahiti, fonoliti, kimberliti i karbonatiti, koji se javljaju u pojedinim kontinentalnim riftovima. O njima će biti više reči u poglavlju Alkalne stene.

Od minerala, najčešći su olivin, piroksen, plagioklasi, amfiboli, biotit i alkalni feldspati i feldspatoidi.

Ti-magnetit je najčešći akcesorni mineral. U pojedinim provincijama (Kolumbija i Parana), preovlađuju varijeteti sa vrlo malo fenokristala ili su čak bez njih.

Olivin kristališe u širokom opsegu sastava, od **Fo₈₀** u osnovnim članovima, do gotovo čistog fajalita u trahitima i riolitima. Klinopirokseni su bogati **Ca**, sa sastavom od augita u osnovnim stenama, do hedenbergita u trahitima i riolitima i egrin-augita u fonolitima.

Hornblenda i biotit se javljaju uglavnom u bazanit-fonolitskoj grupi. Amfiboli mogu biti alkalni sa varijacijom u sastavu. Plagioklas je uobičajen fenokristal, sastava od bitovnita-labradorita (**An₈₅₋₇₅**) u osnovnim stenama, do oligoklasa (**An₁₇**) u kiselim stenama. Nefelin se uglavnom javlja u bazanitima i trahitima, a može biti prisutan i sodalit. Apatit je uobičajen akcesorni mineral.

Po mineralnom sastavu, sadržaju makro i mikro elemenata, geohemiji izotopa itd., bazalti **CFB** se značajno razlikuju od okeanskih bazalta. Razloga ima „puno”: reakcije bazaltne magme sa kontinentalnom korom, procesi diferencijacije, kontaminacije, asimilacije itd.

Većina plato bazalta ima porfirsku strukturu s sadržajem fenokristala do oko 25%, mada ih u nekim provincijama (npr. reka Kolumbija i Parana) ima i manje.

Fenokristali plagioklasa su uvek prisutni, praćeni olivinom, augitom, pižonitom i **Ti**-magnetitom. Ova asocijacija ukazuje na procese frakcionisanja na niskom pritisku, do 0–15 kbar.

Kontinentalni riftni magmatizam može biti i eksplozivan, kada piroklastiti preovlađuju nad vulkanitima. Lave intermedijarnog sastava u većini vulkanskih provincija su retke, pa je vulkanizam koji je dao kontinentalne plato bazalte bimodalan, tj. bazaltno-riolitskog tipa. Jedan od primera je, kako smo pomenuli, Jeloustounski park.

Karakteristično za vulkanske stene **CFB**-a je, osim bazalta, i prisustvo kiselih stena, riolita, trahita i fonolita, koje se u ovoj sredini znatno češće i obilnije javljaju nego u drugim. Ova pojava naziva se bimodalni magmatizam.

HEMIJSKI SASTAV BAZALTA UNUTAR KONTINENTALNIH PLOČA

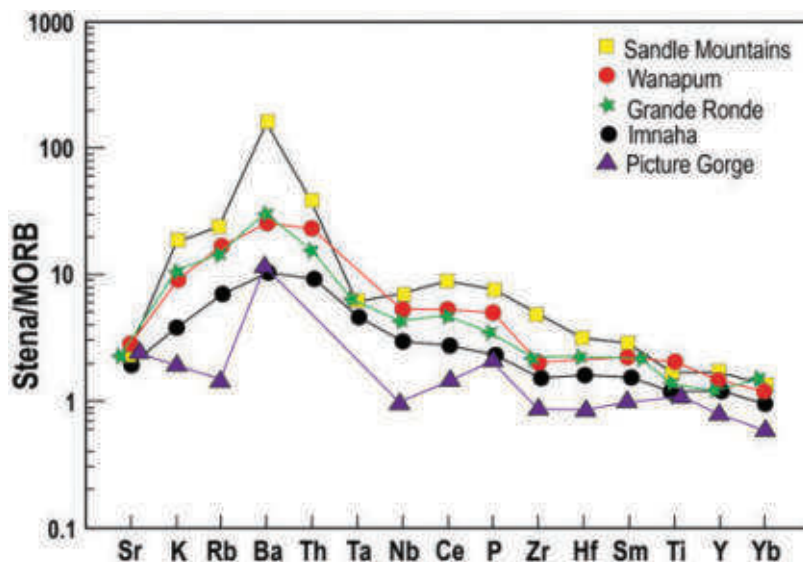
Hemijska i geohemijska varijacija bazalta **CFB** rezultat je razlika u stepenu parcijalnog stapanja, frakcione kristalizacije, mešanja magmi, kontaminacije i asimilacije sa okolnim stenama itd. Pomenuti procesi objašnjavaju geohemijsku „složenost i heterogenost” bazalta **CFB**, jer su „preživeli” većinu tektonskih, metamorfnih i magmatskih događaja. To se potvrđuje i prisustvom ksenolita omotača u kimberlitima, kontinentalnim alkalnim bazaltima itd. Podsetimo da veliki deo izliva kontinentalnih plato bazalta prekriva kontinentalnu koru kroz koju su lave „morale” proći i, naravno, kontaminirati je, asimilirati itd.

Sadržaji pojedinih makro i mikro elemenata takođe ukazuju na frakcionu kristalizaciju u magmatskim komorama smeštenim na različitim nivoima, ispod i u samoj kontinentalnoj kori. U nekim provincijama se javljaju i rioliti (bimodalni magmatizam, vulkanizam, koji će biti detaljno opisan u narednom odeljku), što se objašnjava plitkom frakcionom kristalizacijom. Smatra se da bazalti predstavljaju parcijalni rastop omotača, dok su rioliti rezultat stapanja kore, verovatno tokom probijanja bazalta kroz stene na putu ka površini. Na taj način pojava bazalta **CFB** ne može se „jednostavno” modelirati, jer je za njihovo stvaranje potrebno više izvora.

SADRŽAJI MIKROELEMENATA

Bazalti **CFB** su siromašniji kompatibilnim i bogatiji inkompatibilnim mikroelementima u odnosu na bazalte **N-MORB** (slika 510). To ukazuje da su ove stene „doživele” značajnu frakcionu kristalizaciju odvajanjem iz izvora peridotitskog omotača.

Pomenimo i jednu „važnu” razliku, **Fe-indeks** ($\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$). Bazalti **CFB** imaju vrednost od 0,7–0,8 u odnosu na bazalte **MORB-a**, gde je vrednost niža, 0,5–0,6. Razlog tome, prema nekim autorima, jeste to što kontinentalni plato bazalti nastaju iz izvora koji su bogatiji Fe, mada neki od njih ukazuju i na procese diferencijacije. Dijagrami bazalta **CFB** više „liče” na bazalte **E-MORB** i **OIB** i ne mogu se objasniti samo „jednostavnim” procesom frakcione kristalizacije. Obogaćivanje pojedinih mikroelemenata obično zahteva preko 40–50% frakcione kristalizacije, uz dodatak asimilacije sa korom, što ukazuje na više izvora, procesa itd. Razlika između bazalta **CFB** i **N-MORB** najbolje se vidi kada se direktno uporede sadržaji pojedinih mikroelemenata normalizovani na **N-MORB**, gde se „jasno” uočavaju obogaćenja nekih mikroelemenata. Visoki odnosi sadržaja **LIL/HFS** i negativna anomalija **Ta-Nb** „obeležja” su bazalta unutar kontinentalnih ploča koji nisu povezani sa subdukcijom, ali njihov sastav i sadržaj pojedinih mikroelemenata ukazuju na „učestvovanje” subkontinentalnog litosferskog omotača, kao



Slika 510. Sadržaji pojedinih mikroelemenata sa „poznatih” lokaliteta bazalta **CFB** (dati na engleskom, gornji deo slike) normalizovani na bazalte MORB (Hopper i Hawkesworth, 1993 i Bailey i dr., 1989)

i na „ranije” procese subdukcije. Stene Istočnoafričkog rifta, sastava od bazalta do riolita, imaju ujednačen odnos sadržaja pojedinih inkompatibilnih elemenata (**Nb/Zr**, **Ce/Zr**, **La/Zr** i **Rb/Zr** itd.) i ukazuju na to da bazalti i njihove frakcionom kristalizacijom generisane asociirane kisele stene vode poreklo iz iste magme, bez značajnije kontaminacije sa stenama kontinentalne litosfere.

Po sastavu, bazalti **CFB** su slični bazaltima **OIB** (Sun i McDonough, 1989), uz, naravno, neka odstupanja. Na primer, anomalije **Pb**, **Ba** i **K** mogu odražavati „obogaćenu” komponentu, kontaminaciju sa kontinentalnom korom. Međutim, treba da budemo obazrivi prilikom interpretacije i izvođenja zaključaka, jer su procesi složeniji, a anomalije „višeznačne”.

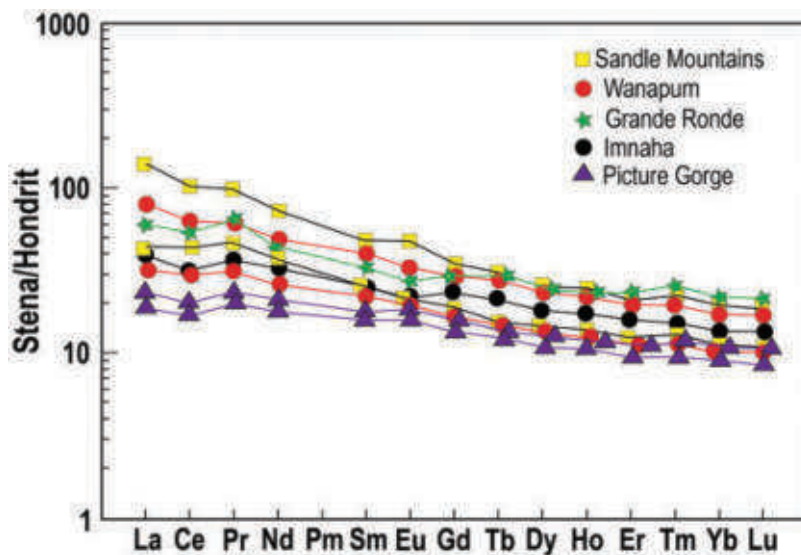
Sadržaji kompatibilnih mikroelemenata, kao što su **Ni** i **Cr**, jesu niski, što ukazuje na to da bazalti **CFB** nisu primarne magme i da su frakcionisani pre erupcije.

Bazalti **CFB** imaju visoke sadržaje inkompatibilnih mikroelemenata, posebno **K₂O**, **LILE** i **LREE**. Ove stene takođe imaju promenljiv sadržaj izotopa i „zahtevaju” više izvora, uključujući kontinentalnu koru i/ili obogaćeni omotač.

Vrlo nizak sadržaj **Ni** i nizak odnos **CaO:MgO** u kontinentalnim plato bazaltima potvrđuje pretpostavku da su ove stene nastale frakcionom kristalizacijom pikrita na niskim pritiscima. Retki izlivi pikrita u provincijama Dekan i Karo su primeri primarne magme koja je frakcionisanjem olivina dala magme iz kojih su kristalisali kontinentalni plato bazalti u tim područjima.

SADRŽAJI REE

REE dijagrami imaju slične negativne nagibe, što ukazuje na slično obogaćivanje **LREE** (slika 511). Kompatibilno osiromašenje i inkompatibilno obogaćivanje makro i mikro elemenata su karakteristični za većinu bazalta **CFB**, što ih jasno



Slika 511. Sadržaji elemenata REE sa „poznatih” lokaliteta bazalta CFB (dati na engleskom, gornji deo slike) normalizovan na bazalte MORB (Hopper i Hawkesworth, 1993 i Balley 1989)

razlikuje od N-MORB-toleita. To ukazuje da su CFB-i doživeli značajnu frakcionu kristalizaciju od odvajanja iz izvora peridotitskog omotača. CFB dijagrami su slični E-MORB i OIB dijagramima, ali su odnosi makro i mikro elemenata znatno složeniji od bazalta nastalih u drugim tektonskim sredinama.

Na osnovu navedenih podataka pojedini autori smatraju da bazalti CFB nisu genetski vezani za plume koje dolaze iz dubokog sloja „D” (slika 512).

Sličan sadržaj mikroelemenata (i izotopa) u bazaltima CFB i bazaltima okeanskih ostrva ukazuje na to da ove dve grupe stena vode poreklo iz istog izvora, neosiromašenog donjeg dela gornjeg omotača. Na to ukazuju i odnosi sadržaja Th/Yb i Ta/Yb.

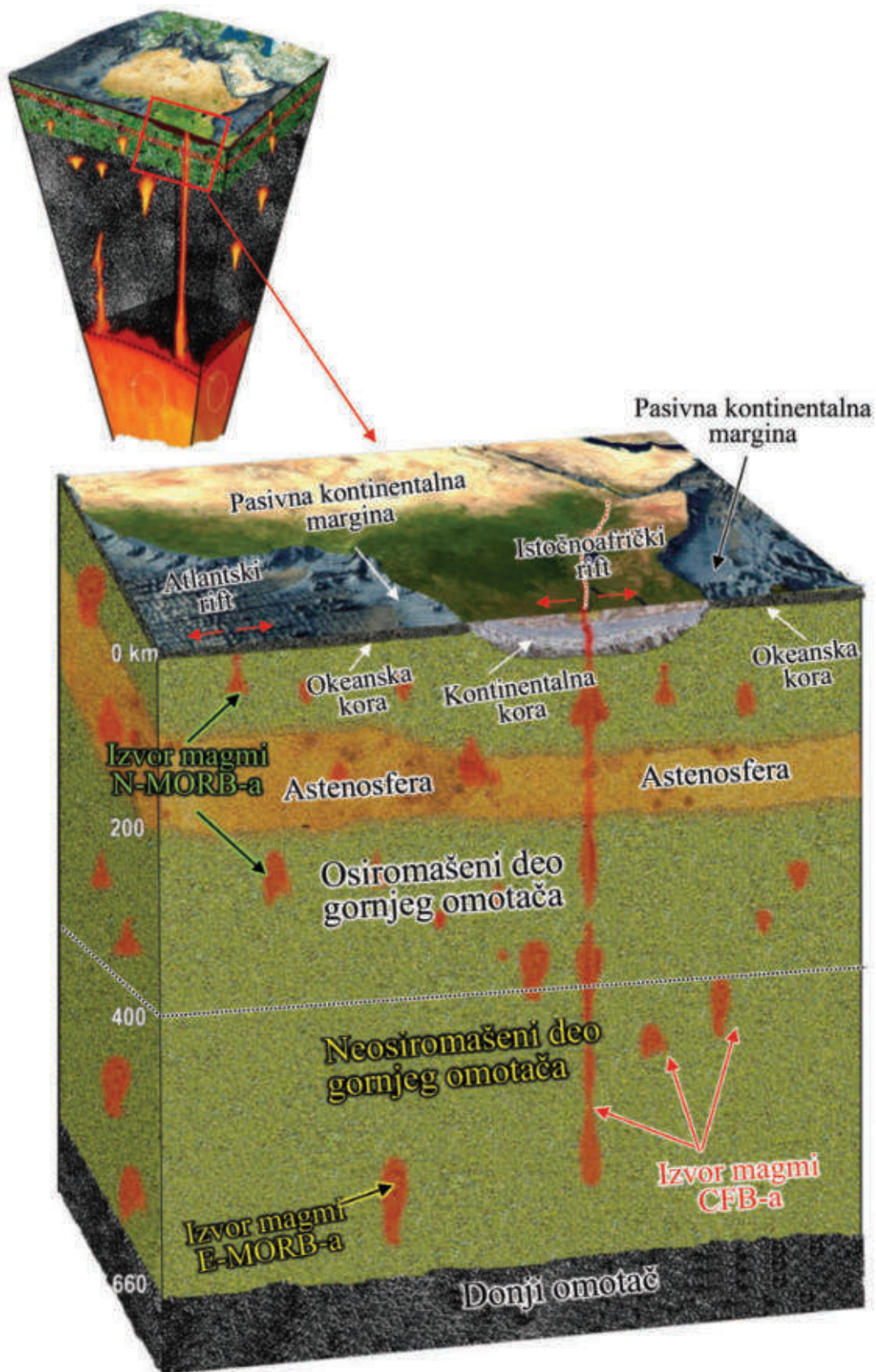
Povećan sadržaj inkompatibilnih elemenata, elemenata retkih zemalja i različit sadržaj izotopa od bazalta stvorenih u srednjeokeanskim riftovima takođe potvrđuje pomenutu pretpostavku.

Bazalti srednjeokeanskih riftova nastaju parcijalnim stapanjem osiromašenog dela omotača na manjim dubinama, uz značajno učešće astenosfere, zbog čega su siromašniji inkompatibilnim elementima, elementima retkih zemalja i imaju drugačiji sastav izotopa.

SADRŽAJ IZOTOPA

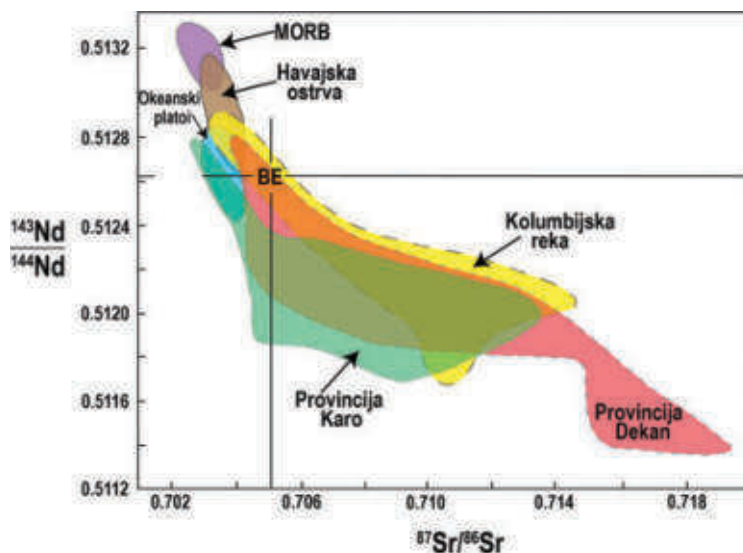
Varijacija sadržaja izotopa ukazuje na to da bazalti CFB, kao i OIB, potiču iz neosiromašenog dela omotača, uključujući i plume (kapljice omotača). Pojedini autori smatraju da navedeni sadržaji mogu poticati i od recikliranja subdukovanog materijala u omotaču.

