



Plaka- tektonika:

Lurraren
funtzionamendua
ulertzeko
teoria

Arturo Apraiz Atutxa



Udako Euskal Unibertsitatea

PLAKA-TEKTONIKA: LURRAREN FUNTZIONAMENDUA ULERTZEKO TEORIA

Arturo Apraiz Atutxa

Udako Euskal **Unibertsitatea**
Bilbo, 2005



HEZKUNTZA, UNIBERTSITATE
ETA IKERKETA SAILA
DEPARTAMENTO DE EDUCACIÓN
UNIVERSIDADES E INVESTIGACIÓN

«Liburu hau Hezkuntza, Unibertsitate eta
Ikerketa Sailaren laguntzaz argitaratu da»

© Udako Euskal Unibertsitatea

© Arturo Apraiz Atutxa

ISBN: 84-8438-075-0

Lege-gordailua: BI-2901-05

Inprimategia: RGM, Bilbo

Azalaren diseinua: Iñigo Aranburu

Hizkuntza-zuzenketen arduraduna: Ander Altuna Gabiola

Banatzaileak: UEU. Erribera 14, 1. D BILBO telf. 946790546 Faxe. 944793039

Helbide elektronikoa: argitalpenak@ueu.org

www.ueu.org

Zabaltzen: Igerabide, 88 DONOSTIA

Galarazita dago liburu honen kopia egitea, osoa nahiz zatikakoa, edozein modutara delarik ere, edizio honen Copyright-jabeen baimenik gabe.

Zuri Idoia,

eta Iker, Ander eta Mainerri

Aurkibidea

HITZAURREA.....	9
I. LURRAREN BARNE-EGITURA ETA MEKANISMOAK	11
1. LURRAREN OINARRI FISIKOAK	13
1.1. Uhin sismikoak	13
1.2. Grabitatea eta isostasía	39
1.3. Geomagnetismoa	47
1.4. Bero-fluxua	53
2. LURRAREN EGITURA ETA KONPOSIZIOA	59
2.1. Lurraren egitura	60
2.2. Lurraren erreologia	67
2.3. Lurraren konposizioa	69
2.4. Lurrazal kontinentalak	72
2.5. Lurrazal ozeanikoa	78
2.6. Mantua	85
2.7. Nukleoa	88
II. PLAKA-TEKTONIKA. OROKORTASUNAK	91
3. PLAKA-TEKTONIKAREN AURREHISTORIA	93
3.1. Kontinenteen jitoaren aurretik	93
3.2. Kontinenteen jitoa: Alfred Wegener	96
3.3. Kontinenteen jitoaren aurkako iritziak	103
3.4. Eztabaida-garaia	104
3.5. Kontinenteen jitoaren onarpena: plaka-tektonikaren teoria	105
4. PLAKA-TEKTONIKAREN GEOMETRIA ETA ZINEMATIKA	113
4.1. Lurrazalaren fisiografia: eremu kontinentalak eta ozeanikoak	113
4.2. Eremu geodinamikoak	114
4.3. Plaken zinatika	125

5. LURRAREN BARNE-DINAMIKA ETA PLAKEN MUGIMENDUA ..	141
5.1. Plaken mugimenduak mantuan du jatorria	141
5.2. Plaken mugimenduak plaketan bertan du jatorria	152
5.3. Gaur eguneko mantuaren konbekzioari buruzko eredu bat	155
5.4. Konbekzio-ereduen aldaketak historia geologikoan.	162
III. PLAKEN ARTEKO MUGA DIBERGENTEAK	165
6. RIFT KONTINENTALAK	167
6.1. Riften fisiografia.	169
6.2. Riften ezaugarri geofisikoak.	170
6.3. Riften egitura	175
6.4. Riften ezaugarri litologikoak	178
6.5. Rift-sistemen garapena	180
6.6. Riften jatorria	185
6.7. Apurketa kontinentalaren ereduak	188
6.8. Adibideak	191
7. OZEANO-GANDORRAK	209
7.1. Ozeanoetako zabalkuntza-eremuen ezaugarri fisikoak	211
7.2. Gandorretako hidrotermalismoa.	225
7.3. Gandorretako ganbera magmatikoak	228
7.4. Gandorretatik isuritako basaltoen jatorria	230
8. DIBERGENTZIATIK JAIOTAKO ERTZ EGONKORRAK	233
8.1. Ertz egonkor ez-bolkanikoen morfologia.	234
8.2. Ertz egonkorretako estalki sedimentarioa.	235
8.3. Ertz egonkorretako azaleko egiturak	236
8.4. Ertz egonkorren egitura sakona	239
8.5. Lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko trantsizioaren ezaugarri geofisikoak	242
8.6. Non kokatu ertz egonkorretako kontinenteen eta ozeanoen arteko muga?	245
8.7. Ertz egonkorretako subsidentzia.	246
8.8. Ertz egonkor bolkanikoak.	250
8.9. Ertz egonkor transformatzaileak.	253
8.10. Ertz egonkorren berezitasun morfologikoak eta tektonikaren osteko sedimentazioa.	261

IV. PLAKEN ARTEKO MUGA TRANSKURRENTEAK

ETA PUNTU HIRUKOITZAK.	273
9. PLAKEN ARTEKO MUGA TRANSFORMATZAILEAK	275
9.1. Faila transformatzaileen sailkapena	276
9.2. Faila transformatzaileen jatorria.	280
9.3. Ozeanoetako faila transformatzaileen eta haustura-eremuen fisiografia eta egitura	281
9.4. Ozeanoetako faila transformatzaileen beste zenbait ezaugarri.	288
9.5. Faila transformatzaile kontinentalak	292
10. PUNTU HIRUKOITZAK.	299
10.1. Puntu hirukoitzen definizioa eta sailkapena.	299
10.2. Puntu hirukoitzen zinematika.	301
10.3. Puntu hirukoitzen egonkortasuna finkatzeko eredia	304
10.4. Abiadura-triangeluak espazio fisikoan.	310
10.5. Benetako puntu hirukoitzen azterketa	314

V. PLAKEN ARTEKO MUGA KONBERGENTEAK 327

11. SUBDUKZIO-EREMUETAKO MORFOLOGIA ETA EGITURA	329
11.1. Ertz konbergenteetako hedapen geografikoa: Ozeano Barearen inguruko sistema	330
11.2. Ertz konbergenteen fisiografia	332
11.3. Subdukzio-eremuen ezaugarri geofisikoak	335
11.4. Ertz konbergenteetako eremuen egitura	340
11.5. Magmatismoa subdukzio-eremuetan	353
11.6. Andeak	368
11.7. Japoniako uharte-arkuen sistema	377
12. KOLISIOA	387
12.1. Kolisioaren urrats nagusiak	389
12.2. Mendikateetako sustraien jatorria.	392
12.3. Ofiolitak	395
12.4. Kolisio-mendikate ikusgarriena: Himalaia.	405

ERREFERENTZIA BIBLIOGRAFIKO OROKORRAK	415
---	-----

IRUDIEN ERREFERENTZIA BIBLIOGRAFIKOAK.	417
---	-----

Hitzaurrea

Badira 10 urte baino gehiago plaka-tektonikaren teoria eta beronen ingurukoak azaltzen ditudala Euskal Herriko Unibertsitateko Geologia lizentziaturan. Epe horretan, liburu eta artikuluko ugari irakurri ditut, beti ikasleengan pentsatuz bakoitzetik egokiena iruditzen zaidana hautatuz. Azkenean, neureganatutako kontzeptuak eta pilatutako material guztia antolatu ondoren, liburu hau da eskaini dezakedana.

Liburu honetan Lurraren barneko eta, batez ere, azaleko prozesu dinamikoen arrazoiak eta ondorioak aztertzen dira. Liburuaren helburua ere oso argia da: Lurraren azalean gertatzen diren prozesu geologikoen zergatia ezagutu eta ulertzea. Prozesu horien artean zenbait gertutik eta interes handiarekin jarraitzen ditugu gehienok, batez ere bat-batekoak eta suntsitzaileak direlako. Horien artean, lurrikarak eta erupzio bolkanikoak izan daitezke adibide argienak. Aldiz, denbora geologiko luzea behar duten prozesuei arreta gutxiago eskaintzen zaie, gudan eragin zuzenik ez dutelako. Hala ere, azkeneko horiek, hala nola ozeanoen zabalkuntza, kontinenteen arteko kolisioa, kontinenteen apurketa edo ozeano oso baten desagertzea, askoz ikusgarriagoak, ulergaitzagoak eta erakargarriagoak dira. Gainera, lurrikara eta sumendien jatorria prozesu horietan bilatu behar dugu.

Liburua bi zati oso ezberdinetan banatuta dagoela esan daiteke. Lehenengo bost gaiak orokorrak dira eta, oro har, ondorengo guztiak ulertu ahal izateko beharrezkoak diren oinarriko kontzeptuak azaltzen dira. Beste zazpi gaietan Lurraren azaleko eremu geodinamiko nagusien deskribapena egiten da. Deskribapen guztiak era berean prestatuta daude. Hasiera batean, eremu bakoitzaren kokapen geografikoa erakusten da eta, ondoren, eremuaren ezaugarri geologiko nagusiak. Gero, ezaugarri horiek identifikatu eta zehazteko erabili diren datu geofisikoak aztertzen dira. Ondoren, xehetasun handiagoko deskribapenak agertzen dira, gehienetan eremu geodinamikoaren barnean bereiz daitezkeen ingurune geologiko konkretuenak edo berauek sorrarazteko gertatu behar izan diren prozesuenak. Gaia bukatzeko eremu geodinamiko bakoitzaren adibiderik argienak edo ezagunenak izan daitezkeen lurralde konkretuak aztertzen dira. Gai bakoitzean, datu errealak eta eredu teoriko hipotetikoak bereizten saiatu naiz une oro. Garrantzitsua da benetako datuak eta onarpen orokorra duten ereduak oraindik hipotesi hutsa baino ez diren ereduak bereiztea, hauek, azken batean, datu berriak pilatu ahala alda daitezkeelako.

Berez, liburua geologiako ikasleentzat prestatuta dago eta oinarri geologiko bat beharrezkoa da liburu osoa ulertzeko. Hala ere, antolaketa honekin liburua irakurtzen duena geologian aditua ez bada ere, gai bakoitzaren hasierako atalak behintzat ulergarriak egingo zaizkiolakoan nago. Era berean, eredu teorikoetatik urrundu eta ingurune geodinamiko bakoitzaren adierazletzat har daitezkeen lurraldeen deskribapenaz interesa erakusten dutenek gaien azkeneko ataletara jo dezakete zuzenean.

Liburuan irudi ugari sartu dira errazago ulertuko delakoan, eta gehienen oinean irudiaren egilea idatzi da. Sarritan irudiak ez dira egileak egindakoaren berdinak, idatzita-koarekin bat etortzeko aldatu egin ditudalako. Hala ere, liburuaren bukaeran irudien jatorria erakusten duen bibliografia gehitu da. Era berean, liburua idazteko zenbait liburu erabili ditut oinarri gisa eta horiek guztiak oinarrizko bibliografiaren barnean sartu ditut.

Arturo Apraiz

I. LURRAREN BARNE-EGITURA ETA MEKANISMOAK

1. Lurraren oinarri fisikoak

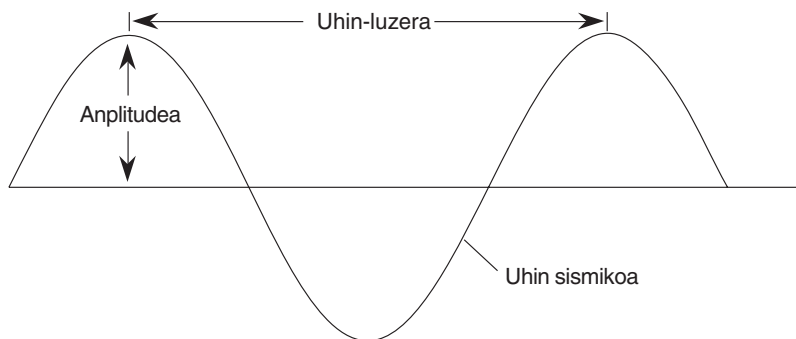
Lurrazaleko prozesu geologiko nagusiak Lurraren barnean jatorria duten prozesuen bitartez gobernatuta daude. Beraz, azaleko ezaugarri geologikoen zergatia ezagutzeko jakin-mina izanez gero, halabeharrez Lurraren bihotza aztertu beharra dago. Baina gizakiak Lurra era zuzenean aztertzeko duen aukera azaleko 15 km-etara mugatuta dago, orain arte behintzat ezin izan delako zundaketa sakonagorik egin. Beraz, nola ezagut daiteke batez beste 6.371 km-ko erradioa duen Lurraren barne-eremua?

Lurreko eremu sakonei buruz gaur egun dakiguna ikerketa-metodo ez-zuzenen bitartez lortu ahal izan da: uhin sismikoen analisisen bitartez eta Lurreko magnetismoaren eta grabitatearen ezaugarriak aztertuz, batez ere. Gai honetan, Lurra bere osotasunean ikertzeko eta Lurreko eremu ezkutatuak ezagutzeko ahalmena ematen diguten metodoen oinarri fisikoak aztertuko dira. Helburu horren atzetik, XX. mendean zehar geologoek eta fisikoez indarrak batu eta Geofisika deritzon zientzia-esparrua sortu zuten.

1.1. UHIN SISMOKOAK

Uhin sismikoak lurrikara, leherketa edo antzeko gertakizunen bitartez sortzen dira, beraz, naturalak edo gizakiak eragindakoak izan daitezke. Indar handiko uhin-iturrietatik (lurrikara bortitzetatik, leherketa nuklearretatik) sortutako uhinak planeta mailako ikerketak egiteko erabiltzen dira, eskala txikiagoko uhin-iturriak (leherketak, bibrazioak), berriz, azaleko egitura zehatzagoak ikertzeko erabili ohi dira. Gizakiak eragindako leherketetan ikerketen zehaztasun-maila handiagoa da, leherketa non eta noiz gertatuko den aurretik finka daitekeelako. Uhin sismikoek Lurrean zehar bidaiatzeko gaitasuna dute eta geofisikoez, giza gorputzaren barne-anatomia aztertzeko X izpiak erabiltzen diren bezala, Lurraren barnea azagutzeko erabiltzen dituzte. Uhin sismikoak ikertzeko beharrezkoa da Lurraren barne-esfortzuak nola aldatzen diren ulertzea eta uhinen propagazio-ezaugarriak ezagutzea.

Oro har, uhinak, eta uhin sismikoak barne, ezaugarri bereizgarrien bidez identifikatzen dira. Uhinen *uhin-luzera* perturbazio-egoera edo fase berean dauden bi puntuen arteko distantzia da. *Maiztasuna* uhinak perturbazio oso bat betetzeko behar duen denbora da, eta *amplitudeak* perturbazioaren balio maximoa adierazten du (1.1. irudia). Uhinaren abiadura uhin-luzeraren eta maiztasunaren arteko zatiketaz lortzen da. Uhin sismikoen abiadura zeharkatutako materialei dagozkien bi ezaugarrien menpe dago: *dentsitatea* eta *elastikotasuna*.



1.1. irudia. Uhin sismikoaren altuerari amplitudea deritzo. Uhin-luzera gailur, haran edo uhinaren kokapen bereko beste edozein bi punturen arteko distantzia da. Maiztasuna segundoro gertatzen diren oszilazioak dira.

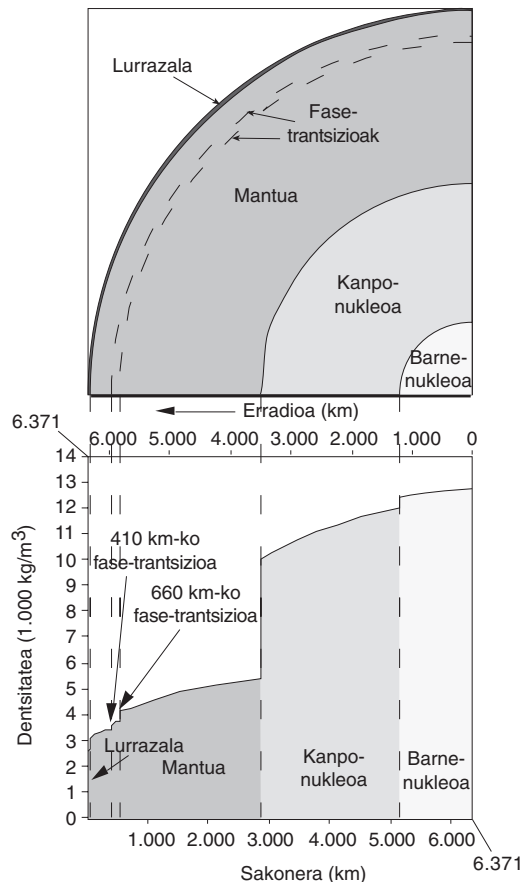
1.1.1. Dentsitatea

Arroken dentsitatea handitu egiten da sakonerarekin, Lurraren barneko presio-gehi-kuntzaren ondorioz. Presio-gehi-kuntzaren aurrean arroken bolumena gutxitu egiten da eta arroken masak ez du aldaketarik jasaten; azken finean, dentsitatea masaren eta bolu-menaren arteko zatiketa denez, dentsitatea sakonerarekin handituz doa.

Mantuko materialek jasaten duten presio ezberdinarengatik azaltzen dira, adibidez, goi-mantuko ($3,3 \text{ g/cm}^3$) eta nukleoaren gaineko mantuko ($5,5 \text{ g/cm}^3$) dentsitateak (1.2. irudia). Aldiz, mantuaren eta nukleoaren (10 g/cm^3) arteko dentsitate-aldaketa nabarmena azaltzeko bi eremuen arteko konposizio-ezaugarriak erabili behar dira: mantuan arroka silikatatuak dira nagusi eta nukleoan burdinadun arroak. Azkenik, nukleoaren barne-eremuetarako ondorioztatu den dentsitatea 13 g/cm^3 dela aipatu behar da.

Beste alde batetik, arroak berotzen direnean handitu egiten dira eta, ondorioz, arroken dentsitatea gutxitu egiten da. Arroken tenperatura sakonerarekin handitu egiten da, eta Lurraren barneko arrokek tenperatura-gehi-kuntza baten eragina soilik jasanez gero, dentsitatea sakonerarekin gutxitu egingo litzateke. Baina arrokek presio-gehi-kuntza bat ere pairatzen dute eta, ikusi denez, presioak tenperaturaren aurkako eragina du dentsitatean. Beraz, Lurraren barnean sakonerarekin arroken dentsitatea handitu egiten denez, onartu beharra dago presioaren eragina tenperaturarena baino nabarmenagoa dela.

Lurraren barneko materialen dentsitatea, batez ere, presioaren eta tenperaturaren menpe dago, baina arroka izateak ere nolabaiteko eragina du. Lurrazaleko arroken artean, adibidez, arroka sedimentarioek dentsitate baxuena erakusten dute ($2,0 \text{ g/cm}^3$). Aldiz, lurrazaleko arroka igneok $2,7 \text{ g/cm}^3$ inguruko dentsitatea izaten dute. Arroka sedimentarioen dentsitate baxua gasez, urez edo beste fluidoren batez betetako pikorren arteko hutsuneen ondorioa da.



1.2. irudia. Lurrak sakonerarekin erakusten dituen dentsitate-aldaketak. Lurraren barnean bat-bateko dentsitate-aldaketak lurrazalaren oinaldean, mantuko fase-trantsizioetan, mantu-nukleo mugan eta barne-nukleoaren mugan kokatzen dira.

1.1.2. Elastikotasuna

Gomazko jostailuak deformatu egiten dira beraien gainean indarra eginez gero, baina indarra desagertzean beren jatorrizko eitea berreskuratzen dute. Ezaugarri horri *elastikotasuna* deritzo. Aldiz, indar beraren eraginpean buztina jarritz gero, horrek ez du bere jatorrizko egoera berreskuratzeko ahalmenik. Gorputz *ez-elastiko* edo *plastikoa* litzateke.

Arrokak, goma bezala, elastikoak dira, baina batean edo bestean deformazio-maila bera lortzeko, argi dago, ez dela indar berdina egin behar. Horrela, beharrezkoa da indar konkretuen aurrean gorputz baten elastikotasuna neurtzen duen materia-ezaugarria definitzea.

Esfortzu-portzentajearen eta esfortzu horrek eragindako deformazioaren arteko erlazioari *elastikotasun-modulua* deritzo. Modulua da kanpo-estimulu batekiko materialek duten erantzunaren neurria. Adibidez, belaki baten elastikotasun-modulua belakiaren gainean eragindako indar-proportzioaren eta indar horrek belakian sortutako eite-aldaketaren arteko

erlazioa litzateke. Zizaila sinplearen bitartez sortutako deformazioa deskribatzen duen modulua zizaila-modulua da, eta zizaila pururaren bitartez sortutakoa deskribatzen duena, masa-modulua.

Arroken elastikotasun-modulua arroken konposizioaren eta fabrikaren menpe dagoen ezaugarria da; beraz, arroka osatzen duten mineral-moten eta mineralen arteko lotura-moten menpe dago. Arroken elastikotasun-modulua ezagutzeko arroka esfortzu (esfortzua gorputz baten gainean azalera-unitatearekiko egiten den indarra da) ezagunaren eraginpean jarri eta arroken eite-aldaketak neurtzen dira.

Dentsitatea bezala, elastikotasun-modulua ere presioarekin handitu baina tenperatura-rekin gutxitu egiten da. Lurraren barnean presioaren eragina nabarmenagoa denez, elastikotasun-modulua sakonerarekin handitu egiten da.

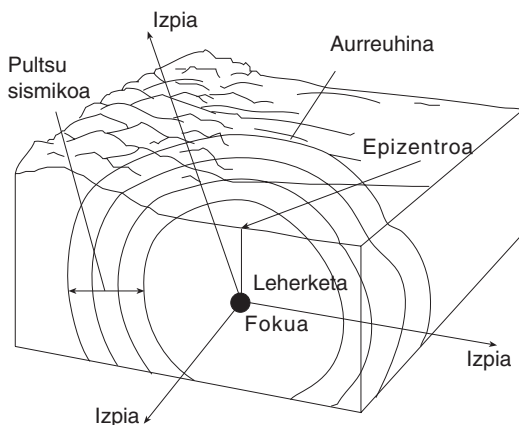
Beraz, Lurraren barneko uhin sismikoen abiadura zeharkatutako eremuen elastikotasun-moduluaren eta dentsitatearen menpe dago. Abiadura ondorengo ekuazioaren arabera aldatzen da:

$$\text{Abiadura} = \sqrt{\text{elastikotasun-modulua/dentsitatea}}$$

1.1.3. Uhin-motak

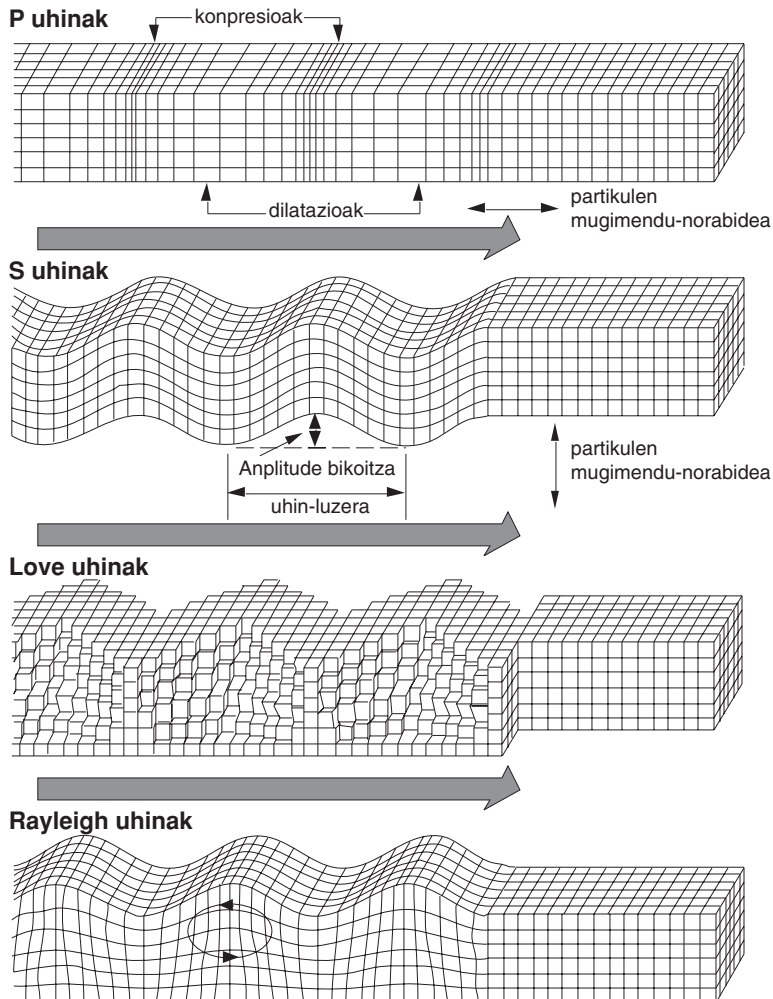
Lurrikarak lurrazaleko eremu jakinetan sortutako bat-bateko mugimenduen ondorioa dira. Lurrikarek sortutako inguru fisikoaren bibrazioak uhinen zabalkuntza sortzen du, ur geldoaren gainean harri bat jaurtitakoa sortzen diren uhinen propagazioarekin pareka daitekeena.

Lurrikarak Lurraren azalean baino ez dira gertatzen, gehienak azaleko 70-100 km-tan, askoz urriagoak dira 100-700 km-ko sakonera bitartekoak. Sakonera handiagoetako baldintza fisikoek bat-bateko lur-mugimenduak eragozten dituzte. Lurrikaren sorrera-eremuari *fokua* edo *hipozentroa* deritzo, eta fokua bertikalean kokatutako lurrazaleko puntuari, hau da, uhinek ukitzen duten azaleko lehenengo puntuari, *epizentro* (1.3. irudia).



1.3. irudia. Leherketa baten ondorengo aurreuhina norabide guztietan zabaltzen da. Aurre-uhinak eratzen du hedatzen den energiaren kanpo-estalkia. Pulsu sismikoa da aurreuhinaren ostean neurtzen den energiaren pilaketa.

Fokuan bi uhin-mota sortzen dira: *konpresio-uhinak* eta *distortsio-uhinak*. Bakoitzak berezko mugimendu eta abiadura erakusten du (1.4. irudia). Konpresio-uhinek uhin-propagazioaren norabidearekiko paraleloa den oszilazioa eragiten dute materiaren partikuletan eta azkarragoak dira; ondorioz, sumatzen diren lehenengoak direnez, *uhin primarioak* (edo *P uhinak*) izendatzen dira ere. Aldiz, distortsio-uhinek uhinaren bidaia-norabidearekiko elkarzuta den mugimendu oszilakorra eragiten dute materiaren partikuletan eta motelagoak dira; ondorioz, beranduago sumatzen direnez, *uhin sekundarioak* (edo *S uhinak*) deritze. Bai P uhinak eta bai S uhinak *gorputz-uhin* izenaz ezagutzen dira, fokuan sortu ondoren, Lur osoan zehar bidaiatzeko ahalmena dutelako.



1.4. irudia. P uhinak, S uhinak eta azalera-uhinak (Love uhinak eta Rayleigh uhinak) mugimenduaren izaera eta zeharkatutako materialetan eragiten duten deformazioak. P uhinak eta S uhinak eragindako partikulen mugimendua Lurrean zehar transmititzen denez gorputz-uhinak direla esaten da; aldiz, Love uhinak eta Rayleigh uhinak eragina sakonerarekin desagertu egiten denez, azalera-uhintzat hartzen dira.

Azalera-uhinak, aldiz, ez dira berehala sortzen lurrikararen ondoren. Horiek eratzeko beharrezkoa da gorputz-uhinak (P uhinak eta S uhinak) Lurraren azalera angelu handiarekin iristea. Lurraren azaleko dentsitate-aldaketa nabarmenaren ondorioz, azalera-uhinek oso anplitude handia izan dezakete, zeren bidaiatzeko Lurraren barnean gorputz-uhinek behar dutena baino askoz ere energia txikiagoa behar baitute. Azalera-uhinek hiru dimentsioko mugimenduarengatik eta anplitude handiarengatik gorputz-uhinek baino indar suntzitzaile nabarmenagoa erakusten dute. Maiztasun txikia eta abiadura motela dira azalera-uhinen beste ezaugarri batzuk, eta, ondorioz, gizakien eraikuntzak alde batera eta bestera kulunkatzen dituzte zenbait segundotan edo zenbait minututan, apurtzeko aukerak denborarekin handitu egiten direlarik. Azaleko-uhinak mugimenduaren arabera bi motatan bereizten dira: *Rayleigh uhinak* eta *Love uhinak* (1.4. irudia).

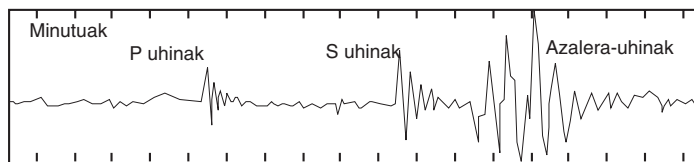
P uhinek zein S uhinek Lur barnean zehar bidaiatzen dutenez, argi dago dentsitate bereko materialak zeharkatzen dituztela. P uhinek inguruko bolumen- eta eite-aldaketa sorrarazten duten bitartean, S uhinek eite-aldaketa baino ez dute eragiten. Hortaz, P uhinek sortutako deformazioa handiagoa da, eta ondorioz, arroka gehienek P uhinekiko erakusten duten elastikotasun-modulua S uhinekiko dutena baino 3 aldiz handiagoa da. Uhin sismikoen abiadura-ekuazioa erabiliz, P uhinak S uhinak baino 2,7 aldiz azkarragoak direla neur daiteke. Era berean, azalera-uhinen abiadura 0,9 aldiz S uhinena da, eta ondorioz, sismogrametan S uhinak erregistratu eta berehala agertzen dira.

Lurraren barneko arroketan zehar uhin sismikoez duten abiadura kalkulatzeko ikertzaileek arroken dentsitate- eta elastikotasun-moduluak neurtzen dituzte laborategian. Arroka Lurraren barnean egon daitezkeen presio eta tenperatura altuen eraginpean jarri, jasaten dituzten dentsitate- eta modulu-aldaketak neurtzen dira. Era horretan, arroka ezberdinetan neurtutako laborategi-abiadurak benetako lurrikaren uhin sismikoen abiadurarekin erkatuz, Lur barneko arroka-mota, dentsitate eta elastikotasun-moduluei buruzko ereduak sor daitezke.

1.1.4. Lurrikarak ezaugarritzeko erabiltzen diren parametroak

Gizakiek sumatzeko beste indarra izan duen lurrikara bat gertatzean, herritarrek zein informazio-banatzaileek mugimendua eragin duen lurrikarari buruzko informazioa eskatzen dute. Normalean, eta batez ere ulerterrazagoak direlako, lurrikararen kokapena eta horrek izan duen indarra dira gehien zabaltzen diren datuak, sorturiko kalteekin batera noski. Hala ere, geologoaren ikuspegitik oso interesgarria litzateke lurrikara sortu duen mekanismoa zein izan den ezagutzea. Beraz, kokapena, magnitudea eta mekanismoa izan daitezke lurrikarak ezaugarritzeko behar diren parametro nagusiak.

Parametro horiek guztiak sismografoetara heldutako informazioa zehaztasunez ikertuz lor daitezke. Sismografoa lurrikaren eraginez sortutako uhinak erregistratzeko erabiltzen den tresna da, eta sismogramak sismografoek eskainitako uhin-mugimenduaren adierazpen grafikoak (1.5. irudia).



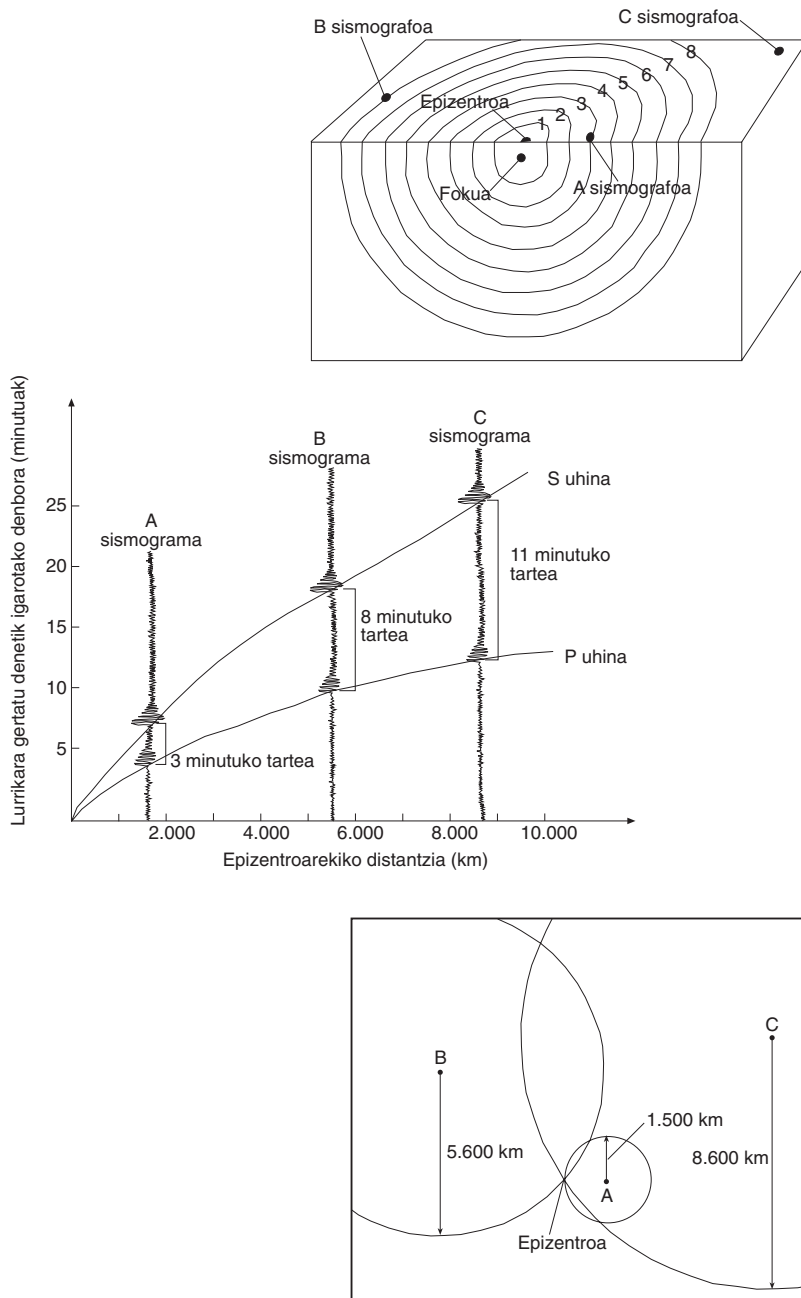
1.5. irudia. Sismograma sismometroak neurtutako lur-mugimenduaren irudia da. Sismograma honek lurrikara baten P uhinen, S uhinen eta azaleko-uhinen bidaia-denborak erakusten ditu.