Sadržaj i međusobni odnos izotopa $^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u bazaltima kontinentalnih riftova slični su ili identični bazaltima okeanskih ostrva, što potvrđuje



Slika 512. Nastanak kontinentalnih plato bazalta (CFB)

hipotezu da ove dve grupe stena potiču iz neosiromašenog donjeg dela gornjeg omotača. U poređenju sa bazaltima nastalim u srednjeokeanskim riftovima, bazalti kontinentalnih riftova i bazalti okeanskih ostrva imaju manji odnos sadržaja izotopa $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ i veći odnos sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (slika 513).



Slika 513. Odnosi sadržaja izotopa Nd i Sr u poređenju sa bazaltima **MORB** (Kerr i dr., 1997, Hooper, 1997, Cox, 1988, Mahoney, 1988); BE, izotopski sastav cele Zemlje)

Sadržaji i odnosi pojedinih izotopa ukazuju i na vrstu i stepen kontaminacije bazalta kontinentalnih riftova. Prilikom kontakta bazalta sa stenama kontinentalne litosfere, posebno višim delovima kontinentalne kore, može doći do asimilacije stenskog materijala, kada se ove magme mogu obogatiti određenim izotopima.

Odnosi sadržaja izotopa **Sr-Nd-Pb-Os** u bazaltima **CFB** znatno više variraju u poređenju sa bazaltima **OIB**, sa visokim odnosima $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i nižim sadržajima radioaktivnih izotopa **Pb** od bazalta **OIB**. Zbog toga neki autori smatraju da je došlo i do asimilacije magme sa stenama kontinentalne kore, što je rezultiralo većim odnosom sadržaja izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova i bazalte okeanskih ostrva (Thompson i dr., 1984).

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

Varijacije u izotopskom sastavu kiseonika i vodonika mogu pružiti značajne informacije o magmatskim procesima, uključujući interakciju magme sa okolnim stenama. Na primer, Kajzer (Kyser i dr., 1982) i Harmon i Hoefs (Harmon i Hoefs, 1984) pokazali su da kontinentalni bazalti imaju veće odnose $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ u odnosu na

bazalte srednjeokeanskih grebena, što se može pripisati efektima kontaminacije korom. Međutim, prilikom tumačenja podataka izotopa kiseonika, treba voditi računa da se radi samo o modelima kontaminacije kore. Neki istraživači su pokazali da je raspon sadržaja ^{18}O u omotaču mnogo veći od 5–6%, tj. nego što se pretpostavlja. Studije izotopa kiseonika treba povezati sa podacima radioaktivnih izotopa **Sr-Nd-Pb** jer mogu biti korisne za rasvetljavanje uloge kontaminacije kore u petrogenezi vulkanskih asocijacija kontinentalnih riftova. Pored toga, one pružaju važne informacije o izvoru primarne magme.

PETROGENETSKI MODEL

Toleitski bazalti su preovlađujući tip bazalta **CFB**, ali se javljaju i alkalni tipovi. Sadržaj **Ni** i **Cr** je nizak, što ukazuje na to da magme nisu primarne već su pretrpele znatnu diferencijaciju pre izlivanja. Pojedini autori smatraju da je rezervoar magme smešten u podini kontinentalne kore kao mesto za frakcionu kristalizaciju plagioklasa, olivina i piroksena pod niskim pritiskom, čime se objašnjava hemijska evolucija ovih bazaltnih stena. U područjima gde se kora širi, ona je tanja, a Moho je viši (plići), što stvara prirodno sabirno mesto. Druga mogućnost stvaranja bazalta **CFB** je da podignuta glava plume (plitko smeštena) može stvoriti pomenuti prostor i omogućiti frakcionu kristalizaciju ili je proces zajednički sa riftovanjem. Pretpostavlja se da su plume prečnika 100–200 km. Numeričko i fluidno modeliranje ukazuje na to da veličina glave plume zavisi od dubine i porekla nastanka. Ako se stvara na granici jezgro–omotač, prečnik je oko 1000 km. Kada se popne do granice donjeg i gornjeg omotača (660 km), prečnik je manji, oko 250 km (*Campbell i dr., 2001*). Daljim uzdizanjem, kada pluma naiđe na krutu litosferu, njena glava se izravnava u disk prečnika do 2000 km. Smatra se da pluma sadrži i delove reciklirane okeanske litosfere.

Glavno stapanje je verovatno na dubini od oko 100 km. Za stvaranje magme u ovoj tektonskoj sredini, smatra se da su potrebni sledeći uslovi:

1. višak temperature u glavi plume (temperatura iznad temperature okolnih stena za više od 300 °C);
2. reciklirani eklogit i sedimenti prisutni su u plumi, tako da njihovi rastopi, iako nisu u ravnoteži sa domaćinom peridotita, uspevaju pobeći;
3. razređena litosfera (male gustine) da bi se omogućilo plumi da dođe do plićih nivoa.

CFB imaju, pomenuli smo, visoke sadržaje inkompatibilnih mikroelemenata kao što su **K₂O**, **LILE** i **LREE**, a različiti sadržaji izotopa ukazuju na više izvora stvaranja. Smatra se da vruća tačka (pluma) „pokreće” intrakontinentalni rased. Proces se naziva aktivan rifting. Velike količine magme u pojedinim područjima navele su mnoge istraživače da zaključe da je pluma omotača neophodna komponenta magmatizma **CFB** (posebno tokom prvih faza razvoja kada glava dođe blizu

površine). Model aktivnog razdvajanja uključuje rastući niz toplih tačaka (pluma) koje verovatno potiču od „sloja **D**”, koji je na granici spoljašnjeg jezgra i donjeg omotača. Međutim, model koji je možda primereniji bazaltima reke Kolumbija je rifting iza luka (engl. *back arc*).

Mnogi **CFB** imaju dokaze o učešću obogaćenog subkontinentalnog litosferskog omotača i prisustva veće količine oslobođenih fluida tokom subdukcije uz asimilaciju sa kontinentalnom korom. Sadržaji pojedinih glavnih i mikroelemenata ukazuju na veliku frakcionu kristalizaciju u magmatskim komorama, verovatno smeštenim u podini kontinentalne kore. Nekoliko **CFB**-a ima bimodalni sastav, u kojem bazalti predstavljaju parcijalne rastope omotača, dok su rioliti obično rezultat topljenja kontinentalne kore.

Proučavanja su pokazala uključivanje obogaćenih izvora omotača i kontaminaciju korom u stvaranju raznolikosti geohemijskih karakteristika kontinentalnih plato bazalta. „Mehanizmi” kontaminacije se mogu značajno razlikovati od područja do područja. U nekim provincijama magme se mogu kontaminirati i na nižim (pličim) nivoima kore, što dodatno otežava tumačenje procesa.

Pojedini autori su zaključili da je većina kontinentalnih toleitskih bazalta izvedena iz izvora **OIB** uz dalju, naknadnu kontaminaciju korom na putu ka površini. Ovakvi zaključci su nedovoljno pouzdani jer postoji značajno preklapanje geohemijskih svojstava izvora **OIB** i subkontinentalne litosfere.

Procesi kristalizacije i frakcionisanja su u nekim slučajevima u kombinaciji sa asimilacijom. Stene kore jasno su odgovorne za stvaranje više silikatnih magmi u mnogim provincijama **CFB**. Ipak, gotovo sve provincije **CFB** imaju kisele magme (riolite), koje se javljaju zajedno sa bazaltima u bimodalnoj asocijaciji, pri čemu nedostaju intermedijarne stene kao međuprodukti. To je navelo mnoge autore (*Doe i dr., 1982; Cleverli i dr., 1984*) da predlože da su kisele magme generisane parcijalnim stapanjem subdukovanih osnovnih magmatskih stena u podini kontinentalne kore. Bliska povezanost toleitskih plato bazaltnih provincija i kontinentalnog fragmentiranja znači da je njihova petrogenetska interpretacija fundamentalna za naše razumevanje formiranja novih okeanskih bazena. Stoga, u razvoju modela za kontinentalnu fragmentaciju, moramo se u velikoj meri oslanjati na podatke iz aktivnih intrakontinentalnih razloma, koji ne moraju nužno biti prekursor za formiranje okeana.

Jasno je da je frakciona kristalizacija, verovatno i u kombinaciji sa kontaminacijom kore, važan proces u kontroli geohemijske evolucije mnogih magmi **CRZ**. Osnovni problem proučavanja su i uloge astenosfernih i litosferskih izvora omotača u petrogenetskoj evoluciji bazalta širokog mineralnog i hemijskog sastava.

Svaki model za magmatizam **CRZ** mora biti sposoban da objasni raznolikost sastava izlivenih magmi, od melitita, bazanita i nefelinita, koji su siromašni silicijom (SiO_2), preko karbonata i ultrakalijskih magmi, do niza slabo alkalnih, prelaznih pa i normalnih bazalta.

Opšte karakteristike magmi **CRZ** su njihov alkalni karakter, sadržaj fluida, uk-

ljučujući halogene elemente i CO_2 , obogaćenost elementima **LILE**, što ukazuje na izvor iz neosiromašenog dela omotača. Osnovno pitanje je zašto magme dolaze iz obogaćenog, a ne osiromašenog astenosferskog (**MORB**-izvornog) omotača. Moguće je da je ispod većine kontinentalnih riftova obogaćeni izvor jednostavno stara subkontinentalna litosfera i da je astenosferski omotač izvor **MORB**-a u velikoj meri uključen u najaktivnije razmicanje ploča (okeanske riftove). Subbalkalni bazalti u etiopskom riftu imaju jaku komponentu izvora **MORB**-a, što je u saglasnosti sa pomenutim.

Ako je uzdizanje pluma (toplih tačaka) odgovorno za stvaranje riftova, onda magme mogu nastati i iz izvora **OIB**-a, ali sadrže manji deo iz astenosfere (izvora **MORB**-a) na ivicama pluma. Jedan od problema u petrogenetskom modeliranju magmi **CRZ** je nemogućnost razlikovanja obogaćenih izvornih komponenti iz izvora i u subkontinentalnoj litosferi.

Petrogeneza evoluiranih alkalnih magmi (trahiti, fonoliti i alkalni rioliti) u kontinentalnim riftnim zonama ostaje predmet značajnih spekulacija. U nekim slučajevima, podaci o sadržaju pojedinih mikroelemenata i izotopa podržavaju nastanak frakcionom kristalizacijom bazaltne magme pod niskim pritiskom (npr. *Barberi i dr., 1975; Price i dr., 1985*). U drugima, čini se da relativne količine bazaltnih i kiselih magmi i nedostatak intermedijarnog sastava argumentuju protiv takvog jednostavnog modela (*Davies & Macdonald, 1987; Macdonald, 1987*). Umesto toga, za objašnjenje porekla silikatnih (kiselih) magmi, predloženo je parcijalno stapanje okolnih stena ili čak gornjeg omotača koji je anomalno bogat fluidima (*Bailey, 1980a*).

Osnovne hemijske i izotopske razlike između kontinentalnih i okeanskih toleitskih bazaltnih magmi mogu se iskazati u razlici u sadržaju pojedinih mikroinkompatibilnih elemenata kao što su **K, Rb, Ba, Ti, P** i laki **REE**, i pojedinih izotopa **Rb-Sr, Sm-Nd** i **U-Th-Pb** itd. Generalno, kontinentalni bazalti su po sastavu više raznoliki usled pojedinih procesa:

- a) kontaminacije korom (*Carlson i dr., 1981; Dickin, 1981; Thompson i dr., 1986*);
- b) stapanja obogaćenog subkontinentalnog omotača (*Menzies i dr., 1983, 1984*);
- c) mešanja osiromašenih i obogaćenih izvora omotača (*Hart, 1985*) i
- d) kombinacije stapanja obogaćenog omotača i kontaminacije korom (*Mahoney i dr., 1982; Carlson, 1984; Cox & Hawkesworth, 1984*).

Analizom dijagrama sadržaja pojedinih mikroelemenata normalizovanih na omotač, potvrđeno je da obogaćeni **MORB**, toleiti okeanskih ostrva, toleiti i alkalni kontinentalni bazalti mogu biti izvedeni različitim stepenom parcijalnog stapanja iz obogaćenog izvora omotača. Ipak, proučavanja pokazuju da nisu svi kontinentalni toleiti izvedeni iz istog izvora.

Korelacije odnosa sadržaja pojedinih mikroelemenata i izotopa daju dobar dokaz za kontaminaciju korom. Korelacije između izotopskog sastava **Sr** i sadržaja SiO_2 ukazuju na **AFC** procese na visokom nivou.

Uloga subkontinentalnog litosferskog omotača u petrogenezi bazalta **CRZ** i dalje je kontroverzna. Retke anklave u kontinentalnim alkalnim bazaltima i kimberlitima ukazuju na heterogenost izotopskog sastava **Sr-Nd-Pb** (*Kramers i dr., 1983; Menzies i dr., 1983; Cohen i dr., 1984*), koji može obuhvatiti više od dve milijarde godina Zemljine istorije, ali se jednako mogu objasniti i kao kontaminacija korom.

Kontinentalni plato bazalti se javljaju na svim kontinentima. Malo ih je ostalo od pre mezozoika, nekoliko njih (našao sam podatak – pet) nastalo je u poslednjih 250 Ma. Karakteriše ih količina bazične (mafitske) magme koja zahteva izvor omotača i koja je smeštena u kontinentalnoj litosferi, a izlivena je za relativno kratko vreme.

BIMODALNI MAGMATIZAM

Bimodalni magmatizam podrazumeva istovremeno prisustvo kiselih i bazičnih stena, bez značajnijeg prisustva andezita, u jednoj vulkanskoj provinciji ili riftu. Da bi objasnili „nedostatak” (odsustvo) intermedijarnih magmi, što je „tipično” za bimodalni magmatizam, Frost i Frost (*Frost i Frost, 1997*) predložili su da parcijalnim stapanjem već formiranih diferencijata mogu nastati kiseli (granitski) rastopi. Hildret, Halidej i Kristijansen (*Hildreth, Halliday i Christiansen, 1991*) identifikovali su parcijalne rastope kenozojskog bazalta kao mogući izvor Jeloustoun riolita, gde su utvrđene i asimilacije kore na osnovu sadržaja izotopa **Sr, Nd i Pb**. Pojedini autori smatraju da su riolitske magme u bimodalnim asocijacijama nastale parcijalnim stapanjem kontinentalne kore usled zagrevanja toleitskom magmom. Na ovaj način se „opravdava” nedostatak srednje kiselih stena, dacita i andezita.

Brojni mehanizmi su predloženi za stvaranje bimodalnih magmi. Pomenućemo najvažnije:

1. Izdvajanje nemešljivog rastopa – vulkanske stene kontinentalnih područja ponekad sadrže globule stakla (veličine 10–15 mm) koegzistentnih salskim i femskim komponentama (mineralima); salske globule po sastavu odgovaraju granitima, a mafitske **Fe**-bogatim piroksenu; javljaju se u bazičnim i intermedijarnim vulkanitima i generalno se interpretiraju kao produkti tečnog nemešanja;

2. Parcijalno stapanje omotača – proučavanja pokazuju da se salski i femski rastopi mogu izdvojiti frakcionim stapanjem ultrabazičnih stena u prisustvu vode, ali se ovaj mehanizam stvaranja smatra malo verovatnim;

3. Frakciona kristalizacija bazaltnih magmi stvara zonarni magmatski rezervoar u kojem se kisela magma akumulira na vrhu, a bazalna magma na dnu, sa uskom zonom intermedijarne magme između; ovakva asocijacija stena javlja se u velikim stratovulkanima, ali i na aktivnim kontinentalnim marginama;

4. Selektivne erupcije ili selektivni „zaostaci” mogu se stvoriti mafitskim i salskim magmama; ovaj mehanizam objašnjava zašto u mnogim vulkanskim lukovima (posebno okeanskim) sa bimodalnim magmatizmom i salske i bazalna magma imaju sličan ili čak identičan sadržaj pojedinih mikroelemenata i izotopa.

Parcijalno stapanje gornjeg omotača, uz parcijalno stapanje delova kontinentalne kore, podrazumeva postojanje dva izvora. Neke bimodalne asocijacije stena iz kontinentalnih riftova imaju različit izotopski sastav i sadržaj inkompatibilnih elemenata, što ukazuje na različite izvore. Izotopski sastav bazalta odgovara omotaču, a kiseli vulkaniti (ili graniti) imaju izotopski sastav koji odgovara kontinentalnoj litosferi. Asocijacija pomenutih stena se objašnjava parcijalnim stapanjem gornjeg omotača, pri čemu bazalti doprinose stapanju donjeg dela kontinentalne litosfere ili kontinentalne kore, što rezultira stvaranjem kiselih magmi. Primer ovakvog procesa je batolit Pajks Pik (Pikes Peak) u Koloradu, koji je nastao stapanjem kontinentalne kore uzrokovanim intruzijom bazaltne magme. Takođe se smatra da je kompozitna kaldera Jeloustoun nastala od tri odvojena riolitska „događaja” sa intervalima bazaltnih lava koji se smatraju nezavisnim.

Prema istraživanjima, u poslednjih 640.000 godina bilo je 40 erupcija riolita, od kojih su poslednje tri bile veoma jake i snažne, a nije ih bilo već 70.000 godina. Trenutno se površina u tom prostoru polako naduvava, podižući se za oko 1 m od 20-ih godina 20. veka. Iako se erupcija lave u Jeloustounu ne očekuje u narednih nekoliko hiljada godina, pomenuti procesi su upozorenje na nove erupcije (*Christiansen, 2001*). Setimo se i filma „Super vulkan” (Supervolcano), koji je, za nas geologe, „primeren”. Erupcija u Jeloustounu pre 2,1 miliona godina bila je približno 6000 puta veća od erupcije Svete Jelene (St. Helens) 1980. godine.

V.7.3.1.3.4 BAZALTI OSTRVSKIH LUKOVA

UVOD

Ostrvski luk nastaje podvlačenjem **okeanske ploče** pod **okeansku** ploču, kada se stvara dubok (i preko 10 km) **rov** (engl. *trench*), koji je površinski „izraz” granice ploča (slika 512).

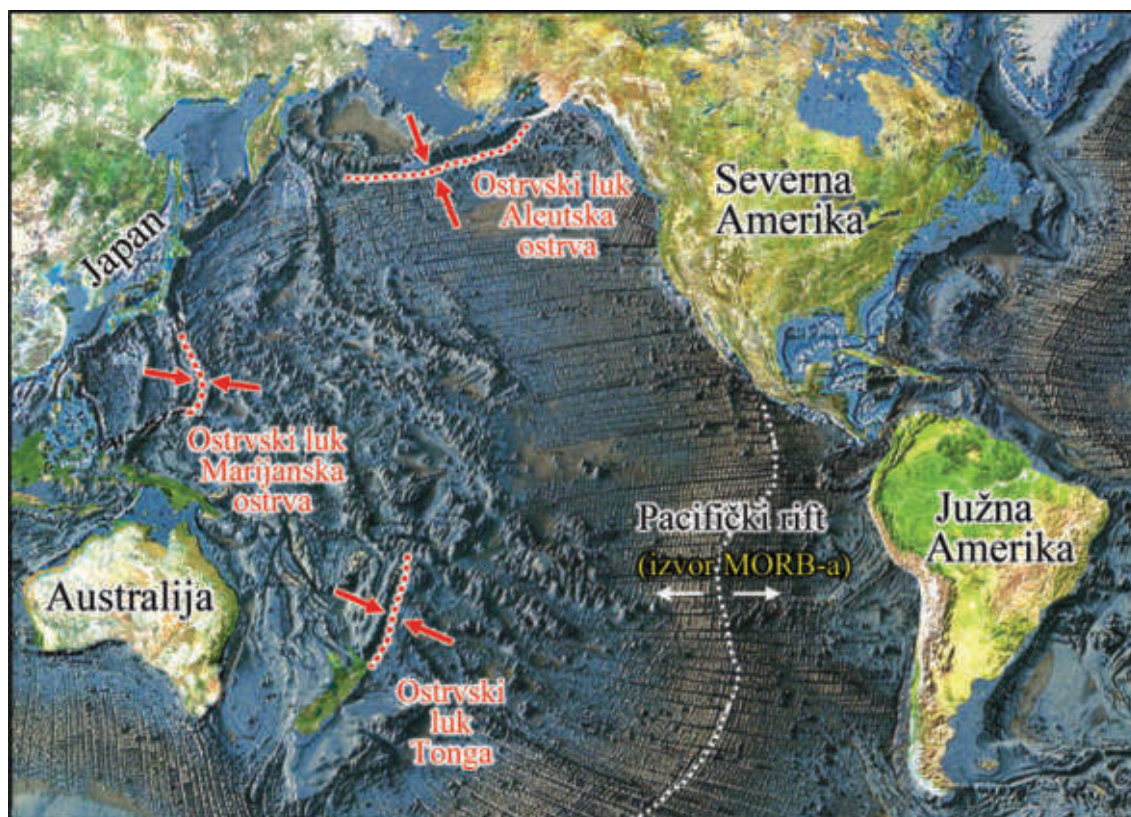
Na ploči koja se nalazi iznad subdukovane ploče, stvara se **ostrvski luk**, udaljen oko 100–200 km od rova. Deo sedimenata tokom subdukcije „klizi”, transportuje, ubira, i metamorfiše se, stvarajući **narastajući klin** (engl. *accretionary wedge*).

Intenzitet podvlačenja (subdukcije) varira od oko 1 do 10-ak cm godišnje. Kada se „sve” (na celoj planeti) preračuna, smatra se da se za jednu godinu subdukuje oko 2,5 km² okeanske kore. Ugao podvlačenja je od 30° do skoro vertikalnog, prosečno oko 45°. Manji je kod „mlađih”, a veći kod starijih okeanskih lukova. Prednji deo luka je, usled subdukcije, obično jako deformisan i metamorfisan.

Daljim tektonskim procesima, subdukovana ploča se sve dublje podvlači, „ugurava” do granice sa donjim omotačem (na dubini od 660 km) gde se metamorfiše i parcijalno stapa, dajući bazalte ostrvskih lukova. Međutim pojedini autori smatraju da subdukovana okeanska litosfera može da „probije” granicu gornjeg i donjeg omotača i da „ide” do granice sa spoljašnjim jezgrom, gde se parcijalno

stapa, stvarajući takođe bazalte okeanska ostrva.

„Najpoznatija” serija ostrvskih lukova (slika 514) na našoj planeti ide od zapadne obale Amerike, preko Aleutskih i Kurilskih ostrva i južno oko zapadne strane Pacifika do Novog Zelanda gradeći poznati **pacifički vatreni prsten** (prikazan u odeljku Tektonika ploča).



Slika 514. Neki od „poznatih” ostrvskih lukova u Pacifiku

Toplota stvorena podvlačenjem (frikcijom, kliženjem, struganjem), smatra se, nije dovoljna da uzrokuje parcijalno stapanje, stvaranje magmi i vulkanizma, koji su u ostrvskim lukovima redovna pojava. Ima i drugih izvora toplote, prisustva vode, konvekcionih strujanja, geotermalnog gradijenta, položaja i blizine astenosfere itd.

Ostrvski lukovi su često praćeni basenima iza luka (engl. *back arc*) sa aktivnim širenjem. Lanac vulkana leži paralelno sa okeanskim rovom.

STVARANJE MAGMI OSTRVSKIH LUKOVA

U obrazovanju bazaltnih (i andezitskih) magmi koje su karakteristične za ostrvske lukove, rani petrogenetski modeli favorizovali su parcijalno stapanje subdukovane okeanske kore (*Marsh i Carmichael, 1974; Green i Ringwood, 1968*). Savremeniji modeli, međutim, ističu polifaznost procesa i pridaju veći značaj učešću donjeg omotača u stvaranju ostrvskog luka (*Wilson i Davidson, 1984; Wyllie, 1984; Arculus i Powell, 1986*). Subdukcija je složen proces koji „proizvodi” karakteristične magmatske asocijacije i različite metamorfne procese i stene. Jedan

od izazova s kojima se suočavam u pisanju ovog dela teksta je na koji način da „sažmem” petrološke procese i da ih učinim razumljivim, jer su to najsloženija tektonska i magmatska okruženja na Zemlji. Na njima sam, do sada, radio samo kao član ekipe vezan isključivo za mikroskopska ispitivanja.

Izvori magme u ostrvskim lukovima mogu biti:

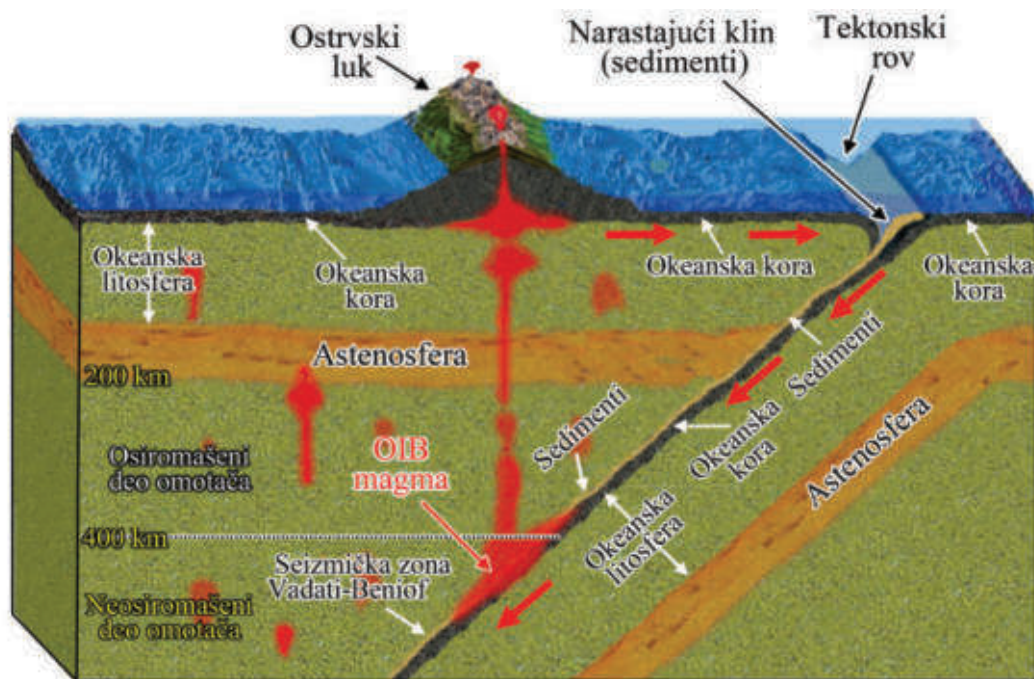
1. okeanska litosfera, tj. okeanska kora izgrađena od metamorfisanih bazičnih stena i okeanskih sedimenata (pelaških glina, silicijskih stena, karbonatnog mulja i terigenih klastičnih sedimenata), kao i peridotita;
2. deo omotača iznad subdukovane ploče;
3. astenosfera.

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

GENEZA MAGMI OSTRVSKIH LUKOVA

Istraživanja pokazuju da magme koje daju bazalte **OIB** „dolaze” sa velikih dubina i da su nastale parcijalnim stapanjem neosiromašenog donjeg dela gornjeg omotača (slika 515).

U većini proučenih ostrvskih lukova sedimentne stene u stvaranju bazaltnih magmi učestvuju najviše sa nekoliko procenata. Na to ukazuju izotopi ^{10}Be , koji su obogaćen u odnosu na bazalte srednjeokeanskih grebena i okeanskih ostrva, najverovatnije zbog subdukcije sedimenata koji se samo u njima nalaze (*Tera i dr., 1986; Sigmarsson i dr., 1990*).



Slika 515. Stvaranje bazalta OIB u ostrvskom luku

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

1. parcijalno stapanje i dehidracija subdukovane okeanske ploče (litosfere);
2. parcijalno stapanje omotača iznad subdukovane ploče;
3. frakciona kristalizacija, i
4. kontaminacija.

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

Ponašanje i uticaj vode na stvaranje magmi ostrvskih lukova zavisi i od dubine subdukcije. Na manjim dubinama, fluidna faza „migrira” u područja nižih pritisaka, dok na većim dubinama ostaje u subdukovanoj ploči. Tokom parcijalnog stapanja, ulazi u sastav minerala sa vodom, kao što su hornblenda i biotit.

Vulkanizam na ostrvskim lukovima nije ujednačen. Aktivnost počinje „naglo”, obično paralelno sa rovom, od koga je udaljena prosečno oko 100 km. Retko su vulkani bliži ili dalji od rova, kada je vulkanizam manjeg intenziteta. Neki lukovi, poput Japana i Novog Zelanda, imaju bazu od mnogo starijih magmatskih i metamorfnih stena, za koje se smatra da su fragmenti kontinentalne kore koji su se odvojili od ivice kontinenta i subdukovali zajedno sa okeanskom korom.

Vulkani ostrvskih lukova su najčešće tipični stratovulkani, izgrađeni od lave i piroklastičnog materijala. Kolaps zidova stratovulkana je čest kada se stvaraju kaldere.

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

Promene hemizma magmi u ostrvskim lukovima od toleitskog do kalk-alkalnog karaktera nisu samo zbog razlike u sastavu primarnih magmi, već i zbog različitog stepena parcijalnog stapanja, frakcione kristalizacije i kontaminacije. Mineralni sastav stena okeanske kore se tokom subdukcije menja, zavisno od stepena metamorfizma (od zeolitske facije preko facije glaukofanskih škriljaca i amfibolitske facije do eklogitske facije) i sadržaja vode.

U području subdukcione zone, geotermalni gradijent u podlozi omotača ima specifičan položaj zbog hlađenja stena omotača od subdukovane okeanske kore (**Wyllie, 1981**). Kod ovakvog toplotnog režima, do stapanja stena omotača ispod ostrvskog luka može doći samo ako sistem sadrži vodu i/ili CO_2 .

Ponašanje fluida je veoma važno za genezu magmi ostrvskih lukova. Smatra se da morska voda učestvuje u stvaranju magmi ostrvskog luka. Ona alteriše ste-

ne okeanske kore pre subdukcije i na taj način je prisutna i u kasnijim procesima generisanja magmi ostrvskog luka. Postoji veliki broj eksperimentalnih podataka o stapanju ultrabazičnih stena u prisustvu vode i CO_2 , koji snižavaju temperaturu generisanja rastopa za nekoliko stotina stepeni. Slično se ponašaju i bazične stene, koje grade gornje delove okeanske kore.

Temperaturni interval stapanja bazičnih stena sa vodom je mnogo širi nego kod stapanja stena bez vode, pa je malo verovatno da parcijalno stapanje bazalta sa hidratiziranim mineralima može dati bazaltni rastop.

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

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

Poznavanje toplotne strukture zona subdukcije je od suštinskog značaja za razumevanje kompleksnih procesa generisanja magme, koji su odgovorni za vulkanizam ostrvskog luka i raspodelu i karakteristiku seizmičnosti u subdukovanoj ploči i oko nje. U literaturi su predstavljeni nebrojeni termalni modeli (*Anderson i dr., 1978, 1980; Furlong i dr., 1982*), a ipak nijedan u potpunosti ne objašnjava raspon posmatranih fizičkih karakteristika. Svaki opšti model mora uključivati efekte dehidracije u subdukcionalnoj okeanskoj kori, frikciono zagrevanje duž gornje površine ploče i konvekciju unutar astenosferskog omotača.

Svaki subdukcioni sistem ima svoju jedinstvenu termičku strukturu, s obzirom na potencijalne poremećaje uzrokovane varijacijama u sastavu subdukcione litosfere, brzini i uglu subdukcije. Temperaturna raspodela u ploči i prekrivajućem klinu je jedan od odlučujućih faktora koji kontrolišu početak parcijalnog stapanja i generisanje magme, što počinje na onim mestima gde temperatura prelazi solidus prisutnih različitih izvora. „Tačna” dubina na kojoj se subdukovana okeanska kora počinje da parcijalno stapa može se odrediti ako se zna: geotermalni gradijent u gornjem delu ploče, sastav stena, brzina i ugao subdukcije, količina vode u gornjem delu ploče itd. Za modele hladnih ploča, parcijalno stapanje počinje na većim dubinama i takođe uz „uslov” zasićenja vodom.

Iz dosadašnjih podataka, pomenuli smo da je glavno mesto nastanka magme

na ostrvskim lukovima u astenosfernom delu omotača iznad subdukovane ploče koja se nalazi na malim dubinama. Postoji više dokaza o postojanju sistema rezervoara magme (komora) koje su smeštene na visokom nivou (u plićim delovima) unutar kore i gornjeg omotača ostrvskih lukova. To su petrološki dokazi o frakcionisanju na niskim pritiscima, deformacije na površini tla, formiranju kaldera, izraženom slabljenju S-talasa itd.

Prema proračunima, magmatske komore se obično javljaju na dubinama manjim od 20–30 km i mogu se proširiti na nekoliko stotina kilometara površine. Gil (*Gill, 1981*) sugerise da se tamo gde postoje plitke magme (<20 km dubine), obično javljaju vulkani sa „istorijskim” (mladim) erupcijama andezita ili dacita. U evoluciji magmi ostrvskog luka veoma važnu ulogu imaju procesi frakcione kristalizacije, koji su dokazani prisustvom kumulatnih ksenolita u vulkanskim stena ostrvskog luka. Kumulati su krupnozrni fragmenti „uslojenih” magmatskih stena nastali tonjenjem kristala ka dnu magmatskog rezervoara. To su najčešće olivini, klinopirokseni, ortopirokseni, plagioklasi i amfiboli.

Negativna gravitaciona anomalija u blizini rova je zbog prisustva sedimenatnih klinova u prednjem luku, a pozitivna anomalija na hladnoj, gustoj subdukovanoj litosferi ispod luka. Toplotni protok je obično nizak u prednjem luku ($10\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$), ali naglo raste na vulkanskom frontu ($30\text{--}40\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$) i ostaje visok na udaljenostima od 200–600 km iza luka. Ovaj visoki toplotni protok može se objasniti samo prenosom mase vrućeg materijala (magne) u više nivoe.

Tipične brzine P-talasa litosfere su 8,0–8,1 km, dok su one u astenosferi niže, 7,5–7,9 km., što se obično pripisuje prisustvu parcijalne faze rastopa.

Vertikalna granica između omotača sa litosferskim karakteristikama i omotača sa astenosferskim karakteristikama može takođe odražavati porast magme ispod luka.

PETROGRAFIJA BAZALTA OSTRVSKIH LUKOVA

Bazalti su dominantne stene ostrvskih lukova, ali neki vulkanski centri su izgrađeni pretežno od andezitsko-dacitskih stena. Da li pomenute stene vode poreklo iz iste bazaltne magme ili ne?

Hoksvort i Pael (*Hawkesvorth & Powell, 1980*) u detaljnoj izotopskoj studiji bazaltnih i andezitnih centara na pojedinim ostrvskim lukovima (Mali Antili) zaključili su da oba tipa stena verovatno imaju slične bazaltne roditelje (izvore). Međutim, potrebne su dodatne studije pre nego što se ovi zaključci mogu smatrati opšte prihvatljivim. Ako je to tačno, to naglašava važnost detaljnih geohemijskih istraživanja najprimitivnijih bazaltnih sastava u vulkanskim asocijacijama ostrvskih lukova kao petrogenetskih indikatora.