1.1.4.1. Lurrikaren kokapena

Lurrikarak zehaztasun osoz kokatzeko bi dira beharrezko parametroak: epizentroaren kokapena eta fokuari sakonera.

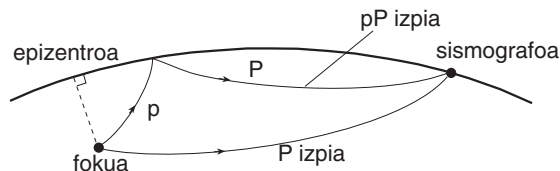
Epizentroa kokatzeko uhin sismikoen arteko abiadura-ezberditasunak erabiltzen dira. P uhinek eta S uhinek sismografo batera heltzeko behar duten denbora fokutik sismografora dagoen distantziaren menpe dago. Sakonera batean eragindako leherketa nuklear kontrolatuak sismografotik distantzia ezagunera probokatu direnez, uhin-mota ezberdinen arteko distantzia-denbora erlazioa zehazki finkatzeko erabili izan dira. Beraz, lurrikara baten kokapena zehazteko sismologoek sismogrametan nabarmena den P uhinen eta S uhinen arteko heltze-denbora tarteak neurtzen dute. Ondoren, taula edo grafiko estandarrak erabiliz, zuzenean lor daiteke epizentroaren eta sismografoaren arteko distantzia (1.6. irudia). Hiru sismografo edo gehiagoren datuak bilduz, epizentroa arazorik gabe koka daiteke. Irudiko hiru zirkuluek puntu bakarrean elkar zeharkatuko lukete fokua azaletik gertu kokatuta balego. Aldiz, sakonago kokatuta egonez gero, zirkuluek epizentroaren inguruan hiruki bat osatuko lukete, zeinaren tamaina lurrikararen sakonerarekiko proporzionala baita.

Lurrikarak luraren azaletik eta 700 km-ko sakonera bitartean gerta daitezke. Helburu zientifikoarekin tarte hau hiru geruzatan banatzeko joera dago: 0 eta 70 km artean lurrikarak azalekoak dira; 70 eta 300 km artekoak bitartekoak; eta 300 eta 700 km bitartekoak lurrikara sakonen geruzan biltzen dira. 70 km-tik behera gertatutako lurrikara guztiak mantuan barneratzen ari diren litosfera-epipalei lotuta daude. Sismogrametan sakoneko lurrikarak oso nabarmenak dira sortzen dituzten azaleko-uhinak oso anplitude txikikoak direlako eta P uhinen eta S uhinen irudia zeharo arrunta delako.



1.6. irudia. Lurrikara baten epizentroa kokatzeko erabiltzen den teknika. P uhinen eta S uhinen arteko denbora-tartea erabiliz, zuzenean sismografoaren eta epizentroaren arteko distantzia lor daiteke.

Foku edo hipozentroaren sakonera zehazteko biderik zuzenena sismogramen sakoneko fasea (pP) deritzona finkatzea da. Sakoneko fasea (pP) fokutik erlatiboki gertu dagoen Lurraren azaleko puntu batean islatutako P uhina da (1.7. irudia). Lurrikaratik tarte batera kokatutako sismografoetara pP uhinak P uhinen ondoren heltzen dira, denbora-epea distantziarekin gutxi aldatzen da eta sakonerarekin, aldiz, nabarmen. Denbora-epe hauetan (pP-P) oinarritzen dira fokua sakonera kalkulatzeko erabilitako taulak. Beraz, pP-P denbora-tarteak eta epizentrotik sismografoetara dagoen distantzia erabiliz lurrikaren sakonera neur daiteke. Neurketak askoz ere fidagarriagoak dira sakoneko lurrikarentzat azalekoentzat baino. Gaur egun, epizentroaren kokapena zein fokua sakonera zehazteko sistemak informatizatuta daude eta sismografo ugarietatik igorritako informazioa bilduz eta tratatuz, datuak era egokienean azaltzen dituzten kokapena eta sakonera lortzen dira.



1.7. irudia. Fokua sakonera ondorioztatzeko erabiltzen diren uhinak egindako bidaia sismografoetara heldu aurretik.

1.1.4.2. Lurrikaren magnitudea

Lurrikara baten magnitudea bere tamaina edo indarraren neurria da. Lurrikaren tamaina neurtzeko erabiltzen den eskala ezagunena, zalantzarik gabe, *Richter-en magnitude-eskala* da. Lurrikara baten magnitudeak ez du harreman zuzenik haren eragin suntsitzailearekin. Herri edo hiri hurbilenetik 2.000 km-ra kokatutako 8 magnitudeko lurrikara batek ez du segur aski hildakorik edo kalte ekonomiko handirik sortuko, baina aldiz, hiri handi batetik gertu sortutako 6 magnitudeko beste batek kalte izugarriak sor ditzake. Lurrikaren magnitudea ezaugarri fisiko moduan neurtu beharrean, horren ondorioz sortutako kalteak neurtzen dituen eskala ere erabiltzen da sarritan, *aldatutako Mercalli-ren intentsitate-eskala*. Hala ere, sismologoek lurrikararen jatorrian oinarritutako eskala erabiltzen dute, *momentu-magnitudearen eskala*, eta ez horren ondorio den lurraren mugimenduaren zenbatekoan edo eragindako kalteetan oinarrituta dagoena.

Richter-en magnitude-eskala. 1935ean Charles Richter Kaliforniako sismologoak lurrikarak neurtzeko eredu sinplea proposatu zuen. Richter-en magnitude-eskala sismograma batean neurtutako uhin handieneko anplitudearen logaritmoarekiko proportzionala da. Sismogramak epizentrotik 100 km-ra kokatuta egon behar du eta, hasiera batean, Wood-Anderson motako sismografoak sortua izan behar zuen. Egun, azaleko uhinak zein gorputz-uhinak erabil daitezke, distantzia estandarrera kokatuta ez dauden sismografoetarako distantzia-zuzenketak egiten dira, eta beste motako sismografoak kalibratuta daude zuzenean Richter-en magnitude-eskala neurtu ahal izateko. Oro har, lurrikaren magnitudeak Richter-en eskalan 0 eta 9 artekoak dira.

Richter-en magnitude-eskala logaritmikoa da, hau da, eskala honetan magnitudeak puntu bat irabazten duenean uhinaren anplitudea 10 aldiz handiagoa izan dela adierazten

du. Horrek askatutako energiaren kopurua 30 aldiz handiagoa izan dela suposatzen du. Richter-en eskalan 7 magnitudeko lurrikarak 6 magnitudeko batek baino 10 aldiz handiagoa izango den lurraren azaleko bibrazioa eragingo du. Munduan sortutako leherketa nuklear kontrolatu indartsuenak eragindako uhin sismikoak 6,5 magnitudeko lurrikarak sortutakoaren parekoak izan ziren.

Aldatutako Mercalli-ren intentsitate-eskala. Lurrikaren intentsitatea neurtzeko historikoki erabili izan den beste parametro bat da lurrikarek eraikinetan sortutako triskantzak eta lurralde populatuetao gizakiengan duen eragina neurtzen dituen. Beraz, magnitude edo parametro fisikoetan oinarritu beharrean, eragindako suntsipenean oinarritutako eskala kualitatiboa denez, baldintza askoren eraginpean dago: epizentrotik dagoen distantzia, eraikinen sendotasuna, eraikinak oinarrituta dauden lur edo arroken izaera, etab.

Eskala hau Richter-en eskala baino zaharragoa da eta Giuseppe Mercalli sismologo italiarrak sortu zuen 1902an. Harrezkero zenbait aldaketa jasan ditu, baldintza modernoetara egokitzeko ahaleginetan. Eskala honetan intentsitate-neurketak zenbaki erronartarretan adierazten dira I-etik XII-ra. XII-ko intentsitatea suntsipen orokorrari dagokio, VI-koa edozeinek nabari dezake eta gauzen mugimendua eragiten du, eta I-koa inork nabaritzen ez dituen mugimendu sismikoei dagokie (1.8. irudia). Adibide gisa, 1906. urtean San Frantziskok pairatutako lurrikarari dagokion intentsitatea XI-koa da.

Momentu-magnitudearen eskala. Richter-en eskala ez da fidagarria indar handiko lurrikaren kasuan (> 7), hortik aurrera uhinen anplitude maximoa ez delako sistematikoki handitzen lurrikararen indarrarekin. Lurrikara indartsu hauek indar txikiagoko lurrikaren serieak bezala islatzen dira sismogrametan, denboran gehiago luzatzen dira baina anplitudeak ez dira handitzen. Arazoa konpontzearen sismologoei magnitude-eskala berria sortu zuten, momentu-magnitudea deritzona. Magnitude honek lurrikaratik 100 km-ra dagoen lurrazalak jasandako mugimendua neurtu beharrean (Richter-en eskala), lurrikara sortu den tokiko parametroak erabiltzen ditu. Magnitude berria failak sortutako desplazamenduaren, faila-planoko luzeraren eta arroketako elastikotasun-moduluaren arteko erlaziotik lortzen da, honako formula honen bidez:

$$\text{Momentua} = \text{desplazamendua} \times \text{eremua} \times \text{elastikotasun-modulua}$$

Ikus daitekeenez, desplazamenduaren eta eremuaren arteko biderketa lurrikarak eragindako aldaketen neurria da. Neurria elastikotasun-moduluarekin biderkatuz arroaren ezaugarriak ere kontuan hartzen dira.

Momentu-magnitudeak harreman estua du lurrikarak askatutako energiaren kopururekin. Nahiz eta Richter-en eskala zein momentu-magnitudea —indar handiko lurrikaretan izan ezik— parekoak izan, bigarrenak erabilgarritasun zientifiko handiagoak ditu lurrikararen jatorriari lotuta dagoelako eta ez ondorioei. Richter-en eskalan 8 inguruko magnitudea duten lurrikara bortitzak 9 ingurukoak izan ohi dira momentu-magnitudearen eskalan. 1960. urtean Txilen gertatutako lurrikara izugarria 8,5koa da Richter-en eskalan baina 9,7koa momentu-magnitudea erabiliz. Sismologoei momentu-magnitudea erabiltzen dutenetik ez da 10 neurriko lurrikararik sortu.

Aldatutako
Mercalli-ren eskala

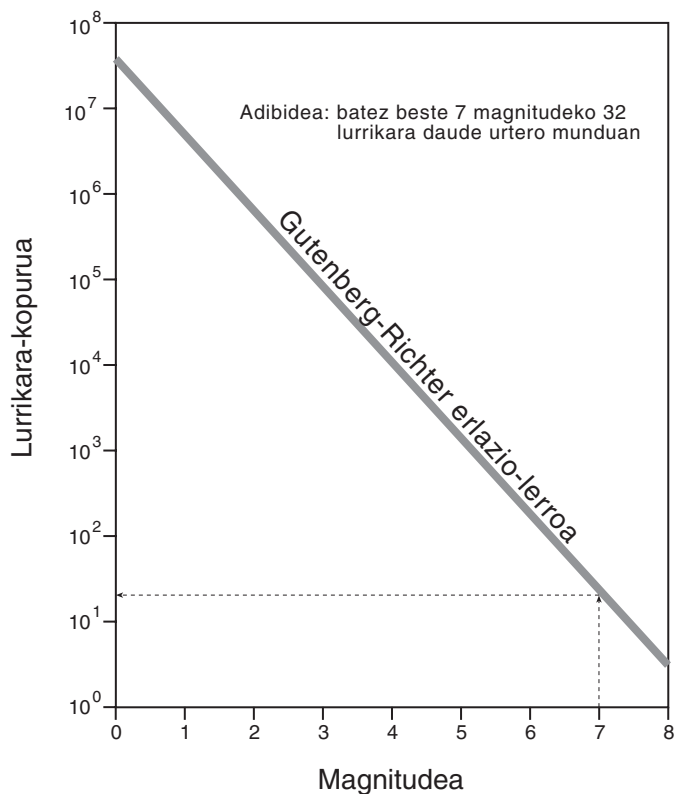
Ondorio nagusiak

Gutxi gorabeherako
Richter-en magnitudea

I-instrumentala	Ez da sumatzen.	1
II-sumatzeko zaila	Gutxi sumatzen dute, batez ere eraikin handietako goiko solairuetan daudenek.	1,5
III-motela	Etzanda daudenek edo eremu zurrun batean kokatutakoek sumatzen dute.	2
IV-igartzeko adinakoa	Etxe barruan kokatutako gehienek sumatzen dute, kanpoan daunenek ez.	3
V-nahiko nabarmena	Edonork suma dezake; lo dagoena esna daiteke.	4
VI-nabarmena	Zuhaitzak eta lanparak mugitu egiten dira, alarmak berez pizten dira eta apaletako gauzak eror daitezke.	5
VII-oso nabarmena	Alarma orokorra; horma eta sapaiko igeltsuan arraildurak sortzen dira.	5,5
VIII-suntsitzaillea	Mugitzen ari diren autoetan igartzzen da, tximiniak erortzen dira eta eraikin eskasak eror daitezke.	6
IX-hondatzaillea	Zenbait etxe erortzen dira, hoditerietan apurketa ugari.	6,5
X-dohakabea	Arraildura nabarmenak lurrraren azalean, trenbide suntsituak eta lur-jausiak arruntak dira.	7
XI-oso dohakabea	Oso etxe gutxi irauten dute zutik, zubiak erortzen dira, zerbitzu guztiak (elekttrizitatea, ura, gasa, trenak) moztu egiten dira. lur-jausi nabarmenak.	7,5
XII-katastrofikoa	Suntsipen orokorra; objektuak hegaz, ibaien ibilguetan eta topografian aidaketa nabarmenak.	8

1.8. irudia. Aldatutako Mercalli-ren eskalaren oinarria eta Richter-en eskalarekin duen gutxi gorabeherako baliokidetasuna.

Magnitude bereko lurrikara-kopuruaren logaritmoa lurrikaren magnitudearekin erlazionatzen duen grafikoak Gutenberg-Richter erlazioa deritzan lerro zuzena ematen du (1.9. irudia). Grafiko honek 5 magnitudeko lurrikarak 6 magnitudekoak baino 10 aldiz ugariagoak direla erakusten du. Erlazioa munduan gertatzen diren lurrikara guztietarako baliagarria izateaz gain, eskualde konkretu baterako zein plaken arteko muga konkretu baterako ere erabilgarria da.



1.9. irudia. Magnitude bereko lurrikara-kopuruaren logaritmoa lurrikaren magnitudearekin erlazionatzeko erabiltzen den lerroari Gutenberg-Richter erlazioa deritzo.

1.1.4.3. Lurrikaren lehendabiziko mugimenduen erradiazio-ereduak

Lurrikaren izaera ezagutzeko aspalditik erabiltzen den teknika da sismografoetara heldutako estreinako uhinen analisia. Teknika horren bitartez lurrikara eragin duen faila-mota eta failaren norabidea zehatz daitezke. Gaur egun, lurrikaren mugimendua finkatzeko urruneko behaketetan erabiltzen diren teknika berri sofistikatuak aspaldiko teknika horren oinarri bera erakusten dute.

Norabide-faila bateko lehendabiziko mugimenduaren erradiazio-eredua, eta era berean beste edozein faila-motatakoa ere, 1.10. irudian islatutako eredu bidimentsionalaren bidez azal daiteke. 1.10.A. irudian deformatu gabeko karratu bi kokatu dira, eta beraien artean failaren kokapena adierazten duen ekialde-mendebalde norabideko lerroa. Faila

gertatu aurretik, deformazio elastiko progresiboak paralelogramo bihurtzen ditu karratuak (1.10.B. irudia). Aldaketa horretan NW-rantz orientatutako karratuen dimentsioak laburtu (AD eta CF) eta NE-rantz orientatutakoak luzatu (BC eta DE) egiten dira. N-S eta E-W norabideko dimentsioek ez dute aldaketarik pairatzen.

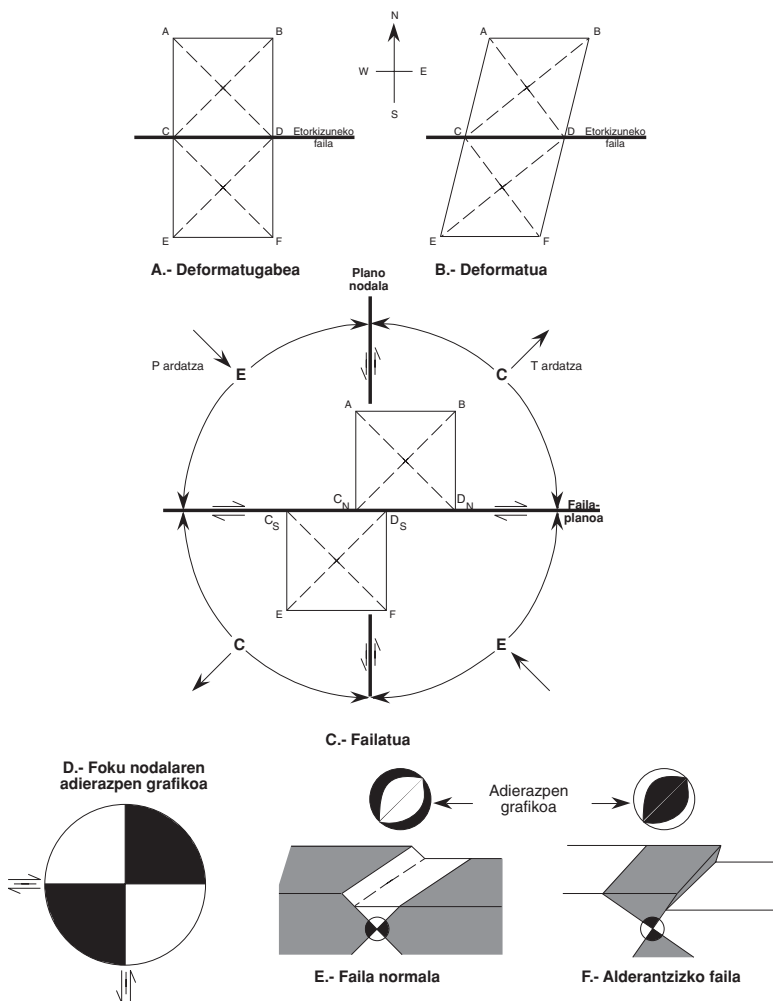
Faila-planoak kohesioa galtzen duenean eta bat-bateko mugimenduarekin paralelogramo bakoitzak bere aldetik jatorrizko geometria deformatugabea berreskuratzen duenean, lurrikara gertatzen da (1.10.C. irudia). Failaren bat-bateko mugimenduarekin failatik at kokatutako A, B, E eta F puntuek ez dute mugimendurik jasaten eta, aldiz, failaren gaineko puntuak (C eta D) bereizi egiten dira C_N-D_N eta C_S-D_S bikoteetan, hurrenez hurren. Mugimendu horretan NW-rantz orientatutako dimentsioak luzatu egiten dira bat-batean (adibidez D_N urrundu egiten da A-tik eta C_S F-tik), estentsiozko lehendabiziko mugimendu bat eraginez. Berritro ere, N-S eta E-W norabideetan orientatutako dimentsioek ez dute tamaina-aldaketarik pairatzen. Beraz, NE eta SW koadranteetatik bidaiatzen duten lehendabiziko uhinak konpresioz sortuak dira, eta beste bi koadranteetatik zehar desplazatutako direnak, aldiz, estentsioz sortutakoak izango dira. Koadranteak *plano nodalen* bitartez mugatuta daude, hau da, faila gertatzen den bitartean dimentsio-aldaketarik jasan ez duten faila-planoaren eta horrekiko elkarzuta den planoaren bitartez. Bi norabide horietako uhin sismikoen anplitudea zero da.

Konpresiozko eta estentsiozko lehendabiziko mugimenduaren erradiazio-ereduek faila-planoa eta plano nodala identifikatzeko aukera eskaintzen dute. Baina norabide-failaren izaera guztiz finkatzeko zerbait gehiago behar da. 1.10.D. irudian foku-mekanismo bereko bi faila daudela ikus daiteke. Bi faila horietatik lurrikara sortu duena zein den jakiteko beste zenbait ikerketa-esparrutara jo beharra dago. Oro har, lehendabiziko mugimenduaren ikerketarekin batera sateliteko argazkien analisia edo kartografiak erabil daitezke osagarri gisa.

Lurrikaren lehendabiziko mugimenduen ikerketek oinarri bera dute hiru dimentsiotan lan eginez gero. Mundu guztian zehar sakabanatutako sismografoak erabiliz lurrikara baten hiru dimentsioko irudia lor daiteke. Irudian ikus daitekeenez, laburketa maximoaren ardatza, arrunki konpresio-esfortzu maximoaren ardatz gisa hartzen dena, estentsiozko lehendabiziko mugimenduaren koadrantean gelditzen da (1.10.C. irudia). Aldiz, luzapen maximoaren ardatza, konpresio-esfortzu minimoarekin identifikatzen dena, konpresiozko lehendabiziko mugimenduaren koadrantean kokatzen da.

Lurrikaretatik sortutako lehendabiziko mugimendu sismikoaren adierazpen grafikoari lurrikaren *foku-mekanismoa* deritzo (1.10.D. irudia). Failen foku-mekanismoa era errazean irudikatzeko konpresio-koadranteak beltzez eta estentsiozkoak zuriz irudikatzen dira. Koadranteak beti zirkulu batean islatzen dira, eta lurrikara goitik ikusiz gero, bereizitako konpresio- eta estentsio-eremuak erakusten ditu zirkuluak.

Lurrikaren foku-mekanismoen ereduek lurralde bateko edo plaken eskalako mugimendu tektonikoei buruzko informazioa eskaintzen dute. Foku-mekanismoek argi erakusten dute lurrikara eragin duen faila normala, alderantzizkoa edo norabidezkoa izan den (1.10.E. eta F. irudiak). Era berean, faila horien arteko edozein nahasketa ere irudika daiteke. Lurrikaren kokapena eta bakoitzaren foku-mekanismoa zehaztuz emaitza garrantzitsuak lortu dira plaka-tektonikaren esparruan.



1.10. irudia. Lehendabiziko mugimenduaren erradiazio-irudientzako eredu bidimentsionala. A. Deformatu gabeko egoera. B. Faila gertatu aurretik dagoen deformazio-egoera. N-S eta E-W norabideko karratuen dimentsioak ez dira aldatzen, baina NE-SW dimentsioak luzatu (BC eta DE bezala) eta NW-SE dimentsioak laburtu (AD eta CF bezala) egiten dira. C. Egoera failatua. Failaren gaineko bat-bateko mugimenduak lurrikara bat eragiten du. Karratuen N-S eta E-W dimentsioek ez dute aldaketarik pairatzen, baina NE-SW dimentsioak bat-batean laburtu (adibidez BC_n eta D_nE), eta NW-SE dimentsioak luzatu (adibidez AD_n eta C_nF) egiten dira. Beraz, lehendabiziko mugimendua konpresiozkoa da C izendatutako koadranteetatik bidaiatzen duten izpietan eta estentsiozkoa E izendatutako koadranteetatik bidaiatzen duten izpietan. Faila-planoa eta horrekiko elkarzuta dena plano nodalak dira eta horietan dimentsio-aldaketarik gertatzen ez denez, lehendabiziko mugimenduaren anplitudea zero da. D. Foku-mekanismoaren adierazpen arrunta. Erradiazio-eredu bera sortzen da irudikatuta dauden bi failen mugimenduaren bitartez. Konpresio- eta estentsio-koadranteak lurrikara goitik ikusten egongo bagina bezala irudikatzen dira beti. E. Faila normalen foku-mekanismoaren adierazpen grafikoa. F. Alderantzizko failen foku-mekanismoaren adierazpen grafikoa.

1.1.5. Abiadura-aldaketak Lurraren barnean

Uhin sismikoen abiadura-neurketak erabilgarriak dira Lurraren sakonera ezberdinetan kokatutako materialak identifikatzeko. Leherketa edo lurrikara baten ondorioz sortutako uhin sismikoen abiadura zehazteko nahikoa da neurtzea Lurraren mugimendua gertatu den unetik simografoetara heltzeko uhinek erabili duten denbora-tartea. Sismografoaren eta fokuaren arteko distantzia ezaguna denez, abiadura era zuzenean lor daiteke. Era horretan, material bakarrean zehar eta jatorriaren eta hargailuaren artean lerro zuzenean bidaiatzen duten uhinen abiadura erraz neur daiteke. Mota horretako uhinen abiadura konstantea da denboraren eta distantziaren arteko erlazioa lineala delako. Baina lurrikarek eragindako uhinen abiadura aldakorra da material ezberdinak zeharkatzen dituztelako. P eta S uhinak hasieran espero zitekeen baino azkarrago heltzen dira sismografo urrunetara, hau da, hurbileko sismografoetara iritsitako uhinek baino batez besteko abiadura altuagoa erakusten dute, dentsitate handiagoko materialak zeharkatzen dituztelako. Uhin sismikoez zeharkatzen dituzten materialen ezaugarriak edo baldintza fisikoak aldatzen direnean bi fenomeno sortzen dira: *errefrakzioa* eta *islapena*.

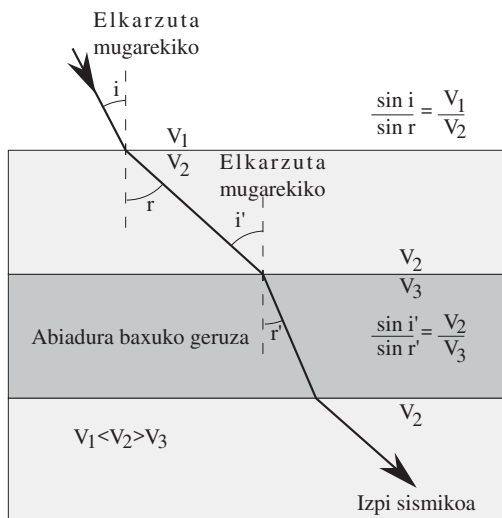
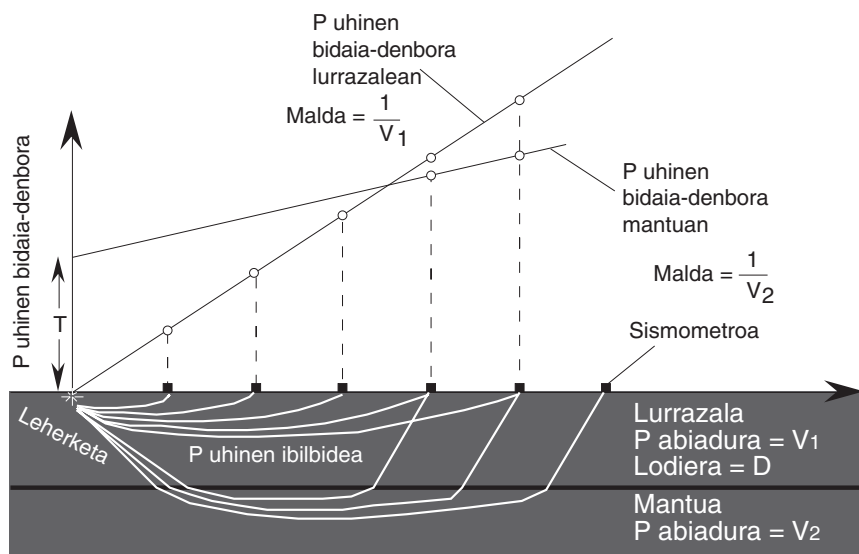
1.1.5.1. Errefrakzioa

Lurrikaren fokutik sortutako estreinako uhina *aurreuhina* da. Aurreuhinak sismogrametan behatzen diren jarduera sismikoaren lehendabiziko trazak eragiten ditu eta zenbait oszilazioen eitea hartzen du. Hedatzean aurreuhinaren zati batek material ezberdina aurkituz gero, uhinaren zati horrek abiadura aldatuko du, aurreuhinaren jatorrizko egitura erradiala deformatuz.

Aurreuhinaren mugimendu-norabidea aurreuhinarekiko elkarzuta den lerroa uhinaren puntu bakoitzean marraztuz zehatz dezakegu (1.3. irudia). Mota horretako lerro bakoitzari *izpia* deritza. Fokuaren eta hargailuaren artean inguru uniformearen zehar abiadura konstantean mugitzen diren uhinen izpiak beti lerro zuzenak izango dira. Zehaztasun handiagoarekin, izpi horiek *izpi zuzenak* dira.

Izpi sismikoez jatorritik sismografoetara heltzeko behar duten denbora izpi sismiko bakoitzaren ibilbidearen menpe dago. Era berean, ibilbidean zeharkatutako materialen abiadura sismikoaren eta egituraren menpe dago. Ezaugarri ezberdinetako eremua zeharkatzean gertatutako abiadura-aldaketaren ondorioz, izpiak okertu egiten dira. Izpi sismikoen okerdura horri *errefrakzioa* deritza. Izpia abiadura txikiagoko geruzatik abiadura handiagoko batera igaroz, errefrakzioaren eraginez izpia mugarekiko elkarzuta den lerrotik urrundu egingo da (1.11.A. irudia). Aldiz, hurrengo geruza abiadura sismiko txikiagokoa bada, izpiak mugarekiko elkarzuta den lerroantza jasango du errefrakzioa.

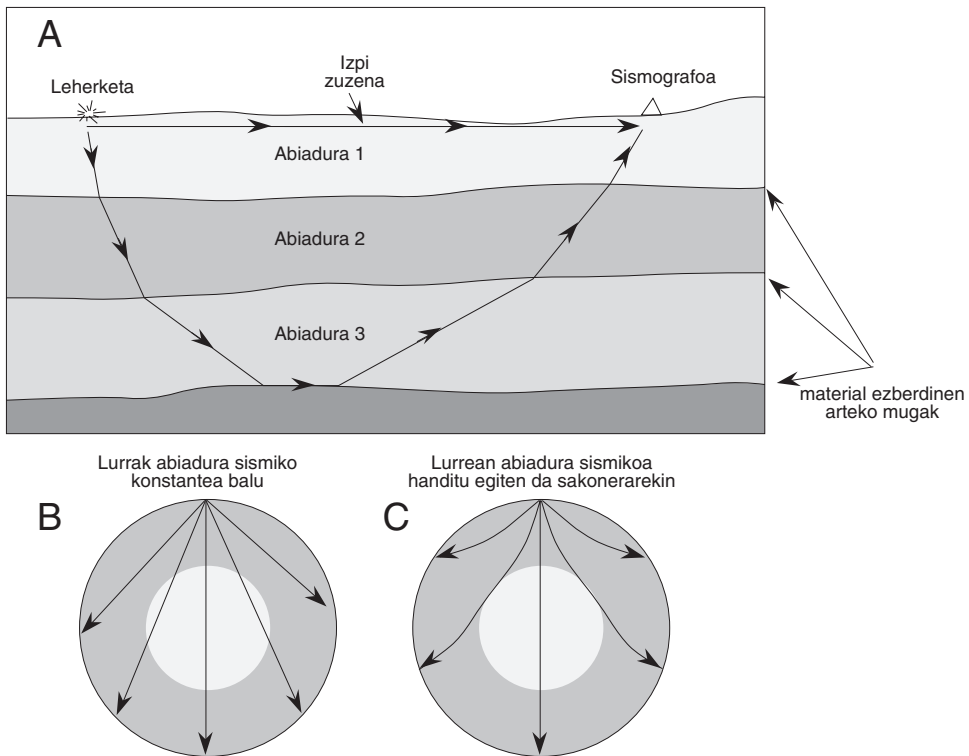
Izpien bidaia-denborak neurtuz, uhin sismikoez sakonerarekin jasandako abiadura-aldaketak ezagut daitezke. Errefrakzioaren bidez abiadura-aldaketak neurtzeko teknikaren oinarri teorikoa 1.11.B. irudian aurkezten da. Irudian lurrikara eta hargailuen kokapena eta lurrazalean edo lurrazal eta goi-mantuan zehar bidaiatutako izpien ibilbideak zehazten dira. Denbora-distantzia lerroek izpiek hargailuetara heltzeko erabili izan duten denbora erakusten dute. Mantuan zehar ibilitako uhinak lurrazalean zehar soilik ibilitakoak baino azkarrago heltzen dira urrun kokatutako hargailuetara, zeren mantuan zehar uhinen abiadura askoz ere azkarragoa baita. Era horretan lortutako denbora-distantzia grafikoaren bi lerroetako maldak mantuko eta lurrazaleko izpien abiaduraren alderantzizkoak dira.

A**B**

1.11. irudia. A. Izpi sismikoen errefrakzioa. Izpia abiadura baxuagoko materialetatik abiadura altuagoko materialetara igaroz mugaren lerro elkarzutetik urrundu egiten da (V_1 etik V_2 ra eta V_3 tik V_2 ra). Aldiz, abiadura altuko materialetatik abiadura txikiagoko materialetara igaroz izpia mugaren lerro elkarzuterantz okertzen da (V_2 tik V_3 ra). **B. Errefrakzio sismikoaren printzipioa bi geruzetako egitura adibidetzat harturik.** Diagraman egituraren zeharreko P uhinen ibilbideak islatu dira eta gainean denbora-distantzia proiektzioa, hargailuetara heltzeko izpiek erabilitako denbora adieraziz. (Press eta Siever, 1986).

Lurra osorik zeharkatzen duten izpiak lurrazalerantz okertuko dira material dentsagoak aurkitzen dituztenean, hau da, Lurraren barnean uhinen abiadura handiagotzen den bitartean, uhinek nukleoarekiko ibilbide ganbila erakusten dute (1.12. irudia). Aldiz,

zeharkatutako materialak gero eta dentsitate txikiagokoak balira, errefrakzioa barnealde-rantz (nukleorantz) gertatuko litzateke. Beraz, izpi zuzenaz gain errefraktatutako izpia ere helduko da sismografoetara. Errefraktatutako izpiaren abiadura izpi zuzenarena baino azkarragoa denez, arinago hel daiteke sismografoetara nahiz eta distantzia luzeagoetan zehar desplazatu.