Smatra se da magme ostrvskih lukova imaju nizak sadržaj lako isparljivih komponenti. Međutim, za kalk-alkalne magme pretpostavlja se visok, ali neodređen sadržaj fluida, zasnovan na učestalosti eksplozivnih erupcija, prisustvu vodenih minerala kao fenokristala (hornblende, biotita), velikom sadržaju kristala itd.

Malo je verovatno da su magme koje se uzdižu bile zasićene vodom u dubini.

Na svom putu, bliže površini, smatra se da „uzimaju” vodu iz okolnih stena, postaju zasićene fluidima, koje tokom izlivanja „gube”, uzrokujući eksplozivne reakcije.

Navedeni složeni uslovi nastanka uzrokuju mineralošku raznolikost i varijabilnost sastava, kao i sklopa, što su „uobičajena” svojstva magmatskih stena ostrvskih lukova.

Bazalti ostrvskih lukova imaju porfirsku strukturu. Plagioklas je najzastupljeniji fenokristal, a od bojenih minerala prisutni su olivin i augit, koji se takođe mogu naći i u osnovnoj masi.

Plagioklasi često imaju zonarnu građu i relativno širok opseg sastava. Smatra se da bazititet (količina **Ca**) u plagioklasu zavisi i od sadržaja fluida (**H₂O**) u magmi. Visok unutrašnji pritisak smanjuje likvidus (temperaturu kristalizacije) plagioklasa, što je potvrđeno i eksperimentalno.

Fluidi (**H₂O**) imaju tendenciju da „poremete” polimere **Si-O-Si-O**, stvarajući manje viskozan rastop. Oni „potiskuju” minerale sa visokom polimerizacijom kao što je albit, zbog čega anortit „lakše i brže” kristališe.

Fenokristali plagioklasa su takođe često korodovani, neki od njih sadrže i uklopke (inkluzije), što ukazuje na neravnotežu sa rastopom i mešanje magme, asimilaciju itd.

Od fenokristala u ovim stenama javljaju se olivini i augit. Olivin varira po sastavu od **Fo₇₀₋₈₅**, a augit ima **Mg#** = 85–90, čak i u dacitima i riolitima.

Pirokseni u ostrvskim lukovima obično sadrže više aluminijuma od istog minerala u bazaltima **MORB**. U ovim stenama sreće se i ortopiroksen.

Klinoenstatit se javlja i u grupi stena bogatih magnezijumom (boniniti), pižonit je redak kao fenokristal, ali je čest u osnovnoj masi.

Bazalti vulkanskih lukova su vrlo malo viskozni (vrlo pokretljivi), kada se njihovim izlivanjem stvaraju „niske” platforme oko centralnih otvora.

Piroklastični tokovi su veoma retki. Mnogo je veći udeo afiritskih (sitnozrnih, staklastih) lava nego u kalk-alkalnoj seriji, koju ćemo opisati u poglavlju Granitoidi. Minerali sa vodom, amfibol i biotit su retki, što ukazuje na niske sadržaje fluida u roditeljskim magmama.

Fenokristali hornblende su česti kod srednjih do visokih **K** (kalk-alkalnih) andezita. Obično je polihroična, od zelene do tamne boje, i ima opacitski rub nastao gubitkom vode na niskim pritiscima. Ovaj mineral može biti i crvenkasto-smeđe boje, kada se naziva oksihornblenda ili bazaltna hornblenda. Hornblenda je stabilna faza samo ako rastop sadrži više od 3 tež.% **H₂O** pri pritiscima većim od 0,1–0,2 GPa. Od bojenih minerala sa vodom sreće se i biotit, obično kod više razvijenih članova visoko-**K** kalk-alkalnih serija.

Kvarc se javlja samo u nekim vulkanskim stenama ostrvskih lukova, a feldspatoidi i alkalni feldspati se sreću u šošonitskoj seriji.

Osnovna masa varira od staklaste do mikrokristalaste, ali generalno sadrži iste minerale koji se javljaju i kao fenokristali. Na kraju prikaza petrografije navedimo i opišimo vezu mineralnog i „opšteg” hemijskog sastava magme.

Frakcionom kristalizacijom u redukcionim uslovima „sprečava” se nastanak magnetita, što dovodi do obogaćenja silikatnih minerala sa gvožđem u ranim stadijumima kristalizacije. Nasuprot tome, u oksidacionim uslovima magnetit rano kristališe, smanjujući količinu gvožđa u ostatku rastopa za bojene minerale koji će kristalisati. Povećani sadržaj SiO_2 i „nedostatak” Fe u glavnim silikatnim mineralima kalk-alkalnih stena je usled „ranog” ulaska ovog elementa (Fe) u Fe-Ti okside, ilmenit, magnetit itd.

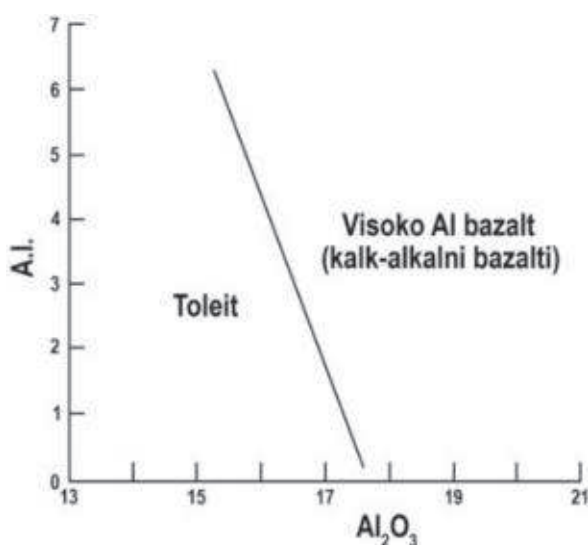
Od akcesornih minerala prisutan je i titanomagnetit u stenama od bazalta do riolita. Ilmenit je generalno odsutan, što ukazuje na nizak sadržaj TiO_2 u magma ostrvskih lukova.

Najzastupljenija lako isparljiva komponenta u „kiselijim” stenama je H_2O , ali se sreću i CO , CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl i H_2 (nabrojani po zastupljenosti). Magma ostrvskih lukova imaju viši sadržaj hlora od magmi iz drugih tektonskih sredina zbog učešća morske vode u njihovom stvaranju (*Perfit i dr. 1980*).

HEMIJSKI SASTAV BAZALTA OSTRVSKIH LUKOVA

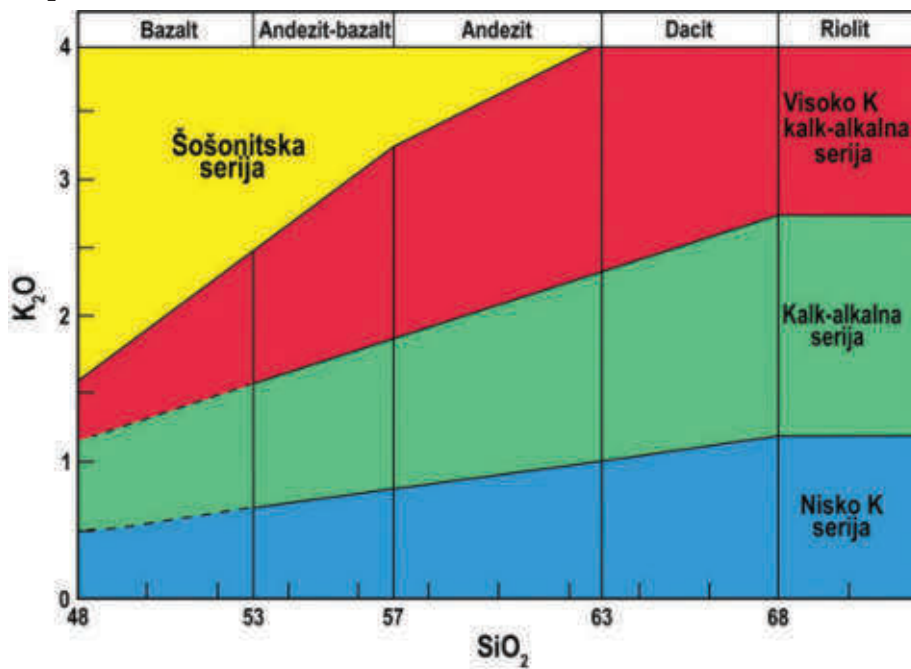
Sadržaji glavnih elemenata bazalta ostrvskih lukova su slični sa bazaltima srednjeokeanskih riftova i bazaltima unutar kontinentalnih ploča, osim sadržaja TiO_2 , koji je niži u bazaltima ostrvskih lukova. Lave ostrvskih lukova imaju relativno visoke odnose $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, što ukazuje na to da su magme više oksidisane nego iz drugih tektonskih sredina. Veruje se da oksidaciono stanje tokom frakcione kristalizacije pod niskim pritiskom igra značajnu ulogu u tome da li rastopi „idu” duž toleitskih trendova i ranog obogaćivanja Fe (redukциони uslovi) ili kalk-alkalnog trenda obogaćivanja Fe (oksidacioni uslovi).

Bazalti ostrvskih lukova imaju veće sadržaje Al_2O_3 i K_2O nego bazalti **MORB**, ali niže vrednosti MgO ($\text{Mg\#}$). Visok sadržaj Al_2O_3 posebno je čest u kalk-alkalnim magma i bazaltima, kada dostiže vrednosti i do 20%, a stene nazivamo visoko aluminijски bazalti. Za bazaltne stene, grafikon alkalnog indeksa u odnosu na Al_2O_3 razlikuje toleitske od visoko aluminijske (kalk-alkalne) tipove (slika 516). Nisko K ili toleitske magme karakteriše obogaćivanje Fe u ranim fazama frakcionisanja, što je u „suprotnosti” sa kalk-alkalnom serijom, u kojoj se ukupni sadržaj gvožđa stalno smanjuje sa povećanjem SiO_2 (*Miyashiro, 1974*). Trokomponentni dijagram $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (A) - FeO^* (F)- MgO (M), poznat i kao AFM



Slika 516. Odnos alkalnog indeksa
 $A. I. = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / ((\text{SiO}_2 - 43) \times 0.17)$ i Al_2O_3 ,
granična linija *Middlemost* (1975)

dijagram, takođe se može koristiti da se prikažu divergentni trendovi dve serije magme. Harkerovi dijagrami se često koriste za prikaz geohemijskih varijacija glavnih elemenata u okviru serija genetski vezanih za vulkanite ostrvskih lukova. K_2O je generalno inkompatibilna komponenta u stenama ostrvskog luka i prati porast SiO_2 (slika 517).



Slika 517. Odnos silicije (SiO_2) i kalije (K_2O) kao kriterijum za podelu vulkanskih asocijacija ostrvskih lukova (*Pecerrillo i Taylor, 1976, dopunjeno*)

Na osnovu odnosa sadržaja pomenutih oksida, vulkanske asocijacije na ostrvskim lukovima se dele na četiri magmatske serije:

- a. **nisko K seriju**
- b. **kalk-alkalnu seriju**
- c. **visoko K kalk-alkalnu seriju i**
- d. **šošonitsku seriju.**

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

U **nisko K seriji**, olivin je glavna fenokristalna faza u magmama u rasponu od bazalta do andezita, ali može nastaviti kristalisati „pravo” u dacitsko polje. Generalno, svi glavni feromagnezijski minerali (olivin, klinopiroksen, ortopiroksen i, u manjoj meri, amfibol i biotit) imaju tendenciju da budu relativno bogati **Mg**, čak i kod dacita i riolita (*Ewart, 1982*).

Niskokalijaska serija obično gradi tanke ploče oko centralnog kanala kojim dolazi lava. Piroklastične stene su retke. Daleko je veći udeo „staklaste” lave nego

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

U **kalk-alkalnoj i visokokalijskoj kalk-alkalnoj seriji** dominiraju dvopiroksenski andeziti. Erupcije su uglavnom eksplozivne, a piroklastične stene su uobičajene, dobro sortirane i uslojene. Vulkanski pepeo i prašina mogu biti istaloženi i 100 km od vulkana.

Andezitske magme su viskoznije od bazaltnih i zato grade stratovulkane sa strmim stranama. Erupcije velike količine magme iz plitkog magmatskog ognjišta mogu dovesti do obrušavanja krova i obrazovanja kaldere. Ovo je česta pojava kod ostrvskih lukova.

U zrelim ostrvskim lukovima su uglavnom kalk-alkalne stene (kao i u izlivi-ma dalje od rova), verovatno zbog evolucije (diferencijacije, asimilacije) alkalijama i SiO_2 . Tamo gde je okeanska kora još uvek tanka (mladi luk), bazaltne magme „lako” rastu i „lako” se istiskuju. Sa vremenom kora se hladi, postaje gušća, što omogućava lakšu diferencijaciju, asimilaciju kada lave postaju bogatije alkalijama i silicijom, često sadrže i vodu. Većina lava je porfirskog tipa sa fenokristalima plagioklasa, amfibola i biotita. U ovu seriju spadaju vulkanske stene cirkum-pacifičkog luka, Malih Antila i Indonežanskih ostrva. Pomenimo da se bazaltni članovi kalk-alkalnih serija ponekad nazivaju bazalti sa visokom aluminijumom.

U **šošonitskoj seriji** hemijski sastav stena znatno više varira nego u prethodno pomenutim serijama. Oko 50% šošonitske serije čine alkalni bazalti, oko 40% su kalijumom bogati andeziti i oko 10% su daciti. Strogo govoreći, izraz *šošonitski* treba primeniti samo na kalijumove alkalne asocijacije.

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

Pored pomenutih serija magme, u ostrvskim lukovima postoji i neuobičajena grupa andezita visokog MgO (> 6 tež.% MgO) koji se nazivaju boniniti (biće detaljno opisani u poglavlju Granitoidi). Ovo je „očigledno” ograničeno na regione pre luka, što sugeriše da su za njihovo stvaranje potrebni posebni uslovi.

Najrasprostranjenije pojave se nalaze u sistemu Marijane-Izu, koji se izdiže na ostrvima Bonin (*Crawford i dr., 1981*). Javljaju se stratigrafski iznad vulkanskih stena ostrvskih lukova i povezane su sa toleitskim bazaltima nastalim tokom razvoja basena iz luka.

SADRŽAJI MIKROELEMENATA

Proučavanje sadržaja makro i mikro elemenata u stenama ostrvskih lukova ukazuje na značaj frakcione kristalizacije matične magme u generisanju najzastupljenijih tipova stena. Sadržaj mikroelemenata i elemenata retkih zemalja u stenama ostrvskih lukova zavisi od njihovog mineralnog sastava, jer određeni minerali pri kristalizaciji „ugrađuju” različite mikroelemente, uključujući i retke zemlje.

Niski sadržaji **MgO**, **Ni**, **Cr** i odnosa **Mg/(Mg+Fe)** u proučavanim stenama ukazuju na to da magme nisu primarne, već su „doživele” diferencijaciju nakon napuštanja izvora.

Bazalti ostrvskih lukova su karakteristični po selektivnom obogaćivanju inkompatibilnih elemenata niskog jonskog potencijala (**Sr**, **K**, **Rb**, **Ba** ± **Th**) i niskoj zastupljenosti elemenata visokog jonskog potencijala (**Ta**, **Nb**, **Ce**, **P**, **Zr**, **Hf**, **Sm**, **Ti**, **Yb**, **Sc** i **Cr**) u odnosu na **N-tip MORB**. Tomson i dr. (*Thomson i dr., 1984*) ovu razliku u hemizmu objašnjavaju promenom sastava omotača usled prinosa fluida iz subdukovane ploče. Isti autori smatraju da su stene nisko kalij-ske serije ostrvskih lukova hidratizani ekvivalenti bazalta srednjeokeanskih riftova (**MORB-a**), dok su stene kalk-alkalne serije i šošoniti nastali od izvorne magme bazalta okeanskih ostrva.

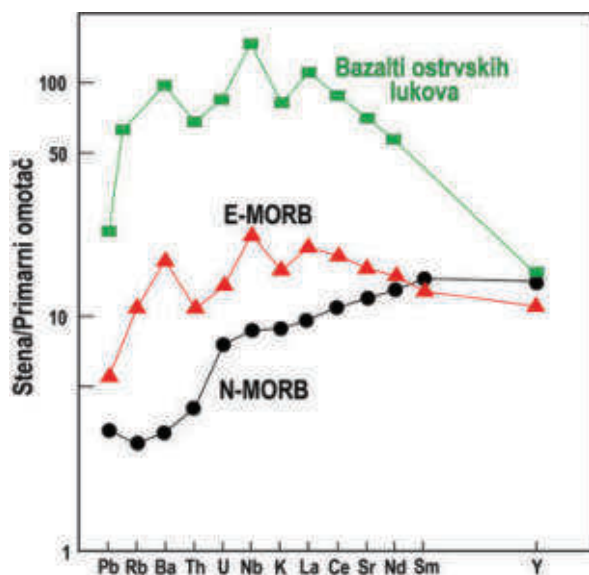
Niske zastupljenosti većine inkompatibilnih elemenata su veoma značajne u pogledu izvora bazalta ostrvskog luka, jer se smatra da je **MORB** izveden iz hemijski osiromašenog izvora. Bazalti ostrvskih lukova generalno imaju niske sadržaje **Ni**, što sugeriše da nisu primarna magma i da su prošli frakcionisanje olivina na putu ka površini. To bi imalo tendenciju da poveća sadržaje inkompatibilnih elemenata od primarnih magmi, što bi dodatno povećalo zapažanje da su bazalti ostrvskih lukova osiromašeni u određenim inkompatibilnim elementima.

Elementi niskog jonskog potencijala su oni koji su najlakše mobilni u fluidnoj fazi, a njihovo obogaćivanje bazalta ostrvskih lukova pripisuje se metasomatizmu izvora omotača pomoću vodenih fluida dobijenih iz subdukovane okeanske kore.

Nizak sadržaj elemenata visokih jonskih potencijala može se objasniti na nekoliko načina (*Pearce, 1982*):

- 1) visok stepen parcijalnog topljenja izvora omotača;
- 2) stabilnost manje rezidualnih faza (npr. rutila, cirkona i sfena) u izvoru omotača, koje preferencijalno koncentrišu niz elemenata u tragovima i
- 3) stapanje već osiromašenog izvora omotača.