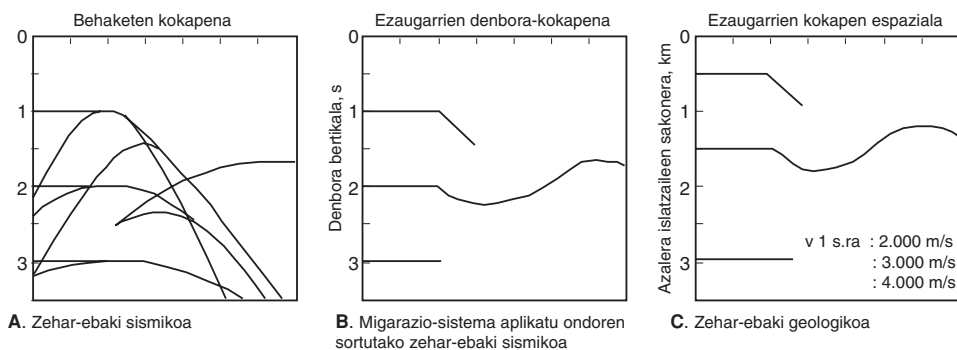
1.12. irudia. Uhin sismikoen abiadura ezberdina erakusten dute material ezberdinak zeharkatzean. Uhin hauek errefrakzioa jasaten dute bi material ezberdinen arteko mugara heltzean. Era berean, izpiak okertu egiten dira abiadura progresiboki aldatzen bada. **A:** Geruza ezberdinak zeharkatzen dituen izpi errefraktatua. Geruzen abiadura sismikoa gaineko geruzarena baino handiagoa da. **B:** Lurra abiadura sismikoa konstantea balu, uhin sismikoak lerro zuzenak lirateke. **C:** Lurra zeharkatzen duten uhin sismikoen abiadura handitu egiten da sakonerarekin. Ondorioz, bertikalean desplazatzen dena izan ezik, uhin sismikoak errefraktatu edo okertu egiten dira. (Davidson *et al.*, 1997).

Oro har, errefrakzioa erabiliz Lurraren eskala handiko egiturak era egokian definitzen dira. Hala ere, mota honetako ikerketek zenbait arazo aurkeztu dituzte, batez ere, abiadura baxuko geruzak ezin direlako era egokian kokatu, Lurraren ezaugarri orokorrak finkatzerakoan egituraren xehetasun ugari galtzen direlako, eta azkenik geruza ez-horizontalak, ez-jarraituak, edo egitura konplexuak zehaztea ezinezkoa edo oso zaila bihurtzen delako. Arazo horiek gehienek uhin sismikoen beste propietate bat ikertuz aurkitzen dute konponbidea.

1.1.5.2. Islapena

Uhin sismikoek Lurraren barneko etenuneekin topo egitean edo zeharkatutako materialen parametro fisiko edo kimikoen bat-bateko aldaketen aurrean, argi-uhinek ura aurkitzean bezala jokatzen dute. Uhin-energiaren zati bat islatu egiten da eta islapen-angeluak uhinaren barneratze-angelu bera du. Uhin-energiaren beste zatiak etenunea zeharkatuko du, etenunearen alde bateko eta besteko uhin-abiaduren menpe dagoen errefrakzio-angelu batekin. Uhin islatuak eta errefraktatuak bakoitzaren bidaia-denborako kurben geometriak bereizten ditu. Sismogrametan uhin islatuak identifikatuz, sismologoek Lurraren barnean konposizio ezberdineko eremuak banatzen dituzten azalera islatzaileak (etenune sismikoak) bereizi dituzte. Era berean, neurtutako abiadura-aldaketen arabera etenunearen alde bateko eta besteko materialen berezitasun fisiko-kimikoei buruzko informazioa lor daiteke. Islapenaz baliatuz, hasiera batean Lurraren barne-nukleoa, mantua eta lurrazala bereizi ziren, baina gaur eguneko teknika aurreratuak esker, ondoren deskribatuko diren askoz xehetasun handiagoko zatiketak egiten dira.

Uhin islatuez baliatuz eskala txikiagoko egiturei buruzko informazio zehatza ere lor daiteke, baina horretarako beharrezkoa da leherketa baten ehundaka edo milaka sismograma erabiltzea. Orduan, sismograma guztien datuak konputagailuen bidez prozesatzen dira sistema digital korapilatsuak erabiliz. Sistema erabilien artean *pilaketa-sistema* eta *migrazio-sistema* aurkitzen dira. Pilaketa-sistemaren bidez islapen nabarmenen leherketa/erantzun erlazioa biziagotu egiten da eta migrazio-sistemaren bidez etenuneen geometria zuzentzea lortzen da. Seinale sismikoen pilaketa- eta migrazio-sistemen bidez eskala ezberdineko egitura konplexuak konpon daitezke, sakoneko egituren irudi fidagarriak lortuz. Adibidez, migrazio-sistemaren abantailez ohartzeko nahikoa da 1.13. irudian ikusten diren diagramak erkatzea, bertan migrazio-sistema aplikatu gabe (1.13.A. irudia) eta aplikatu ondoren (1.13.B. irudia) lortutako seinale sismikoak islatu dira, benetako zehar-ebaki geologikoarekin batera (1.13.C. irudia). Abiadura sismikoak sakonerarekin aldakorrek direlako sortzen dira B eta C zehar-ebakiek eskala bertikalean erakusten dituzten ezberdintasunak.

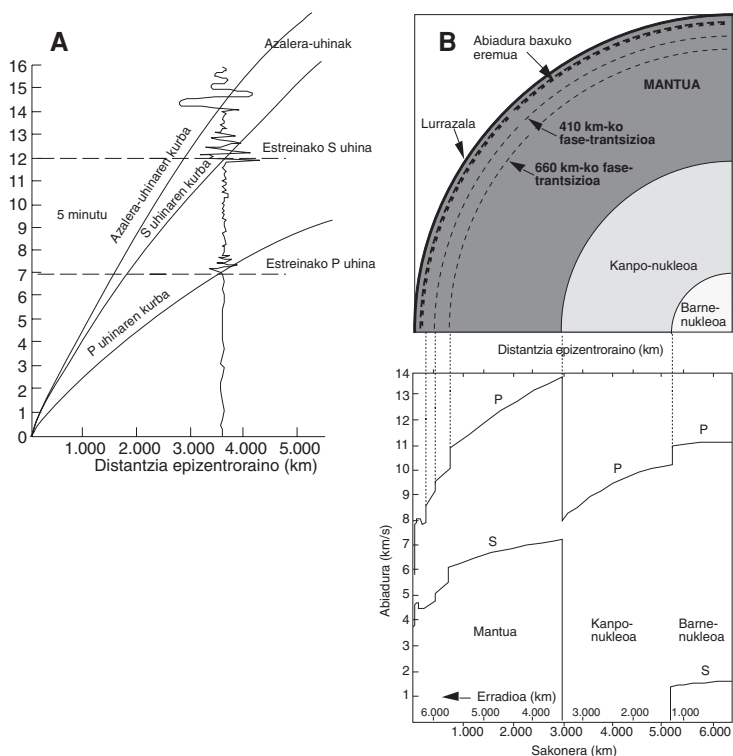


1.13. irudia. Migrazio-sistemaren eragina uhin islatuetan. A: Migrazio-sistema aplikatu gabeko zehar-ebaki sismikoa, elkar zeharkatzen duten islapen oker ugari agertzen dira. B: Zehar-ebaki bera baina migrazio-sistema aplikatu ondoren. Aurreko zehar-ebakiaren balio gabeko datuak arbuaiatu egiten dira. C: Benetako zehar-ebaki geologikoa. Ohar bitez irakurleak joan-etorriaren bidaia-denboretatik ondorioztatutako sakonera-eskalak ezberdinak direla, abiadura sismikoa sakonerarekin handitu egiten delako. (Sheriff, 1978).

Nahiz eta islapen sismikoarekin lor daitezkeen emaitzak izugarri onak izan, bere erabilera zeharo garestia da, islapen sismikoaren zehar-ebaki bat egiteko ehundaka leherketa eta bakoitzaren seinalea hartzeko ehundaka edo milaka geofono erabili behar direlako.

1.1.6. Lurraren barneko uhinen bidaia-denborak

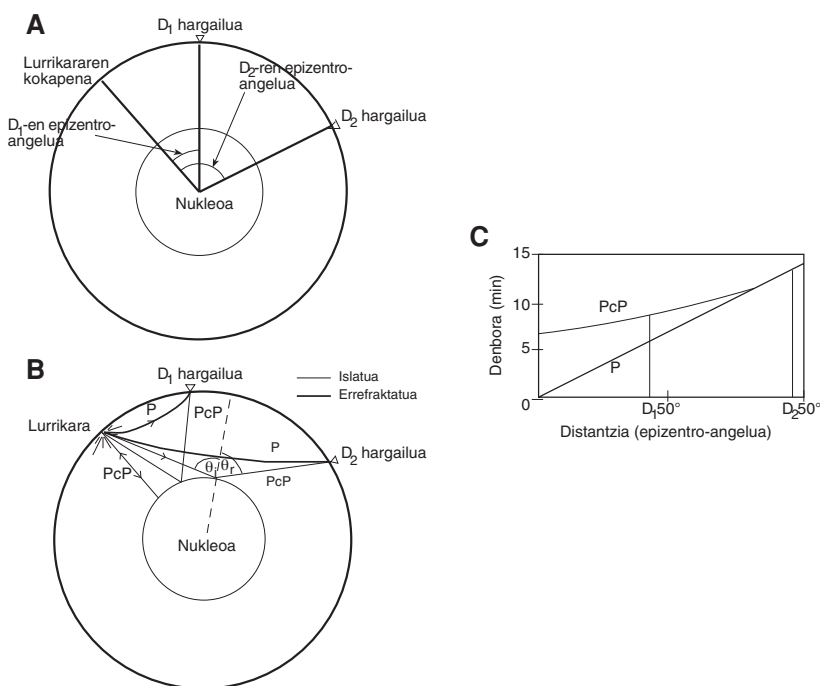
XX. mendearen hasieran Harold Jeffreys eta Keith Buller sismologoen lurrazalean zehar sakabanatutako sismografoetan neurtutako uhin sismikoak erabiliz *bidaia-denboren kurbak* izeneko grafikoak eraikitzen hasi ziren. Grafiko horietan lurrikara bakarraren sismogramak bilduz distantzia konkretua osatzeko uhin-mota bakoitzak behar duen denbora zehazten da (1.14.A. irudia). Datuak ikertuz bidaia-denborak bai fokuarekiko zein sismografoen kokapen geografikoarekiko independenteak direla ohartu ziren, eta fokuaren eta sismografoen arteko Lurraren inguruko distantzia angeluarraren menpe baino ez daudela. Neurri horri *epizentro-angelua* deritzo (1.15. irudia) eta Lurraren erdian lurrikara edo leherketaren fokuak sismografoaren kokapenarekin eratzen duen angelua da.



1.14. irudia. A. Uhin sismikoen bidaia-denboren kurbak lurrikara baten epizentroaren distantziarekiko. Lurrikararen epizentrotik 3.700 km-ra kokatutako sismografoak sortutako sismograma grafikoan gainezarri da. Geltoki honetara heltzeko uhin-mota bakoitzak bete duen denbora neurtuz, eta era berean beste sismografo ugari erabiliz, eratzen dira bidaia-denboraren kurbak. B. Aurreko irudian aurkeztu diren bidaia-denboren bitartez neurtutako P eta S uhinen abiadura-aldaketak sakonerarekiko. S uhinen abiadura kanpo-nukleoan zero da, kanpo-nukleoa likidoa delako. Erkatu irudi hau 1.2. irudiko dentsitateen diagramarekin. (Davidson *et al.*, 1997).

Bidaia-denborak fokua eta sismografoen kokapenarekiko independenteak izateak, oro har, gure planeta lateralki homogeneoa dela adierazten du. Nahiz eta lurrikaren uhinak antipodetan kokatutako sismografoetara heltzeko 20 minutu baino gehiago bete behar, distantzia berdinerako kokatutako beste lurrikara-sismografo bikotearekin konparatuz bidaia-denboren arteko tartea segundo gutxikoa baino ez da izaten. Beraz, Lurraren barnean uhin sismikoen abiadura-aldaketa nabarmenenak sakonerarekin gertatzen dira. P eta S uhinen bidaia-denboren kurben geometria sakonerarekiko uhinen abiadurek jasandako aldaketak neurtzeko erabil daiteke (1.14.B. irudia).

Laburbilduz, gorputz-uhinetako bidaia-denboren bitartez etenune sismikoen sakonera zehatzak eta sakoneraren arabera zein sakonera berean tokian tokiko uhin sismikoen abiadura-aldaketak neur daitezkeela esan daiteke.

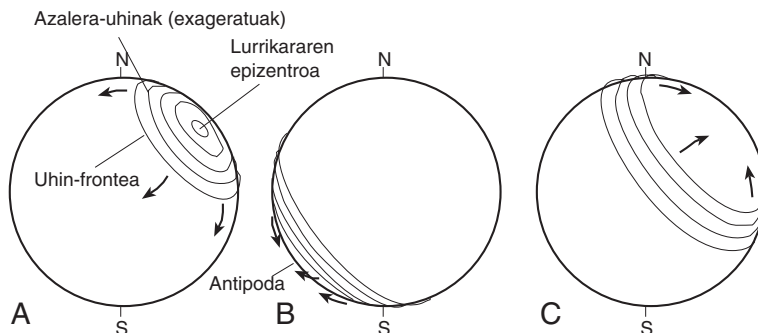


1.15. irudia. A. Epizentro-angelua da Lurraren erdia erpin bezala harturik lurrikarak eta edozein hargailuk lurrazalean osatzen duten arkuaren angelua. **B.** Uhin sismikoak islatu egiten dira ezaugarri mekaniko ezberdinak dituen geruzaren bat aurkitzean. Nukleoaren mugan islatutako uhinak PcP izendatzen dira. P uhin zuzenak errefrakzioa erakusten dute.

C. Lurrean zeharreko P uhin errefraktatu eta islatuen bidaia-denboren kurbak. Lurrikararen gainean kokatutako sismografoak jatorritik zuzenean nukleorantz abiatu eta nukleoaren mugan islatu ondoren ibilbide bera eginez, 8 minutu beranduago, toki berera heltzen den P uhina detektatuko du. Lurrikararen jatorritik D_1 tartera kokatutako hargailura heltzeko P uhin errefraktatuak 7,7 minutu behar ditu eta P uhin islatua (PcP), bidaia luzeagoa eginez, bi minutu beranduago heltzen da. Nukleoaren mugako islapen-angelua handiagoa den heinean, uhin errefraktatu eta islatuak burututako ibilbidea parekatu egiten da, bakoitzaren bidaia-denborak bezala. (Davidson *et al.*, 1997).

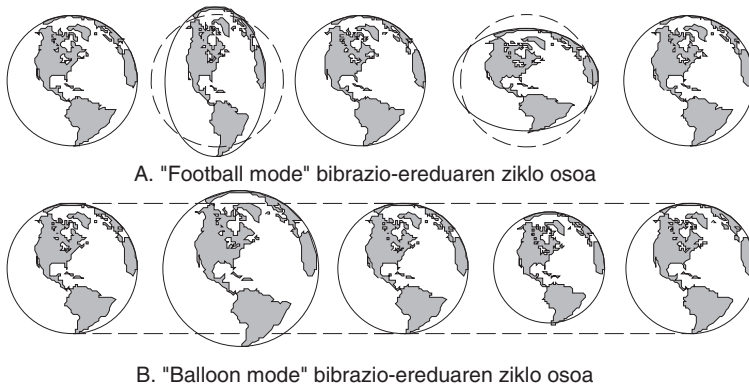
1.1.7. Modu normalak

Indar handiko lurrikaren azalera-uhinek Lur osoa inguratzen dute zenbait aldiz (1.16. irudia). Gorputz-uhinak, aldiz, Lurra zeharkatu eta islatu egiten dira lurrazalean eta barne-etenuneetan. Uhinak norabide guztietan barreiatzen direnez, Lurra norabide batean inguratzen duten azalera-uhinak aurkako norabidean datozenekin aurkituko dira, interferentziak sortuz. Era berean, islatutako gorputz-uhinek interferitu egiten dute gorputz-uhin erasotzaileekin. Uhin-interferentzien eraginez bibrazio-ereduak sortzen dira.



1.16. irudia. Lurrikara baten ondorioz Lurraren azalean zehar hedatzen diren azalera-uhinak. **A:** Azalera-uhinak epizentrotik zabaltzen dira. **B:** Azalera-uhinak epizentroaren antipodetara heltzean beraien artean gurutzatu egiten dira. **C:** Antipodetan gurutzatu ondoren azalera-uhinek zirkunabigazioa betetzen dute. Uhin hauek Lur osoa zenbait aldiz zirkunabigatzen dute, beraien artean Lurraren modu normal izenaz ezagutzen diren interferentzia-ereduak eratuz. Interferentzia-eredu edo modu normal ugari era daitezke. (Davidson *et al.*, 1997).

Bibrazioek Lurraren aldaketa geometrikoak eragiten dituzte. Oszilazio-periodo luzeena duen geometria-aldaketa “football mode” deritzona da eta oszilazio bakoitzak 54 minutuko iraupena du (1.17.A. irudia). Bibrazio-eredu honen eraginez, hasieran Lurra ekuatore ingurutik mehetu egiten da eta 27 minutu beranduago mehetzea poloetan gertatzen da. Zikloa zenbait aldiz errepikatzen da.



1.17. irudia. Lurraren modu normalen bi adibide (oso exageratuta daude). **A. "Football mode"** bibrazio-eredua oso lurrikara indartsuen bitartez sortzen da. 54 minutuko maiztasuna du. **B. "Balloon mode"** bibrazio-ereduak 20 minutuko maiztasuna erakusten du eta lurrikara bortitzen ostean hiletan zehar eraginkorra da. (Davidson *et al.*, 1997).

Lurrak erakusten duen beste bibrazio-eredu arruntenetariko bat modu erradiala edo “balloon mode” deritzona da. Modu erradialaren ondorioz Lurra 20 minuturo handitu eta txikitu egiten da (1.17.B. irudia). “Ballon mode” motako oszilazioa lurrikara gertatu ondoren zenbait hiletan zehar nabaria izan eta gero, desagertzen da. Mota ezberdineko uhinen arteko interferentziaren ondorioz sortutako bibrazio-eredu ugari definitu izan dira, baina bi hauek dira ezagunenak.

Bibrazio-ereduek eragindako deformazioa oso txikia da, noski. Lurrikara indartsuena-ren bitartez ere Lurraren azaleko puntu batek jatorrizko kokapenetik mugitzeko duen gaitasuna 10 cm-ra mugatzen da. Bibrazioak oso motelak direnez, tresna berezien bitartez baino ezin ditugu sumatu.

Bibrazio-eredu bakoitza Lurreko *modu normal*tzat hartzen da eta modu normal bakoitzaren oszilazioari maiztasun-proportzio zehatza dagokio. Milatik gorako modu normal definitu izan dira. Oszilazioaren maiztasunak oszilazioa jasaten duen eremuko masaren eta elastikotasun-moduluaren mendekotasuna erakusten du, eta beraien artean erlazio matematiko zuzena dago. Erlazio horretaz baliatuz eta Lurraren barneko uhin-abiadurak ezagunak direnez, eremu bakoitzeko dentsitatea ondoriozta daiteke.

1.1.8. Uhin-abiaduren aldaketak lurrazalean

Oro har, lurrazala mantuko arroken fusio partzialetik eratorritako arrokez osatuta dago. Nahiz eta azken finean, lurrazaleko arroken jatorria mantuan kokatu, mantuko arroak baino arinagoak dira. Ondorioz, P zein S uhinek abiadura txikiagoa erakusten dute lurrazaleko arroketan azpiko mantuko arroketan baino.

Lurrazalaren azpiko muga Mohorovičić (Moho) etenunea izenaz ezagutzen da, 1909. urtean Andrija Mohorovičić-ek deskubritu zuelako. P uhinen abiadura lurrazal ozeanikoan 3,5 km/s-tik 6,5 km/s-ra aldatzen da sakonerarekin eta lurrazal kontinentalean 1,5 km/s-tik 6 km/s-ra; aldiz, lurrazalaren azpiko mantuan abiadura handiagoa da nabarmenki, batez beste 8,1 km/s-ko. Bi geruzen arteko bat-bateko abiadura-aldaketaren ondorioz, uhin sismikoak Moho etenunean islatzen dira. Era berean, Moho etenunera heldutako uhinak bortizki errefrakta edo oker daitezke, Mohoan zehar une batez bidaiatu ondoren berriro lurrazalerantz barneratuz azalera bueltatzeko (1.18. irudia). Lurrazaleko eremu baten lodiera finka daiteke Mohoan islatutako edo errefrakzio gogorraren ondorioz berriro azalera bueltatutako uhinen bidaia-denborak neurtuz. Mantu eta lurrazalaren uhin-abiaduren arteko ezberdintasuna erabiliz, sismologoak gai dira lurrazalaren lodiera-aldaketak neurtzeko.

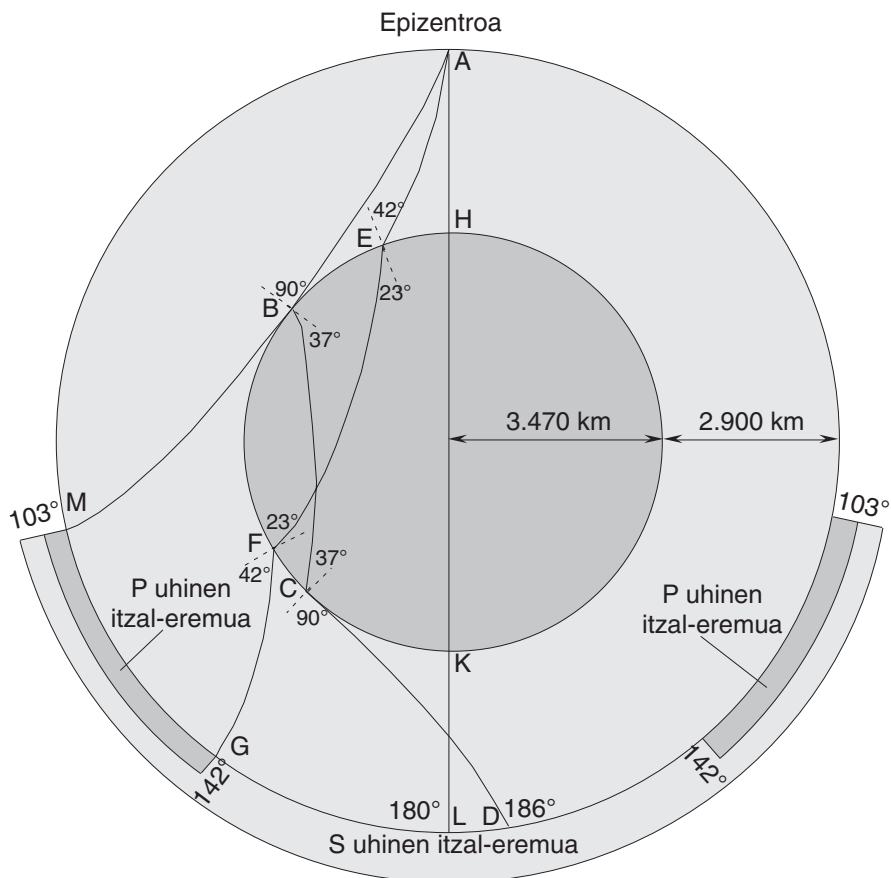
Nukleoaren eta mantuaren arteko muga inguratuz 200-300 km-ko lodiera duen D'' geruza izeneko eremu irregular bat aurkitzen da. Geruza horren abiadura zein lodiera aldakorak dira eta zenbaitetan gaineko mantuarekiko muga netoa dela baieztatu da. Era berean, ziurtatu da D'' geruzaren toki konkretuetan abiadura sismikoek murrizketa bat jasaten dutela. Ezaugarri horiek mantuaren oinaldean kokatutako geruzak izaera kimiko berezia duela onartuz azaldu dira. Nukleoaren barne-beroa konbekzioz garraiatzen da, baina nukleotik inguruko mantu hotzagora beroa kondukzioz transmititzen da, hau da, mugan zehar bero-garraioa bai baina material-garraiorik ez dago. Nukleoaren eta mantuaren arteko eremu horri *geruza-muga termikoa* deritzogu, eta gradiente termiko altuko eremua da. Lurrazala Lurraren barnean bereizten den bigarren geruza-muga termikoa izango litzateke. Bien arteko bereizketa egitearren, sakoneko geruza-muga termikoari beroa deritzo eta lurrazalari geruza-muga termiko hotza.

Nukleoaren eta mantuaren arteko mugak Lurraren barnean sortzen den dentsitate-aldaketa nabarmenena erakusten du. Horrela izanik, nukleoko material arinenen eta mantuko material astunenen pilaketa-eremu naturala izango litzateke.

1.1.10. Uhin-abiaduren aldaketak nukleoan

Aipatu da abiadura baxuko eremuaren azpitik uhin sismikoen abiadura progresiboki handitzen dela eta errefrakzioaren ondorioz uhinek lurrazalerantz okertzeko joera dutela. Aldiz, mantu-nukleo mugan P uhinek % 40 inguruko okerdura erakusten dute nukleorantz. Errefrakzio bortitz horren ondorioz lurrazalean *itzal-eremua* izenaz ezagutzen den P uhinik gabeko esparrua sortzen da (1.19. irudia). 103° eta 142° artean kokatutako sismografoetan P uhinen aztarnarik ez agertzearen arrazoia nukleo-mantu mugan gertatzen den errefrakzioa da. Hala ere, gaur eguneko sismografo zehatzekin itzal-eremuaren barnean anplitude txikiko uhinak sumatzen dira. P uhinen abiadurak erabiliz nukleoaren barnean bi zati bereizten dira: likidoen ezaugarri sismikoak dituen kanpo-nukleoa (8-10 km/s) eta solidoen portaera erakusten duen barne-nukleoa (11 km/s). Barne-nukleoa zeharkatzen duten P uhinen abiadurak ikertu zirenean, bertako arroak anisotropoak direla frogatu zen, eta, ondorioz, barne-nukleoa kristalinoa dela onartzen da. Anisotropiaren eraginez, barne-nukleoa zeharkatzen duten uhinetatik, ipar/hego norabidea daramatenak ekuatoreko planotik igarotzen direnak baino azkarragoak dira. Barne-nukleorako suposatutako konposizio, presio- eta temperatura-baldintzekin laborategian burututako esperimentuen ondorioz, uste da anisotropiaren eragilea burdinak barne-nukleoan duen egitura hexagonalak izan daitekeela.

S uhinek askoz handiagoa den itzal-eremua osatzen dute, 103°-tik aurrera ez dira agertzen kanpo-nukleoa zeharkatu ezin dutelako. Nukleoraino heltzen diren S uhinak bertan desagertzen direnez, eremu horretako zizaila-modulua zero dela ondorioztatu zen, eta beraz, kanpo-nukleoa likidoen portaera duela onartu behar izan zen, S uhinak ez direlako likidoetan transmititzen. Nukleoak inguruko mantuak baino uhin-abiadura motelagoa izateak ere, nahiz eta nukleoaren dentsitatea inguruko mantuarena baino handiagoa izan, frogatzen du kanpo-nukleoa likidoa izan behar duela. S uhinak nabarmenki islatzen dira zeharkatu ezin duten etenune horretan.

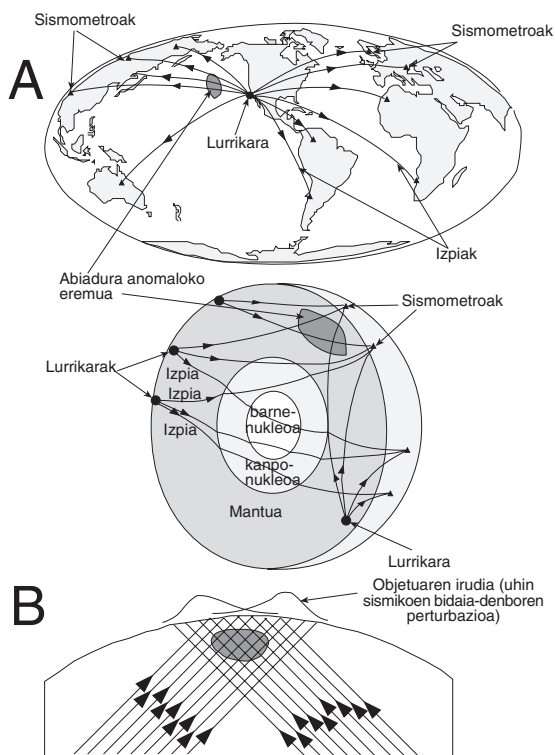


1.19. irudia. P uhinen itzal-eremua Lurreko nukleoaren ondorioa da. A uhinaren mantuaren zeharreko ibilbideak (AM) nukleoa justu-justuan ukitzen du, baina ez da nukleoan barneratzen. AB ibilbideak baino gradu bateko okerdura handiagoa duen izpia nukleoaren eta mantuaren arteko mugan bortizki errefraktatzen da nukleorantz eta berriro mantura bueltatzen da C puntuan, lurrazala D puntuan ukituz. Nukleora B eta E puntuen artean heltzen diren uhinak, azalean, D eta G puntuen artean agertuko dira. Hasierako uhinek AE ibilbidea baino ibilbide bertikalagoa badute (AH), azalera G eta L puntuen artean helduko dira. Beraz, 103° eta 142° artean kokatutako M eta G puntuen arteko tartera ez da uhinik heltzen (itzal-eremua). Hala ere, itzal-eremura barne-nukleoan bortizki okertzen diren zenbait uhin hel daitezke, baina erakusten duten intentsitatea itzal-eremutik kanpo erakusten dutena baino askoz motelagoa da. S uhinen itzal-eremua, aldiz, handiagoa da kanpo-nukleoan ez direlako transmititzen, ondorioz 103° -tik aurrera ezin dira sumatu.

1.1.11. Tomografia sismikoa

Medikuntzan X izpien eta ordenadoreen bitartez gizakien buruaren barne-egituraren hiru dimentsioko irudia lor daiteke. Irudia lortzeko buruaren inguruan kokatutako X izpien detektagailuek informazioa bidaltzen dute ordenadorera. Tomografia sismikoaren oinarria antzekoa da, lurrikara edo leherketak emisore gisa eta sismografoak detektagailu gisa

erabiliz, Lurraren barneko hiru dimentsioko irudiak lor daitezke (1.20. irudia). Hiru dimentsioko irudiak sortzeko tomografia sismikoak Lurraren barneko albo-heterogeneotasunak zehazten ditu, hau da, sakonera konkretu bati dagokion abiaduratik urruntzen diren abiadura-anomaliatan oinarritzen da. Sakonera berean abiadura sismiko ezberdinak izatearen arrazoi nagusiak bi dira: fase-aldaketa isobarikoak (fusio partzialaren eragilea), eta aldaketa kimikoen ondorioz sortutako aldaketa mineralogikoak. Mineralen orientazio ezberdinek maila txikiagoko abiadura-aldaketa lateralak ere eragin ditzakete.



1.20. irudia. A: Tomografia sismikoak Lurraren barneko hiru dimentsioko irudiak lortzen ditu lurrazalean sakabanatutako sismografoek biltzen dituzten uhin sismikoen bidaia-denborak erabiliz. Uhin sismikoen jokaera-ereduak erabiltzen dira sakonean agertzen diren heterogeneotasunak zehazteko. **B:** Itzala bezala, irudiaren ageriko kokapena izpien barneratze-angeluaren eta objektuaren kokapenaren menpe dago. Lurrikara ezberdinetatik behar diren beste seinale lortu ondoren, heterogeneotasunaren kokapena eta geometria zehaztu ahal dira. (Davidson *et al.*, 1997).

Tomografia sismikoa nola erabiltzen den ikusteko, imajina dezagun mantuaren barnean abiadura-anomaliak erakusten dituen eremua, adibidez, subdukzioa jasan duen litosfera ozeanikozko zati bat (1.20. irudia). Abiadura altuko eremu horretatik igarotako uhin sismikoak bertatik igaro ez direnak baino azkarrago helduko dira sismografoetara. Neurtutako bidaia-denborak uhinen iturriarekiko eta sismografoekiko abiadura altuko eremuak duen kokapenaren menpe daude. Tomografia sismikoaren datu-basea kokapen

ezberdineko lurrikarek munduan zehar sakabanatutako sismografoetan eragindako bidaia-denboren pilaketaz eratuta dago. Ondoren, Lurraren batez besteko eredutik urruntzen diren bidaia-denborak identifikatzen dira. Anomalia-eredua aldatu egiten da barneratzen den uhinaren norabidearen arabera (1.20.B. irudia). Objeto baten eitea hainbat norabidetatik argitzean sortzen diren itzalen bitartez identifika daitekeen bezala zehaztu ahal da abiadura-anomaliak sortzen dituen eremuaren geometria.

Gaur egun, tomografia sismikoaren ebazpen-maila ez da oso handia, baina etorkizunean datuen pilaketa izugarri handituko denez, askoz ere emaitza zehatzagoak lortu ahal izango dira. Lur barnean milaka kilometroko neurriak dituzten egiturak era egokian konpon daitezke tomografia orokorrarekin, baina neurri txikiagoko egiturak oso lurralde konkretuetan baino ezin izan dira era egokian zehaztu. Oraindik esperimentazio-mailan dagoen tomografiaren beste erabilera praktikoa, zundaketen artean gelditzen diren petrolio-gordailuen kokapena eta geometria zehaztean datza.

Uhin sismikoen abiadura-aldaketa lateral gehienak azaleko 650-700 km-tan gertatzen dira. Uhin-abiadura orokorrean albo-aldaketan eragina % 10 ingurukoa da azaleko 100 km-tan, % 7koa 100 eta 220 km artean, % 4koa 220 eta 400 km artean, % 3koa 400 eta 700 km artean eta % 1 ingurukoa behe-mantuan zehar. Nahiz eta behe-mantuko anomaliak oso baxuak izan, eskala handiko abiadura-aldaketa lateral nabarmenak neurtu dira. Afrikaren azpian, eta horren antipodetan, Ozeano Barearen azpian abiadura baxuko oso eremu zabalak aurkitu dira. Abiadura baxuen zergatia, segur aski, lurralde horretako tenperatura altuetan bilatu behar da. Sarritan, lurralde horiek behe-mantuko eremu gorakorrek bezala interpretatu dira. Nukleo-mantu mugan albo-heterogeneitateak berriro handitu egiten dira 200 km-ko zabalera duen geruza-muga termiko beroan (geofisikoen D'' geruzan) zehar, segur aski, nukleoaren eta mantuaren arteko bero-garraioa ez delako uniforme. Kanpo-nukleoan neurtutako abiaduraren albo-aldaketak oso txikiak dira konbekzio-prozesuak eraginkorrek direla adieraziz, eta barne-nukleoan neurtutako abiadura maximoek iparralde-hegoalde norabidea erakusten dute, solido kristalino anisotropoen ezaugarriak erakutsiz.

1.2. GRABITATEA ETA ISOSTASIA

1.2.1. Grabitatea

Sismikaren ondoren ikerketa grabimetrikoak dira, segur aski, plaka-tektonikaren sakoneko sekretuak argitzeko gehien erabiltzen den teknika geofisikoa. Teknika grabimetrikoak edozein bi gorputzen artean sortzen den grabitate-indarrean oinarritzen dira. Indarra-ren magnitudea masen produktoarekiko proportzionala da, eta alderantziz proportzionala, bien arteko distantziaren karratuarekiko.

Lurrazaleko puntu baten grabitate-indarra kalkulatzeko da puntu horretan pisu konkretu batek malguki bat zenbat luzatzen duen neurtuz. Adibidez, pisu-neurgailu baten gainera igotzean, horrek, Lurrak gorputzean eragiten duen grabitate-indarraren zenbatekoa neurtzen du, hau da, pisua.

Grabimetroak dira Lurreko edozein tokitako grabitatearen indarra zehazki neurtzeko erabiltzen diren tresnak. Grabitate-indarra

$$\text{indarra} = \text{masa} \cdot g$$

formularen bitartez definitzen da, non g grabitateak eragindako azelerazioa baita. Lurrazalean g -ren batez besteko balioa $9,8 \text{ m/s}^2$ da, baina ez da beti konstantea eta erakusten dituen aldaketa txikiak dira ikuspuntu geologikotik garrantzitsuak, lurrazalaren azpiko dentsitate-aldaketen ondorioa direlako. Grabitate-aldaketak miligaletan (mgal) neurtzen dira. Gal bat (izena Galileoren omenez jarrita dago), $0,01 \text{ m/s}^2$ edo 1 cm/s^2 da. Beraz, g -ren balioa 980 gal ($9,8 \text{ m/s}^2$) denez, miligal bat g -ren milioigarren zatia da gutxi gora-behera.

Edozein arro sedimentariotan burututako neurketa grabimetrikoek asko jota g -ren 10 miligaleko anomalia erakusten dute, sedimentuek inguruko arroek baino dentsitate txikiagoa dutelako. Lurraren azaleko geruzen lodiera-aldaketek eragin zuzena dute grabitatean, zeren dentsitate bateko geruza-zati bat dentsitate ezberdineko beste geruza batek ordezkatzeko baitu. Adibidez, lurrazal kontinentalaren kilometro bakoitzeko lodiera-aldaketarengatik 20 mgal-eko anomaliak garatzen dira. Proporzioak mantenduz eta litosferaren lodiera-aldaketak ehun kilometrotara hel daitezkeenez, litosferak eragin dezakeen grabitate-aldaketa maximoa 200 mgal-ekoa izango da.

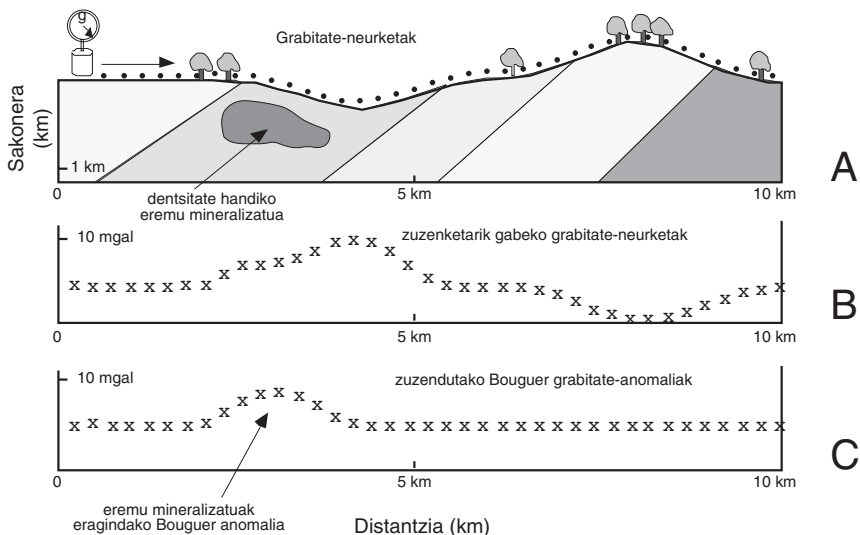
Neurtutako grabitate-azelerazioaren balioari zenbait zuzenketa egin ondoren lortutako emaitzaren eta neurketa-puntuaren teorikoki egon beharko litzatekeen erreferentzia-balioaren arteko ezberdintasunari *grabitate-anomalia* deritzo. Erreferentzia-balioa nazioartean onartutako formula batek zehazten du eta eliptikoki simetrikoa den Lurra eragindako grabitate-eremua erabiltzen du. Beraz, grabitate-anomaliak arroaren dentsitate-aldaketetan oinarritzen direnez, aldaketa horien azalpen logikoa bilatzea geologoari dagokio.

Egitura geologiko sakonak grabimetriaren bidez interpretatzeko, egiturak zeharkatzen dituzten grabitate-anomalien soslaiak erabiltzen dira. Soslai horiek onartutako egitura-ereduaren zehar-ebakiekin erkatu behar dira, eredu berrantolatuz grabitate-datuarekin bat etorri arte. Datuekin bat datozen ereduak askotarikoak izan daitezkeenez, ikerketa grabimetrikoa kartografia edo sismikarekin osatu behar izaten da, ereduaren egokitasuna guztiz zehazteko.

1.2.2. Zuzenketa grabimetrikoak

Grabitate-anomalia zehatzak lortzeko mendian hartutako datuetan zenbait zuzenketa egin behar izaten dira grabitate estandarren erreferentziarekin parekatu ahal izateko. Zuzenketa arruntenak latitude-zuzenketak, altuera-zuzenketak eta Bouguer zuzenketak dira. Latitude-zuzenketa bitartez, poloetara hurbiltzen garen heinean grabitatea handitzen duten Lurraren spinak eta ez-biribiltasunak sortutako irregulartasunak ezabatzen dira. Altuera-zuzenketa bidez, grabitate-datu guztiak kota berera (itsas mailara) eramaten dira, grabitateak altuerarekin jasaten dituen aldaketak arbuiaitzeko asmoz. Gorputz batek itsas mailatik gora dagoenean itsas mailan bertan baino grabitate txikiagoa du, grabitatea altuerarekin murriztu egiten delako. Beraz, altuera ezberdinetan neurtutako grabitate-datuak interpretatzea oso saila da anomalien zati bat topografiak eragindakoa delako (1.21. irudia). Altuera-zuzenketa hauek *aire askeko zuzenketak* (*free-air correction*) izenez ezagutzen dira, eta datuak itsas mailaren kotara eramaten direnez, itsasoan neurtutako datuetan ez da mota honetako zuzenketarik egin behar. Aipatutako bi zuzenketak egin ondoren neurtutako anomaliari *aire askeko anomalia* deritzo.

Bouguer zuzenketa bitartez topografiak eta Lurraren azaleko dentsitate-aldaketek eragindako eragozpenak konpontzen dira. Zuzenketa aurrera eramateko onartzen da itsas mailaren eta neurketa egindako puntuaren artean lurrazal kontinentaleko geruza uniformea dagoela, hau da, mendiak desagerrarazi eta haranak inguruko arroken dentsitate bera duten materialekin bete ondoren grabitateak kota horretan izango lukeen balioa lortzen da. Itsasoan hartutako datuetarako onartzen da urak masa-murrizketa bat sortzen duela arroak baino dentsitate txikiagoa duelako, eta lortutako datuetan zuzenketa bat egiten da ur-zutabeak eragiten duen grabitate-murrizketa ekiditeko. Beraz, *Bouguer anomaliak* aire askeko zuzenketa eta Bouguer zuzenketa egin ondoren lortzen diren grabitate-anomaliak dira eta sakoneko masa- edo dentsitate-aldaketak ikertzeko oso erabilgarriak dira. Zuzenketa egin ondoren sumatzen den edozein anomalia positiboa izango da sakonean masa-soberakinen bat dagoenean (1.21.B. irudia), edo negatiboa masa-eskasia dagoenean.

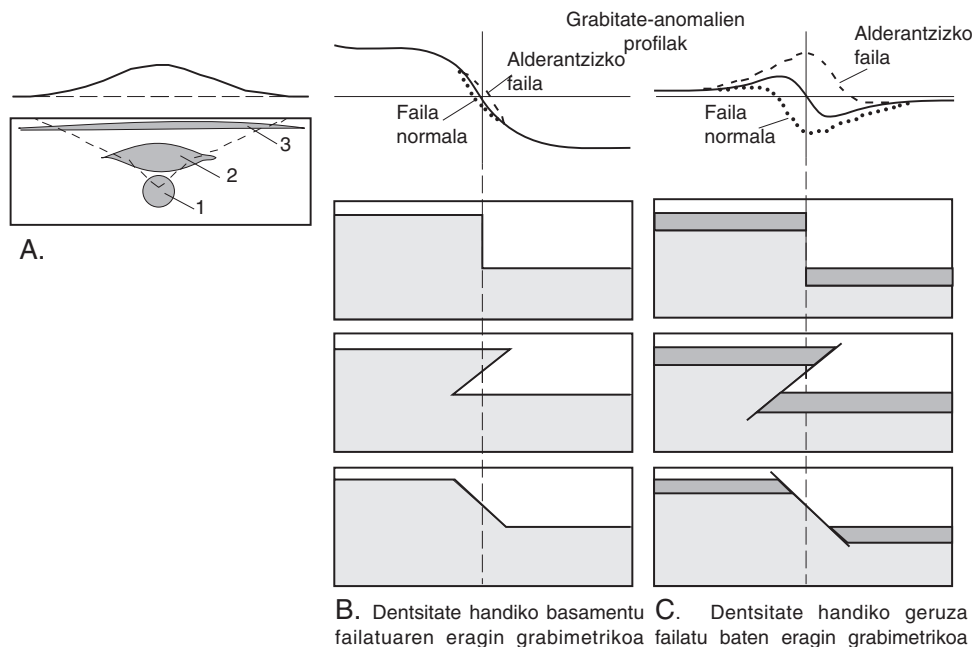


1.21. irudia. Topografiak eta dentsitate-aldaketek Lurraren grabitatean eragiten dituzten gora-beherak. A: Grabitate-soslaia kokapena. Grabitate-neurketak grabimetro mugikorraren bidez geltoki bakoitzean (puntuak) egiten dira garaieraren neurketekin batera.

B: Zuzenketa gabeko grabitate-anomaliak. C: Topografiaren eragina zuzendu ondoren (Bouguer grabitate-anomaliak) dentsitate handiko eremu mineralizatuak eragindako grabitate-anomalia isolatuta gelditzen da. (Davidson *et al.*, 1997).

Lurralde batean burututako grabimetria-anomalien soslaia geometria sakoneko masa-soberakin edo masa-eskasiaren ondorioa da, eta soslaia bidez anomaliaren arrazoiak den masaren balizko kokapena zehatz deiteke. Baina sakoneko masa-banaketa interpretazioa inoiz ez da bakarria izaten, grabimetria-anomalien soslaia dentsitate-berberetasun eta masa-banaketa ugarien bitartez azal daitezkeelako. Adibidez, 1.22.A irudian dentsitate bereko hiru gorputz simetriko ageri dira eta hirurek grabitate-anomaliaren soslaia bera sortzen dute. 1.22.B. eta 1.22.C. irudietan failen eraginez sortutako dentsitate-aldaketek grabitate-anomaliaren soslaia duten eragina erakusten da. Dentsitate txikiko geruzak dentsitate handiagoko geruza lodia estaltzen duen egitura failatu ondoren (1.22.B. irudia) sortutako grabitate-anomaliaren soslaia asimetrikoa da baina failen arteko

geometria-ezberdintasunek eragin txikia dute soslaien eitean. Material astunenak dentsitate txikiagoko materialen artean erlatiboki mehea den geruza eratzen duenean (1.22.C. irudia) failen eraginez sortutako grabitate-anomalien soslaiak asimetrikoak dira ere, baina 1.22.B. irudiarekin konparatuz soslaien eitea zeharo ezberdina da, eta faila-mota ezberdinen geometriaren eragina nabarmena da ere. Beraz, nahiz eta grabimetria-anomalietak soslaien eiteak balizko sakoneko egiturari buruzko informazio baliagarria eskaini, grabitate-ereduek datu geofisiko edo estruktural osagarriak behar dituzte fidagarritasuna lortzeko.

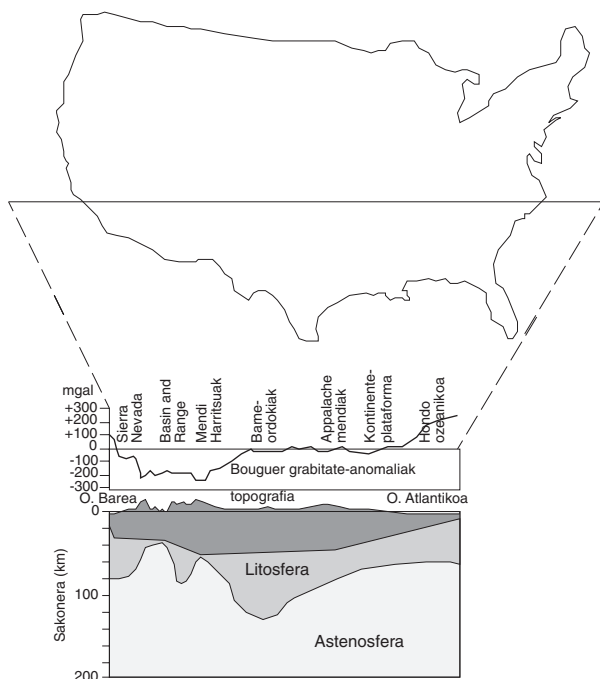


1.22. irudia. Grabitate-anomalien interpretazioari lotutako zalantzarritasuna erakusten duten irudiak. A: Dentsitate bereko hiru gorputz simetrikoek anomalia-profil bera sortzen dute. B: Faila bertikalak, normalak eta alderantzizkoak dentsitate txikiagoko geruzarekin estalita dagoen basamentu astuna moztean grabitate-anomalien gainean duten eragina.

Anomalia-profilaren asimetria azpiko egituraren ondorioa da, baina egitura ezberdinen anomalia-profilak bereiztea oso zaila da. C: Faila bertikalak, normalak eta alderantzizkoak dentsitate txikiagoko geruzetan tartekatutako dentsitate handiagoko geruza moztean grabitate-anomalien gainean duten eragina. Faila bakoitzak sortutako grabitate-anomaliaren profila erraz bereiz daiteke. (Sheriff, 1978).

Grabitate-anomalien ikerketa-eremua eskala oso ezberdinekoa izan daiteke. Besteak beste, grabitate-anomaliak baliagarriak izan daitezke mineral metalikoen pilaketa-eremuak identifikatzeko, azalean ikusten ez diren toles edo failen agerpena ziurtatzeko, subdukzioa jasaten duten plaken sakoneko kokapena zehazteko zein ozeano-gandorren azpiko mantu beroaren geometria finkatzeko. 1.23. irudian Ipar Amerikan zeharreko Bouguer anomaliaren profila aurkezten da. Mendebaldetik ekialderainoko zehar-ebakian mendebaldeko erliebe altuko eremuetan neurtzen diren grabitate-anomalia negatibo gogorrak (-250 mgal) dira ezaugarri nabarmenena; ekialderantz, aldiz, anomaliak murritztu egiten dira. Anomalia negatibo gogorren arrazoia inguru horretako lurrazal kontinental lodia eta litosfera mehea

dira. Litosfera astenosfera beroak ordezkatzan du, eta astenosfera beroaren dentsitatea litosferarena baino txikiagoa denez, nahiz eta mendebaldeko lurraldeak menditsuenak izan, inguruko eremu litosferikoekiko masa-defizita erakusten dute.



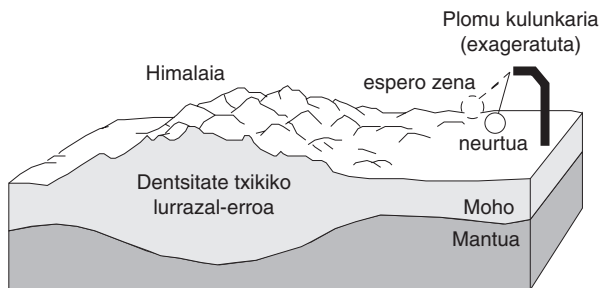
1.23. irudia. Ipar Amerikako Bouguer grabitate-anomaliak zehar-ebakia Ozeano Baretik Ozeano Atlantikora. Mendebaldeko lurralde menditsuetako balio negatiboak lurrazal kontinental lodiaren eta dentsitate txikiko mantu (astenosfera) beroaren ondorioa dira.

Nabarmena da ekialdeko eta mendebaldeko litosferen arteko lodiera-ezberdintasuna.

(Davidson *et al.*, 1997).

1.2.3. Isostasia

1865. urtean Sir George Airy Ingalaterrako astronomo erreala Indian zehar aritu zen Himalaia mendikateak eragiten zuen grabitatea neurtzen. Grabitate-legea erabiliz, mendikatearen masak plomu kulunkarian (suspentsioan dagoen masan) sortutako erakarpina neurtzen aritu zuen (1.24. irudia). Ikerketaren emaitzak harrigarriak izan ziren, lortutako datuak grabitate-legeak agindutakoak baino askoz txikiagoak zirelako (70 aldiz txikiagoak), eta ondorioz, Airy-k iradoki zuen mendikateak dentsitate txikiko sustraia izan behar zuela. Hau izan zen isostasia kontzeptuaren lehenengo formulazioetariko bat. Lurraren azalaren gainetik hedatzen den mendikatearen masa izugarria mendikatearen azpitik lurrazaleko arroez eratutako dentsitate txikiko erroarekin konpentsatzen da.



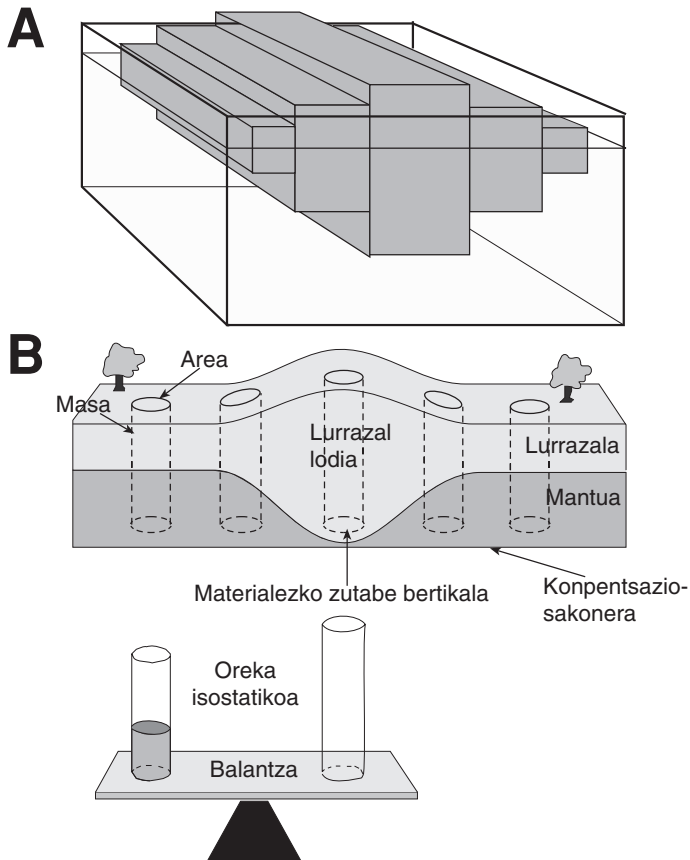
1.24. irudia. Himalaia mendikatearen azpian dagoen dentsitate txikiko lurrazal kontinentaleko erroa erakusten duen zehar-ebakia. Plomu kulunkariaren deflekzio-angeluaren bidez neurtutako erakarpen grabitatorioa mendikatearen agerpen soilak eragin behar lukeena baino 70 aldiz txikiagoa denez, Himalaiaren azpiko dentsitate txikiko erroaren agerpena ondorioztatu zen. (Davidson *et al.*, 1997).

Isostasiaren kontzeptua erraz uler daiteke adibide baten bidez. Imaginatu lodiera ezberdineko egur-blokeak uretan flotatzen daudela (1.25.A. irudia). Blokeak ez dira hondoratzen egurrak urak baino dentsitate txikiagoa duelako, eta uraren gainetik ageri den bloke handienaren zatia tamaina txikiagoko blokeena baino handiagoa da. Era berean, bloke handiena besteak baino gehiago hondoratzen da ur-mailaren azpitik.

Orain, kontsidera ditzagun mendikatean zeharreko arroka-zutabe bertikalak. Arroken pisuak zama bat eragiten du zutabearen beheko aldean eta zamak, behar den beste denboran aplikatuz gero, azpiko mantuaren (eta batzuetan behe-lurrazalaren) fluxua eragiten du, lurrazalaren zamaren eta mantuko flotazio-indarren arteko oreka lortu arte. Mantuaren barnean murgiltzen den lurrazalaren zatiari *lurrazalaren erroa* deritzo. Lurrazalak mantuak baino dentsitate txikiagoa du eta egurrezko blokeek uretan aurkeztutako jokaera bera erakusten du.

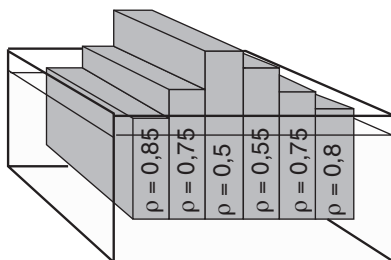
Goi-mantuko tenperaturetan arrokek, denbora geologikoaren eskalan, fluido gisa jokatzeko ahalmena dute. Arrokek *konpentsazio-sakonera* deritzone sakoneran (abiadura gutxiko geruzaren inguruan) hasten dira fluido gisa jokatzeko. Sakonera horren gainetik kokatutako materialak jokaera fluidoko mantuaren flotatzen dauden gorputz solidoak direla esan daiteke. Isostasiaren printzipioak dio konpentsazio-sakoneratik gora dagoen edozein arroka-zutabetan area-unitatearekiko pisua (solidoa eta fluidoak) berdina dela. Kontuan hartu beharrekoa da, g (grabitatea) konstantetzat hartuz, zutabe bertikalean presioa area-unitatearen masarekiko proportzionala dela.

Mendikateak edo beste edozein lurralde oreka isostatikoan daudela esaten da hondoratzerik edo altxatzerik jasaten ez dutenean. Beraz, mendikatearen altuera eta lurrazalaren erroaren artean oreka isostatikorik ez dagoenean, mendikateak hondoratzeko edo goratzeko gaitasuna izango du.



1.25. irudia. A: Airy-ren isostasiaren printzipioa. Uretan flotatzen ari diren egurrezko bloke handienek uraren azpitik proportzionalki handiagoak diren "erroak" erakusten dituzte. Zenbat eta zati handiagoa hondoratuta egon, gero eta zati handiagoa agertuko da uraren gainetik ere. B: Lurraren barneko sakonera konkretuan gertatzen den fluxuak lurrazaleko presioa beti berdin mantentzeko gaitasuna du (isostasia), eremu horri konpentsazio-sakonera deritzo. Sakonera horren gainetik, materialezko zutabe bertikal bakoitzean pisuak berdina izan behar du area-unitatearekiko. (Davidson *et al.*, 1997).

J. H. Pratt-ek 1854. urtean isostasiaren beste formulazio bat plazaratu zuen. Egurrezko blokeen adibidera itzuliz, imajinatu orain blokeak dentsitate ezberdineko egurrez eginda daudela. Orduan, bloke bakoitzaren masa berdina izateko blokeak tamaina ezberdinetakoa izan behar dira eta, ondorioz, egur-bloke arinenak besteak baino zati handiagoa erakutsiko du uraren gainetik; astunenak, aldiz, txikiagoa. Aldi berean, bloke guztiak uraren azpitik lerrotatuta agertuko dira (1.26. irudia). Pratt-en isostasia-legearen bidez oreka isostatikoa lortzeko lodiera konstanteko erroak eta dentsitate-aldaketa lateralak behar dira eta Airy-ren isostasia-legea dentsitate bereko gorputzen erroen lodiera-aldaketa lateraletan oinarritzen da.

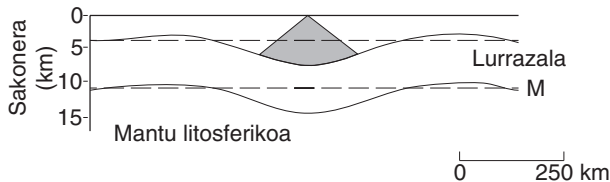


1.26. irudia. Pratt-en isostasiaren adibidea. Egurrezko blokeek uretan flotatzen dute eta dentsitate-ezberdintasunaren ondorioz uraren azpitik sakonera berdina erakusten dute.

Pratt-en isostasia-legeak Lurraren zenbait eremutan du eragina, adibide nabarmenena agian ozeano-gandorrek izanik. Ozeano-gandorretan ardatzarekiko paraleloak diren dentsitate-aldaketa lateralak gertatzen dira, lurrazal ozeanikoaren azpiko mantuaren tenperatura aldakorra delako eta gandorretatik isuritako basaltoak denborarekin hoztu eta dentsitatea irabazten dutelako. Beraz, ozeano-gandorren azpiko tenperatura altuen ondorioz gandorren inguruko dentsitatea txikia da, hondo ozeanikoetako lautadetan nabarmena den erliebea sortuz. Gailurretik urruntzean lurrazal ozeanikoa progresiboki hondoratu egiten da arrokek hoztean dentsitatea irabazten dutelako.

Isostasiaren printzipioan oinarrituz eta uhin sismikoen laguntzaz neurtutako lurrazalaren lodierak erabiliz, lurralde kontinentalak eta ozeanikoak itsas mailarekiko duten batez beste-ko garaiera zehatz daiteke. Lurrazal kontinentalaren batez besteko altuera itsas mailarekiko 0,84 km-koa da; aldiz, lurrazal ozeanikoak 3.800 km-ko batez besteko hondoratzea erakusten du.

Hala ere, masa topografiko guztiak ez ditu zuzenean konpentsatzen azpitik kokatutako materialezko zutabeak. Zama behar den besteko masarik ez badu (eraiketa bolkanikoak, sedimentu-pilaketa garrantzitsuak, itsas mendiak...), eragindako esfortzua ez da arrokek tenperatura altuaren ondorioz fluido gisa jokatzaren sakonetara heltzeko lain. Orduan, zama xurgatzen da plaka litosferikoen azaleko indar elastikoen bidez. Oro har, ehundaka kilometroko zabaleratik gora duten gorputzak isostatikoki konpentsatuta daudela onartzen da, eragiten dituzten esfortzuak astenosferak fluido bezala jokatzaren sakonetara heltzen direlako. Tamaina txikiagoko gorputzak, ehun kilometrora heltzen ez direnak, isostatikoki konpentsatuta daude ere, baina plaka litosferikoaren goiko aldeak flexio bat jasaten dutelako. Zamaren azpian litosfera hondoratu egiten den bitartean, hondoratzearen inguruan oreka isostatikoa mantentzen duen altxatzea gertatzen da (1.27. irudia). Prozesuari *eskualde-kompentsazioa* deritza, eta Airy-ren isostasiaren printzipioarekin ezberdintasun nabarmena du, zeren zamaren eragina zamaren azpiko zutabetik at ere hedatzen baita.

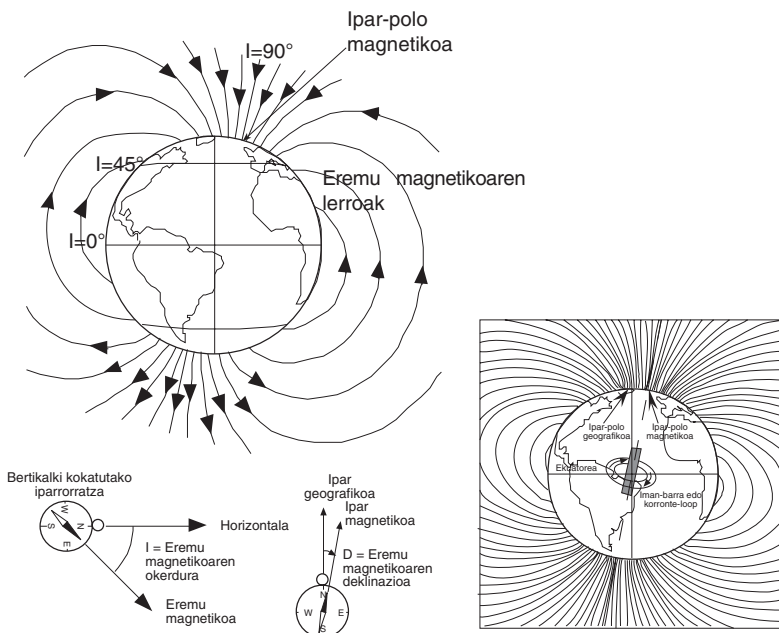


1.27. irudia. Eskualde-kompentsazioa deritzan prozesuaren irudi eskematikoa. Zamaen azpian litosfera hondoratu egiten da eta hondoratzearen inguruan oreka isostatikoa mantentzeko litosferaren konkorketa gertatzen da.

1.3. GEOMAGNETISMOA

Lurraren eremu magnetikoa, grabitatea bezala, Lurraren barne-ezaugarrien menpe dagoenez, geomagnetismoa ikertuz Lurraren barne-egiturari buruzko datuak lortu ahal izango dira.

1660. urtean, William Gilbert-ek, Elizabet I.a erreginaren fisikoak, iparrorratza nola funtzionatzen duen azaldu zuen. Gilbert-en esanetan Lurrak iman izugarri handi bat balitz bezala jokatzaren omen du, eta horren eremu magnetikoa da iparrorratzek adierazten duten N-S norabidearen sortzailea (1.28. irudia).



1.28. irudia. Lurraren eremu magnetiko normala Lurraren erdian eta planetaren errotazio-ardatzarekiko 11° okertuta kokatutako iman-barra batek eratutakoaren parekoa da. Iparrorratz bat suspentsioan dagoen imana da. Bere Ipar-poloa Lurraren eremu magnetikoarekiko lerrotatzen da eta ipar magnetikoaren norabidea erakusten du. Iparrorratza bertikalki kokaturik eremu magnetikoaren okerdura lortzen da. Beraz, ekuatorean okerdura 0° eta poloetan 90° izango da. Lurraren eremu magnetikoaren eta benetako iparraren arteko angeluari deklinazioa deritzo.

Elektrikoki kargatutako edozein partikulak mugitzean eremu magnetikoa sorrarazten du. Atomoen baitan dagoen magnetizazioa elektroi ez-parekatuen spin-mugimenduak eragiten du. Substantzia gutxi batzuen (Fe, Co, Ni...) atomoetako elektroi ez-parekatuek alboko atomoetakoekin lerrokatzeko ahalmena dute, eta elementu horiei ferromagnetiko deritze.

Substantzia ferromagnetikoek eremu geomagnetikoarekiko paraleloki zuzentzeko gaitasuna eta joera dute. Mota honetako mineral burdinatsuak oso ugariak dira eta arroka-mota orotan agertzen dira. Edozein litologia egoki suertatzen da bere zenbait osagai eremu geomagnetikoarekiko orientatzeko; hala ere, arroka-motaren arabera orientazioa zenbait prozesuren bidez gertatzen da. Arrokaaren eraketa-garaian gertatzen den jatorrizko magnetismoari *hondar-magnetismo* deritzo, eta arrokaaren baitan gordeta gelditzen da. Hala ere, magnetizazio horrek ez du betiko irauten, erlaxazioaren bidez galduz joaten baita. Mineralaren konposizioaren, tenperaturaren eta magnetizazio-garaiko eremu geomagnetikoaren intentsitatearen arabera da erlaxazio-denbora.

Hondar-magnetismoaz gain, arroka beste zenbait magnetizazio-fase (magnetismo sekundarioak) jasan ditzake tektonikaren eraginez, fusio partzialaren bidez, metamorfismoaren ondorioz edo bioturbazio-prozesuak direla eta. Dena den, arroka baitan gordetako eraketa-garaiko magnetismoa da geologia-ikerketetan gehien erabiltzen dena.

Lurraren eremu magnetikoa Lurraren erdialdean eta biraketa-ardatzarekiko okertuta dagoen iman-barra bat imajinatuz azal daiteke (1.28. irudia). Okerdura horren ondorioz azaltzen da mendetan zehar egindako neurketetan polo magnetikoa eta geografikoa bat ez etortzea. Polo geografikoak Lurreko biraketa-ardatzak zeharkatzen dituen lurrazaleko puntuetan kokatzen dira, eta horren inguruko errotazioaren ondorioz Lurraren eremu magnetikoa dipolarra da. Eremuaren edozein puntutan eremu magnetikoa errepresentatzen da magnitudea eta norabidea dituen bektore baten bidez. Lurraren eremu magnetikoaren magnitudea eremuaren osagai bertikalaren eta horizontalaren magnitudeen bidez definitzen da. Norabidea, aldiz, deklinazioaren eta okerduraren bidez finkatzen da. Iparorratzak eskaintako ipar magnetikoaren eta iparralde-hegoalde norabide geografikoaren arteko angeluari *deklinazioa* deritzo (1.28. irudia). Aldiz, *okerdura* da iparorratza bertikalki kokatuta orratzak horizontalarekiko eratzen duen angelua. Okerdura guztiz zehazteko polaritatea ere aipatu behar da, bektore magnetikoaren barneratze-aldea zein den zehazteko.

Lurraren eremu magnetikoaren irudi honek arazo bat mahaigaineratu zuen frogatu zenean material magnetiko guztiak 570 °C-tik gora (Curie puntua) ez-magnetiko bihurtzen direla. Beraz, galdatutako arrokek eta gradu altuko metamorfismoa erakusten dutenek jatorrizko propietate ferromagnetikoak galdu egiten dituzte. Garaiko ikerlariek tenperatura sakonerarekin zenbat handitzen zen ezagutzen zuten, 23 km ingurutik behera aurkitzen diren arrokek ezin izango dutela magnetismorik aurkeztu ondorioztatu zuten. Orduan, nola koka daiteke eremu magnetikoaren jatorria milaka °C-ko tenperatura duen Lurraren nukleoan?

1.3.1. Geodinamoa

Imanen erabileratik at, eremu magnetikoak sortzeko beste aukera bat korrante elektrikoek eskaintzen dute. Dinamoaren bidez energia mekanikoa energia elektriko bihurtu daiteke. Dinamoak ondorengo printzipioan oinarritzen dira: eroale elektriko mugikorak

eremu magnetiko batean zehar igaroz korrante bat sortzen du. Lurraren kanpo-nukleoak geodinamoa izendatzen den dinamo naturalaren jokaera erakusten du. Kanpo-nukleoa oso eroale elektriko ona da eta etengabe mugitzen ari den burdina ugariko material likatsuz eratuta dago. Beraz, dinamo naturala sortzeko behar den eroale mugikorra kanpo-nukleoan aurki daiteke, baina ez da nahikoa eremu magnetiko bat sortzeko. Geodinamoa martxan jartzeko kanpo-nukleoa zeharkatzen duten korrantea edota eremu magnetikoa behar dira. Bi elementu horien arteko geometria egokia izanik bere burua elikatzeko gai den sistema sor daitekeenez, bata edo bestea behar ditugu geodinamoaren funtzionamendua bermatzeko.