Na osnovu poređenja i normalizacije u odnosu na primarni omotač (*Sun, 1980*), primetne su razlike između ovih stena i bazalta **MORB-a** (slika 518). Elementi su poređani u nizu smanjenja inkompatibilnosti sa leva nadesno. U poređenju sa sastavom bazaltnih magmi nastalih u srednjeokeanskim grebenima i okeanskim ostrvima, bazalti ostrvskih lukova imaju izrazito prepoznatljiv „šiljast” pik (anomalni sadržaj) **Sr**, **K**, **Ba** i, u manjoj meri, **U**, zavisno od toga da li pripadaju



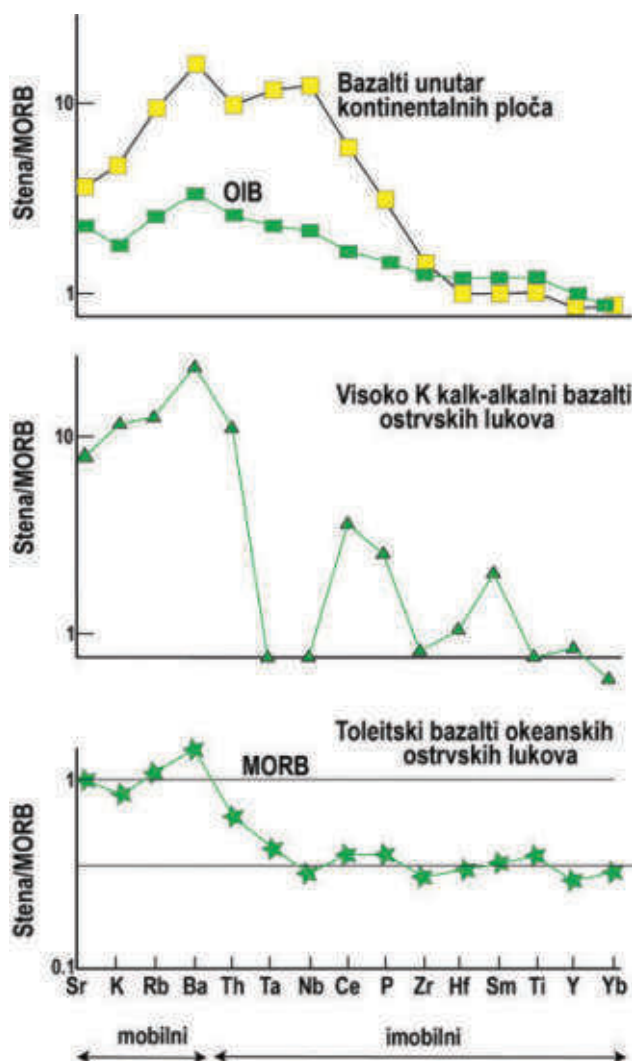
Slika 518. Sadržaji pojedinih mikroelemenata bazalta ostrvskih lukova, E-MORB-a i N-MORB-a, normaliz. na primarni omotač (Sun, 1980)

toleitima, kalk-alkalnim ili šošonitskim magmatskim serijama. **Nb** ima izražen minimum koji je od posebnog značaja za razmatranje petrogeneze alkalnih bazalta ostrvskog luka, jer ove stene iz drugih tektonskih sredina imaju visok sadržaj **Nb**. Značaj maksimuma i minimuma bio je predmet „velikih” debata (Dupuy i dr., 1982; Hole i dr., 1984; Thompson i dr., 1984; Arculus & Powell, 1986). Šarenolik sadržaj mikroelemenata ostaje kao specifična karakteristika ovih stena. Kada se uporede sa drugim toleitskim bazaltima koji nisu iz MORB, ove stene su zapravo osiromašene u čitavom nizu mikroelemenata. Tako, na primer, visok odnos

sadržaja **Ba/La** i nizak odnos sadržaja **La/Sm** u bazaltima ostrvskih lukova jasno izdvaja polje ovih stena od bazalta stvorenih u srednjeokeanskim riftovima i bazalta unutar kontinentalnih ploča.

Slika 518 je posebno koristan dijagram sadržaja asocijacije pojedinih mikroelemenata (Pearce, 1983), koji naglašava prirodu i uticaj komponente subdukcione zone. Prikazani mikroelementi se ponašaju inkompatibilno (imobilno) tokom većine parcijalnih i frakcionih kristalizacionih događaja, sa izuzetkom **Sr**, koji se može koncentrisati u plagioklasu, **Y** i **Yb** u granatu i **Ti** u magnetitu.

Sadržaji mikroelemenata su normalizovani na tipične bazalte MORB i poređani prema njihovoj relativnoj inkompatibilnosti. Za toleitske bazalte ostrvskih lukova, deo od **Ta** do **Yb** leži paralelno, ali na nižem nivou u odnosu na MORB (ima ih manje). Suprotno tome, sadržaji **Sr**, **K**, **Rb** i **Ba** (i u manjoj meri **Th**) obogaćeni su i ima ih više nego u bazaltima MORB-a. Imobilni elementi **Ta**, **Nb**, **Zr**, **Hf**, **Ti** i **Yb** i dalje definišu relativno ravan trend paralelan sa MORB-om, verovatno odražavajući presubdukcione karakteristike klina u omotaču. **Ce**, **P** i **Sm** se mnogo češće prenose u parcijalnom rastopu nego preko fluida, što može odražavati fundamentalnu razliku u petrogenezi magmi toleitske i kalk-alkalne serije (Hawkesworth & Powell, 1980). Na slici 519 prikazano je poređenje tipičnog bazalta okeanskog luka i bazalta unutar kontinentalnih ploča, što ukazuje na sličnosti između izvora kontinentalnih bazaltnih bazena (subkontinentalne litosfere) i bazalta okeanskih ostrva (OIB). Makenzi i O’Nions (McKenzie i O’Nions, 1983) sugerišu da reciklirana kontinentalna litosfera pruža komponentu za određeni magmatizam OIB. Iz gornje diskusije jasno je da obeleženi minimum **Nb** ne može odražavati stvarno osiromašenje u ovom elementu jer je njegov sadržaj blizu onog u MORB-u.

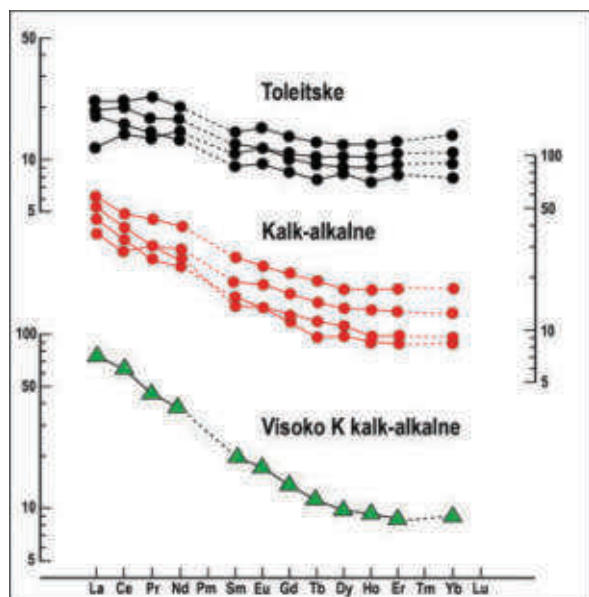


Slika 519. MORB normalizovane vrednosti za toleit i visoko K kalk-alkalne bazalte i poređenje sa kontinentalnim bazaltima unutar ploča (Pearce, 1983)

kiné & Villie, 1982a i b) eksperimentalnim istraživanjem sistema peridotit–H₂O uspešno su pokazali da se, na primer, olivin može eliminisati kao rezidualna faza omotača tokom parcijalnog stapanja, što olakšava stvaranje bazalta i andezita kao primarnih parcijalnih rastopa. Na osnovu ovih eksperimenata, prisustvo rezidualnih faza u metasomatizovanom klinu omotača, koji bi preferencijalno mogao akumulirati niz mikroelemenata, treba da se smatra posebnom mogućnošću. Pomenuli smo da neke stene ostrvskih lukova imaju sličan ili čak identičan sadržaj mikroelemenata sa bazaltima srednjeokeanskih riftova i okeanskih ostrva (Sunda-Banda u Indoneziji, Mali Antili u Atlantskom okeanu itd.). Geohemijska svojstva ovih stena ne mogu se isključivo koristiti za određivanje tektonske sredine stvaranja, već moraju biti u saglasnosti i sa ostalim geološkim podacima (petrologija, tektonika itd.).

Elementi od **Ta** do **Yb** često is crtavaju sadržaje „ispod linije” **MORB**-a (ima ih manje) i stoga je moguće da je stabilizacija manjih preostalih faza u klinu omotača mogla biti odgovorna, iako bi takve faze morale podjednako zadržati sve ove elemente. Thompson i dr. (*Thompson i dr., 1984*) i Arkulus i Pael (*Arculus & Powell, 1986*) smatraju da klinovi iznad subdukovanih ploča sadrže varijabilne proporcije izvora **MORB**-a i izvornih komponenti **OIB**-a, na koje se dodaju „fluidi” izvedeni iz subdukovane ploče. Prema tome, oni smatraju da su nisko **K** toleiti okeanskih ostrva, lukova kao ekvivalenti **MORB**-a vezani za subdukciju, dok su kalk-alkalni bazalti i šošoniti generisani iz komponenti izvora **OIB**-a modifikovanih subdukcijom. Ovo se čini atraktivnim predlogom, koji zaslužuje dalje proučavanje, ali moramo biti oprezni.

Metasomatizam fluida iz klina omotača, koji su izvedeni iz ploče, značajno menja mineralogiju ovih stena. Sekine i Vili (*Se-*



Slika 520. Sadržaji **REE** u bazaltima ostrvskih lukova normalizovani na hondrite (Sun i McDonough, 1989)

SADRŽAJI REE

Sadržaji elemenata retkih zemalja (slika 520) u bazaltima ostrvskih lukova pokazuju širok spektar sastava, pre svega lakih **REE**, što uglavnom odgovara „glavnim” podelama između različitih serija magmi na osnovu sadržaja K_2O . Na primer, bazalti ostrvskih lukova obično su osiromašeni **REE**, dok su kalk-alkalni i bazalti obogaćeni **REE**. Uopšteno govoreći, izgleda da je relativna veličina pikova (anomalija) **Sr**, **K** i **Ba** u korelaciji sa stepenom obogaćivanja lakim **REE**.

SADRŽAJ IZOTOPA

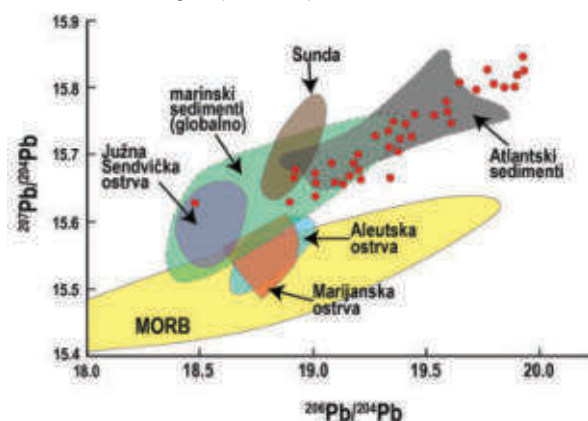
Proučavanja radiogenih izotopa znatno su unapredila saznanja o poreklu vulkanskih stena ostrvskih lukova, jer odnosi sadržaja pojedinih izotopa u stenama ostaju isti kao i u izvornom području. Zbog toga se, kako znamo, često koriste za određivanje porekla stena generisanih u različitim tektonskim sredinama ili za određivanje stepena kontaminacije. Tako, na primer, bazalti ostrvskog luka Malih Antila imaju niže sadržaje odnosa izotopa stroncijuma i neodijuma u odnosu na bazalte srednjeokeanskih riftova.

Posebno su značajna proučavanja izotopa olova, koja su omogućila izradu novih modela i hipoteza o poreklu magmi ostrvskih lukova. Pojedini autori, na osnovu sadržaja izotopa olova, smatraju da su magme ostrvskih lukova obrazovane parcijalnim stapanjem omotača obogaćenog komponentama iz subdukovane okeanske kore i sedimenata (DePaolo i Johnson, 1979; Hawkesworth i Powell, 1980; Perfit i dr., 1980).

U vulkanskim stenama ostrvskih lukova Marijanskih ostrva, Aleutskih i Južnih Sendvičkih ostrva, sadržaj izotopa olova je sličan ili identičan sa bazaltima srednjeokeanskih riftova. Zbog toga se smatra da su ove stene generisane iz istog, osiromašenog dela omotača iz kojeg nastaju i bazalti srednjeokeanskih riftova. Ostrvski luk Sunda, međutim, ima drugačiji sastav. Proučavanja su potvrdila učešće sedimenata u genezi stena ostrvskog luka, koje ponekad imaju sličan ili čak identičan odnos izotopa olova sa okeanskim sedimentima. Vajt i Dupre (White i Dupre, 1986) smatraju da se subdukovani okeanski sedimenti pridružuju magmatском izvoru u većini, ako ne i u svim ostrvskim lukovima. Najočigledniji primer je u Malim Antilima, gde subdukovane sedimentne stene imaju znatno veće sadr-

žaje radioaktivnih izotopa **Pb** od većine okeanskih sedimenata, jer sadrže terigenu komponentu sa arheanskog štita, što se odražava i na sastav vulkanita.

Studije o izotopskim karakteristikama **Pb** u magmama ostrvskih lukova pokazale su se posebno korisnim u identifikaciji učešća sedimentnih komponenata u njihovoj petrogeniji. To je zbog toga što je sadržaj **Pb** u okeanskim sedimentima visok, a njihov izotopski sastav je veoma karakterističan u odnosu na lerzolit i njegove parcijalne rastope, što ih čini veoma osetljivim na relativno male stepene kontaminacije (<10%).



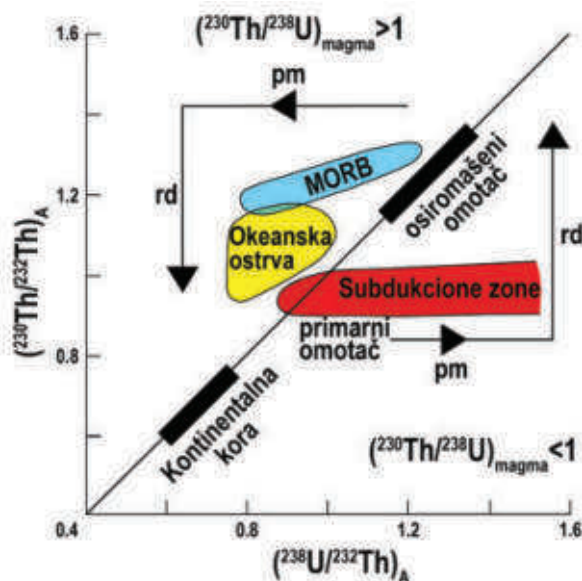
Slika 521. Varijacija sadržaja izotopa *Pb* vulkanskih stena ostrvskih lukova u poređenju sa **MORB-om**; podaci za globalne marinske sedimente, **MORB**, Atlantske sedimente, Južna Sendvička i Aleutska ostrva po *White i Dupre* (1986); luk Sunda po *Whitford i Jazek*, 1982; za Male Antile (crveni kružići) po *Davidson* (1986) i *White i Dupre* (1986)

Slika 521 je grafički prikaz odnosa $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ u odnosu na $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, koja pokazuje da su magme na ostrvskom luku generalno karakteristične po većim odnosima $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ od **MORB-a** (*White i dr*, 1985), što pokazuje značajno preklapanje sa poljima za okeanske sedimente. Lukovi koji se nalaze na polju **MORB-OIB** (Marijana, Aleutska ostrva, Južna Sendvička ostrva, Sunda itd.) imaju varijabilne pomake iz polja **MORB**, ukazujući na sedimentnu komponentu uključenu u njihovu petrogenezu (nastanak). Podaci za luk Malih Antila „protežu se” i na veći i na niži odnos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ od sedimenta uzorkovanih sa susedne atlantske

ploče (*White i dr.*, 1985), što je navelo Dejvidsona (*Davidson*, 1986) i Tervola i Grejema (*Thirlwall i Graham*, 1984) da postuliraju da su magme kontaminirane na nivoima kore „pomoću” sedimentne komponente međusobno povezane unutar kore Karipske ploče, koja može imati različite izvore, pa čak i različita izotopska svojstva od atlantskih sedimenata. Vajt i Dupre (*White i Dupre*, 1986) sugerišu da subdukovani okeanski sedimenti doprinose izvoru većine magmatskih, ali ne i svih ostrvskih lukova. Međutim, to je očiglednije u Malim Antilima jer sedimenti koji su subdukovani imaju veći sadržaj izotopa **Pb** nego većina okeanskih sedimenata, jer sadrže terigenu komponentu izvedenu iz erozije arheanskog štita.

IZOTOPI U-TH

U ovim stenama su određeni i sadržaji izotopa **U** i **Th**. Da se podsetimo, uranijum ima tri izotopa, ^{238}U , ^{235}U i ^{234}U , dok torijum postoji prvenstveno kao jedan izotop, ^{232}Th , koji je sam po sebi radioaktivan, iako se pet drugih izotopa javljaju u prirodi kao kratkotrajni intermedijarni proizvodi od ^{238}U , ^{235}U i ^{232}Th . Čerke ^{238}U , koje uključuju ^{230}Th , nisu u radioaktivnoj ravnoteži sa svojim rodite-



Slika 522. Odnos sadržaja izotopa U i Th za mlade vulkanske stene; vektorske linije pokazuju evoluciju (razvoj) izotopskog odnosa za vreme parcijalnog stapanja i procesa radioaktivnog poluraspadanja (Alligre i Condomines, 1982)

ljem u mladim vulkanskim stenama, što je neravnoteža verovatno nastala hemijskim frakcionisanjem tokom stvaranja magme u gornjem omotaču. Ovo je prikazano na slici 522, gde je dat odnos $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ i $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$. Linija na ovom dijagramu definiše odnose izotopa za uslove ravnoteže. Sve „mlade” okeanske lave su levo od linije, što ima fundamentalne implikacije za procese parcijalnog stapanja u gornjem omotaču (Alligre i Condomines, 1982). Magma nastale u okruženju subdukcione zone „padaju” desno od linije i stoga moraju biti preferencijalno obogaćene U u odnosu na Th. Pomenuto sugerise na značaj fluida u stvaranju magmi ostrvskog luka, pri čemu je uranijum verovatno „izveden” iz subdukova-

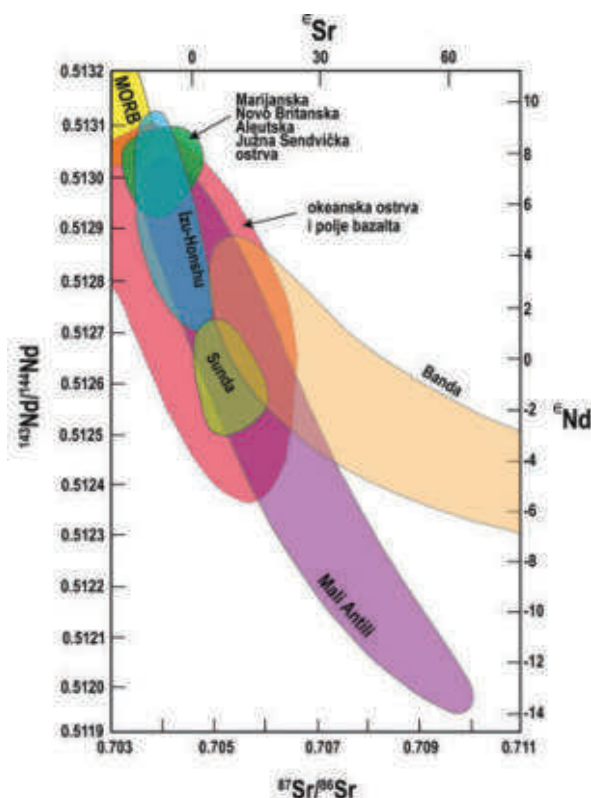
nih okeanskih sedimenata.

Proučavanja izotopa Nd i Sr značajno su povećala razumevanje porekla magmi ostrvskih lukova. Ona ukazuju na „uključenost” subdukovane okeanske kore i sedimenata (Davidson, 1986; White & Dupre, 1986). Nažalost, ovi podaci ne mogu otkriti prirodu sastava subdukovane okeanske kore, tj. da li je komponenta kore izvedena iz topljenja ploče ili samo iz fluida oslobođenih tokom dehidracije. Na slici 523 prikazani su odnosi sadržaja $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ za niz vulkanskih stena okeanskih ostrvskih lukova koji su poređeni sa bazaltima MORB-a.

Vulkanske stene ostrvskih lukova pokazuju značajno preklapanje s područjem OIB i stoga mogu biti izvedene iz parcijalnih rastopa obogaćenog omotača koji nisu modifikovani „komponentama” subdukcione zone.

Smatralo se da većina vulkanskih stena ostrvskih lukova ima mali, ali varijabilni pomak povećanja odnosa sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ovo se generalno pripisuje uključenosti komponente sa visokim odnosom $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, izvedenim iz subdukovane okeanske kore, u procesu stvaranja magme. Novija proučavanja su pokazala da takva jednostavna tumačenja više nisu održiva.

Dva ostrvska sistema, luk Sunda Banda i Mali Antili u Atlantskom okeanu, pokazuju značajna odstupanja od niza MORB–OIB (slika 523). Ovi podaci se „najlakše” objašnjavaju uključivanjem sedimentnih komponenti sa visokim odnosima $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i niskim odnosima $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ u petrogenezi magme. Uzorci sa najnižim odnosom $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u području Sunda Banda unutar polja OIB (Whitford i Jezek, 1982) ukazuju na to da klin omotača ispod ovog luka ima „bogat” sastav



Slika 523. Varijacija sadržaja izotopa Nd i Sr za vulkanske stene okeanskih ostrvskih lukova i poređenje sa okeanskim bazaltima i bazaltima MORB (Arculus i Powell, 1986)

White, 1982) smatra da je subdukcija sedimenata mehanizam za „lokalno” obožavanje omotača inkompatibilnim mikroelementima, što na kraju omogućava izvorne komponente za magmatizam **OIB**. Ako su sedimenti subdukovani, najverovatnije će se delimično stopiti i preneti svoj izotopski „potpis” u fazi stapanja.

Takav proces se može opisati kao kontaminacija izvora. Uzlazne magme mogu dodatno asimilirati sedimentne stene, čime se dobija „potpis” kontinentalne kore.

IZOTOPI Be I O

Proučavanja izotopa berilijuma i kiseonika proširila su i potvrdila saznanja o ulozi sedimenata u stvaranju magmi ostrvskih lukova. Izotop ^{10}Be se stvara kosmičkim zračenjem koje deluje na kiseonik i azot u gornjem delu atmosfere. Transportuje se kišom i snegom na zemljinu površinu, a zatim akumulira u pelaške sedimente, koji se subdukcijom „unose” u izvorni materijal magmi ostrvskog luka. Na taj način, ^{10}Be je važan indikator učešća sedimenata u formiranju magmi vezanih za subdukciju. Njegovo poluvreme raspada je $1,5 \times 10^6$ godina, što je veoma povoljno za identifikaciju subdukcije, ali je zbog relativno kratkog poluvremena raspadanja nesigurno za vremenski duže procese.

Tera i dr. (**Tera i dr., 1986**) merili su sadržaje ^{10}Be u bazaltima iz nekoliko vulkana ostrvskih lukova i uporedili ih sa istim stenama nastalim u drugim tektonskim

u odnosu na izvor **MORB**-a pre subdukcije. Nasuprot tome, niski odnosi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iz Malih Antila „preklapaju” se sa poljem **MORB**, što ukazuje na postojanje osiromašenog lerzolit (izvorni omotač **MORB**) iznad subdukovane ploče. Međutim, potreban je oprez pri tumačenju ovih podataka jer lociranje uzoraka unutar omotača ne ukazuje nužno na to da su izvedeni iz parcijalnih rastopa nemodifikovanog lerzolit.

Danas je opšteprihvaćeno da se materijal kontinentalne kore reciklira u omotaču u subdukcionim zonama „preko” hidrotermalno izmenjene okeanske kore i tankog sloja okeanskih sedimenata. Stepenn do kojeg dolazi do subdukcije u sedimentu je još uvek predmet špekulacija (**Scholl i dr., 1980**), iako se većina geologa slaže da deo sedimenata ide u veće dubine. Nekoliko autora (**Hofmann i**

sredinama. Vulkanske stene u ostrvskim lukovima imaju izrazito visok sadržaj ^{10}Be , čime se potvrđuje pretpostavka da je ovaj element prinesen subdukcijom okeanskih sedimenata. Ipak, pre nego što se prihvati ovaj pristup za dokazivanje subdukcije sedimenata, potrebno je pribaviti više podataka o recentnim vulkanskim stenama. Tera i dr. (*Tera i dr., 1986*) merili su sadržaje ^{10}Be u bazaltima i andezitima iz nekoliko vulkanskih ostrva i uporedili ih sa bazaltnim stenama iz drugih sredina.

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

Analiza odnosa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ u vulkanskim stenama ostrvskih lukova je moćno sredstvo za praćenje recikliranja materijala koji su na kraju poreklom iz kontinentalne kore u magmatizmu subdukcionijskih zona (*James, 1981*).

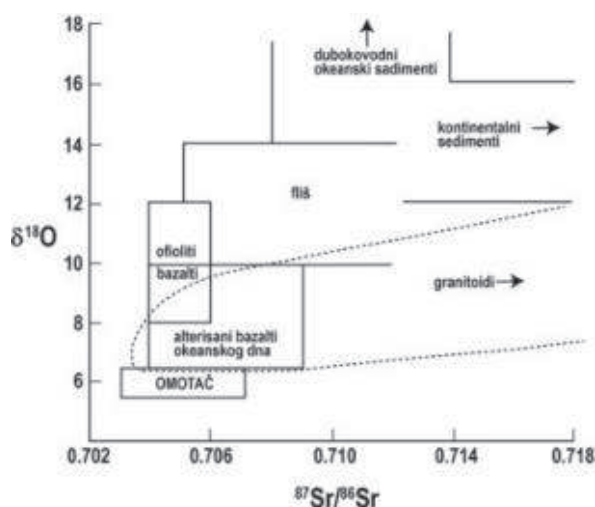
Stene koje su reagovala sa atmosferom ili hidrosferom na niskim temperaturama bogatije su izotopima kiseonika od stena iz omotača, ali siromašnije od sedimentnih stena iz kontinentalne kore. Kombinacijom odnosa sadržaja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moguće je proceniti odgovarajuće procese:

Kontaminacija sa korom: magma stvorena u omotaču kroz asimilaciju dobija odgovarajući potpis ili odnos sadržaja

Kontaminacija izvora: subdukovani sedimenti ulaze u omotač koji je izvor magme ostrvskog luka.

Navedeni procesi kontaminacije su fundamentalno različiti. Kontaminacija kore uključuje fizičku i hemijsku reakciju magme sa stenama kore kroz koje prolazi, dok kontaminacija izvora uključuje subdukovane sedimente koji ulaze u omotač i kontaminiraju ga u zatvorenom sistemu.

Kombinovanjem podataka o sadržajima izotopa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ u stenama ostrvskih lukova (slika 524), moguće je odrediti vrstu kontaminacije, koja može biti kontaminacija materijalom iz kore, kada se magme iz omotača kontaminiraju pri kretanju ka površini pre izlivanja, asimilacijom stena u bazi ostrvskog luka, ili kontaminacija izvora, kada se magme iz omotača kontaminiraju sedimentima iz subdukovane litosfere. Ova dva tipa kontaminacije bitno se razlikuju. Prvi obuhvata fizičke i hemijske reakcije magme sa stenama u koje se utiskuje, dok drugi tip podrazumeva parcijalno stapanje smeše materijala iz omotača i stena subdukovane okeanske ploče.



Slika 524. Sadržaji izotopa O i Sr za „uobičajene” magmatske i sedimentne stene (*James, 1981*)

ZAKLJUČIMO!

Opšte je prihvaćeno mišljenje da bazaltne magme ostrvskih lukova moraju biti generisane delimičnim stapanjem klina iznad subdukovane litosferske ploče (*White, 1984; Arculus & Powell, 1986*). U većini slučajeva to je astenosferski deo klina, koji se najverovatnije stapa, a koji je već bio znatno refraktor prethodnim parcijalnim stapanjem povezanim sa stvaranjem srednjeokeanskih bazalta.

Izotopski podaci ukazuju na značajnu uključenost terigenih sedimenata poreklom iz stare kontinentalne kore, ali još uvek je otvoreno pitanje gde se oni uključuju u proces stvaranja magme. Sastavi izdiferenciranih magmi, kao što su andeziti, daciti itd., dovoljno su raznoliki i ukazuju na različite procese njihovog stvaranja. Hemija boninita se smatra izvedenom iz ultraosiromašenog harzburgitskog izvora (detaljnije u poglavlju Granitoidi). Nakon široke diskusije o svim bazaltima, treba napomenuti da ove stene ukazuju na procese koji se dešavaju unutar Zemlje, uslove stapanja, kao i tektonsku sredinu u kojoj se stvaraju ili smeštaju. Njihov sastav nam govori i o delovima naše planete koji, za sada, nisu dostupni (gornji omotač), kao i o procesima koji su se dogodili u geološkom vremenu, pre više stotina miliona, pa čak i milijardi godina.

V.7.3.1.3.5 BAZALTI U BASENIMA IZA LUKA

Baseni iza luka, BAB (akronim od engl. *back arc basins*) jesu „poluizolovani” baseni ili niz basena koji se nalaze iza vulkanskih lanaca sistema ostrvskih ili vulkanskih lukova (*Karig, 1971*; slika 525). To je „drugačiji” i sporiji tip divergencije ploča koji se odvija iza ostrvskog luka, a povezan je sa subdukcijom (opisano u poglavlju Tektonika ploča).



Slika 525. Bazalti basena iza luka

Basen iz luka nastaje deljenjem (cepanjem) postojećeg ostrvskog luka i utiskivanjem bazičnih magmi iz gornjeg dela gornjeg omotača i astenosfere. Smatra se da razlamanje ostrvskog luka počinje kada se u delu omotača iznad subdukovane ploče stvara novi konvekcioni krug strujanja. Ima mišljenja da je ekstenzija „povratnog luka” prirodna posledica subdukcije, verovatno nastala zbog otpora trenja koji je povezan sa subdukovanom pločom. Daljim deljenjem ostrvskog luka, riftna zona se širi i omogućava utiskivanje bazaltnih magmi koje su po sastavu slične bazaltima srednjeokeanskih grebena. Ove stene učestvuju i u stvaranju, nadgradnji okeanske kore (slika 525).

Magmatizam iza luka sličan je vulkanizmu srednjeokeanskih grebena (riftova). I ovde se formira greben, rift i stvara okeanska kora, koja se bočno širi. Proces razdvajanja je sporiji, vulkanizam neredovit i manje voluminozan, a stvorena kora obično je tanja nego u „klasičnim” okeanima. U pojedinim slučajevima, riftovanjem se „odvaja” deo kontinenta. Veruje se da je takav proces razdvojio Japan od azijskog kopna. U „dužim” vremenima proces „misteriozno” prestaje.

Područje širenja je praćeno visokim toplotnim tokom i pojavom skupova „magnetnih traka”, sličnih onima u „normalnoj” okeanskoj kori, koji je karakterističan za ove bazene (*Sclater i dr., 1972, Hawkins, 1974*). Tejlor i Karner (*Taylor i Karner, 1983*) opisali su većinu poznatih neogenih basena iza lukova i uporedili njihova svojstva sa „normalnim” centrima za širenje okeana.

Baseni iza lukova su u suštini okeanski fenomen sa strmim uglom subdukcionih zona (*Cross i Pilger, 1982*) i uglavnom vezani za „staru” okeansku litosferu (> 80 Ma), koja je gusta i „hladna” (*Furlong i dr., 1982*). Molnar i Atwater (*Molnar i Atwater, 1978*) primetili su da su subdukcioni sistemi u zapadnom Pacifiku karakteristični po strmom potapanju stare, guste litosfere i ekstenziji basena iza lukova, dok su oni u istočnom Pacifiku karakteristični po „mlađoj” litosferi i pod manjim uglom. Najviše ih je u Pacifiku i Atlantskom okeanu, gde se javljaju iza ostrvskih lukova (Marijanskih ostrva, Tonga, Izu-Bonina, Skotija itd.). Baseni iza luka mogu nastati u više faza, kada se stvara njih nekoliko sa ostacima ostrvskih lukova (Filipini). Pomenimo da postoje i ofioliti za koje se smatra da predstavljaju obdukovane fragmente okeanske litosfere basena iza luka, pre nego tektonski smeštene delove okeanske litosfere iz prostranih okeanskih područja (*Dewey, 1976, Saunders i dr., 1979; Crawford i dr., 1981*). Smatra se da su kompleks Bai of Islands u Njufaulendu i Tortuga-Sarmiento na jugu Čilea primeri magmatizma u ekstenzionom basenu iza luka koji je povezan sa sistemom subdukcije. Istraživanja pokazuju da bazalti basena iza luka nastaju parcijalnim stapanjem izvora u gornjem omotaču, sličnog onom za stvaranje N-MORB-a ili slabo obogaćenog E-MORB-a (*Hawkesworth i dr., 1977, Saunders i Tarney, 1979*) i da, bez obzira na povezanost sa ostrvskim lukovima, rastopi (magne) nastali subdukcijom nisu nužno uključeni u njihovu petrogenezu. Postoji veliki broj analitičkih podataka o bazaltima basena iza luka, ali se malo njih može uporediti. Bazalti po sastavu variraju od niskih K toleita sličnih MORB-u do subalkalnih bazalta sa povećanim sadržajem kalijuma.

PETROGRAFIJA VULKANSKIH STENA U BASENIMA IZA LUKA

Bazalti su najzastupljenije vulkanske stene u basenima iza luka i po sastavu su slični bazaltima **MORB**. Strukture su porfirske, sa krupnim, obično resorbovanim fenokristalima olivina, piroksena i plagioklasa, koji leže u fino zrnjoj, nekad staklastoj osnovnoj masi. Sastav plagioklasa varira od Pl_{60} do Pl_{90} , dok su u osnovnoj masi više natrijski. Olivin je homogen, sastava Fo_{86-88} , i bogatiji gvožđem od olivina iz omotača. Klinopiroksen je obično bogat kalcijumom, a od akcesornih minerala prisutni su ilmenit, titanomagnetit i retko hromit. U basenima iza luka javljaju se i sedimentne stene. Piroklastiti (breče i tufovi) se stvaraju bliže riftnoj zoni, dok se pelaški i biogeni sedimenti talože dalje od nje. Osim bazalta, u basenima iza lukova javlja se i „neuobičajena” grupa andezita bogata magnezijumom (**MgO**), boniniti (koji će biti opisani u poglavlju Granitoidi), koje neki autori vežu i za prednje delove ostrvskih lukova i širenje basena iza luka (*Cameron i dr., 1979*). U primitivnim, slabo izdiferenciranim članovima ovih stena, glavni minerali su olivin i polisintetički bližnjeni klinopirokseni, sa čestim reakcionim rubovima. Jače diferencirani boniniti nemaju olivina, ali sadrže fenokristale hornblende i bazične plagioklase (*Crawford i dr., 1981*). Uprkos visokom sadržaju SiO_2 , smatra se da boninitske magme nisu stvorene frakcionom kristalizacijom poput bazalta ostrvskih lukova, već predstavljaju primarne magme nastale visokim stepenom parcijalnog stapanja omotača (preko 30%), pri čemu su kao refraktorni minerali zaostali olivini i ortopirokseni.