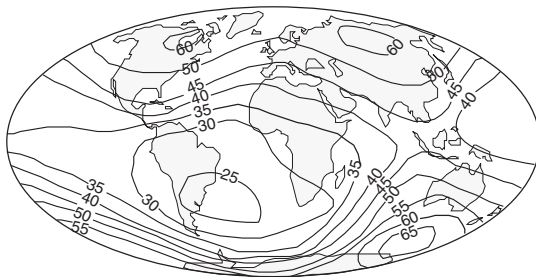
Beraz, eremu magnetikoa eta dinamo-korrantea osagarriak dira, baina zeinek sortu du bestea? Eremu magnetikorik ez balego, kanpo-nukleoko mugimenduek ezin izango lukete korranterik sortu. Erantzuna guztiz argituta ez badago ere, oro har, onartzen da Eguzkiak sortzen duen planeten arteko indar txikiko eremu magnetikoa izan daitekeela arazoaren giltza. Kanpo-nukleoko mugimenduek eta Eguzkiaren eremu magnetikoak estreinako korranteak era zitzaketen. Ondoren, korrante horiek jatorrizko eremu magnetikoa berrindar zezaketen eta, era berean, eremu magnetiko berrindartuak korrante indartsuagoak eragin. Era horretan, sistema autoelikatu egiten da, eta eremu magnetikoa eta korranteak indartu egingo ziren barne-oreka bat lortu arte.

Lurreko geodinamoa guztiz ulertu ahal izateko beharrezkoa da kanpo-nukleoko materialen mugimenduak zehaztea, baina eremu magnetikoak azalean erakusten dituen aldaketengatik ez dirudi erraza izango denik.

1.3.2. Lurraren eremu magnetikoaren aldaketak

Denboran zehar iparrorratzarekin egindako neurketek erakutsi dute deklinazioa aldatuz joan dela. Nahiz eta polo magnetikoa eta errotazionala beti elkarrengandik gertu egon eta egongo diren, azken finean bata bestearen eragilea delako, ez dira bata bestearen gainean egoten. Bien artean neurtutako bereizketa-angelu handiena 24° -koa izan da. Gaur egun, eremu magnetikoa mundu osoan zehar etengabe neurtzen da eta aldaketak International Geomagnetic Reference Field (IGRF) erakundeak eratzen dituen mapetan kokatzen dira (1.29. irudia). 1990eko hamarkadaren hasieran Magsat sateliteak egindako eremu magnetikoaren neurketen bidez eremuaren ikuspegi orokorra lortu ahal izan zen. Magsat satelitearen datuek eta IGRFko mapek, gutxi gorabehera, eremu geomagnetikoaren % 70 dipolo arruntarekin azal daitekeela erakusten dute, hau da, eremu magnetikoaren gehiengoa imanbarra batek sortzen duen eremu magnetikoarekin pareka daitekeela (1.28. irudia).

Baina zer gertatzen da dipolo arruntaren ereduak azaltzerik ez duen eremu geomagnetikoaren beste % 30arekin? Osagai ez-dipolar honen soslai-mapetako ezaugarriak desplazatu egiten dira Lurrean zehar urtero zenbait kilometrotako abiadurarekin. Desplazamenduaren gehiengoa mende balderanzkoa da eta kanpo-nukleoko material likatsuen mende balderanzko mugimendu zurrunbilotsuarekin lotzen da. Beraz, kanpo-nukleoko materialen abiadurari buruzko informazioa ematen digute, eta urtero zenbait kilometrotakoa bada, plakek urtero erakusten dituzten zenbait zentimetrotako abiadurekin erkatuz, milioika aldiz handiagoa da.



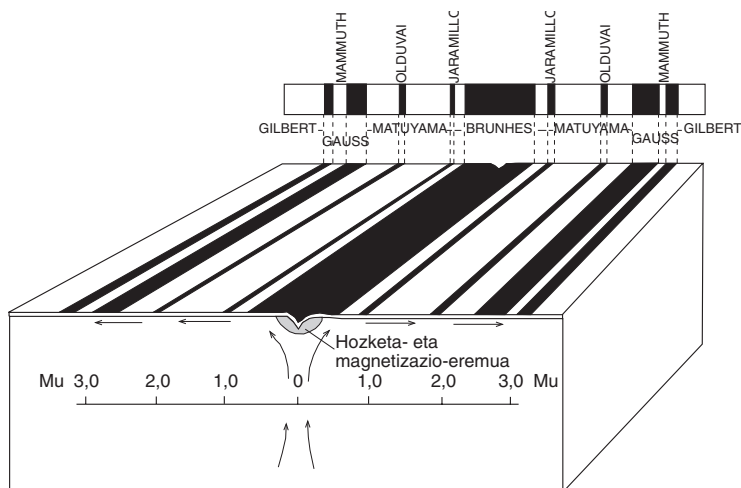
1.29. irudia. Nazioarteko erreferentzia-eremu geomagnetikoan (IGRF International Geomagnetic Reference Field) Lurraren eremu geomagnetikoa adierazten duten lerroak irudikatu dira. Eremuaren balioak 5.000 nanoteslatan (nT) irudikatu dira eta 25.000 nT eta 65.000 nT bitartean kokatzen dira.

1906. urtean, Bernard Brunhe-k arroken magnetizazioaren norabidea neurtzen ari zela, egungo eremu geomagnetikoaren aurkako norabidea erakusten zuten arroak aurkitu zituen. Aurkikuntzak harriturik utzi zuen ikertzailea, eta berau azaltzeko eremu geomagnetikoaren alderanzketa iradoki zuen. Iradokizunak eztabaida latzak sortu zituen hurrengo bost hamarkadetan. Zientzialari gehienek 1960. urtera arte ez zuten hipotesia onartu. Urte horretan Van Zijl eta lankideek Hegoafrikako sumendi bateko labetan aurkitutako alderanzketa magnetiko baten inguruko xehetasun handiko ikerketa argitaratu zuten. Egun, eremu geomagnetikoaren alderanzketak geofisikaren oinarritzko printzipio bilakatu dira. Ondoren burututako ikerketek, denbora geologikoaren eskalan, ehunka mila urtetik zenbait milioi urte bitarteko epe ez-erregularretan, Lurraren eremu magnetikoa alderantzikatu egiten dela (Ipar-polo magnetikoa Hego-polo magnetikoa bihurtzen da eta alderantziz) argi erakutsi dute. Alderanzketa gertatzen denean eremu geomagnetikoaren intentsitatea $1/5$ inguru jaisten da (% 60-80 arteko galera). Gainera, alderanzketak ez dira bat-batekoak, 5.000-10.000 urteko trantsizio-tartea izan ohi dute. Gaur eguneko eremu geomagnetikoaren norabidea (eremu geomagnetikoko lerroak sartzen direneko poloa, Ipar-polo geografikoaren inguruan kokatuta dago) polaritate normalekotzat (positiboa) hartzen da eta, aldiz, gaur eguneko eremuaren aurkako norabidea izan duten garaietako polaritatea alderantzikatua (negatiboa) dela esaten da. Polaritate normaleko eremuak beltzez eta polaritate alderantzikatuenak zuriz margotu dira (1.30. irudia).

Alderanzketen zergatia argi ez badago ere, badirudi gakoa nukleoko mugimenduaren irregulartasunean aurkitzen dela, zeren arrazoi ezezagunengatik korronteen noranzkoa aldatzen denean gertatzen baitira. Nahiz eta estreinako ikerketetan alderanzketak denbora-tarte berdinean gertatzen zirela uste izan, egun argi dago aldaketa horiek ez dutela maiztasun finkorik erakusten. Alderanzketen jatorria Lurraren nukleoan dagoenez, eragina orokorra da, hots, Lur planetaren toki guztietan sumatzen da une berean. Ondorioz, garai jakin batean sortutako arroka guztiek polaritate magnetiko bera izango dute.

Polaritate bereko denbora-tarteari *zona magnetiko* deritzo. Lehenagoko eta ondorengoko denboraldietatik bereizteko aukera ematen duten ezaugarri magnetiko bertsuak izateagatik batera daitekeen denboraldia da zona magnetikoa. Denboraldia zenbait milioi urtetakoa bada, “tarte” deritzo; 10^6 urte baino tarte laburragoei, “epoka”; 10^{4-5} urte arteko denboraldiei, “gertakari” deritze; eta azkenik, 10^4 urte baino denboraldi motzagoak

“eskurtsioak” dira. Zona magnetiko bakoitzak bere izen berezia du. Arroketa hondar-magnetismoa neurtu eta denbora geologikorako zona magnetiko edo magnetozonak zehaztuz gero, alderantzaketa magnetikoak globalak eta sinkronikoak direnez, erabilera kronologiko zuzena dute.



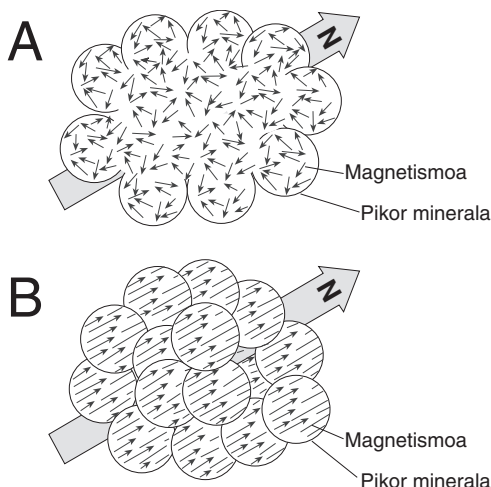
1.30. irudia. Hondo ozeanikoetan behatutako anomalia magnetikoek ozeano-gandorrekiko simetrikoa den antolaketa erakusten dute. 200-300 m-ko lodiera soilik izan dezaketen arroka igneoen magnetizazioa gandorretik 30 m baino gutxiagora daudenean gertatzen da eta, ondoren, alde bietara banatzen da. (Lemon, 1990).

1.3.3. Paleomagnetismoa

Historia geologikoan zehar arrokek gordetako garaian garaiko eremu magnetikoaren orientazioa erabiliz burututako ikerketak paleomagnetismoaren ikerketa-esparruan kokatzen dira.

Arrokek fusioa edo gradu altuko metamorfismoa jasaten dutenean, hau da, Curie tenperatura gainditzen dutenean, mineral magnetikoen agitazio termikoa handia da oso, eta beraien norabidea edozein izan daiteke. Egoera horretan aurkitzen diren arrokak ez-magnetikoak direla onartzen da. Beste alde batetik, sumendi batek igorritako magma hoztu eta tenperatura Curie puntutik behera jaistean arroka magnetizatu egiten da. Hasiera batean, tenperatura altuaren ondorioz mineral magnetikoek mugikortasun-gradu bat mantentzen dute, orientazio nabarmenik sortu gabe (1.31.A. irudia). Elementu magnetikoak mugitu egiten dira arroken kristalek geldirik dirauten bitartean. Arroka igneoa hozten den heinean magnetismoa lasaitu egiten da, eta Curie tenperaturatik gutxi gorabehera 100 °C azpitik (blokeo-tenperatura), magnetismoa lerrokatuta gelditzen da orduko eremu geomagnetikoaren norabidearekiko (1.31.B. irudia). Tenperatura baxuagoetan arrokek ez dute eremu magnetikoaren aldaketarik sumatzen eta, ondorioz, berriro berotzen ez diren bitartean, blokeo-tenperatura lortu zuteneko unean zegoen Lurraren eremu magnetikoaren norabidea gordeko dute. Elementu ferromagnetikodun mineral gehienek ez dute ikerketa paleomagnetikotarako interesik, beraien Curie tenperatura 0 °C azpitik baitago; Curie tenperatura

400-600 °C bitartean duen mineral garrantzitsuen, zalantzarik gabe, magnetita —Fe₃O₄— da.



1.31. irudia. A: Curie tenperaturatik gora pikor mineralen magnetismoak ez du orientazio berezirik erakusten. B: Curie tenperaturaren azpitik gutxi gorabehera 100 °C jaitsiz gero, pikorren magnetismoa Lurraren eremu magnetikoaren norabidearen arabera orientatzen da. Tenperatura horren azpitik lerrokatadura mantendu egiten denez, arrokek mineralen kristalizazio-garaian zegoen Lurraren eremu magnetikoaren norabidea gordetzen dute deboran zehar.

Arroka igneoen gain arroka sedimentarioak ere erabilgarriak dira paleomagnetismoa neurtzeko. Higaduraren ondorioz arroka igneoetatik eta metamorfikoetatik erauzitako mineral magnetikoek propietate magnetikoak ematen dizkiete sedimentuei.

Mineral burdinatsuak airepean oxidatu egiten dira kimikoki ez-egonkorak direlako, eratutako oxidoetako batzuek (bereziki hematiteak —Fe₂O₃—) propietate magnetikoak izanik. Oxido horiek urarekin nahastean burdina hidroxidoak sortzen dira, eta burdina hidroxido gehientsuenak ez-magnetikoak izan arren, badaude propietate magnetikoak gordetzeko ahalmena duten beste hainbat ere, goethita esate baterako. Burdina hidroxidoak, gainezarritako metakinen pisuaren ondoriozko trinkotzeak eta ur-galerak eraginik, berriz ere hematitetara berraldatzen dira. Trinkotzeak dirauen bitartean partikula magnetikoen orientazioak ez du aldaketarik pairatzen, horien tamaina oso txikia delako eta esfortzu handienak partikula larriagoak jasaten dituztelako.

Metaketa-garaian sedimentuen ur-edukia % 50ekoa bada, mineral magnetikoen eremu geomagnetikoaren orientazioa ordu gutxi batzuetan gertatzen da; ur-edukia txikiagoa bada, aldiz, orientazio-prozesuak zenbait urte iraun dezake. Beraz, mineral magnetikoen orientazioa metaketarekin batera edota zertxobait beranduago gertatzen denez, arroka sedimentarioetan gordetako jatorrizko magnetismoari *hondar-magnetismo deposizional* deritzo.

Arroka sedimentarioen artean pikor fineko arroka detritikoak dira paleomagnetismoaren neurketarako baldintza egokienak eskaintzen dituztenak, energia gutxiko inguruetan metatzen direlako; pikor larrikoak, ordea, grabitate eta hidraulikaren mendekotasuna erakusten dute.

Lurrazaleko arroken magnetismoa ikerketetarako erabili nahi izanez gero, egin behar den lehendabiziko urratsa, arroka jatorrizko kokapen horizontala bilatzea da. Horretarako, deformazioak eta lurraldeetako kulunkamenduek eragindako mugimenduak ezabatu behar dira eta arroka bere jatorrizko kokapen horizontalera eraman. Arroken jatorrizko kokapena ezagutu ondoren hartutako lagin orientatuak laborategian demagnetizatu behar dira, historia geologikoan zehar hartu dituzten magnetizazio sekundarioak ekiditeko. Demagnetizazioa termikoa edo eremu magnetikoaren txandakatzearen bidezkoa izan daiteke. Arroka demagnetizatu ondoren gelditzen den magnetismo bakarra hondar-magnetismoa da, eta horren neurketatik arroken eraketa-garaiko kokapena zehazteko datu bi lortu ahal dira. Alde batetik, magnetismoaren norabideak gaur egun Ipar-poloarekiko duen angelua (paleo-deklinazioa) eta polaritatea normala ala alderantzikatua den jakin daiteke. Paleo-deklinazioaren bidez eratu zirenetik arrokek ardatz bertikal batekiko jasan duten biraketa-mugimendua zehatz daiteke. Beste alde batetik, posible da, magnetismoak horizontalarekiko duen okerduraren bidez, arroka eratu zeneko latitudea finkatzea (paleo-okerdura). 1.28. irudian ikus daitekeenez, ekuatore magnetikoan eremu geomagnetikoa lurrazalarekiko horizontala da; polo magnetikoan, aldiz, bertikala, eta bi lurraldeen artean progresiboki aldatzen diren angeluak daude. Latitudearekin gertatzen den eremu magnetikoaren angelu-aldaketa ondorengo ekuazioak zehazten du

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} L$$

non I horizontalarekiko inklinazio-angelua eta L latitude magnetikoaren angelua diren.

Beraz, paleomagnetismoa erabiliz denboran zeharreko plaken errotazio-mugimenduak eta latitude-aldaketak zehatz daitezke. Hala ere, plaken mugimendua guztiz finkatzeko paleomagnetismoaren bidez lortu ezin diren longitude-aldaketak ere zehaztu behar dira. Datu horiek geologiaren beste zenbait esparrutatik ondorioztatu behar izaten dira.

1.4. BERO-FLUXUA

Beroa materialen atomo eta molekulen barne-energiaren neurria da. Beroak atomo eta molekulen errotazio- eta translazio-mugimenduen energia zinetikoa zein indar interatomikoekin erlazionatutako energia potentziala barneratzen ditu. Temperatura beroa neurtzeko eskala numeriko arbitrarioa da, eta materialen molekulen energia zinetiko translazioanalaren batez bestekoarekiko proportzionala da. Energiak temperatura altuko eremuetatik temperatura txikiko eremuetara garraiatua izateko joera du, hots, batez besteko energia zinetiko translazionala handia den eremuetatik txikiagoa den eremuetara. Energiaren garraio horri bero-fluxua deritzo.

Lurraren barnean sortu eta azaletik ihes egiten duen beroari bero-fluxua deritzogu ere. Planetaren azalera heldutako bero-proportzioa, beste zenbait ekintzaren artean, plakak sortu eta mugiarazteko, mendikateak eratzeko eta lurrikarak eragiteko gai bada ere, puntu konkretuetan galdutako beroa oso txikia da, eta tresna berezien bidez baino ezin da neurtu. Batez beste, lurrazalaren puntu batetik ihes egiten duen energiak 1/10.000 proportzioa du Eguzkiaren erradiazioaren ondorioz puntu horretara heltzen denarekiko. Argi dago Eguzkitik etorritako beroak prozesu geologikoetan eragina duela, azken finean, klima menderatzen duelako. Erosio-eragile indartsuenek, alegia, euriak, haizeak, temperatura-aldaketek edo izotzak energi-iturri horretan dute jatorria. Oro har, Lurraren barne-energiak erliebea sortzeko eta Eguzkitiko energiak erliebea deusezteko ahalmena dutela esan daiteke.

XIX. mendean, koba eta mehategi sakonetan lortutako datuez baliatuz, Lurraren tenperatura sakonerarekin handitu egiten dela jakin zen. Beroa tenperatura altuko eremuetatik eremu hotzagoetara garraiatua denez, argi dago Lurraren barne-eremuetatik beroa galtzen dela. Gertakizun horrek Lurraren barne-eremuetako prozesu eta konposizioa era egokian ezagutu eta ulertzeko erantzun beharreko galdera ugari sortzen ditu. Nola garraiatzen da beroa? Nondik dator beroa? Nola sortzen da? Lurra, hozten edo berotzen ari da? Zein da Lurraren barneko egitura termikoa? Zein izan da planetaren bilakaera termikoa? Galdera hauen guztien erantzuna ez da atal honetan eskainiko libururaren irakurketarekin argituz joango baitira, baina hala ere, bero-fluxuaren analisirako oinarritzkoak diren zenbait kontzeptu argituko dira ondoren.

1.4.1. Beroaren garraioa

Tenperatura altuko eremuetatik tenperatura txikiagoko eremuetara beroa hiru mekanismo nagusiren bidez garraia daiteke: kondukzioz, erradiazioz eta konbekzioz.

Kondukzio izeneko prozesuan molekulen kolisioaren bidez garraitzen da beroa materialetan zehar. Bibrazio-energia zinetiko handia duten molekulak (tenperatura handiagokoak) bibrazio-energia zinetiko txikiagoa dutenen aurka talka egitean, energia handiko molekuletatik energia-portzio bat transferitzen da energia txikiko molekuletara. Adibidez, koilara bat kafesnean sartzean kafesnetik kanpo dagoen koilara-zatia kondukzio-prozesuaren bidez berotzen da. Kondukzioz gertatzen den bero-garraioa definitzen duen oinarritzko ekuazioa Fourier-en legea da:

$$q_x = -k (dT/dx)$$

Formularen arabera, x norabidean gertatzen den bero-fluxua (q_x) norabide horretan distantzia-unitatean gertatzen den tenperatura-aldaketaren magnitudearekiko (dT/dx) proportzionala da. k proportzionalitate-konstantea konduktibitate termikoa da eta material bakoitzaren ezaugarri propioa da. Beraz, distantzia ezagunera dauden (x_2-x_1) bi puntuen arteko tenperatura-ezberdintasuna neurtuz (T_2-T_1) eta, beste alde batetik, materialaren konduktibitate termikoa (k) ezagutuz, bero-fluxua zehatz daiteke:

$$q_x = -k (T_2-T_1) / (x_2-x_1)$$

Minus ikurrak esan nahi du, x_2 -ko tenperatura x_1 -koa baino txikiagoa bada ($T_2 < T_1$), beroa x_1 -tik x_2 -ra x -norabide positiboan garraiatzen dela.

Beroa **erradiazioz** ere garraia daiteke. Materialaren barnean nonbait barne-energia erradiazio elektromagnetiko bihurtzen denean, erradiazio hori materialaren beste eremu batean xurga daiteke berritua barne-energia bihurtuz. Erradiazioari erradiazio infragorria deritzo eta argiaren parekoa da, baina ikus daitekeen argia baino uhin-luzera handiagoa du eta espektro elektromagnetikoaren barnean gertatzen da. Nahiz eta uhin-luzera horrekiko gure begiak sentikorrak ez izan, erradiazioz garraiatzen den beroa, adibidez Eguzkiak edo suak igorritakoa, azalaren bidez suma dezakegu. Zenbat eta gorputzaren tenperatura altuagoa izan, erradiazio bihurtzen barne-energiaren kopurua ere handiagoa izango da. Beraz, tenperatura txikiagoko eremuek tenperatura altuagoko eremuetatik, tenperatura altuagoko eremuek tenperatura txikiagoko eremuetatik baino erradiazio gehiago xurga

dezaketenez, erradiazio-beroaren garraio netoa temperatura altuagoko materialetatik tenperatura txikia-gokoetara izan ohi da. Lur planetan beroa erradiazioz garraiatu ahal izateko materialek infragorriaren uhin-luzerarako gardentasun-gradu bat erakutsi beharko lukete. Nahiz eta gardentasuna tenperaturarekin handitu, bero-transferentzia mota honek Lurraren barnean eskala txikian baino ez du garrantzirik, eta honen eragina Fourier-en ekuazioaren konduktibitate termikoaren (k) definizioan barneratzen da.

Konbekzio-prozesuetan, beroa materialaren mugimenduaren bidez garraiatzen da eta kondukzioa baino askoz eraginkorragoa da. Mugimendua temperatura-ezberdintasunei lotutako dentsitate-ezberdintasunen ondorioa da. Temperatura altuetan arrokek dentsitate txikiagoa dute espantsio termikoaren eraginez. Lurrarena bezalako grabitate-eremuetan dentsitate txikiagoko materialek gorantz joateko joera dute, era horretan sakonetik azalerantz beroa garraiatuz. Azalean materiala hoztu egiten da, batez ere kondukzioz, eta dentsitatea irabazten duenez berriro hondoratzeko joera izango du zikloa errepikatuz. Bero-garraiorako mekanismo hau oso eraginkorra izan daiteke, eta Lurreko jarduera tektoniko guztiak, hots, plaka-tektonika, orogenesiak, sumendien sorrerak zein lurrikarak konbekzioaren menpe daude.

Konbekzioarekin harremanetan dagoen bero-fluxua neurtu ahal izateko fluidoaren fluxuak deskribatzen dituzten ekuazioak behar dira. Ugariak dira mantu solidoaren fluxua gobernatzen duten baldintzak eta horiek oraindik osotasunean ulertzen ez direnez, ezinezkoa da konbekzioak garraiatutako bero-fluxuaren neurketa zehatzik egitea. Hala ere, Lurraren azalean neurtutako bero-fluxua mantuko edozein konbekzio-ereduk bete behar duen baldintza da.

1.4.2. Bero-fluxuaren neurketak

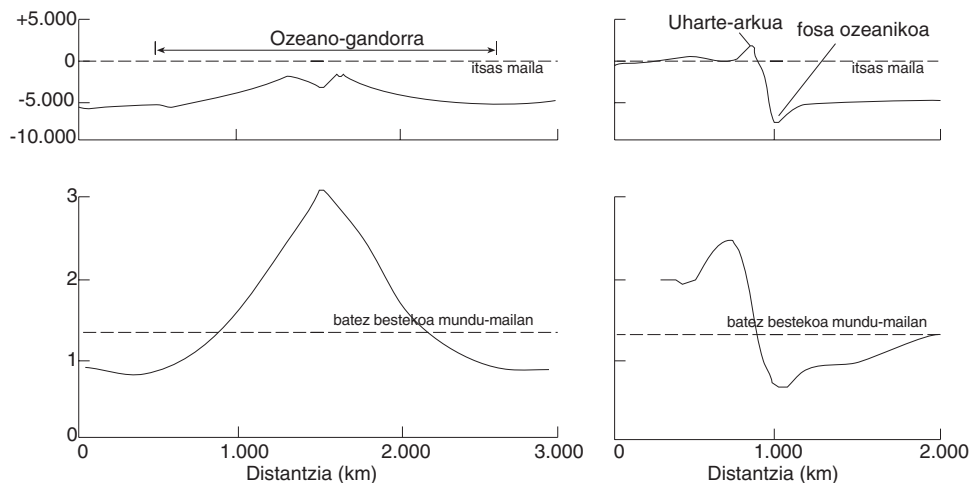
Lurraren azalean bero-fluxua neurtzen denean Lurrak galtzen duen beroa neurtzen da, eta lurrazalean beroa, batez ere kondukzioz garraiatua denez, kondukzioarekin elkartutako bero-galera neurtzen da. Aurreko atalean definitutako Fourier-en legeari jarraituz, bero-fluxua zehazteko distantzia ezagunera dauden bi punturen arteko temperatura-ezberdintasuna eta bien artean kokatutako arroaren konduktibitate termikoa neurtu behar dira. Neurketak, azaleko baldintzek eragindako perturbazioak ekiditeko, zundaketa-zulo sakonetan eta itsas hondoko sedimentuen barnean egiten dira.

Lurrazal kontinentalean bero-fluxua neurtu nahi izanez gero, derrigorrezkoa da azaleko temperatura-aldaketak ekiditea. Aldaketa klimatiko bortitzenei (glaziazioei, adibidez) atxikitako tenperaturaren gorabeherak 300 m-ko sakoneraraino hedatu daitezke. Beraz, Lurrazaleko bero-fluxua ikertzeko 300 m-ko sakonera gainditzen duten zuloak behar dira, gorabehera horien eraginik pairatu ez duten tenperaturak neurtzeko. Aldiz, lurrazal ozeanikoan tenperaturak, gutxienez azkeneko milioi urteetan, askoz ere egonkorragoak izan dira poloetako izotzaren eraginez ozeanoetako ur geldo sakonek temperatura erlatiboki konstantea mantendu dutelako. Ozeanoetako temperatura-gradientea neurtzeko temperatura neurgailua daraman sonda itsas hondoko sedimentuetan gutxienez hiru metro barneratu behar izaten da datu egokiak lortu ahal izateko.

Lurrazaleko temperatura-gradiente arruntak $20\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ eta $30\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ bitartekoak direnez eta material ezberdinen konduktibitate termikoak $2\text{--}3\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ingurukoak,

lurrazaleko bero-fluxu normalak 40 eta 90 mW/m² edo 1 eta 2 hfu (bero-fluxu unitate 1 = 41,84 mW/m²) artekoak dira.

Lurrazaleko eremu geodinamiko ezberdinetan neurtzen diren bero-fluxuak aldakorrak direnez, argi dago, Lurraren barnean beroa garraiatzeko kondukzioa ez den beste mekanismoren bat egon behar dela, bestela galdutako bero-fluxua konstantea litzateke azaleko puntu guztietan. 1.32. irudian ikusten denez, ingurune geologiko konkretuetan normalak baino handiagoak edo txikiagoak diren bero-fluxuaren portzentajeak neurtzen dira. Beraz, mantuaren barnean batez bestekoak baino tenperatura altuago eta baxuagoak daudela ondoriozta daiteke. Bero-fluxu altuko eremuak sumendien agerpenarekin erlazionatuta daude, azken batean, sumendiak lurrazalaren azpiko tenperatura altuen lurrazalaren gaineko espresioa baino ez dira.



1.32. irudia. Ozeano-gandorretako eta fosa ozeaniko/uharte-arku eremuetako topografia eta bero-fluxuaren aldaketa tipikoak.

1.4.3. Bero-iturriak

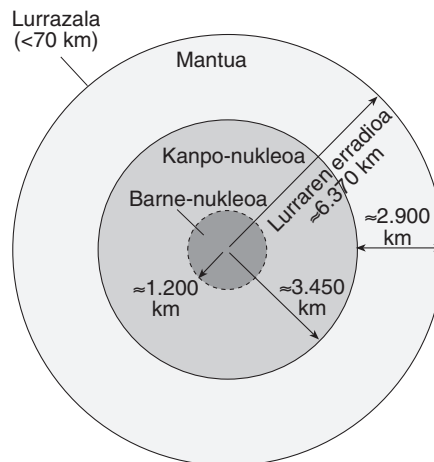
Lurraren berotasun-iturri bat bero primordiala deritzona da, hots, Lurra eratu zenetik gordetzen duen beroa. Garrantzi handiagoa duen beste bero-iturri bat Lurraren elementu erradiaktiboen desintegrazioak eragiten duena da. Planeta-mailan desintegrazioz bero gehien sortzen duten elementuak uranioa, thorioa eta potasioa dira. Arroken fusio partziallean zehar elementu horiek fase galdutan frakzionatuak izateko joera dute, eta lurrazal gehiena fusio partzialaren bidez sortu denez (lurrazal kontinentalean fundido granitikoak eta lurrazal ozeanikoan fundido basaltikoak dira nagusi), elementu erradiaktiboen portzentajea lurrazalean mantuan baino askoz handiagoa da. Elementu erradiaktiboen pilaketa-portzentajea arroka granitikoetan arroka basaltikoetan baino, gutxi gorabehera, magnitude-ordena bat handiagoa da. Berriz, arroka basaltikoen portzentajea frakzionatu gabeko mantuko arroketan baino 4 aldiz handiagoa da.

Lurrean beroa sor dezakeen beste iturri bat nukleo likidoaren kristalizazioan aurkitzen da. Prozesu horretan zehar askatutako beroak kanpo-nukleoaren konbekzioa gidatzen du

eta nukleotik mantura kondukzioz garraiatutako bero-kopurua baldintzatzen du. Askoz ere eskala txikiagoan, deformazioan zehar gertatzen den lan mekanikoaren disipazioak ere beroa sor dezake. Nahiz eta deformazioen bidez sortutako beroak, oro har, bero-fluxu orokorrean duen eragina arbuiagarria izan, toki konkretuetan nabarmena da.

2. Lurraren egitura eta konposizioa

Jules Verne-ren liburuetan eta Hollywoodeko zenbait filmetan erakusten denaren kontra, Lurra ez dago barrutik hustuta, ez eta ohian eta dinosauroz beteta. Lurraren barnean egin daitekeen zatiketarik orokorrean hiru geruza zentroko bereizten dira: lurrazala, mantua eta nukleoa (2.1. irudia). Lurrazala Lurraren kanpoko aldeko geruza erlatiboki mehea da, nagusiki silizez eta oxigenoz eratuta dauden arrokaz osatuta dagoena. Azpitik mantua dago, arroka dentsoagoekin eratutako geruza lodia. Mantuko arroketa silizea eta oxigenoa dira nagusi ere, baina elementu astunak gero eta arruntagoak dira, hala nola burdina eta magnesioa. Lurreko eremu sakonena nukleoa da, batez ere burdina eta nikelarekin eratutako eremu dentsoena. Garrantzitsua da azpimarratzea Lurreko hiru geruza nagusi hauen arteko konposizio-ezberdintasunak nabarmenak direla. Hala ere, egitura hau sinplegia da, eta Lurra sakonago aztertuta, Lurraren dinamika ulertzeko garrantzi izugarria duten beste zenbait geruza definitu dira.



2.1. irudia. Lurraren eredu geruzatuaren irudi tradizionala, geruza bakoitzaren gutxi gora-beherako lodierarekin. Geruzen arteko mugak etenune sismikoak dira.

Gaia hiru ataletan banatuta dago nahiz eta hiruren arteko harremanak oso estuak izan. Lehendabizikoan Lurraren barneko zatiketa-eredu hedatuena deskribatzen da, uhin sismikoek sakonerarekin jasaten dituzten abiadura-aldaketetan oinarrituta. Abiadura-aldaketak gertatzen dira zeharkatutako arroken ezaugarri fisikoak aldatzen direlako (dentsitatea

XIX. mendearen bukaeran, lurrikara bortitzetan sortutako uhin sismikoek Lur osoa zeharkatzeko gaitasuna zutela ezagutu zenean, Lurraren barne-egitura finkatzeko ezinbestekoa izan den sismologiaren esparru zientifikoa jaio zen. Hasiera batean, lurrazala, mantua eta nukleoa baino ez ziren bereizi, baina datu sismikoak pilatu eta teknika findu ahala Lurraren barnerako proposatutako zatiketa gero eta zehatzagoa izan da (2.2. irudia). Uhin sismikoen bat-bateko abiadura-aldaketak eragiten dituzten dentsitate-aldaketen arrazoiak bi izan daitezke. Alde batetik, Lurraren barneko konposizio-aldaketak, eta bestetik, izaera kimiko bera mantenduz, mineraletan gerta daitezkeen egitura- edo fase-aldaketak.

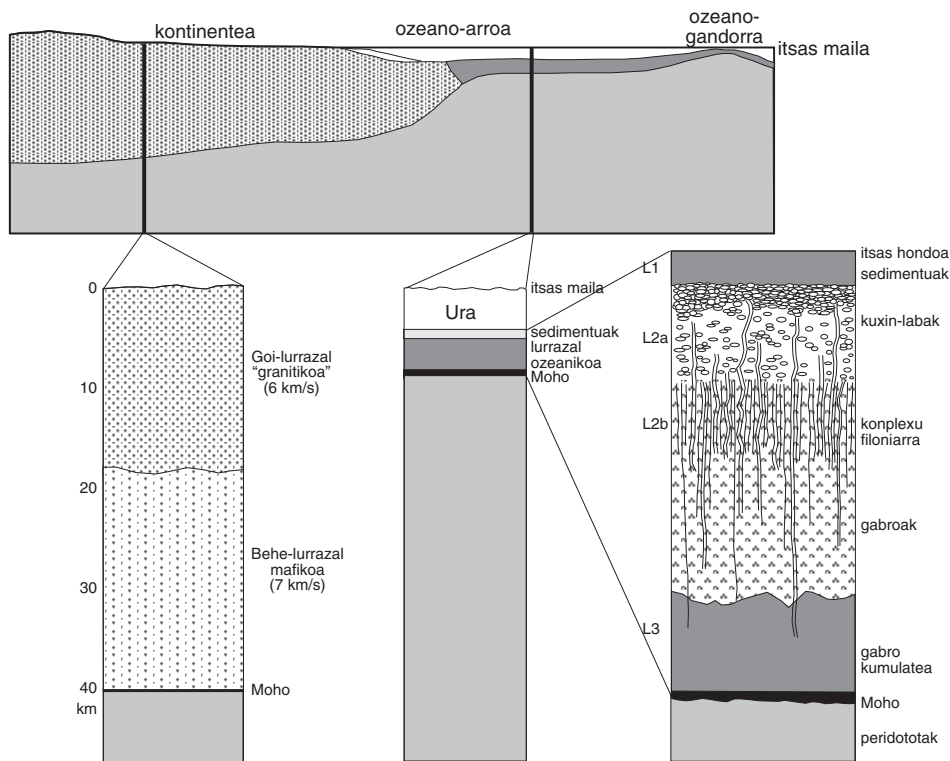
2.1.1. Lurrazala

Lurreko geruzen artean, zuzenean iker daitekeen bakarra da, azaleko arroken eta zundaketetan bildutako sakoneko arroken azterketaren bitartez. Baina oraindik lurrazal ozeanikoa eta kontinentalak osorik zeharkatzen duen zundaketarik ezin izan denez egin, sakoneko egitura eta konposizioari buruz ezagutzen dena ikerketa geofisikoak erabiliz lortu da. Informazio gehiena ikerketa sismologikoetatik lortu da. Azaleko 50 km-ko lurrikaretan sortutako P uhinak eta S uhinak epizentrotik 1.100 km-ra kokatutako sismografoetara izpi zuzenak bezala heltzen dira, hau da, lurrazalean zehar soilik transmititutako izpi gisa. Lurrikara zehazki noiz eta non gertatu den finka daitekeenez, lurrazalean zehar izpiek izandako abiadura neur daiteke. Abiadura horiek laborategiko esperimenduetan lurrazaleko arroka-mota ezberdinetarako lortutako abiadurekin erkatuz, uhinek zeharkatutako arroken izaera eta konposizioari buruzko hipotesiak era daitezke. Horrela, lurrazal kontinentalean zehar P uhin sismikoen batez besteko abiadura 6 km/s ingurukoa dela neurtu da. Lurrazal ozeanikoa kontinentalak baino zurrunagoa eta dentsoagoa denez, uhin sismikoen abiadura handiagoa da. Ikerketa sismologikoen arabera, P uhinaren abiadura lurrazal ozeanikoan 7 km/s ingurukoa da. Uhin sismikoak erabiliz lurrazal ozeanikoaren eta kontinentalaren egiturari eta konposizioari buruzko ondorio gehiago lor daitezke.

1910. urtean Andrija Mohorovičić sismologo kroaziarrak uhin sismikoen bidaia-denbora ezberdinak erabiliz, lurrazalaren azpiko etenune sismikoa definitu zuen. Etenguneak uhin sismikoen abiadura-aldaketa bortitza eragiten du, konposizio-aldaketa nabarmen bati egotzi zaiona. Lurrazalaren eta dentsitate handiagoko mantuaren arteko mugari Mohorovičić-en etenunea edo arruntago Moho etenunea deritza, aurkitzailearen omenez. Konposizio-aldaketa horri esker sismologiaren bitartez oso erraz zehazten da lurrazaleko edozein tokitan Mohoaren sakonera, azken finean, lurrazalaren lodiera. Lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren lodierak oso ezberdinak dira eta uhin sismikoen abiadurak batean edo bestean ezberdinak dira ere.

Lurrazal kontinentalak. Lurrazal kontinentalaren lodiera oso aldakorra da, eremu meheenak 15-20 km eta lodienak 70 km ingurukoak dira. Uhin sismikoen abiadura-aldaketa txikien bitartez, lurrazal kontinentalaren goiko eta azpiko eremuen artean konposizio-ezberdintasunak daudela ondorioztatzen da (2.3. irudia). Oro har, P uhinaren abiadura lurrazal kontinentalaren goiko aldean 6 km/s ingurukoa da eta abiadura horiek batez besteko konposizio granitikoak ($2,7 \text{ g/cm}^3$) duen geruza batekin lotu dira. Aldiz, P uhinek 7 km/s-ko abiadura lortzen dute lurrazal kontinentalaren eremu sakonenak ($3,0 \text{ g/cm}^3$) zeharkatzen dituztenean, alde batetik, presioa handiagoa delako eta, bestetik, bertako arroken batez besteko konposizioa basaltikoa delako. Goi- eta behe-lurrazalaren arteko konposizio-ezberdintasunak Kanbriarraurrean zehar gertatutako lurrazal kontinentalaren diferentziazioari

egotzi behar zaizkio. Historia geologikoan zehar behe-lurrazalaren fusio partzialez eratutako konposizio silizeo edo ertaineko magmak goi-lurrazalean lekutu dira, bertako batez besteko konposizioa gero eta azidoagoa bihurtuz. Era berean, behe-lurrazalean fusiorik jasaten ez duten mineralek gero eta arroka basikoagoak eratzen dituzte. Nahiz eta lurrazal kontinentalaren zatiketa orokor hau ontzat hartu, kontuan hartu beharrekoa da lurrazal kontinentalaren zeharo heterogeneoa dela eta albo-aldaketa handiak gertatzen direla litologia zein egitura aldetik.



2.3. irudia. Manturainoko lurrazal ozeanikoaren eta kontinentalaren zutabe eskematikoak.
(Dowitt eta Stern, 1978; Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Lurrazal ozeanikoa. Lurrazal kontinentalaren eraketan eragina duten prozesu geologikoak ugari dira, aldiz, lurrazal ozeanikoa beti toki berean (ozeano-gandorretan), eta prozesu berdinen bitartez (itsas hondoren zabalkuntza) eratzen da plaken arteko muga dibergenteetan. Ondorioz, lurrazal ozeanikoak konposizio ezberdineko zenbait geruzak osatutako egitura bera erakusten du beti. Abiadura sismiko ezberdinetan oinarritutako zatiketan bereizitako geruzak honela izendatzen dira: 1-geruza, 2a-geruza, 2b-geruza eta 3-geruza (2.3. irudia). Oro har, 1-geruza sedimentuz soilik osatutako maila mehe bati dagokio; 2a-geruza batez beste 2 km-ko lodiera duen *pillow* lapez eta basaltokoladez eratutako maila da; 2b-geruzan dike basaltikoak dira nagusi, 1-2 km-ko lodierako maila eratuz; eta 3-geruza gabro masiboz osatuta dago (3-4 km-ko lodiera). Beraz, lurrazal ozeanikoaren lodiera 6-10 km bitartekoa izan ohi da.

Lurrazalaren eta mantuaren arteko muga abiadura sismiko zeharo ezberdinak dituzten bi eremuen arteko etenune sismiko gisa definitu da, Moho etenunea. Mohoaren gainetik P uhin sismikoen abiadurak 5-8 km/s bitartekoak dira eta azpitik beti 8 km/s-tik gorakoak (2.2. irudia). Lurrazal ozeanikoaren azpitik Moho etenunea oso garbia da eta bi litologia oso ezberdinen (gabroak lurrazal ozeanikoan eta peridotitik mantuaren) arteko bat-bateko ukipena adieraziko luke. Kontinenteen azpitik, aldiz, Moho etenunea zehaztea zailagoa da, P uhinen abiadura-aldaketa esparru zabalagoan gertatzen delako. Zenbait tokitan badirudi etenune sismiko nabarmenarekin bat datorrela, baina sarritan ez da hori ikusten. Lehendabiziko kasuan, lurrazaleko litologiak zuzenean mantuko peridotiten gainetik agertzen dira; bigarrenetan, aldiz, behe-lurrazaleko materialak mantuaren sortutako intrusio mafikoekin txandakatuta agertzen dira, Mohoaren benetako kokapena ezkutatzuz. Beraz, lurrazalaren eta mantuaren arteko muga, behintzat eremu kontinentalen azpitik, ez da normalean irudikatzen den bezain garbia. Kontinenteen azpiko Mohoa aipatzen denean etenune sismiko edo muga petrologiko gisa definitzen ote den zehaztea komeni da.

2.1.2. Mantua

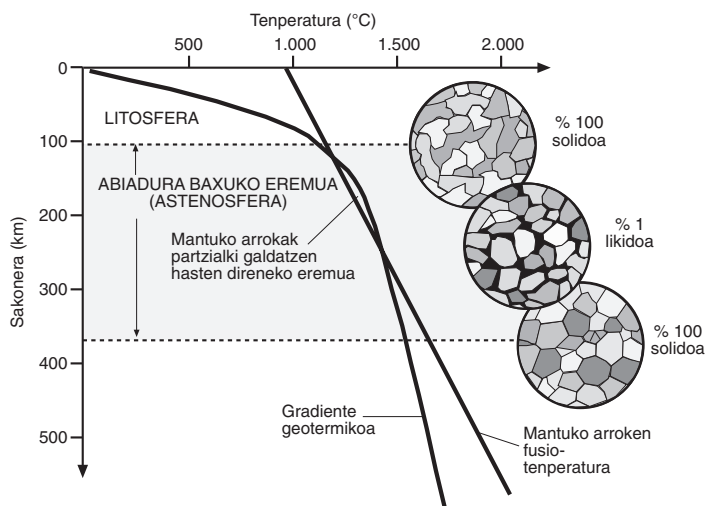
Lurrazalaren azpiko mantuak Lurreko zatirik handiena osatzen du, bolumenaren % 80 baino gehiago. Moho etenunetik 2.900 km inguruko sakonera bitartean hedatzen da. Sakonerarekin presioa handitu egiten denez, mantuko arroken dentsitatea ere handitu egiten da, Mohoaren azpiko 3,3 g/cm³-tik nukleoaren eta mantuaren arteko mugaren gaineko 5,5 g/cm³-raino. Mantuko tenperatura altuen eraginez, bertako arrokek esfortzuen aurrean portaera moldakorra erakusten dute, eta konbekzio-korronteak sortuz mugitzeko gaitasuna dute. Denbora geologikoan fluidoek jokabidea dutela esan ohi da. Epe laburrean, aldiz, uhinek mantua zeharkatzeko erabiltzen duten denboran adibidez, mantuko arrokek solido elastiko gisa jokatzen dute. Portaera horri esker P uhinek eta S uhinek eragozpenik gabe zeharka dezakete mantua. Beraz, mantuak solidoen eta gorputz ez horren solidoen ezaugarriak gordetzen ditu.

Mantuaren zeharreko uhin sismikoen abiadurak aztertuta, deigarriak dira bat-bateko zenbait aldaketa (2.2. irudia). Tarte batean, gutxi gorabehera 100 eta 350 km-ko sakonera bitartean, uhin sismikoen abiadura murriztu egiten da. Ondoren abiadura etengabe handitzen da sakonerarekin baina bat-bateko abiadura-gehikuntzak sumatzen dira, batez beste 410 eta 670 km-ra. Bat-bateko abiadura-gehikuntza horiek dira mantuaren barneko zatiketa egiteko erabili direnak, goi-mantua, trantsizio-eremua eta behe-mantua definituz.

Goi-mantua. Mantuaren barneratzean P uhinen abiadura bizkortu eta 8,0-8,1 km/s-ko abiadura lortzen da. Ondoren, sakonerarekin mantuko arroken dentsitatea gero eta handiagoa denez, P uhinen abiadura ere, oro har, handitu egiten da. 100 km-ko sakoneran adibidez P uhinen abiadura 8,3 km/s-koa da. Baina sakonera horretan joera alderantzikatu egiten da, eta goi-mantuaren barnean sumatzen den abiadura-murrizketa bakarra gertatzen da, 8,3 km/s-tik 8,0 km/s-ra. P uhinen abiadura motela mantendu egiten da 350 km-ko sakonerara heldu arte. Batez beste 250 km-ko lodiera duen geruza horri **abiadura baxuko eremua** deritzen (2.2. irudia). Abiadura baxuko eremua lurralde ozeanikoaren azpitik oso ondo dago definituta; eremu kontinentaletan bereiztea, aldiz, ez da lan erraza izaten. S uhinen abiadura ere murriztu egiten da abiadura baxuko eremua zeharkatzean.

Abiadura baxuko eremuan tenperaturaren eragina presioarena baino nabarmenagoa da. Ondorioz, bertako tenperatura-baldintzak arroken fusioa sortzeko behar direnak baino

zerbait altuagoak direnez fusio partziala aktibatu egiten da. Arrokek jasandako fusio-portzentajea oso txikia dela kalkulatu da ($< \% 1$), baina arrokek uhin sismikoekiko zein esfortzuekiko duten portaera guztiz aldatzeko bestekoa. Aldiz, abiadura baxuko eremuaren gainetik zein azpitik presioaren eragina tenperaturarena baino nabarmenagoa da eta arrokek egoera solidoan mantentzen dira (2.4. irudia).



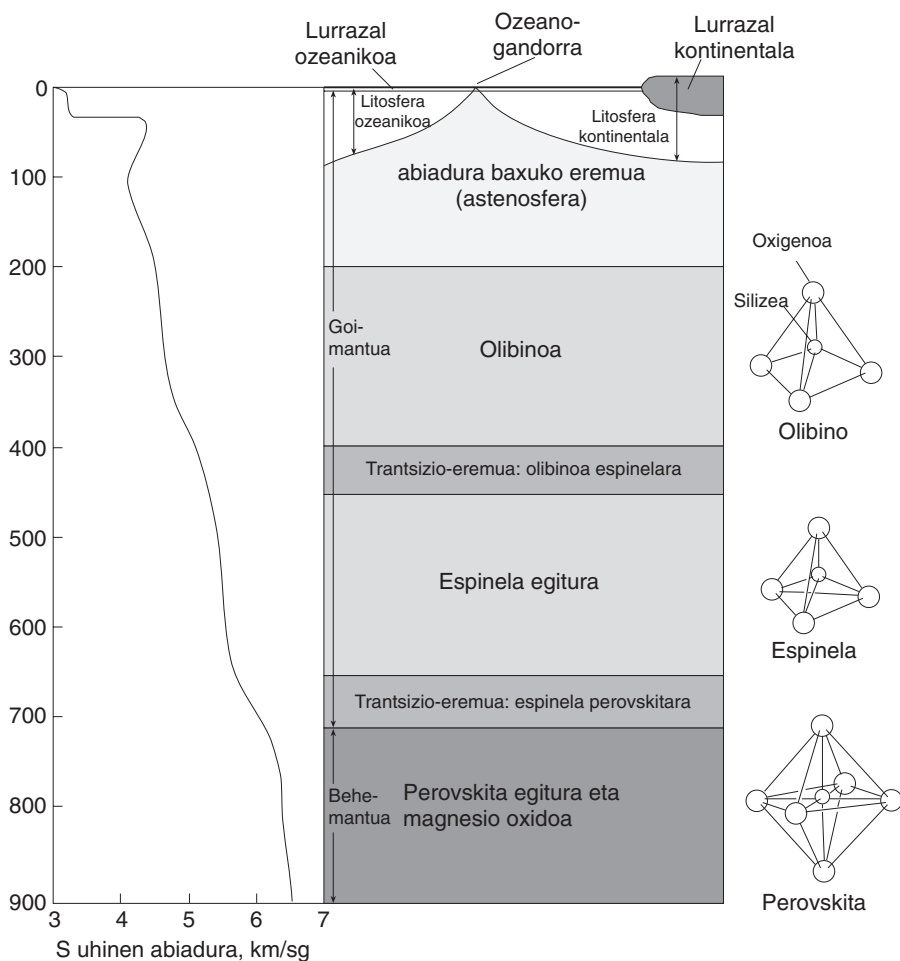
2.4. irudia. Abiadura baxuko eremuak (astenosferak) portaera moldakorra erakusten du peridotitek fusio partziala jasaten dutelako, nahiz eta oso gradu txikian izan. 250 km-ko lodiera duen eremu honen gainetik eta azpitik arrokek guztiz solidoak dira. (Chernicoff, 1999).

Trantsizio-eremua. Abiadura baxuko eremuaren azpitik uhin sismikoen abiadurak progresiboki bizkortzen dira, arroken dentsitatea handitu ahala. Sakonera hauetako arrokek azaleratzen ez direnez, beraiei buruz dakiguna uhin sismikoetan, mantuko mineralen ikerketa esperimentaletan eta bero-fluxuaren aldatetetan oinarritzen da. Uhin sismikoen abiadurak aztertuz, berehala suma daiteke trantsizio-eremuaren gaineko (410 km) eta azpiko (670 km) mugak, batez ere, P uhinen bat-bateko abiadura-hazkunderari lotuta daudela (2.2. irudia). Beste alde batetik, laborategian burututako ikerketa esperimentalek erakutsi dute bat-bateko abiadura-aldaketa hauek mantuko mineral nagusiaren fase-aldaketen ondorioa direla.

Mantuko mineral arruntena olibinoa da $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$. 410 km-ko etenunetik gora olibinoak egitura kristalino arrunta du, baina sakonera honetako presio- eta tenperatura-baldintzetan egitura hori ezegonkortu eta espinelaren egitura lortzen du inolako aldaketa kimikorik jasan gabe (2.5. irudia). Egitura kristalino berrian olibinoaren oxigeno atomoek lotura tetraedrikoa erakusten dute, olibinoaren aurreko egituraren antzera, baina egitura berriaren paketatzea trinkoagoa denez, arroaren dentsitatea handitu egiten da. 670 km-ko etenunea olibinoaren beste fase-aldaketa baten bidez azaltzen da. Kasu honetan, olibinoaren espinela egitura oraindik trinkoagoa den perovskitaren egiturara eraldatzen da. Fase-aldaketa horren eraginez silize atomo bakoitzaren inguruan kokatutako oxigeno atomoak 4 izan beharrean 6 dira eta, ondorioz, egitura tetraedrikoa oktaedriko bihurtzen da (2.5. irudia). Iraganean etenune hau mantuaren barne-konposizio ezberdineko bi eremu

bereizteko erabili izan zen, eta gaur egun bertan konposizio-aldaketarik agertzen ez dela jakinik ere, goi-mantuaren eta behe-mantuaren arteko mugatzat hartzen da.

Behe-mantua. Behe-mantua, Lurrarren azalaren azpitik, 700 eta 2.900 km artean hedatzen da. Nahiz eta sakonera hauetako tenperaturak izugarriak izan, lurrazalak eta goi-mantuak bertan eragindako presioa nahikoa da behe-mantuko materialak egoera solidoan mantentzeko. Sakoneraren eraginez mineralak eta kristalen egiturak gero eta trinkoagoak direnez, behe-mantuko dentsitatea progresiboki handituz doa. Ondorioz, P uhinen abiadura 13,6 km/s-koa da mantuaren oinaldean. Sakonera hauetako presio- eta tenperatura-bal-dintzak laborategian simulatuta, ondorioztatu da behe-mantua magnesio silikato eta oxido astunekin eratuta egon daitekeela, perovskitaz (MgSiO_3) eta periklasaz (MgO) batez ere.



2.5. irudia. Lurraren azaleko 900 km-tan S uhinek duten abiaduraren grafikoa. Bertan lurrazalaren oinaldeko abiaduraren hazkundea, abiadura baxuko eremua eta 410 eta 670 km inguruko trantsizio-eremuak nabarmen daitezke. Trantsizio-eremuetan olibinoaren egitura presio txikiko egituratik espinela egiturara eta espinela egituratik perovskitara aldatzen da, eskuineko irudietan ikus daitekeen bezala. (McKenzie, 1983).

Nukleo-mantu muga. Mantuaren eta nukleoaren arteko muga 2.900 km inguruko sakoneran kokatzen da. Lurraren barneko etenune guztietatik muga honek eragiten ditu uhin sismikoen abiadura-aldaketa nabarmenenak, bertan Lurreko materialen arteko dentsitate- eta konposizio-aldaketa nabarmenena aurkitzen delako. Muga zeharkatzean P uhinen abiadura bat-batean 13,6 km/s-tik 8,1 km/s-ra jaisten da, eta S uhinak bertan desagertzen dira. P uhinen abiadura zurruntasun eskaseko materialetan moteldu egiten dela eta S uhinak likidoetan zehar transmititzen ez direla aspalditik ezaguna denez, nukleoaren kanpo-eremua likidoa dela ondoriozta daiteke. Nukleo-mantu muga honetan 5,5 g/cm³-ko dentsitatea duten arroka ultramafiko oso trinkotuen ondoren 10-13 g/cm³-ko dentsitatea duen burdina eta nikelzko nahasketa urtua aurkitzen dugu.

Aipatutakoa nukleoaren eta mantuaren arteko mugaren oso irudi sinplifikatua da. XX. mendearen erdialdetik ezagunak dira muga horren gaineko 200-300 km-ko zabaleraren eremu batean (D'' eremuan; ikus 1.1.9. atala) azaltzen diren abiadura sismiko anomaloak. Gaur egun, eta tomografia sismikoari esker, abiadura anomalo horiei buruz datu gehiago ezagutzen dira. Alde batetik, zenbait eremutan egon beharko lirakeenak baino P uhin sismikoen abiadura handiagoak neurtzen dira. Gaur egun, iradokitako eredurik hedatuenak dio abiadura horiek ezaugarri kimiko bereziei lotuta daudela. Baliteke ezaugarri kimiko berezi horiek subdukzio-eremuetan hondoratutako eta nukleo-mantu mugan pilatutako litosfera ozeanikoaren ezpalen ondorioa izatea. Litosferako pilaketa-eremu hauei "anti-kontinenteak" deritze. Beste alde batetik, egon beharko lirakeenak baino P uhin sismikoen askoz abiadura txikiagoak ere neurtzen dira, *abiadura ultra-txikiko eremuak* (*ultra-low velocity zones*, ULVZ). Abiadura ultra-txikiko eremuek nukleoaren eta mantuaren arteko mugaren azaleraren % 44 betetzen dute, eta litosfera ozeanikoen ezpalak aurkitzen ez diren eremuetan garatzen dira, bertan nukleotik mantura dagoen bero-fluxua handiagoa delako.

Abiadura ultra-txikiko eremuak mantu sakoneko materialen fusio partzialaren ondorio direla uste da. Fusio partzialaren eraginez, P uhinek eta S uhinek % 10 eta % 30 bitarteko abiadura-murritzeta jasaten dute eta horrek fusio partziala % 5 eta % 30 artekoa izan daitekeela iradokitzen du. Baliteke ere abiadura ultra-txikiko eremuen konposizioa eta mantuarena ezberdinak izatea eta ezberdintasunak nukleoko eta mantuko materialen artean egon daitezkeen erreakzio kimikoen ondorio izatea.

Beraz, argi dago nukleoaren eta mantuaren arteko muga ez dela etenune sismiko soila, eta orain arte uste izan dena baino askoz ere sekretu gehiago gordetzen dituela. Etorkizunean, tomografia sismikoaren teknikak hobetu ahala eta gero eta indar handiagoko ordenagailuak erabiliz, Lurreko muga ezezagun honek gordetzen dituen sekretuetako asko ezagutu ahal izango dira.

2.1.3. Nukleoa

Lurraren nukleoa Marte baino zerbait handiagoa da, 3.486 km-ko erradioa du. Nahiz eta Lurraren bolumenaren 1/6 baino ez izan, hain da dentsoa, ezen planetaren masaren 1/3 baino gehiago osatzen baitu. Nukleoko presioa presio atmosferikoa baino 3 milioi aldiz handiagoa da eta bertako tenperaturak 4.700 °C ingurukoak izan behar direla onartzen da. Nukleoa metal dentsoen nahasketaz, batez ere, burdinaz eta nikelaz, eratuta dagoela suposatzen da eta tartean beste zenbait elementu (gutxienez % 90 burdina) arin ere ager daitezke.

Uhin sismikoen abiadura-aldaketen bidez nukleoa bi eremutan banatzen da: 2.270 km-ko lodiera duen kanpo-nukleo likidoa eta 608 km-ko erradioa duen barne-nukleo solidoa (2.2. irudia). Nahiz eta seguru asko eremu biak burdina eta nikelezko nahasketaz eratuta egon, ezberdintasunaren arrazoia eremu bakoitzeko presio- eta tenperatura-baldintzetan aurkitu beharra dago. Kanpo-nukleoan tenperaturaren eragina nabarmenagoa denez, bertako materialen fusio-puntua gainditzen da eta burdina eta nikelezko nahasketa egoera likidoan aurkitzen da. Aldiz, barne-nukleoan presioak eragin handiagoa du eta materialak fusio-puntutik behera mantentzen direnez, egoera solidoan aurkitzen dira.

2.2. LURRAREN ERREOLOGIA

Lurraren barneko estreinako kilometroak bi geruzatan banatzen dira, baina ez konposizioaren edo abiadura sismikoen aldaketen ondorioz, arroken portaera mekanikoaren ondorioz baino. Hau da, arrokek esfortzuen aurrean erakusten duten portaerarengatik (erreologiaren definizioa), duten zurruntasun- edo elastikotasun-proporzioengatik. Lurraren lehendabiziko 100-150 kilometroek, lurrazalaren eta mantuaren azaleko zati bat barneratuz, arroka solidoz eta erlatiboki zurrunez eratutako *litosfera* osatzen dute. Litosferaren azpitik *astenosfera* dugu, egoera solidoan dauden arrokez eratuta ere, baina beroak ahuldutako arroka dira eta portaera plastikoagoa erakusten du. Lurrazaleko eskala handiko prozesu geologiko guztiak, hala nola mendikateen eraketa, bulkanismoa, jarduera sismikoa, edo arro ozeanikoen sorrera eta desagertzea, bi geruza hauen arteko ezberdintasunetan daude oinarrituta. Ondoren, litosferaren eta astenosferaren ezaugarriak zehatzago deskribatuko dira.

2.2.1. *Litosfera*

Lurraren gaineko isostasia fenomenoak (1.2.3. atala) eta lurrazalaren gainean kokatutako gainzamen aurrean (sumendi baten sorrera, pilaketa sedimentario handiak) Lurraren azalak duen jokabidea aztertu zenean, estreinakoz aipatu zen litosfera terminoa. Baina terminoaren benetako hedapena plaka-tektonikaren teoria sortu zenean etorri zen, plakak litosfera-zatiak direla iradoki zenean (plaka litosferikoak). Beraz, Lurraren barneko zatiketa egiteko erreologia erabiliz gero, litosferak azaleko geruza osatuko luke.

Litosfera azpiko astenosferatik bereizten da denbora-eskala geologikoan makurdurarekiko zurruntasuna erakusten duelako. Makurdurarekiko zurruntasuna da gorputz batek ez okertzeko jartzen duen erresistentziaren neurria eta gorputzaren izaera elastikoaren ondorioa da. Adibidez, altzairuzko habe batek makurdurarekiko zurruntasun erlatiboki handia du, eta gomazko geruza lodi batek makurdurarekiko zurruntasun erlatiboki txikia. Guztiz ez-elastikoak diren materialek, eztiak edo labek, esaterako, ez dute makurdurarekiko zurruntasunik.

Litosfera ezin da gorputz guztiz elastikotzat hartu denbora-epe luzeetan fluidoaren gisa jokatzeko gaitasuna duelako. Beraz, litosferak gainzama baten aurrean duen erantzuna denboraren arabera da. Denbora-epe batean litosferak gainzama jasan dezake aldaketarik pairatu gabe, baina ondoren progresiboki hondoratuko da plakaren beheko aldearen fluxurarengatik. Beraz, litosferaren portaera erreologikoa zehazki definitzeko gorputz likatsu-elastikoa dela esan beharra dago. Hala ere, litosferak ez du portaera bera eremu geodinamiko guztietan. Kratoi lodi eta hotzetan, mendikate gazteetan edo eremu

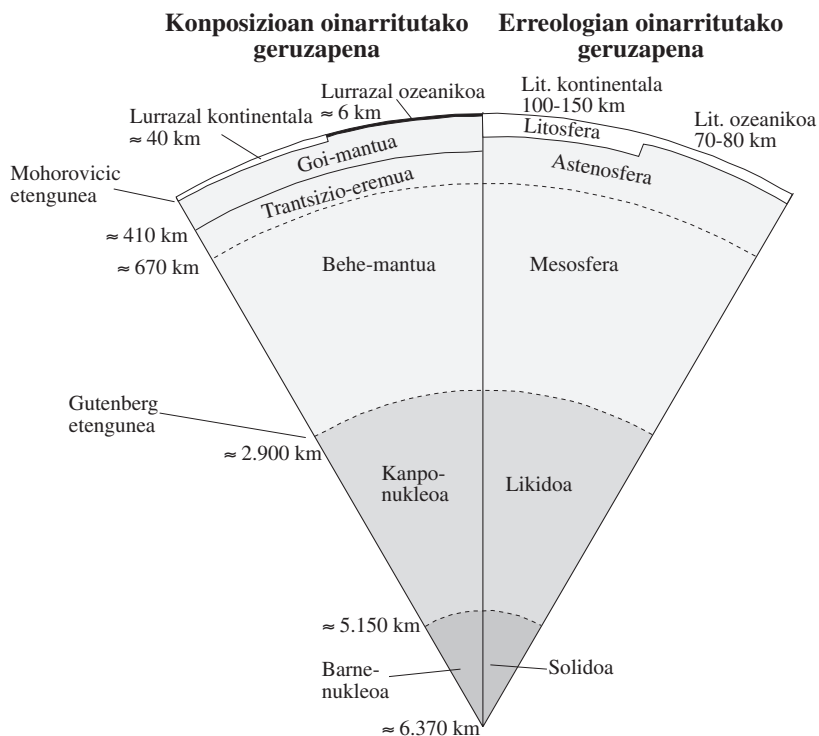
ozeanikoetan litosferaren ezaugarriak ezberdinak direnez, esfortzuen aurrean erakusten duen portaera ere ezberdina izango da.

Litosferak lurrazal eta mantuaren zati bat barneratzen du. Normalean, lanak errazteko asmoz litosferaren oina 1.280 °C-ko isoterma kokatzen da, nahiz eta tenperatura horri buruzko eztabaida oraindik oso sutsua izan. Tenperatura horretan gutxi gorabehera goi-mantuko peridotiten silikato ugariena, olibinoa, ahuldu egiten da, esfortzuen aurrean oso erraz deformatuz. Isotermaren sakonera mantuko egitura termikoaren arabera aldatzen denez, litosferaren oina ez da beti sakonera berean aurkitzen. Gainera, toki konkritu bateko litosferaren sakonera denboran zehar alda daiteke, lurraldea berotu edo hoztu ahala. Adibidez, ozeano-gandorren gailurren azpitik litosferak zenbait kilometrotako lodiera baino ez du, 1.280 °C-ko isoterma azaletik oso gertu aurkitzen delako. Aldiz, lautada abisalen azpitik litosferak 100 km-ko lodiera izan ohi du, eta kratoien azpitik 150 km-koa. Beraz, litosferaren eta astenosferaren arteko muga denboran eta espazioan aldakorra den muga termiko gisa ikus daiteke. Muga horren azpitik eta gainetik materialek beroa garraiatzeko erabiltzen duten sistema ere guztiz ezberdina da. Litosferan beroa konduktzioz garraiatzen da eta azpiko mantuan konbekzioz.

2.2.2. *Astenosfera*

Astenosfera osatzen duten materialek makurdurarekiko zurruntasunik gabeko fluido likatsuen gisa jokatzten dute denbora-escala geologikoan. Baina, aurreko gaian aipatu den bezala, denbora-tarte oso laburretan portaera elastikoa erakusten dute uhin sismikoak transmititzeko gai direlako. Astenosferako materialen fluxua edo konbekzioa gertatzen da bertan makurdurarekiko zurruntasunik ez dagoelako eta tenperatura- edota konposizio-ezberdintasunek eragindako dentsitate-aldaketa lateralak daudelako. Baina ez da ahaztu behar astenosferako materialak egoera solidoan daudela (fusio partziala jasan duten abiadura baxuko geruzako arroak salbu), eta konbekzio-fluxua ez dela fluidoaren antzera gertatzen baizik eta kristalen prozesu plastiko eta difusionalen bidez.

Astenosferaren azpiko muga kokatzeko orduan ikertzaileak ez dira ados jartzen. Zenbait geologok goi-mantuaren eta behe-mantuaren, edo trantsizio-eremuaren, konbekzioak guztiz independenteak direla uste dute, eta orduan astenosferaren oina 410 km-ko etenunean kokatzen dute. Beste batzuek 670 km-ko etenunean kokatzen dute, trantsizio-eremuaren eta behe-mantuaren artean dagoen kontraste erreologiko nabarmenez baliatuz (2.6. irudia). Azkenik, beste zenbaiten arabera mantuan konbekzio-eredu orokorra dagoenez, astenosferaren oina bereizteko beharrik ez dago. 2.1.2. atalean definitutako abiadura baxuko geruza astenosferaren goiko aldean aurkituko litzateke.



2.6. irudia. Konposizioan eta erreologian oinarritutako Lurraren zatiketen arteko erlazioa erakusten da. Diagrama honetan astenosferaren azpiko muga trantsizio-eremuaren oinaldean kokatu da. Zenbait geologok mesosfera hitza erabiltzen dute astenosferaren azpiko mantu-zatia izendatzeko, baina guztiz onartu gabeko terminoa da.

2.3. LURRAREN KONPOSIZIOA

Lurraren eta bere baitan ezberdintzen diren unitate nagusien konposizio kimikoa zehaztea Lur-zientzien helburu nagusienetako bat da. Datu zuzenen bitartez lurrazalaren eta goi-mantuaren informazioa baino ezin denez lortu, zeharkako bideak erabili behar dira Lurraren zein eremu sakonen konposizioari buruz ereduak plazaratzeko. Ereduak homogeneousun batera heldu dira, baina lan-teknika berriak garatu ahala lortzen diren datu ugariengatik eta zehatzagoengatik ereduak etengabeko birmoldaketa-prozesuan ari dira.

Ondoren, Lurraren konposizio orokorra lortzeko jarraitu izan diren urratsak eta lortu diren emaitzak azalduko dira laburki. Gero, Lurraren barnean bereizitako konposizio ezberdineko geruza bakoitzaren ezaguarri kimiko eta mineralogikoak aipatuko dira.

2.3.1. Lurraren konposizio orokorra

Lurraren konposizio orokorra ondorioztatzeko erabiltzen den bide zuzenena meteoritoen ikerketatik datorrena da. Sarritan meteoritoek inklusio txiki biribilduak gordetzen dituzte eta inklusio horietako elementu-portzentajeek ez dute zerikusirik inguruko arroaren elementu-portzentajeekin. Inklusioei *kondruloak* deritze eta kondruloak dituzten meteoritoei

kondritoak. Kondruloak Eguzki-sistema eratu zeneko jatorrizko Eguzki-nebulatik kondensatutako tantatxoak direla onartzen da. Tantatxo horiek, beraien inguruan eratutako meteoritoek babestuta, beren jatorrizko egitura eta konposizioa aldaketarik gabe mantendu dituzte sortu zirenetik.