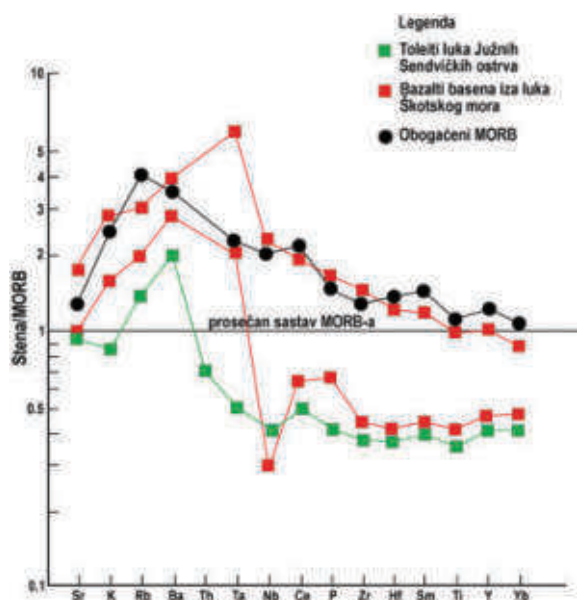
HEMIJSKI SASTAV VULKANSKIH STENA U BASENIMA IZA LUKA

GLAVNI ELEMENTI

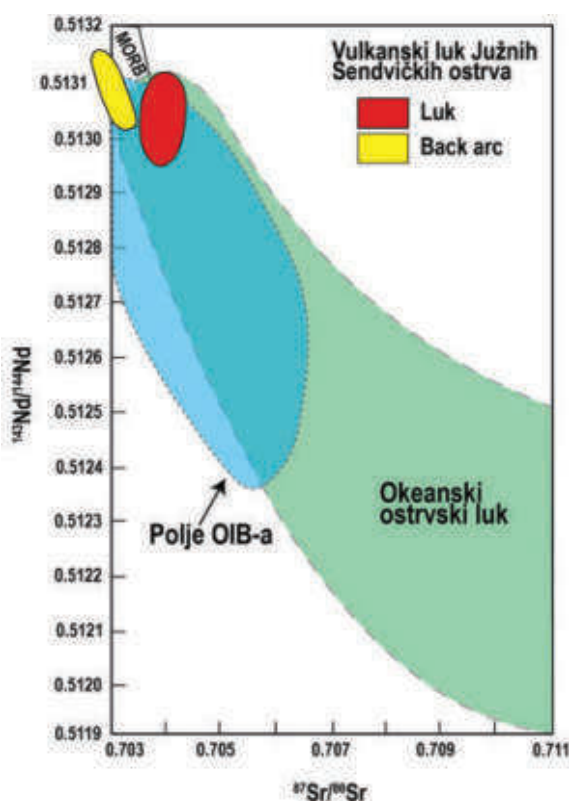
Po sadržaju makro i mikro elemenata, bazalti basena iza lukova su slični bazaltima **MORB**, ali su bogatiji fluidima (pre svega vodom) i većim sadržajem alkalija i elemenata **LILE** (**K, Rb, Ba, Sr** itd.), za koje se smatra da su transportovani u izvorni materijal fluidima iz subdukovane kore.

Smatra se da bazaltne magme basena iza lukova, u različitom stepenu, imaju vezu sa kalk-alkalnim magmama, izvorima koji uključuju hidratizirani deo stena omotača koji se nalazi iznad subdukovane ploče koja je „reciklirana” jer njen gornji deo sadrži istaložene morske sedimente. Zbog toga pojedini autori smatraju da su bazalti basena iza lukova nastali kombinacijom parcijalnog stapanja omotača uz uticaj fluida oslobođenih stapanjem litosfere, kao i adijabatskom dekompresijom peridotita omotača na grebenima koji se šire u zaleđu (*Fretzdorff i dr., 2002*). Često imaju mehurastu do mandolastu teksturu zbog fluida (vode) koji su došli, prema nekim istraživačima, iz subdukovane ploče. Aktivniji dijabirizam omotača u područjima iza luka može uzrokovati intenzivnije stapanje i širenje. Ovde još uvek ima fluida u magmi, ali manje nego u stenama ostrvskog luka.

SADRŽAJ MIKROELEMENATA



Slika 526. Sadržaji mikroelemenata normalizovani na **MORB** bazalte (Pearce, 1983)



Slika 527. Odnosi sadržaja izotopa **Sr** i **Nd** bazalta Sendvičkih ostrva sa bazaltima iz drugih tektonskih sredina (Hawkesworth i dr., 1977 i Luff, i dr., 1982)

U poređenju sa bazaltima **N-MORB**, bazalti basena iza lukova su bogatiji mikroelementima niske valence **K**, **Rb**, **Ba** i **Sr**, koji su mobilni i dolaze sa fluidima subdukcione zone. U odnosu na bazalte **MORB**, značajno su obogaćeni samo **K** i **Sr**. Slika 526 prikazuje dijagram varijacija mikroelemenata normalizovan na bazalte **MORB** (Pearce, 1983) kako bi se sagledali mikroelementi koji dolaze iz fluida subdukcione zone. Kada se sadržaji **REE** normalizuju na hondrite, bazalti basena iza lukova su bogatiji 6–30 puta od hondrita, sa blagom tendencijom obogaćivanja **LREE**. Geohemija mikroelemenata bazalta basena iza luka je „očigledno” složena, i njihova petrogeneza može da uključi „promenjeni” izvor bazalta **MORB**, više obogaćeni izvor bazalta **OIB** i komponente iz subdukcione zone.

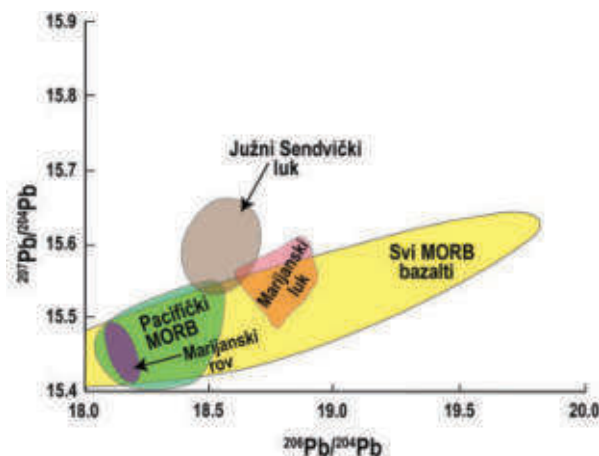
IZOTOPI Sr–Nd

Bazalti basena iza lukova imaju niži odnos sadržaja $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od vulkanita ostrvskog luka (Stern, 1982) zbog obogaćenih fluida iz subdukovane ploče u petrogenezi stena (magmi). Na slici 527 prikazani su raspoloživi podaci za sistem navedenih lukova (Hawkesworth i dr., 1977). Bazalti basena iza luka imaju slične odnose sadržaja $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, koji se preklapaju sa donjim krajem polja **MORB**.

IZOTOPI Pb

Sadržaji izotopa **Pb** posebno su korisni za razumevanje relativnih uloga različitih izvora u petrogenezi magme. Slika 528 prikazuje odnose sadr-

žaja $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ i $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ za bazalte Južnih Sendvičkih ostrva i Marijanskog luka u odnosu na **MORB**. Samo dve izotopne analize **Pb** su dostupne iz Marijanskog rova (*Meijer, 1976*) i one otkrivaju razliku između magmatskih i subdukcijskih lučnih izvora magme.



Slika 528. Odnosi sadržaja izotopa **Pb** za bazalte Marijanskog luka i troga sa svim bazaltima i bazaltima Pacifika (*Woodhead i Frazer, 1985 i Meijer, 1976*)

PETROGENETSKI MODEL

Različiti sadržaj pojedinih mikroelemenata i izotopa u bazaltima basena iza lukova je zbog različitog stepena parcijalnog stapanja, heterogenosti izvora omoćaća duž ose bazena, frakcione kristalizacije u magmatskim komorama ispod rifta itd. Uticaj fluida iz subdukovane ploče može biti značajan, posebno u ranim fazama otvaranja basena, a zatim opada kako se rift širi, mada to zavisi i od geometrije subdukcije.

U okviru proučavanja bazalta basena iza lukova važno je proceniti pomenute uticaje, posebno kada se porede sa „normalnim” bazaltima iz srednjeokeanskih grebena. Pomenimo da hemija glavnih elemenata nije posebno korisna za diskriminaciju, jer su oni generalno slični za bazalte stvorene u različitim sredinama (bazalti **MORB**, bazalti **OIB** itd.).

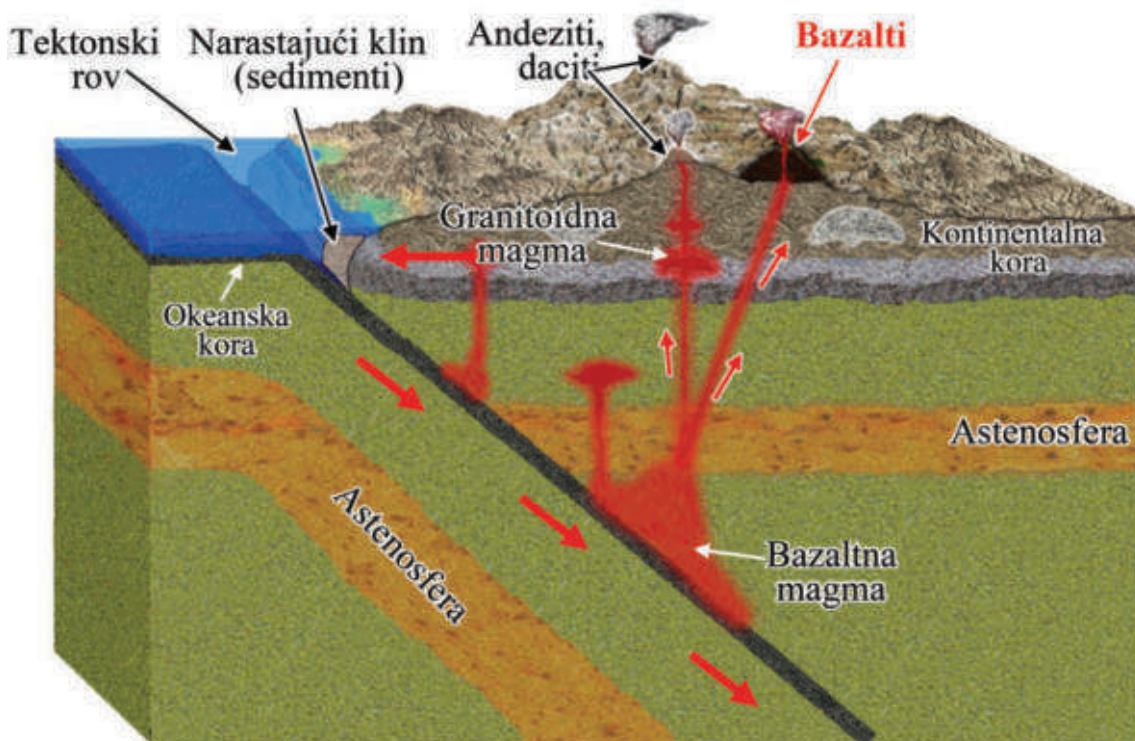
Geochemija mikroelemenata u bazaltima basena iza lukova je, kao što smo rekli, slična sa bazaltima **MORB**, što se i očekuje. Međutim, uočene razlike i varijacije mogu biti i zbog prisustva peridotita iz okeanske litosfere ili relativno obogaćenog lerzolitita sa većih dubina koji se javljaju kao potencijalni izvori u regionu basena iza lukova.

Proučavanja ukazuju na to da postoji više potencijalnih izvornih komponenti za stvaranje bazalta basena iza lukova nego kod srednjeokeanskog grebena. To uključuje razne osiromašene i obogaćene peridotite iz okeanske litosfere, koji mogu biti naknadno obogaćeni fluidima iz subdukcione zone u ranim fazama otvaranja basena. Stvaranje boninita, smatra se, nastaje u trenutku kada prestaje vulkanizam luka i započinje širenje basena iz luka (*Crawford i dr., 1981*).

V.7.3.1.3.6. BAZALTI AKTIVNIH KONTINENTALNIH MARGINA

U zonama subdukcije, gde se okeanska litosfera podvlači pod kontinentalnu ili okeansku litosferu, stvaraju se širok spektar dacitsko-andezitskih stena, ali i manje količine bazalta, za koje pojedini autori smatraju da su roditeljske (primarne) magme, koje su kasnije diferencirane ili asimilirane. Bazalti su sličnog sastava kao i na ostrvskim lukovima, ali sa manjom količinom niskokalijumskih stena.

Mala količina bazalta u aktivnim kontinentalnim marginama je zbog ograničene mogućnosti bazinih magmi da se, bez zadržavanja, probiju kroz debelu kontinentalnu koru. Smatra se da su ovi bazalti izliveni duž dubljih raseda, bez dužeg zadržavanja u kontinentalnoj litosferi. Ove stene nisu kontaminirane i slabo su frakcionisane, tj. imaju svojstva primarnih magmi koje su dale andezite, i najčešće se porede sa sličnim stenama nastalim u drugim tektonskim sredinama (slika 529). Bazalti aktivnih kontinentalnih margina sadrže 45–53% SiO_2 , 16–20% Al_2O_3 i oko 1% TiO_2 . Za razliku od bazalta unutar kontinentalnih ploča i bazalta srednjeokeanskih riftova, ove stene često sadrže normativni kvarc. Bazalti aktivnih kontinentalnih margina su po sastavu sličniji bazaltima okeanskih ostrva nego bazaltima srednjeokeanskih riftova.



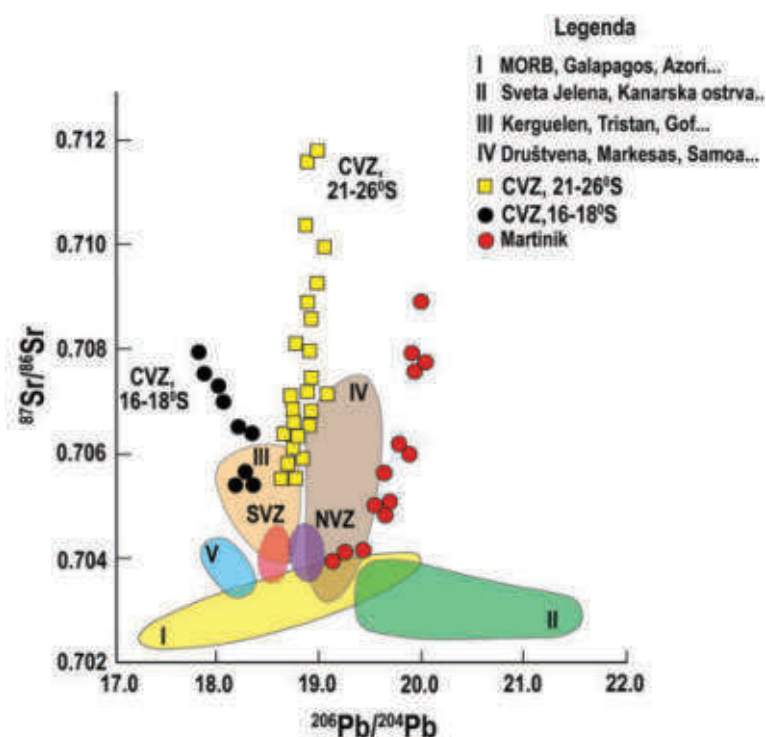
Slika 529. Bazalti u vulkanskom luku

Alkalni bazalti i andezit-bazalti Anda imaju veće sadržaje mikroelemenata niskog jonskog potencijala (Sr, K, Rb, Ba, Th, Zr) u odnosu na bazalte srednjeo-

keanskih riftova zbog učešća kontinentalne litosfere u njihovom stvaranju (*Ander-son i dr., 1980; Hawkesworth i Powell, 1980, Wilson i Davidson, 1984*).

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

Sadržaji radiogenih izotopa **Sr**, **Nd** i **Pb** se takođe koriste kao petrogenetski indikatori, mada magme generisane u subdukcionim zonama, zbog kontaminacije i asimilacije sa okolnim stenama, mogu naslediti izotopski sastav kontinentalne kore ili subdukovanih terigenih sedimenata (slika 530).



Slika 530. Odnos sadržaja izotopa Pb i Sr vulkanskih stena Anda i poređenje sa bazaltima iz različitih tektonskih sredina

Vulkanske stene aktivnih kontinentalnih margina imaju visok sadržaj odnosa izotopa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, od 0,703 do 0,710, zbog učešća kontinentalne kore (kontaminacije, asimilacije) u njihovom stvaranju. Sadržaj istih izotopa u bazaltima ostrvskih lukova je niži i ujednačen, od 0,702 do 0,705.

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

U vulkanskim lukovima dominiraju raznolike vrste magmatskih stena koje se prema sastavu dele na:

- a) boninite (biće detaljnije prikazane u poglavlju Andeziti);
- b) bazaltne asocijacije ostrvskog luka (IAB);
- c) kalk-alkalne asocijacije;
- d) K-obogaćene stene i
- e) šošonite.

Subdukcija je „objedinjujuća” tektonska sredina karakteristična za magme nastale duž granica konvergentnih ploča. Tokom ranih faza razvoja vulkanskog luka, većina izlivenih stena, smatra se, pripada boninitima i/ili toleitima. Daljim razvojem i evolucijom aktivnih kontinentalnih margina, stvaraju se andeziti i druge kalk-alkalne stene. Pomenimo da u južnoj vulkanskoj zoni Anda preovlađuju bazalti i andezit-bazalti (biće detaljnije prikazani u poglavljima o dioritima, kvarcdioritima, andezitima i dacitima).

V.7.3.1.4 MAKRO I MIKROELEMENTI KAO INDIKATORI TEKTONSKE SREDINE STVARANJA BAZALTA

Odnosi sadržaja pojedinih glavnih elemenata, **Ca**, **Mg**, **Fe**, alkalija itd., povezani su sa određenom tektonskom sredinom stvaranja stena. Na osnovu njih, na primer, kalk-alkalne magme su očigledno povezane sa subdukcijom, dok su nisko **K** toleitski bazalti tipični proizvod konstruktivnih margina ploča.