Kondrito-meteoritoak zuzenean Eguzki-nebulatik eratu zirela onartuta, Lurraren konposizio orokorrari buruzko hurbilketa batean kondruloen elementu-proporzioak eta Lurrarenak parekoak direla onartzen da. Baina kondruloen eta Lurraren artean ezberdintasun nagusi bat dago: kondruloetako elementuak bolumen osoan zehar uniformeki hedatuta daude eta Lurrean geruzapen nabarmena erakusten dute. Beraz, Lurraren barnean elementuen banaketa (nukleo burdinaduna, mantu silikatatua eta lurrazala) nola gertatzen den ulertzea beharrezkoa da. Lurraren barneko elementuen banaketa azaltzeko erabiltzen den ereduari *Lurraren diferentziazioa* deritzen.

Meteoritoen ikerketaren bidez Lurraren konposizio orokorra ondorioztatzeko beste hurbilketa bat ere egin daiteke. Meteoritoak konposizioaren arabera taldetan sailkatzen dira. Talde nagusiak meteorito burdinatsuak, arroksatuak, karbonatodunak eta beraien arteko nahasketaz sortutakoak izan daitezke. Ikertzaileek uste dute meteoritoen konposizioa eta proporzioak ikertuz Lurraren konposizio orokorretik gertu dagoen hurbilketa egin daitekeela, baina ez dira ados jartzen meteorito-mota bakoitzaren proporzioa zein izan behar den zehazteko orduan.

2.3.1.1. *Lurraren diferentziazioa*

Lurra eratu zenean, orain dela 4.550 Mu, pilatutako materiala gaur egun Lurraren barnean definitzen diren 5 eremu nagusietan (nukleoan, mantuan, lurrazalean, hidrosferan eta atmosferan) bereizten hasi zen. Eremu bakoitzaren konposizioa zeharo ezberdina da. Nukleoaren eta mantuaren arteko bereizketa Lurraren bilakaeraren estreinako urratsetan gertatu bazen ere, lurrazalaren, hidrosferaren eta atmosferaren artekoa askoz ere bilakaera luzeagoaren ondorioa izan da.

Lurra eratzekeo planetesimalak elkartzean gertatutako talkek frikzio-bero izugarria sortu zuten. Berotasun horrek bi ondorio nabarmen izan zituen: alde batetik, berotasunak gasen askapena sortu zuen, eta bestetik, planeta osoa magma bihurtu zuen. Egoera horretan, planeta galdatutako burdinaren eta arroka silikatatuen arteko nahasteka bat baino ez zen izango. Burdinazko galdatuen dentsitatea konposizio ezberdineko beste magmena baino handiagoa denez, magma burdinatsuak Lurraren barnerantz hondoratuko ziren eta galdatu arroksatuez inguratuta gelditu. Nukleo burdinatsuen sorrera grabitazionala Lurraren bilakaeraren estreinako urratsetan gertatu zela uste da, hasierako 100 Mu-tan. Hortaz, meteorito kondritikoetan aurkitutako burdina-portzentajeekin konparatuz (% 35) mantuaren eta lurrazalean aurkitutako burdina-portzentajea oso txikia (% 6) izatea uler daiteke, nukleoaren eraketa-prozesuak azal dezakeelako. Hau izan zen Lurraren bilakaeran gertatutako diferentziazioaren lehendabiziko urratsa, eta ondoren gertatutako diferentziazio-prozesuak bezala, materialen arteko dentsitate-ezberdintasunean dago oinarrituta.

Apurka-apurka magmazko bolak beroa galdu ahala, azalean zarakar fin bat eratu zen, estreinako lurrazala. Baina hasierako lurrazala oso mehea zen eta barneko magmen mugimendu zurrunbilotsuen bidez etengabe puskatua eta birxurgatua izan zen. Magma beroen etengabeko erupzioek Lurreko atmosferan pilatuko ziren gas ugari askatzen

zituzten. Ondorioz, nahiz eta Lurraren adina 4.550 Mu-koa izan, hasierako bilakaera kaotikoaren eraginez oso bitxiak dira 4.200 Mu baino arroka zaharragoak; aldiz, 4.200 Mu baino arroka gazteagoak ugari dira. Noizbait, Lurraren bilakaeraren lehendabiziko Mu haietan, planetak mantuko materialaren zati bat Lurretik askatu zuen izugarrizko talka baten eragina jasan zuen. Talkaren ondorioz askatutako materiala Lurraren inguruko orbitan biraka hasi eta kontsolidatu egin zen gure Ilargia eratuz.

2.3.1.2. Lurraren konposizioa. Usteak eta zalantzak

Lurraren konposizio orokorrari buruzko hipotesiak meteoritoen analisietatik sortu dira batez ere. Datu horiek Lurraren barneko ezaugarri fisikoei buruz lortutako azkeneko datuekin konbinatuta sortzen dira gaur egun ezagutzen diren Lurraren konposizioari buruzko eredu gehienak (2.7. irudia). Hala ere, konposizio orokorra ondorioztatzeko arazoak planteatzen dituzten guztiz frogatu gabeko zenbait ideia onartu behar izaten dira.

	LURRA (%Wt)
O	32,436
Si	17,221
Al	1,507
Mg	15,866
Fe	28,176
Ca	1,607
K	0,019
S	0,701
Na	0,249
Ti	0,071
Ni	1,614
	ppm-tan
Mn	2.600
Cr	4.290
Co	870
P	1.240

2.7. irudia. Lurraren konposizio orokorrari buruz plazaratutako proposamen bat.
(Allegre *et al.*, 1995).

Oso lurrunkorrek ez diren elementuetarako onartzen da Lurreko kontzentrazio-portzentajeak kondritoen parekoak direla. Baina inoiz ez da frogatu, eta seguru asko inoiz ezin izango da frogatu, kondrito-motek Lurra eratu zeneko jatorrizko material planetarioa era egokian islatzen dutela.

Elementu nagusietarako onartzen da mantua kimikoki homogeneoa dela. Beraz, goi-mantuko arroak analisatuz mantuko konposizio orokorra lortuko da. Lurrakal kontinentalaren konposizioak ez du zerikusirik mantuak duenarekin, baina Lurreko silikatoen proportzioarekiko horren gutxi errepresentatzen duenez (% 0,5), onartzen da lurrakal kontinentalaren eraketak ez duela, era nabarmenean, mantuaren elementu nagusien kontzentrazioa aldatu. Hala ere, mantua kimikoki geruzatuta egon daitekeela iradokitzen dutenak ere badaude.

Datu sismikoek eta laborategian burututako esperimentuek diotenez, Lurraren nukleoa % 80-90 bitarteko proportzioan Fe eta Ni elementuen nahasketa batez eratuta dago. Nukleoa

burdinaz eta nikelaz soilik eratuta egongo balitz, gaur egun duena baino % 10-15 dentsitate handiagoa izango luke; ondorioz, onartzen da nukleoaren barne-elementu arinak egon behar direla. Baina nukleoeko elementu arinen izaerari eta portzentajeei buruz ere ikertzaileen artean oraindik ez da adostasun orokorrik lortu.

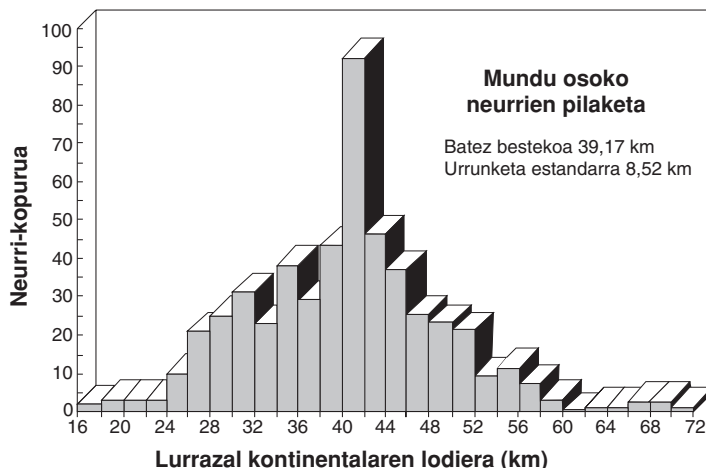
2.4. LURRAZAL KONTINENTALA

Lurrazal kontinentalaren batez besteko lodiera 35 eta 40 km artean dagoela onartzen da eta lurrazal kontinentalak osatzen duten arroken batez besteko adina 2.220 Mu-koa dela uste da. Hala ere, lurrazal kontinentalaren ezaugarri nabarmenena heterogeneotasuna da lodieran, izaeran zein adinean. 1990eko hamarkada arte heterogeneotasuna lurrazalaren egitura geruzatu arruntaren bitartez azaldu zen. Gaur egun, aldiz, egitura geruzatua arbuaitu da eta geologikoki zentzudunagoak diren gradiente-ereduak onartzen dira. Eredu horiek lurrazal kontinentalaren egitura bertikala ingurune geologikoaren arabera, eta sarritan ingurune geologiko berean ere, oso aldakorra dela baino ez dute adierazten. Gradiente-ereduak bat datoz akrezio, deformazio, metamorfismo, plutonismo eta bolkanismoaren urrats ugari barneratzen dituen lurrazal kontinentalaren jatorri konplexuarekin.

Ondoren, lurrazal kontinentalaren konposizioa ondorioztatzeko erabili den hurbilketa baten urratsak deskribatzen dira. Hurbilketa horretan hiru dira erabiltzen diren parametro nagusiak. Lehendabiziko parametroa osatzen dute lurrazal kontinentalean P uhinek jasaten dituzten abiadura-aldaketak ezagutzeko burututako 500etik gora soslai sismikoei osatzen dute. Lortutako datuen proportzionalitatea mantentzeko eta lurrazal kontinentalaren heterogeneotasuna aintzat hartzeko lurrazal kontinentalak lau eremu geodinamikotan bereizi da: ezkutu eta plataformak (% 69), orogenoak (% 15), estentsioaren eraginpean dauden lurraldeak (% 19) eta arku kontinentalak (% 6). Kontinenteetako ertz egonkorak ez dira kontuan hartu, lurrazal ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko trantsizio-eremuan kokatzen direlako. Bigarren parametro gisa, lurrazal kontinentaleko arteko gain, laborategian baldintza ezberdinetan neurtutako abiadura sismikoak erabili dira. Hirugarrena, aldiz, azalean arruntak diren elkarte petrologikoak sakonean ere elkarren ondoan egongo direla onartzetik dator.

2.4.1. Lurrazal kontinentalaren egitura eta abiadura sismikoak

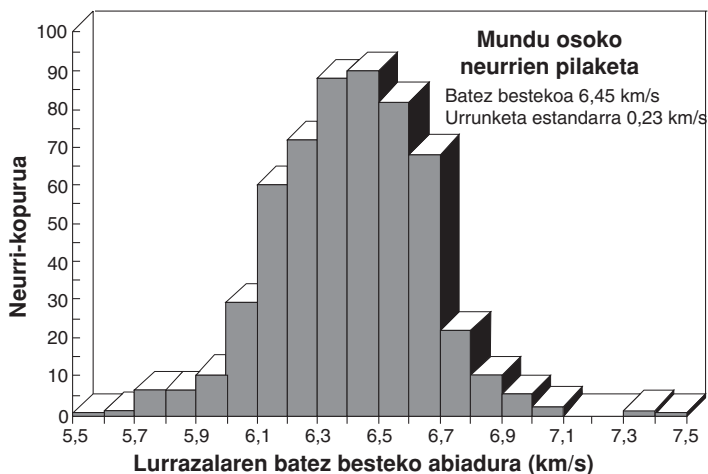
Lurrazal kontinentalaren gehiengoa ezkutu eta plataforma kanbriarurrekoak (600 Mu baino zaharragoak) osatzen dute. Ezkutu eta plataforma horiek ezaugarri propioak dituzten adin ezberdineko bi multzotan bana daitezke. Alde batetik, eremu proterozoikoak (600-2.600 Mu) 40 eta 55 km bitarteko lurrazala eta oinaldean abiadura altuko geruza bat (7 km/s) dute, eta bestetik, eremu arkearrek (2.600-3.800 Mu) 27-40 km bitarteko lurrazala dute baina ez dute oinaldeko abiadura handiko geruzarik erakusten. Lurralde horietan gehi orogenoetan, arku bolkanikoetan eta estentsioaren eraginpean dauden lurraldeetan lortutako lurrazal kontinentalaren lodierak 2.8. irudiko histograman islatu dira.



2.8. irudia. Lurrazal kontinentalaren lodieren histograma. Batez bestekoa 560 neurketa egin ondoren lortu da. Lurrazal kontinentalaren lodieraren batez besteko orokorra, ingurune geodinamiko guztien azalera kontuan harturik, $41,0 \text{ km} \pm 6,2 \text{ km}$ -koa da. (Christensen eta Mooney, 1995).

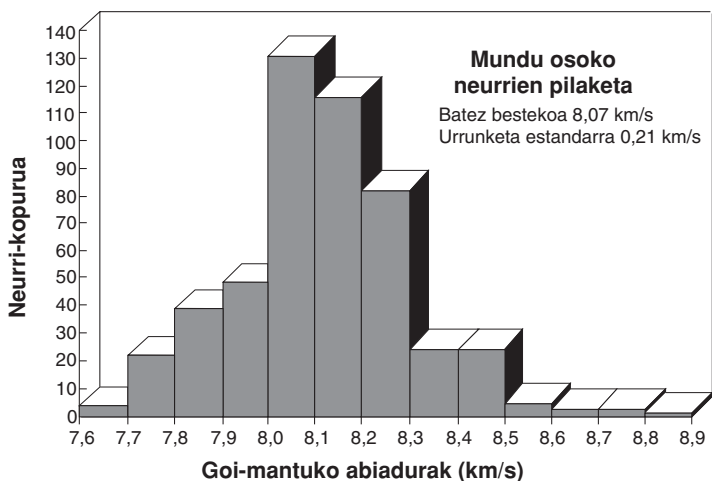
Lurrazal kontinentalean neurtutako lodiera txikiena 16 km-koa izan da, Etiopiako Afar triangeluan, eta lodiena 72 km-koa, Txinan kokatutako Tibeteko plataforman (2.8. irudia). Logikoki, muturreko datuen portzentajea oso txikia da eta lortutako neurrien % 95 baino gehiago 22 eta 57 km bitarteko lodierak izan dira. Lodiera horietatik at aurkitzen diren lurraldeak zenozoikoak edo gazteagoak direnez, onartu beharra dago denborarekin lurrazal kontinental lodiko eremuak mehetzeko eta lurrazal kontinental meheko lurraldeak loditzeko joera izango dutela.

Lurrazal kontinental arrunt batean zehar P uhinek duten batez besteko abiadura $6,45 \text{ km/s}$ ingurukoa da (2.9. irudia) eta Moho etenunea zeharkatu ondoren goi-mantuan neurtzen den batez bestekoa $8,07 \text{ km/s}$ -koa (2.10. irudia). 5 eta 10 km arteko sakoneretan P uhinen abiadurak handitu egiten dira bat-batean, $6,0\text{-}6,2 \text{ km/s}$ harrapatuz. 15 eta 20 km bitartean abiadurak progresiboki handitu egiten dira eta normalean $6,3 \text{ km/s}$ -tik gorakoak izaten dira. 25 km inguruan berriro abiaduraren bat-bateko hazkundera behatzen da, $6,6 \text{ km/s}$ -ko abiadurak lortuz. Lurrazal kontinentalaren barnean 25 km-tan jazotzen den bat-bateko abiadura-aldaketak (Conrad-en etenunea) goi-lurrazalaren ($6,0\text{-}6,3 \text{ km/s}$) eta abiadura ertaina duen ($6,6\text{-}6,8 \text{ km/s}$) bitarteko lurrazalaren (zenbait kasutan behe-lurrazalaren) arteko muga gradazionala islatzen du.



2.9. irudia. Lurrazal kontinentalean P uhinek duten batez besteko abiaduren histograma. (Christensen eta Mooney, 1995).

30 eta 50 km arteko sakoneretan P uhinen abiadura progresiboki handitu egiten da eta 40 km-tik aurrera eredu bimodala ikus daiteke, zeinean abiaduraren bi maximoak 6,8-6,9 eta 7,2 km/s-an aurkitzen diren. 45 eta 50 km artean abiadura arruntena 7,3 km/s-koa da, baina abiaduren aldakortasuna nabarmena da (6,1-7,5 km/s), eta oraindik bereiz daiteke eredu bimodala.

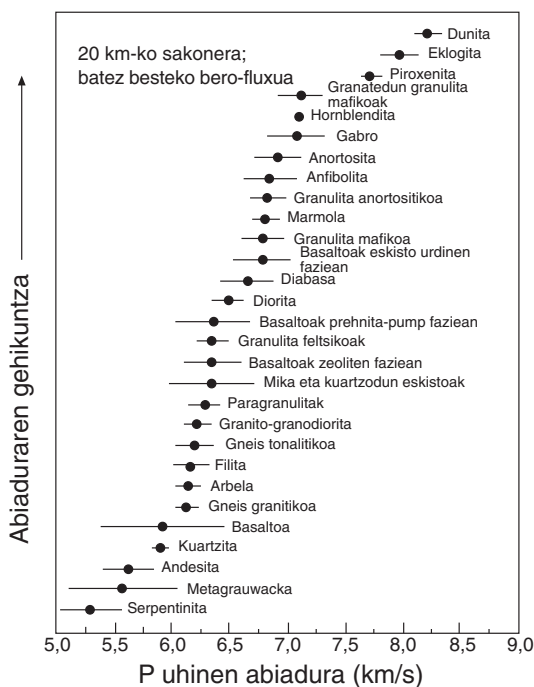


2.10. irudia. Goi-mantuan P uhinek duten batez besteko abiaduren histograma. (Christensen eta Mooney, 1995).

2.4.2. Lurrazaleko arroka kristalinoen abiadura sismikoak

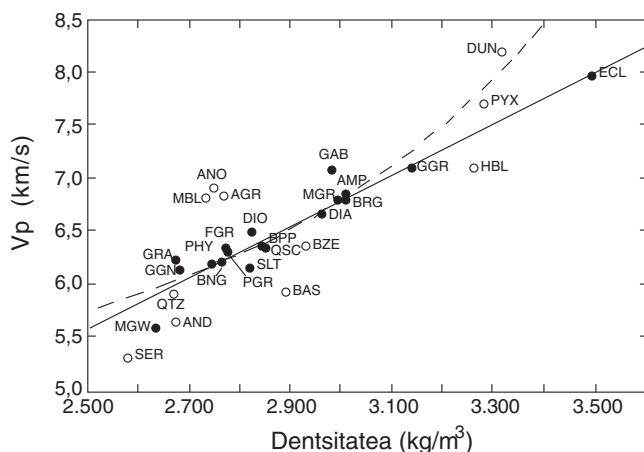
Lurrazal kontinentalaren barnean P uhinen abiadurak nola aldatzen diren ezagutu ondoren, lurrazalean sakonerarekin gertatzen diren aldaketa petrologikoak zehaztu nahi izanez gero, lurrazal kontinental osatzen duten arroka-mota nagusien abiadura sismikoak ezagutu behar dira. Asmo horrekin burututako lan esperimentaletan arroken mineralogiak, kimismoak eta gradu metamorfikoak abiadura sismikoan duten eragina zehaztu da. Horrela, lurrazal kontinental osatzen duten arroka-mota guztien abiadura sismikoak neurtu dira. Abiadura horiek finkatzerakoan kontuan hartu diren baldintza nagusiak hauek dira: arroken anisotropia (arrokaren norabide ezberdinetan uhinek duten abiaduren arteko erlazioa), presioa, tenperatura eta dentsitatea.

2.11. irudian, 20 km-ko sakoneran nagusi diren presio- eta tenperatura-baldintzetan, hainbat arrokatara neurtu diren P uhinen batez besteko abiadurak aurkezten dira. Baldintza horietan serpentinitak, metagrauwackak, andesitak eta basaltoak dira 6 km/s baino abiadura txikiagoa duten arroka bakarrak. Arroka-mota gehienek 6,0 eta 6,5 km/s-ko abiadura erakusten dute. 6,5 eta 7,5 km/s-tik gorako abiadurak arroka mafikoak eta anortositak eta marmolek erakusten dituzte. Zalantzarik gabe, abiadura handieneko arroak mantuaren barnean kokatzen diren piroxenitak eta dunitak eta lurrazal kontinentalean aurki daitezkeen eklogitak dira. Irudian agerian gelditzen da arroken abiadura sismikoa ez dagoela soilik gradu metamorfikoaren menpe.



2.11. irudia. P uhinen batez besteko abiadura eta urrunketa estandarra 20 km-ko sakoneran eta 309 °C-tan (batez besteko bero-fluxuan) arroka-mota arruntenentzat. (Christensen eta Mooney, 1995).

P uhinaren abiaduraren eta zeharkatutako arroren dentsitatearen arteko erlazioak finkatzea garrantzitsua da, grabitate-anomalien bidez dentsitateak neur daitezkeelako eta dentsitateetatik zuzenean uhin sismikoen abiadurak ondoriozta daitezkeelako. 2.12. irudian 20 km-ko sakonerari batez besteko gradiente geotermikoa erabiliz dagozkion 309 °C-tan arroka-motek duten dentsitatea erakusten da. Adierazgarria da nola aldentzen diren mantuko arroak (piroxenita eta dunitak) lurrazal kontinentaleko arroren soluzio linealetik.



2.12. irudia. P uhinaren batez besteko abiaduren eta material ezberdinen dentsitatearen arteko erlazioa. Datuak 20 km-ko sakonerari dagozkion presio-baldintzetan eta 309 °C-tan neurtu dira. P uhinaren abiaduren eta dentsitatearen arteko erlazioa garrantzizkoa da arroren dentsitatea abiadura sismikoak aurreikusteko erabil daitezkeelako eta ondorioz lurrazalaren dentsitatea kalkulatzeko erabilgarria delako. AND, Andesita; BAS, Basaltoa; DIA, Diabasa;

GRA, Granito-Granodiorita; DIO, Diorita; GAB, Gabro-Norita-Troktolita; MGW, Metagreywackea; SLT, Arbela; PHY, Filita; BZE, Basaltoa zeoliten faziean; BPP, Basaltoa prehnita-punpeliata faziean; BGR, Basaltoa eskisto berdeen faziean; GGN, Gneis granitikoak; BN, Gneis tonalitikoak; QSC, Mika eta kuartzodun eskistoak; AMP, Anfibilota; FGR, Granulita feltsikoa; PGR, Paragranulita; AGR, Granulita anortositikoa; MGR, Granulita mafikoa; GGR, Granatedun granulita mafikoa; ECL, Eklogita; SER, Serpentinita; QTZ, Kuartzita; MBL, Marmola; ANO, Anortosita; HBL, Hornblendita; PYX, Piroxenita; DUN, Dunita.

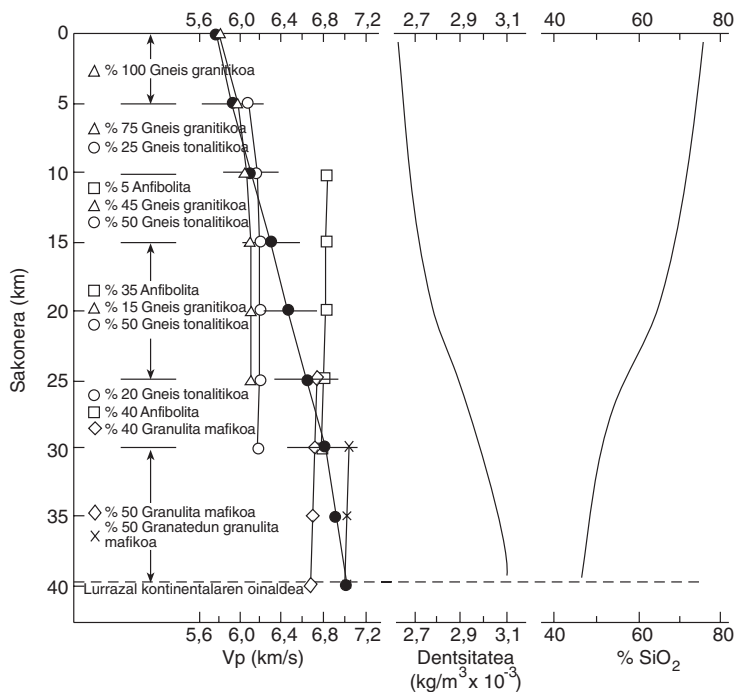
(Christensen eta Mooney, 1995).

2.4.3. Lurrazal kontinentalaren konposizioa

Lurrazal kontinentalaren konposizioari buruz proposatzen den edozein eredu hiru ikerketa-esparrutatik lortutako datuak uztartu behar ditu: (1) lurrazal kontinentalaren egitura sismikoa; (2) sakonera ezberdinetan egon diren eta gaur egun azalean beha daitezkeen arroka-elkarteen petrologia eta; (3) laborategian lurrazaleko arroketan neurtutako abiadura sismikoak. Datu hauek guztiak esku artean izan ondoren lurrazalaren egiturari eta konposizioari buruzko hipotesiak eraiki daitezke.

2.13. irudian sakonera ezberdinetako ezaugarri petrologikoak, P uhinaren abiadura sismikoak, dentsitateak eta SiO₂-ren proportzio-aldaketak uztartzen dituen lurrazal kontinentalari buruzko eredu bat erakusten da. Sakonera ezberdinetarako iradokitzen diren

elkarte petrologikoak azalean arruntak diren arroka-elkarteetatik ondorioztatu dira. Adibidez, gneis granitiko, gneis tonalitiko eta anfiboliten arteko elkarrea arrunta da lurralde metamorfikoetan eta horien ezaugarri sismikoak bat datoz lurrazal ertaineko abiadura sismiko arruntenekin. P uhinen batez besteko abiadura sakonerarekiko zirkulu beltzez irudikatu da eta lerro horizontalek desbiazio estandarra erakusten dute. Gneis granitiko, gneis tonalitiko, anfibolita, granulita mafiko eta granatedun granulita mafikoen abiadura-sakonera erlazioak ere irudikatu dira. Sakonera konkretuko tartetean P uhinen batez besteko abiadura sismikoarekin bat datozen arroka-mota bakoitzaren portzentajeak 2.13. irudiaren ezker aldean adierazi dira.



2.13. irudia. Lurrazal kontinentalak sakonerarekin duen batez besteko konposizio petrologikoaren eredua. Eredua bat dator sakonerarekin P uhinek dituzten abiadura-aldaketekin (zirkulu beltzak) eta arroka-mota arruntenek sakonerarekin duen abiadura sismikoarekin (ikur zuriak). Erakusten diren dentsitate-aldaketak eta SiO_2 -ren portzentaje-aldaketak ezkerreko elkarre petrologikoei dagozkienak dira. (Christensen eta Mooney, 1995).

Eredu honen arabera goi-lurrazala batez ere gneis granitikoekin eratuta egongo litzateke eta sakonerarekin gneis tonalitikoagoak progresiboki gero eta ugariagoak izango lirateke. Bitarteko lurrazalean anfibolitak ugaritu egiten dira. 25 eta 35 km artean anfiboliten eta granuliten fazieen arteko trantsizioa gertatzen da. Sakonera handiagoetan granatea gero eta mineral arruntagoa izango litzateke eta Mohorovičić etenunearen gainetik granatedun granulita mafikoak izango lirateke nagusi. Eredu honetan dentsitatea handitu egiten da azaleko 2.660 kg/m^3 -tik oinaldeko 3.100 kg/m^3 -ra. SiO_2 -k sakonerarekin jasaten duen portzentaje-aldaketa 5 km-ko tartean agertzen den arroka-elkartearen batez besteko analisi

kimikoetatik ondorioztatu da. Izugarria da SiO_2 -ren portzentaje-ezberdintasuna kontinenteen azaleko eremuen (% 70) eta lurrazal kontinental sakonaren artean (% 47).

Ereduan onartutako arroka-moten bolumen-portzentajeak eta bakoitzaren batez besteko konposizio kimikoa erabiliz lurrazal kontinentalaren batez besteko kimismoa ondoriozta daiteke (2.14. irudia). Taulan zenbait ikertzailek iradokitako portzentajeak adierazi dira. Portzentaje hauek lurrazal kontinentaleko zutabe bertikal arruntentzat egokiak izan daitezke, baina beti izan behar da gogoan inguru geodinamikoaren arabera aldakortasuna nabarmena dela.

	Clarke 1924	Pakiser eta Robinson 1966	Taylor eta McLennan 1981	Weaver eta Tarney 1984	Christensen eta Mooney 1995
SiO_2	59	57,9	58	63,2	61,7
TiO_2	1	1,2	0,8	0,6	0,9
Al_2O_3	15,2	15,2	18	16,1	14,7
Fe_2O_3	3,1	2,3			1,9
FeO	3,7	5,5	7,5	4,9	5,1
MgO	3,5	5,3	3,5	2,8	3,1
CaO	5,1	7,1	7,5	4,7	5,7
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Na_2O	3,7	3	3,5	4,2	3,6
K_2O	3,1	2,1	1,5	2,1	2,1
P_2O_5	0,3	0,3		0,2	0,2
H_2O	1,7				0,8

2.14. irudia. Ikertzaileek Lurreko lurrazalaren konposizio orokorrari buruz plazaratutako proposamenak.

Orain arte lurrazal kontinentalaren elementu nagusiak baino ez dira aipatu, baina agian lurrazal kontinentalaren ezaugarri kimiko adierazgarriena **aztarna-elementu bateraezinetan** (mantuko fusio partzialean zehar fase likidoarengatik preferentzia handia erakusten duten elementuetan) duen aberastasuna izan daiteke. Nahiz eta lurrazal kontinental mantu osoaren masarekiko % 1 baino gutxiago izan, aztarna-elementu bateraezinak bertan agertzen dira kontzentratuta. Aztarna-elementu bateraezin ugariak potasioa, thorioa eta uranioa dira, eta hiru elementu horiek goi-mantuan baino 200-400 aldiz kontzentratuago agertzen dira lurrazal kontinentalean. Lurraren konposizio orokorrari buruzko ereduetan Lurreko U, Th eta K guztiaren % 25 eta % 50 bitarteko kopurua kontinenteetan aurkitzen dela onartzen da.

2.5. LURRAZAL OZEANIKOA

Lurrazal ozeanikoaren lodiera arruntak 6-10 km bitartekoak dira. Geologikoki oso gaztea da, ozeanoetako lurrazala ez da 200 Mu-ra heltzen. Erakusten dituen egitura eta konposizioa oso homogeenak dira, lurrazal ozeanikoaren ozeano-gandorretako sorrera-prozesua beti berdina dela iradokiz. Nahiz eta lurrazal kontinental baino zabalera handiagoa bete, arazo teknikoak direla medio, guztiz ezezaguna izan zen II. Mundu Gerra bukatu zen arte. Geroztik, teknologia eta teknika geofisikoak hobetu ahala lortu diren datuak gero eta ugariago eta zehatzagoak izan dira.

2.5.1. Lurrazal ozeanikoa ezagutzeko erabili diren metodoak

Lurrazal ozeanikoa osatzen duten arroak ezagutzeko historikoki erabili diren metodoak bi multzotan bana daitezke. Alde batetik metodo zuzenak daude, hau da, lurrazal ozeanikoa azaleratzen den toki naturalean aztertzen da. Metodo hauek abantaila nabarmena dute ikerketa askoz ere zehatzagoak egin ahal direlako, eta duten eragozpenik handiena ikerketak uraren azpitik egitean sortzen diren arazo teknikoak dira. Bestetik, zeharkako metodoak (ikerketa geofisikoak eta ofioliten azterketa) daude, eta erakusten duten arazo larriena beti interpretazio-gradu bat barneratzea da. Hala ere, ikerketak aurrera egin ahala interpretazio-gradua zeharo murriztu da.

2.5.1.1. Metodo zuzenak

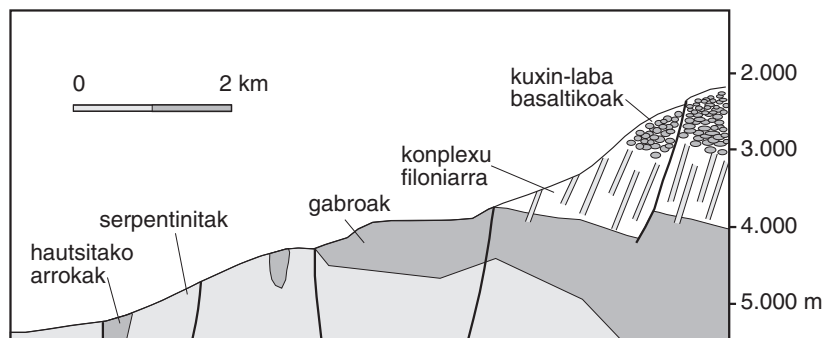
Hondo ozeanikoa eratzen duten arroak ezagutzeko erabilitako sistemarik zaharrena zalantzarik gabe “dragadoa” da. Sistema horretan itsasontzi batek hondorantz zabalik dagoen aho metaliko handi bat garraiatzen du abiadura motelean, eta horrek lurrazal ozeanikoaren azaleko harriak irensten ditu. Metodoaren akats handienetariko bat bilaketa itsua izatea da, dagoena xurgatu egiten da auresailkapenik gabe. Arazoa 1960. urtearen geroztik erabili diren urpeko ontzien bitartez konpondu zen. Horiekin behaketa zuzena egiteaz gain, laginketa selektiboa egitea posible da akoplatuak dituzten pintza mekaniko handi batzuei esker. Baina printzipioz, urpeko ontzien bitartez lurrazal ozeanikoaren gaineko azala baino ezin da aztertu eta ikertzaileen artean betidanik egon da lurrazal ozeanikoak sakonean erakusten dituen aldaketa geofisikoak azaltzeko irrika. Helburu horrekin, 1970. urtetik aurrera eta nazioarteko lan-programei esker, itsasontzietatik gidatutako zundaketa-kanpainak burutu dira, lurrazal ozeanikoaren laginketa jarraitua lortzeko asmoz. Orain arte lurrazal ozeanikoan egindako zundaketarik handiena 2.100 m-koa izan da, eta 200 m itsas sedimentu eta lurrazal ozeanikoaren 1.900 m zeharkatu dira. Ozeano Bareko ekialdeko gandorraren inguruan lurrazal ozeaniko osoa zulatzeko hainbat ahalegin egin dira, baina zailtasun teknikoak direla medio ez da orain arte lortu.

Lurrazal ozeanikoaren zehar-ebakirik osatuena 1988. urtean lortu zen, Ozeano Atlantikoko gandorra zeharkatzen duen Vema faila transformatzailearen bloke batean zehar Nautile urpekoak egindako bidaian (2.15. irudia). Zehar-ebakian jadanik ezaguna zen baina zuzenean sekula baieztatu gabe zegoen itsas hondoko arroken sekuentzia ordenatua ageri da.