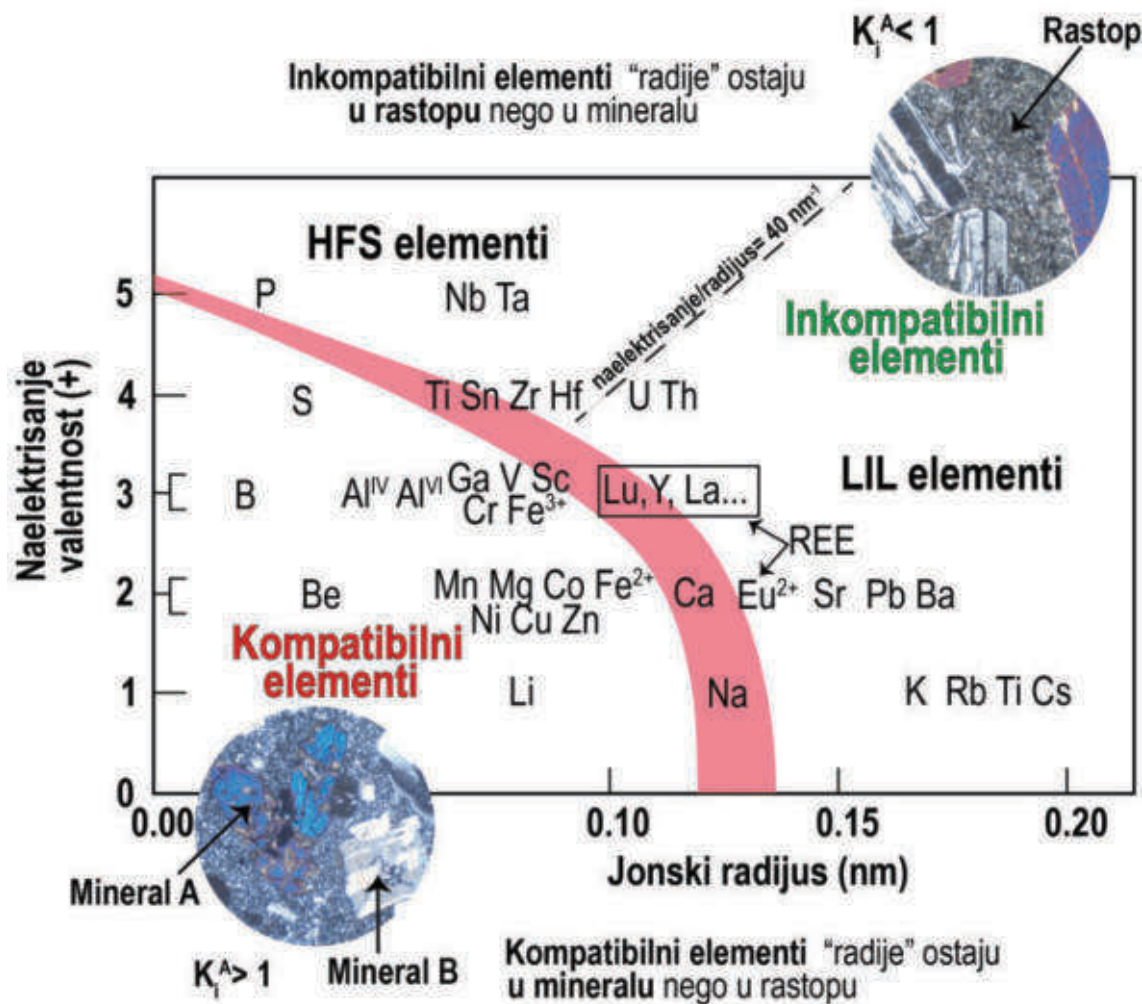
Toleitski bazalti iz srednjeokeanskih grebena (riftova), basena iza luka, okeanskih ostrva itd., imaju slične sadržaje većine makroelemenata koji, u ovom slučaju, nisu posebno osetljivi pokazatelji tektonske sredine stvaranja.

Pojedini mikroelementi i izotopi u većini bazalta stvorenih u različitim tektonskim sredinama značajno variraju po sadržaju, i to po nekoliko stotina pa i hiljada puta, zbog čega su vrlo korisni i jasniji geohemijski diskriminanti od makroelemenata.

Dijagrami varijacija sadržaja makro i mikro elemenata pružaju koristan način sinteze velikog broja analitičkih podataka, mnogo lakši (i bolji) nego kada su prikazani u tabelama. Oni pružaju i osnovu za izradu modela petrogeneze stena, dijagrama varijacija za kogenetske grupe vulkanita, tok hemijske evolucije magmatskih rastopa, tektonske sredine stvaranja itd. Za pomenuta istraživanja treba koristiti, kada je to moguće, hemijske analize bazalta koji su siromašni kristalima (afiritiske, afanitične, stakla itd.). Ako su stene jasno porfirskog tipa, treba biti obazriv kod interpretacije podataka dobijenih na dijagramima zbog diferencijacije, asimilacije itd., kada rezultati mogu biti i dvosmisleni. Podsetimo se da su **Rb**, **Ba**, **La**, **U** itd. glavni inkompatibilni elementi i tokom parcijalnog stapanja, „odlaze” u rastop. Kompatibilni mikroelementi zamenjuju glavne makroelemente u bitnim mineralima koji nisu stopljeni, rezistatima (slika 531). Tako se, na primer, **Ni** ve-

zuje za olivine ali „beži” od plagioklasa itd.

Litofilni elementi velikih iona (**LIL**) imaju i velike jonske radijuse, ali se lako rastvaraju i prenose fluidima, zbog čega su relativno pokretni tokom uticaja atmosferilija, zbog čega se mora biti oprezan pri interpretaciji sredine stvaranja.



Slika 531. Odnos naelektrisanja i radijusa pojedinih mikroelemenata (Gill, 1996) i njihova geohemijska svojstva

HFS su manje mobilni i pouzdani pokazatelji afiniteta magme u izmenjenim i metamorfanim bazaltima.

Pearce (1987) je razvio računarski program za određivanje tektonske sredine stvaranja „starih” vulkanskih stena koji integriše geološke, petrološke, mineraloške i geohemijske podatke. Nakon njega, veliki broj istraživača, grupa, pa i instituta, fakulteta itd., koristi baze s ogromnim brojem hemijskih analiza kako bi napravili diskriminacione dijagrame za bazalte stvorene u određenim tektonskim sredinama. U tekstu koji sledi, prodiskutovaćemo o njima i prikazati neke od njih.

Pojedine asocijacije mikroelemenata u bazaltima pokazuju različite trendove u određenim tektonskim sredinama stvaranja, kao što su srednjeokeanski grebeni,

okeanska ostrva, bazalti unutar kontinentalnih ploča itd. Ipak, imajmo u vidu da su granice dobijene statistički i s različitim stepenom njihovog preklapanja.

Za određivanje tektonske sredine stvaranja bazalta koristi se širi spektar (veći broj) mikroelemenata u bazaltima iz poznatih tektonskih okruženja. Prema sadržaju i asocijaciji pojedinih makro i mikro elemenata, dijagrami se generalno dele u dve grupe:

DIJAGRAMI NA OSNOVU MEĐUSOBNOG SADRŽAJA MAKROELEMENTATA

Ovi dijagrami se retko koriste jer su makroelementi, kako smo pomenuli, manje osetljivi u odnosu na pojedine mikroelemente, koji znatno više variraju zbog niza faktora, geoloških procesa, stepena parcijalnog stapanja, frakcione kristalizacije, stepena alteracije itd. Na taj način, makroelementi nisu jasan faktor diskriminacije za određivanje tektonske sredine stvaranja. U literaturi i udžbenicima ima nekoliko takvih dijagrama. Navešćemo odnose sadržaja oksida TiO_2 - MnO - P_2O_5 (Mullen, 1983) (slika 532), koji smo već prikazali. Pomenuti makroelementi su relativno imobilni i manje osetljivi na hidrotermalne promene i procese niskog stepena metamorfizma (do facije zelenih škriljaca). Na njima su izdvojene glavne sredine tektonskog stvaranja. Vrednosti MnO i P_2O_5 se množe sa 10 kako bi se jasnije razlikovala polja tektonske sredine stvaranja, ali se ovim računanjem povećavaju i analitičke greške.



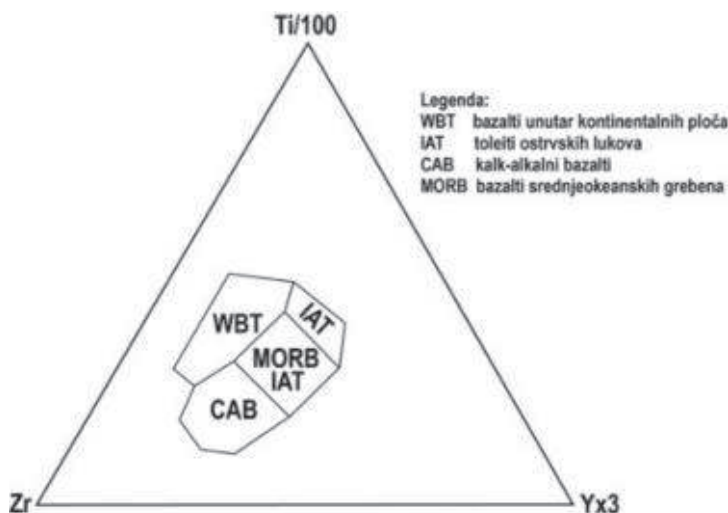
Slika 532. Tektono-magmatski
diskriminacioni dijagram
za okeanske bazalte (Mullen, 1983)

DIJAGRAMI KOJI KORISTE ODOSE SADRŽAJA POJEDINIH MIKROELEMENTATA

Pomenućemo neke od njih.

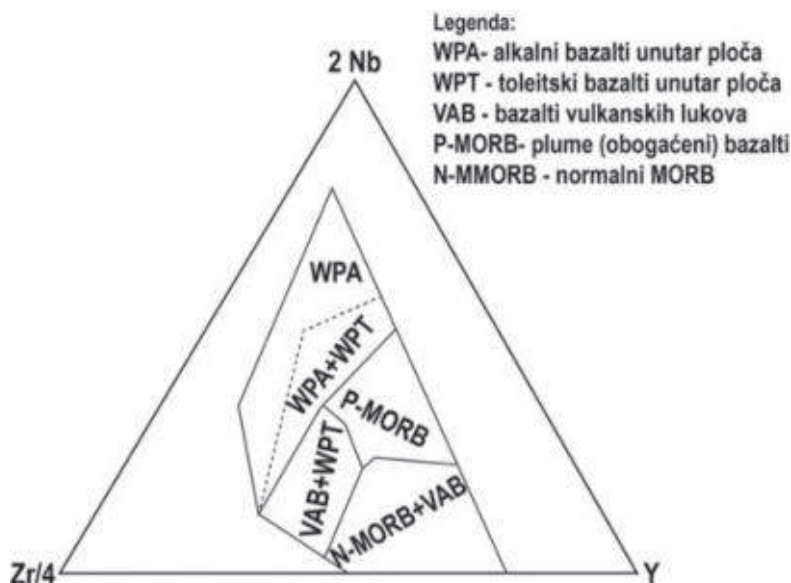
a. **Ternarni dijagram $\text{Ti}/100$ - Zr - $\text{Y} \times 3$** (Pearce i Cann, 1973; slika 533), koji je urađen na osnovu velikog broja publikovanih analiza iz različitih delova sveta. Za njegovu primenu, pomenuti autori predlažu da bazalti trebaju da sadrže 20% CaO i preko 12% MgO .

b. **Trokomponentni dijagram Zr - Nb - Y** (Meschede, 1986, prikazan ranije), gde su navedena četiri polja bazalta stvorena u različitim geotektonskim sredinama (slika 534). Tu su bazalti **MORB N**-tipa iz „normalnog” srednjeokeanskog grebena, osiromašeni inkompatibilnim mikroelementima, **P**-tip **MORB**-a (nazivaju ga



Slika 533. Trokomponentni dijagram Ti/100-Zr-Yx3
(Pearce i Cann, 1973)

i **E-MORB**), koji, smatra se, dolaze sa znatno većih dubina (tope tačke, Island, Havaji) i koji su obogaćeni inkompatibilnim mikroelementima, bazalti stvoreni u vulkanskim lukovima i bazalti stvoreni unutar kontinentalnih ploča, koji u pojedinim slučajevima imaju sličan sastav kao i bazalti **P-MORB**, pa se ne mogu jasno međusobno razlikovati i ne može se definisati kojoj tektonskoj sredini pripadaju. Pomenimo da je relativno mali broj analiza kontinentalnih bazalta korišćen za definisanje diskriminacionih graničnih linija, zbog čega su pojedini autori u okviru svojih istraživanja primetili da ove stene ne spadaju u pomenutu sredinu stvaranja (Holm, 1982; Prestvik i Goles, 1985; Duncan, 1987; Marsh, 1987). Za bolje rezultate (granične linije polja), treba imati znatno veći broj analiza stena iz određenog tektonskog smeštaja, područja.



Slika 534. Trokomponentni dijagram Zr-Nb-Y
(Meschede, 1986)

Na kraju, ponovimo da u literaturi i udžbenicima postoji znatno veći broj diskriminacionih dijagrama, koji mogu korigovati ili dopuniti i potvrditi rezultate vaših ispitivanja.

Proučavanje ovih, ali i svih ostalih magmatskih stena, uključuje određivanje izvornih područja, uslova parcijalnog stapanja, promena usled diferencijacije, transporta, asimilacije i smeštaja u magmatskim komorama. Istraživanja, naravno, počinju na terenu, kartiranjem i uzimanjem reprezentativnih uzoraka na izloženim izdancima, profilima itd. Nakon toga vrši se selekcija i odabir stena za petrograf-ska, a zatim hemijska ispitivanja. Na osnovu dobijenih rezultata vrši se klasifikacija stena i njihova tektonska sredina stvaranja.

Teorija tektonike ploča često je osnovni okvir za diskusiju o različitim stilovima (procesima), gde je više od 90% današnjih magmatskih aktivnosti u kojima su nastale i naše proučavane stene.

Kod interpretacije rezultata treba obratiti pažnju i na starost stena, tj. magmatizma koji proučavamo. Često, dobijene rezultate, posebno geohemijskih podataka, mladih (kenozojskih) stena vezujemo i za određivanje paleotektonskog okruženja starijih intruziva ili vulkanskih sekvenci, koje su obično deformisane, promenjene ili se nalaze u metamorfnom okruženju. Budimo oprezni. Ako su naše proučavane stene nastale pre mezozoika, rezultate je teže interpretirati, posebno s aspekta tektonske sredine stvaranja, jer su mlađi tektonski procesi delimično do potpuno izmenili ili zamaglili originalni tektonski kontekst.

Potrebno je poznavati i današnje (kenozojske) procese stvaranja magme kako bismo bolje razumeli i tačnije interpretirali uslove formiranja starijih vulkanskih stena. Sadašnjost u geologiji može biti ključ za rekonstrukciju i razumevanje geološke prošlosti. Takođe, treba podsetiti da su uslovi formiranja magme u fanerozoiku (<600 Ma) bili drugačiji od današnjih (kenozojskih). Treba se setiti i starog geotermalnog gradijenta, koji je bio znatno strmiji nego danas (u kenozoiku), što je uzrokovalo veći stepen parcijalnog stapanja na plićim dubinama. Veličina, položaj i kretanja tektonskih ploča u to staro vreme bili su drugačiji nego danas itd.

Važno je, za kraj, pomenuti da postoje i neka geohemijska ponašanja koja odstupaju od određene tektonske sredine stvaranja (*Arculus, 1987; Duncan, 1987*). Jedno od njih je da su sadržaji i asocijacije pojedinih mikroelemenata u bazaltima vezanim za subdukciju slični sa bazaltima stvorenim unutar kontinentalnih ploča. Zato diskriminacioni dijagrami ne dokazuju, bolje je reći **ukazuju** na određenu tektonsku sredinu stvaranja stene. Razloga za pomenuti zaključak ima više.

Većina dijagrama u literaturi je napravljena, naglasili smo više puta, na osnovu mladih stena (bazalti Srednjoatlantskog rifta, Istočnopacifičkog rifta, Havajskih ostrva, Istočnoafričkog rifta itd.). Proučavanjem bazalta i srodnih stena, koje su obično starije, na primer, mezozojske (ofioliti), treba imati u vidu koliko se postojeći savremeni dijagrami mogu precizno primeniti. Stare stene su obično alterisane, tektonski premeštene itd.

Izbor elemenata za izradu i odabir dijagrama zahteva umeće i iskustvo zbog

uticaja fluida, alteracija, atmosferilija ili metamorfizma, koji menjaju njihova geo-hemijska svojstva (imobilni prelaze u mobilne i obrnuto). Preporuka je koristiti sveže i nemetamorfisane stene za hemijske analize bazalta i, po mogućnosti, što veći broj uzoraka, jer će se dobijeni rezultati smatrati boljim i tačnijim.

Iskustva sa postojećim dijagramima su različita i imaju pozitivne i negativne strane. Zato treba biti oprezan i racionalan, jer granice tektonskih sredina bazalta, važno je ponoviti, jesu statističke. Preporuka je da se dobijeni rezultati za tektonsku sredinu stvaranja naših stena uporede sa drugim geološkim podacima, pre svega geološkom građom prostora na kojem se radi. Poželjno je koristiti više dijagrama koji se baziraju na različitim odnosima sadržaja pojedinih mikroelemenata i prihvatiti tektonsku sredinu stvaranja sa kojom se najviše slaže.

Pomenimo da nove analitičke metode, koje se neprestano razvijaju, daju i nove kriterijume (dijagrame) koji omogućavaju tačnije (realnije) određivanje uslova stvaranja Vaših (naših) stena u različitim tektonskim sredinama.