Haustura-eremuaren hondoa peridotitaz eratuta dago. Arroka horiek batez ere olibinoz osatuta daude, eta lurrazalekoak baino askoz Mg gehiago eta Al eta Ca gutxiago dute. Lurrazal ozeanikoaren azpiko mantukoak direla onartzen da. Itsasoko uraren eraginez peridotitak aldatu egiten dira, hidratazioz olibinoa serpentina bihurtzen denean. Ondorioz, peridotiten bolumena handitu egiten da eta pisua irabazten dute (arroaren pisuaren 1/6 uraren ondorioa da).

Zehar-ebakiari jarraituz, -4.500 m-ko sakoneran Nautile urpekoak mantuko serpentinak eta peridotitak atzean utzi eta arroka-mota oso ezberdinak aurkitu zituen, lurrazal ozeanikoaren barnean kokatzen diren gabroak. Gabroen eta mantuko peridotiten artean, urpekoak Moho etenunea zeharkatu zuen. Mantua batez ere olibinoz eratuta badago ere, gabroetan piroxenoak eta plagioklasa kaltzikoak dira nagusi. Gabroen konposizio kimikoa basaltoena da eta kristalaren tamainarengatik bereizten dira, askoz ere handiagoak

gabroetan. Kristalek tamaina handia lortu dute magma lasai kristaldu delako itsasoko uren ukipenetik salbu. Ondoren, -4.000 eta -3.000 m artean, Nautilek *konplexu filoniarra* deritzon eremua zeharkatu zuen. Konplexu filoniarra elkarren artean intruitzen duten filoi basaltiko subertikalez eratuta dago. Gandorretan isurtzen diren magmak filoi horietan zehar egiten dute goranzko bidaia. Zehar-ebakiaren azkeneko 800 m-etan laba basaltikozko kolada eta pillow laben arteko txandakatzea ikus daiteke. Gainera, bertako lurrazal ozeanikoa sortu zenetik, orain dela 16 Mu, basaltoen gainean pilatutako sedimentu ozeanikoen estalkia dago.



2.15. irudia. Ozeano Atlantikoaren erdiko gandorra mozten duen Vema faila transformatzailean zehar Nautile urpekoak lortutako lurrazal ozeanikoaren zehar-ebakia. (Auzende *et al.*, 1989).

Nautile urpekoak burututako zehar-ebakiaren ondoren zehar-ebaki berdintsuak irudikatu dira beste zenbait tokitan, zabalkuntza-abiadura moteleko gandorren inguruan gauza bitxiak aurkituz. Abiadura moteleko zenbait ozeano-gandorren gailurretan peridotitik azaleratzen dira zuzenean. Itsas azpiko higadura arbuigarria denez, toki hauetan ozeano-gandorren gainetik lurrazal ozeanikorik ez dela sortu iradokitzea logikoa litzateke. Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorretan, aldiz, basaltokozko geruza oso jarraitua ageri da.

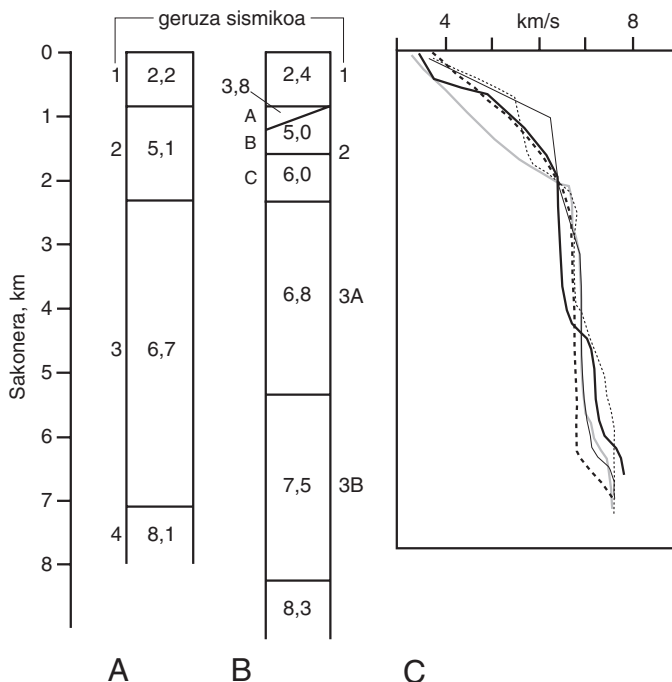
2.5.1.2. Zeharkako metodoak

Lurrazal ozeanikoa xehetasun handiz ezagutzea ahalbidetu duten zeharkako metodoak ikerketa geofisikoak eta ofioliten azterketa izan dira. Teknika geofisikoen artean, zalantzarik gabe, erabiliena eta informazio gehien eman duena uhin sismikoen abiaduren analisia izan da. Osagarri gisa metodo akustikoak, grabimetrikoak, magnetikoak eta konduktibitate elektrikoarenak erabili dira. Baina, lurrazal ozeanikoaren egiturari eta konposizioari buruzko sekretu ilunak argitzeko tresna baliagarriena ofiolitetan burututako ikerketak izan dira. *Ofiolitak* gaur egun lurrazal kontinentalaren gainean dauden antzinako lurrazal ozeanikoen aztarna edo zatiak dira. Ofiolitak lurrazal kontinentalaren gainera tektonikoki zamalkatutako litosfera ozeanikoaren zatiak bezala interpretatu zirenetik, aurretik hipotesiak baino ez ziren lurrazal ozeanikoari buruzko ideia ugari baieztatu edo ezeztatu ahal izan ziren eta, azkenik, lurrazal ozeanikoaren eredu kongruentea lortu da.

2.5.2. Lurrazal ozeanikoaren egitura eta konposizioa

Lurrazal ozeanikoan zehar uhin sismikoek erakusten dituzten abiadura-aldaketak lurrazal ozeanikoa zenbait geruzatan bereizteko erabili dira. P uhinen abiadurak erabiliz, lurrazal ozeanikoaren barnean egiten den zatiketarik hedatuena ondorengo da (2.16.A. irudia).

Lehendabiziko geruzak (1) P uhin sismikoen transmisio-abiadura txikia dauka (2,2 km/s), zeina 1,5 g/cm³-ko dentsitatea duten materialei dagokien. Geruza honen lodiera aldakorra da, baina beti geruzarik meheena da. Azpitik lodiagoa den bigarren geruza bat dago (2), P uhinen transmisio-abiadura handiagoarekin (5,1 km/s); beraz, 2,7 g/cm³-ko dentsitatea. Hirugarren geruza bat ere bereizten da (3), bigarrena baino uhin-abiadura handiagoarekin (6,7 km/s) eta dentsitate berarekin.



2.16. irudia. Lurrazal ozeanikoaren egitura sismikoari buruzko ereduak. A: Mohoaren gainetik lurrazal ozeanikoa hiru geruzatan banatzen duen eredu estandarra; B: Ikerketa sismiko zehatzagoetan oinarritutako eredu finagoa; C: Lurrazal ozeanikoan zehar burututako zenbait profil sismiko. Uhin sismikoen abiadura normalean progresiboki handitzen da, baina bat-bateko jauziak ere suma daitezke. (Christiansen eta Salisbury, 1975; Rosendahl, 1976; McClain, 1981; Atallah, 1986).

1, 2 eta 3 geruzek osatzen duten gorputza, lurrazal ozeaniko arrunt baten egitura da. Azpitik dauden materialak (4), 8,1 km/s-ko abiaduraz eta 3,3 g/cm³-ko dentsitateaz, mantuaren barnean kokatzen dira jada. Geruza bakoitzaren argibide litologikoak eta petrologikoak lortzeko metodo zuzenak eta zeharkakoak erabili dira.

1. geruza. Material sedimentarioz soilik osatutako geruza da. Arroka hauek trinkotasun eskasa eta H_2O proportzio altua dute, ondorioz dentsitate txikia eta P uhinen transmisio-abiadura txikia ere. Arroka sedimentario hauek silizedun eskeletoen (erradiolariten) pilaketaz eratuta daude batez ere. Oro har, geruza sedimentarioa ozeano-gandorretatik kontinenteetarantz loditu egiten da. Lurrazal ozeanikoaren azaleko geruza sedimentarioa itsasoan bizi diren animalien oskolez eratuta dagoenez, zenbat eta lurrazal ozeanikoa zaharragoa izan geruza lodiagoa izango da, sedimentazio-denbora luzeagoa izan delako. Beraz, ozeano-gandorren gailurren inguruan geruza hau ez dago edo oso mehea da.

2. geruza. Ozeano-gandorretatik isuritako arroka bolkanikoen pilaketaz dago eratuta. Labak kolada masibo edo pillow laba gisa azalera daitezke, baina normalean egitura-mota bien arteko txandaketa ikusten da. Pillow labak emisio-gunetik egoera likidoan sortzen dira eta hoztean azpian duten hondo ozeanikoaren geometriara egokitzen dira. 2. geruza honetako arroka bolkanikoek toleita-basaltoen konposizioa dute.

Geofisikoki 2. geruza uniformea da; litologikoki, aldiz, egitura ezberdineko bi eremu bereizten dira. Gainean, aurretik aipatutako kolada masiboen eta pillow laben arteko txandaketa dago eta, azpian, konplexu filoniarra deritzon eremua. Filoi hauek bertikaletik gertu daude, ozeano-gandorrekiko paralelo kokatzen dira eta, aurretik aipatu den bezala, magmek gorantz egiteko erabiltzen dituzten bideak dira. Oro har, filoiak diabasaz eratuta daude eta ikuspuntu kimikotik gainea koladen konposizio bera dute, baina pikor-tamaina handiagoa. Konplexu filoniarren lodiera gutxi gorabehera km batekoa izaten da, eta geruza osoak 2 km inguruko lodiera du.

Arrunta da basalto-koladen eta pillow laben artean arroka sedimentarioen aztarnak aurkitzea, laben isurketa-prozesua aktiboa den bitartean sedimentazioa gelditzen ez delako.

3. geruza. Konplexu filoniarren azpitik geruzarik lodiena (4-5 km) eta aldaera litologiko handiena aurkezten duena dago. Urpeko ontziek faila transformatzaileretan zehar burututako zehar-ebakietan eta ofiolitetan ere ikusi denez, geruza honen goiko aldean gabro masibo edo isotropoak, eta azpitik, orientazio nabarmena erakusten duten gabro bandeatuak ageri dira. Zenbaitetan, gabro bandeatuen azpitik piroxenitazko geruza mehea, eta horren azpitik dunitazko (% 90 baino gehiago olibino) beste geruza mehe bat definitzen dira.

Datu hauek guztiak erabiliz lurrazal ozeanikoaren batez besteko konposizioa lor daiteke (2.17. irudia). Konposizio-ezberdintasunetan oinarritutako lurrazal ozeanikoaren geruzapen orokor honetaz gain, azken urteotan garatutako sismologia-teknika berriei esker, uhin sismikoen abiadura-aldaketan azterketa zehatzagoak burutu dira. Ondorioz, konposizio-aldaketekin zuzenean loturarik ez duen lurrazal ozeanikoaren beste zatiketa-eredu bat iradoki da (2.16.B. irudia). Eredu berri horretan 2. geruza hiru zatitan (2A, 2B eta 2C) eta 3. geruza bi zatitan (3A eta 3B) banatzen dira. Eredu berri horrek lurrazal ozeanikoa aurretik uste zena baino korapilatsuagoa izan daitekeela iradokitzen du. 2A geruzan uhin sismikoen abiadura azkar handitzen da sakonerarekin, eta haustura ugariko azaleko basaltoen eremua izan daiteke. Hausturak sakonerarekin itxi egiten direnez, uhinen abiadura handitu egiten

da nabarmenki. 2B geruzan uhin sismikoen abiadura konstantea da eta gorputz estrusiboen gehiengoa osatuko luke. 2C geruzan, aldiz, berriro uhin sismikoen abiadura azkar hasten da sakonerarekin, seguru asko aldaketa metamorfiko bati, aldaketa litologiko bati, edo failatu eta failatu gabeko arroken arteko trantsizioari lotuta.

	Carmichael <i>et al.</i> 1974	Juteau eta Maury 1999	Juteau eta Maury 1999	Juteau eta Maury 1999
SiO ₂	49,2	50,35	50,2	49,8
TiO ₂	2,03	1,43	2,02	1,77
Al ₂ O ₃	16,1	14,72	13,87	16,25
Fe ₂ O ₃	2,72	11,3	13,67	9,78
FeO	7,77			
MgO	6,44	8,65	6,91	7,55
CaO	10,5	11,2	11,7	11
MnO	0,18	0,18	0,23	0,17
Na ₂ O	3,01	2,45	2,46	3,08
K ₂ O	0,14	0,07	0,2	0,41
P ₂ O ₅	0,23	0,13	0,21	0,25
H ₂ O	1,65			

2.17. irudia. Lurrazal ozeanikoaren konposizio orokorrari buruz plazaratutako zenbait proposamen.

2.5.3. Ofiolitak

Ofioliten ikerketak —ofiolitak lurrazal ozeanikoaren lurgaineko aztarnak bezala interpretatu zirenetik— izugarri ugaritu dira, azken batean, lurrazal ozeanikoaren berezitasunak ezagutzeko biderik errazena eta zehatzena delako. Gainera, ofiolitek antzinako ozeano edo itsasoen aztarnak dira ere eta edozein garaitako berreraiketa paleogeografikoak egiteko beharrezkoa da ofioliten bilakaera ezagutzea.

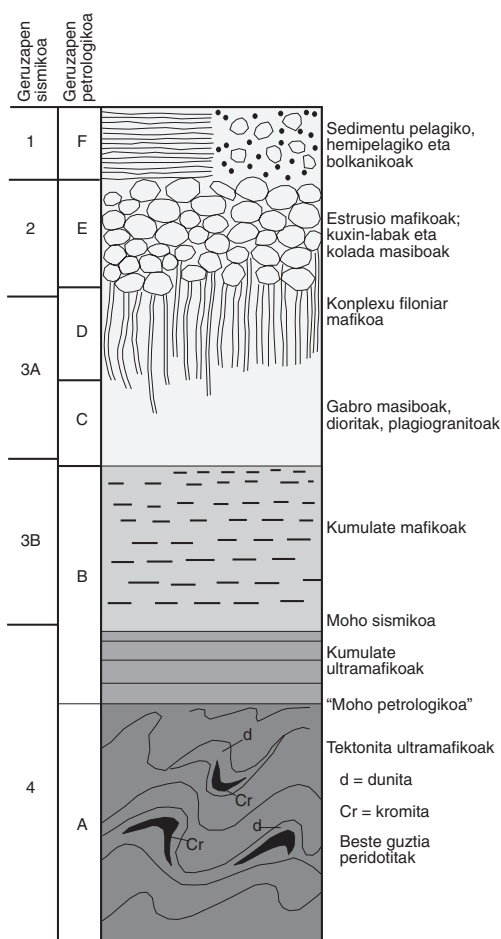
Ofiolita izena (grekotik “ofis” → sugea eta “litos” → arroka), XIX. mendearen hasierako Brogniart naturazale frantsesak asmatu zuen, kolore berdeko eta itxura ezkata-tsua aurkeztzen duen arroka izendatzeko. Kolore berdea arroka eratzaille nagusia den serpentinaren ondorioa da.

Gaur egun ofiolita hitza ez da arroka konkretua definitzeko erabiltzen baizik eta sekuentzia konkretua duen arroka-elkartea izendatzeko. Mendearen hasieran, oraindik lurrazal ozeanikoaren egitura ezagutzen ez zenean, Alpeetan (ofiolita ugari erakusten duen mendikatean) lan egiten zuten geologo italiarrek ofiolitaren eta litosfera ozeanikoaren arteko lotura iradoki zuten. Hala ere, hipotesia arbuia egin zen 60ko hamarkadara arte, litosfera ozeanikoari buruzko datu zehatzak lortu ziren arte. Hasiera batean, ofiolitak eremu geodinamiko konkretuan sortutako litosfera ozeanikoarekin baino ez ziren lotzen, uharte-arkuetan eta arkuoste-arroetan sortutakoekin, beraz, subdukzioaren ondorioz eratutako lurrazal ozeanikoarekin. Baina ofioliten jatorri konkretu horren aurka ezin arbuia daitekeen datua dago: ofiolita-moten ugaritasuna. Printzipioz, ofiolita-mota bakoitzak berezko jatorria izan beharko luke.

Gaur egun ofiolita oso bat, hau da, deformazio tektonikoek banatu eta apurtu ez dutena, oinetik gainera gutxi gorabehera geruzatuta dagoen ondorengo arroka-sekuentziaren bitartez eratuta dagoela onartzen da (2.18. irudia):

- hidratazioaren bitartez serpentinita bilakatuz gehiago edo gutxiago aldatutako peridotitak
- gainetik dunitazko eta piroxenitazko geruza mehe bi ager daitezke, ondoren bandedatu nabarmena erakusten duten gabroak eta gainetik gabro masiboak
- beraien artean inbuitzen diren basaltozko filoiez eratutako konplexu filoniarra
- laba basaltikoen koladak eta pillow laben egitura dituzten basaltoen arteko txandakatzeara
- erradiolarioz eratutako sedimentu silizeoak

Argi dago sekuentzia honen eta Nautila urpeko ontziak Vema faila transformatzailean zehar egindako zehar-ebakian aurkitutakoaren artean berdintasun ugari direla.



2.18. irudia. Ofioliten sekuentzia idealia. (Moores, 1982).

2.6. MANTUA

Mantuaren egitura teknika sismologikoak erabiliz lortu bada ere, konposizioa ondorioztatzeko hiru informazio-iturri nagusi erabili dira: azalean agertzen diren mantuko arroak; mantuko fusiotik eratorritako magmek eratzen dituzten arroka igneoak, eta mantuko mineral eta arroken ezaugarri fisikoen laborategiko azterketak.

Goi-mantuko arroka arruntenak peridotitak dira eta, aldiz, mantu sakoneko mineral ugariena perovskitaren egitura desitxuratua duen magnesio silikatoa da $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$. Horretaz baliatuta mantuaren egiturarekin harreman estua duen mantuko zatiketa mineralogikoa iradoki da. Goi-mantuari (7/40-410 km) peridotitaren eremua eta behe-mantuari (670-2.900 km) perovskitaren eremua deritze. 410 eta 670 km artean aldaketa mineralogiko nagusiak gertatzen direnez, egitura sismologikoan proposatutako trantsizio-eremuaren terminoa mantendu egiten da ondo datorkiolako.

2.6.1. Goi-mantuaren konposizioa

Goi-mantuaren edo peridotitaren eremuaren konposizioa lortzeko bide zuzenak eta zeharkakoak erabil daitezke. Alde batetik, lurralde konbergenteetan eta zamalkadura handien bitartez lurrazal kontinentalaren gainean kokatutako litosfera ozeanikoen (ofiolitak) mantuko arroak analiza daitezke. Mantuko arroak zuzenean aztertzeke beste aukera bat ere badago, mantuan sortutako magmek sarritan urtu gabeko mantuko arroka-zatiak azaleratzen dituztelako. Arroka-zati horiei *xenolito* deritze, beraien konposizioaren eta garraio gisa erabili duten magmen konposizioaren artean lotura zuzenik ez dagoelako. Batez ere bi dira xenolitoak garraia ditzaketen magma-motak: basalto- eta kinberlita-magmak. Kinberlitak diamanteen arroka ostalaria izateaz gain, erupzio-abiadura oso azkarrak dituztelako dira ezagunak. Biek ala biek goranzko bidaian mantuko zatiak bereganatu eta azaleraino garraiatzeko gaitasuna dute.

Azken urteetan goi-mantuko arroken laginak mantutik bertatik bildu ahal izan dira ere. Ozeano Barean, Hego Amerikako Galapago uharteen mendebaldean, Nazca, Cocos eta Ozeano Bareko plakak banatzen ari dira. Banaketa eragiten duten ozeano-gandorretariko batean (Hess Deep ozeano-gandorrean) 5,1 km-ko sakonera duen rift ozeanikoa dago, eta bertatik 1993. urtean burututako zundaketan mantuko laginak atera ziren.

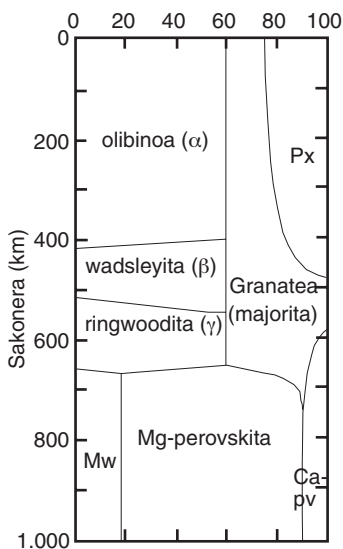
Goi-mantuko konposizioa ondorioztatzeko zeharkako metodoak ere erabil daitezke. Horretarako, laborategian mantuko arroken fusioa eragiten da baldintza ezberdinetan, mantutik eratorritako benetako magmen konposizioa lortu nahian. Azken batean, magmak mantuko peridotiten fusio partzialetik sortzen direnez, urtu gabeko arroken konposizioa eta magmen konposizioa nahastuz mantuko benetako konposizioa lor daiteke. Petrologia esperimentalaren bitartez benetako prozesua errepikatzea zaila da, baldintza ugariren eraginpean dagoelako.

Bide zuzenak edo zeharkakoak erabiliz ondorioztatu da goi-mantua, batez ere, peridotitaz eta eklogiten portzentaje txiki batez (agian % 5-10) osatuta dagoela. Peridotiten mineralogia arrunta olibinoz (% 60), ortopiroxeno (% 30) eta klinopiroxeno (% 6) eratuta dago. Falta den % 4 sakoneraren arabera, batez ere, plagioklasaz, espinelaz eta granatez osatzen da.

2.6.2. Trantsizio-eremuaren konposizioa

Trantsizio-eremuan uhin sismikoen abiadura biziagotu egiten dela jakin ondoren, eztabaida sutsua egon zen arrazoiengatik. Eztabaidaren gakoa hau da: ea abiaduraren gehikuntza mantuaren barneko aldaketa kimikoen eraginez edo sakonerarekin presioak eragindako mantuko mineralen fase-aldaketaren eraginez gertatzen ote den. Gaur egun, nahiz eta abiadura-jauziak olibinoaren fase-aldaketei lotuta daudela jakin, oraindik ez da guztiz baztertu goi-mantuaren eta behe-mantuaren artean aldaketa kimikoren bat egon daitekeelako susmoa. Zenbait ikertzailek aburuz behe-mantuaren burdinaren edo silizearen proportzio altuagoak aurki daitezke, baina aldaketa kimikoren bat egonda ere, oso txikia izan behar du. Oro har, mantuko konposizioa lortzeko bidean behe- eta goi-mantuaren artean aldaketa kimiko nabarmenik ez dagoela onartzea hurbilketa egokitzat jotzen da.

410 km inguruko sakoneran olibinoak espinelaren egitura hartzen duela aipatu da (2.5. irudia), baina aldaketa gertatu bitartean espinelaren egitura deformatua erakusten duen beste fase bat ere sortzen da. Bi faseak naturan agertzen direla frogatu ahal izan da, nahiz eta oso ingurune bitxietan izan, meteoritoen talkek eragindako shock eremuetan. Bitarteko faseari *wadsleyita* eta espinelaren egitura duenari *ringwoodita* deritze. Era berean, goi-mantuko piroxenoen katioiak progresiboki granatearen katioiekin nahastu egiten dira, eta fase biak guztiz homogeneizatuta daudenean *majorita* izeneko fase minerala sortzen da. Mineral horien arteko proportzioak sakonerarekiko 2.19. irudian islatu dira.



2.19. irudia. Sakoneraren arabera presioak mantuko peridotitetan eragiten dituen erreakzioak. Px: piroxenoa; Mw: magnesio-wüstita; pv: perovskita. (Irvine, 1993).

Behe-mantuko presio altuko fase mineral ugariena, aldiz, $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ da, eta perovskitaren egitura ortorronbiko deformatua erakusten du. Behe-mantuko bolumena izugarri handia denez, beldurrik gabe Lurreko mineral ugariena perovskita dela esan daiteke. Trantsizio-eremuaren azpitik mineral horrek erakusten duen nagusitasunaren ondorioz, behe-mantuari sarritan perovskita-eremua deritzo. Behe-mantuaren konposizioa

goi-mantuak duenarekin parekatzeko perovskitarekin batera, kloruro sodikoaren egitura duen *magnesiowüstita* izeneko (Mg,Fe)O minerala eta perovskitaren benetako egitura duen CaSiO_3 (Ca-perovskita) minerala ageri dira.

2.6.3. Mantuaren konposizioa

Beraz, mantua magnesio-burdinadun silikatoekin eta, proportzio txikiagoetan, Al edo Ca elementuak barneratzen dituzten silikatoekin eratuta dagoela esan daiteke (2.20. irudia). Elementu nagusiei erreparatuta, gaur eguneko mantuaren konposizioa homogeneousat har daiteke, baina *elementu azterna* eta isotopoak aztertuta, oraindik guztiz ezagutzen ez diren zenbait aldaketa sumatzen dira.

	Mason 1966	Ringwood 1966	Hutchinson	Hart eta Zindler 1986	Hofmann 1988
SiO_2	48,1	45,2	45	46,38	45,96
TiO_2	0,12	0,17	0,09	0,18	0,18
Al_2O_3	3,1	3,5	3,5	4,1	4,6
Fe_2O_3					
FeO	12,7	8	8	7,62	7,14
MgO	31,1	37,5	39	38,12	37,78
CaO	2,3	3,1	3,25	3,24	3,21
MnO	0,42	0,14	0,11		
Na_2O	1,1	0,57	0,28	0,33	0,33
K_2O	0,12	0,13	0,04	0,03	
P_2O_5	0,34	0,06			

2.20. irudia. Zenbait ikertzailek mantuaren konposizio kimikoari buruz plazaratutako proposamenak.

Lurra eratu zenetik mantua lurrazalean, hidrosferan eta atmosferan pilatuz joan diren zenbait elementutan txirotuta dago, meteoritoak aztertuz ondorioztatu den jatorrizko mantuaren konposizioarekiko. Mantuko elementu aztarnen txirotasuna elementu horiek erakusten duten bateraezintasunaren ondorioa da, hau da, fusioa gertatzen denean sortutako fase likidoan pilatzeko duten gaitasunaren ondorioa. Adibidez, ozeano-gandorretan hartutako mantuko laginak txirotasun-gradu handiena dutenak dira, lurrazal ozeanikoa ozeano-gandorren azpiko goi-mantuko peridotiten fusioaren ondorioz sortzen delako eta historia geologikoan zehar prozesua hainbat aldiz gertatu delako. Aldiz, mantu sakonaren konposizioa islatzen duten magmek (luma gorakorren eraginez sortuek; 5. gaia) txirotasun-gradu txikiagoa erakusten dute, fusio partzialeko prozesu orokorretatik salbu aurkitzen direlako. Uharte-arkuetako magmek aurreko bi adibideen arteko ezaugarriak erakusten dituzte.

Litosfera kontinentalaren mantuaren ezaugarri kimikoak ere bereziak dira, elementu azterna bateraezinetan oso txirotuta dagoelako eta heterogeneotasun kimiko handia erakusten duelako. Heterogeneotasunaren arrazoietak bat lurrazaletik mantura igarotako elementu bateraezinetan aberatsak diren fluidoak izan daitezke, horrela mantua elementu horietan “birraberastu” egiten da.

2.7. NUKLEOA

Liburuan zehar etengabe aipatuko dira lurrazalaren eta mantuaren arteko harremanak eta prozesuak, baina nukleoari buruzko aipamenak askoz ere murriztagoak dira. Nukleoa zuzenean aztertzea ezinezkoa da, azalean ez da ezagutzen zuzenean nukleotik iritsitako arrokarik, beraz, halabeharrez, nukleoa aztertzeko zeharkako metodoak erabili behar dira. Nukleoari buruzko informazioa oso ikerketa-esparru urrunduetatik bildu da, eta informazio gehien eskaini duten esparruak ondoren deskribatzen dira.

Dentsitatearen ikerketa. Planetaren konposizioari buruzko hipotesiak bere dentsitatea eta barneko geruza bakoitzarena kalkulatzor sor daitezke, lortutako datuak arroka ezagunen dentsitateekin erkatuz. Planetaren masa eta bolumena ezagutuz gero, dentsitatea zuzenean kalkulatzor da masa zati bolumena eginez. Planetaren masa planetak barneratzen duen materia-kopuruaren neurria da, eta planetaren inguruko sateliteen orbita-periodoen gainean Newton-en mugimenduaren legeak aplikatzor kalkula daiteke. Bolumena topografiateknika erabiliz, bai lurrazaletik zein sateliteen bidez espaziotik, lortzen da. Ezaguna da lurrazaleko arrokek duten batez besteko dentsitatea $2,5\text{--}3,0\text{ g/cm}^3$ bitartekoa dela, eta, aldiz, Lurrerako kalkulatu den dentsitatea $5,5\text{ g/cm}^3$ da. Hasiera batean, azaleko materialak baino ezagutzen ez zirenez, agian horiek sakonerarekin jasango zuten dentsitatearen hazkundera Lurraren $5,5\text{ g/cm}^3$ -ko batez bestekoa lortzeko lain izan zitekeela iradoki zen. Aldiz, laborategian egindako esperimientuek argi erakutsi dute lurrazaleko arrokek sakoneko presioen eraginpean jarritzor, ezin dela inolaz ere Lurraren batez besteko dentsitatea lortu. Beraz, Lurraren barneko materialen konposizioak ez du zerikusirik azalean ikusten denarekin. Lurraren nukleoa, batez ere, burdinaz eta nikel-proportzio txiki batez eratuta dagoela onartuta lortzen den batez besteko dentsitatea bat dator Lur osoaren dentsitatearekin.

Uhin sismikoen ikerketa. Aurretik aipatu da 2.900 km -ko sakoneran P uhinen abiadura izugarri aldatzen dela. Likidoa den kanpo-nukleorako neurtutako P uhinen abiaduren bitartez kalkulatu da eremu horretako dentsitatea, eta bertako presio izugarriak kontuan hartuz, burdina nagusi duen galdatu baten bitartez baino ezin direla azaldu ondorioztatu da. Egia esan, uhin sismikoen abiaduraren eta dentsitatearen arteko erlazioa erabiliz, nukleoa burdinaz soilik eratuta egongo balitz baino % $10\text{--}15$ bitarteko dentsitate txikiagoa duela ikusten da. Dentsitate txikiago horren arrazioa nukleoan, burdinaz eta nikelaz gain, agertzen diren elementu arinen portzentaje txikiak dira. Gaur egun, eztabaida bizia dago nukleoko elementu arin horien izaeraz eta proportzioaz. Hala ere, ikertzaile gehienek silize, oxigeno eta sufreaken proportzio txikien agerpena onartu egiten dute (2.21. irudia). Oro har, nukleoan diferentziazio-prozesuak gertatu izan direla eta gertatzen ari direla onartzen da. Lurra sortu zenean nukleo osoa galdatuta egongo zen eta Lurraren bilakaeran zehar jasandako hozketaren ondorioz barne-nukleoa solidifikatu egin da. Prozesu horretan zehar nukleoko elementu arinak kanpo-nukleoan pilatuz joan dira eta barne-nukleoa burdinaren eta nikelaren arteko nahasketa baino ez da. Kanpo-nukleoan pilatutako elementu arinen eraginez fusio-puntua jaitsi egiten da, eta, ondorioz, bertako materialak likido egoeran manten daitezke.

Barne-nukleoa zeharkatzen duten eta barne-nukleoaren albotik pasatzen diren P uhinen abiadurak erkatuz, barne-nukleoak Lurreko beste geruzak baino biraketa-abiadura azkarragoa duela ondorioztatu dute ikertzaileek. 1967 eta 1995 urteen artean Alaskan kokatutako sismografoek Ozeano Atlantikoko hegoaldeko Hego Sandwich uharteen

inguruan gertatutako lurrikaren uhinak erregistratu dituzte. Sismograma horien ikerketak barne-nukleotik igarotako uhinen bidaia-denbora gero eta laburragoa dela erakutsi du, eta aldiz, barne-nukleoaren albotik igarotako bidaia-denborek ez dutela aldaketarik jasaten. Aldaketa horiek barne-nukleoaren eta Lurraren beste eremuen biraketa-abiadura ezberdinak direlako baino ezin dira azaldu. Egindako neurketen arabera, barne-nukleoak 400 urtetara gainerako eremuek baino errotazio bat gehiago egiten du.

	Allegre <i>et al.</i> 1995
Fe	79,39
Ni	4,87
Si	7,35
Si	2,3
O	4,1
ppm-tan	
MnO	5.820
Cr	7.790
Co	2.530
P	3.690

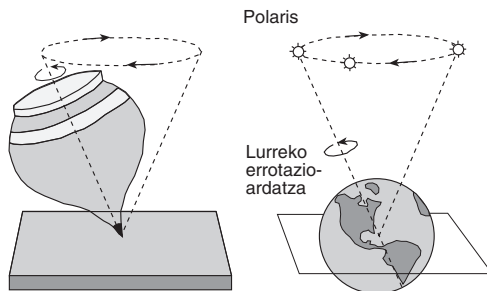
2.21. irudia. Nukleoaren konposizioari buruzko proposamena.

Lurraren prezesia. Lurraren barneko eremuetako dentsitatea kanpo-eremuetakoa baino handiagoa dela ondoriozta daiteke ere Lurra Eguzkiarekiko, Ilargiarekiko eta izarrekiko duen mugimenduarengatik. Imajina dezagun Lurra Eguzkiaren inguruko orbitaren ardatzarekiko biraketa-ardatza okertuta ($23,5^\circ$) duen ziba bat balitz bezala (2.22. irudia). Gaur egun, Lurraren biraketa-ardatzak Iparrizarraren norabidea du (Polaris), baina urtero zertxobait aldatzen da. 26.000 urtetan zehar aldaketa hau jarraituz gero, biraketa-ardatzaren norabidea Iparrizarretik urrundu eta 47° -ko errotazioa egin ondoren berriro Iparrizarra-ekin lerrotatuko litzateke. Lurreko biraketa-ardatzaren mugimendu motel horri Lurraren prezesia deritzogu. Egun, prezesiaoren neurketa astronomiko oso zehatzak lortu dira.

Baina, zergatik Lurraren prezesio-mugimendua? Biraketa-mugimenduaren ondorioz ekuatore inguruan Lurra puztu egiten da (21 km) eta, aldiz, poloetan uzkuritu. Ondorioz, Lurraren geometria esferikoa izan beharrean esferoide oblatoen itxurakoa da. Lurraren biraketa-ardatza okertuta dagoenez, Eguzkiaren zein Ilargiaren grabitazio-eremuek Lurraren ardatza beraiekiko lerrotatzeko joera duen indarra eragiten dute. Lurra grabitazio-bultzadak jasaten ditu, baina ardatza lerrotatzeko beste indarrik ez dute. Bultzaden eraginez biraketa-ardatzak prezesia jasaten du eta bira osoa amaitzeko 26.000 urte behar dira. Ziba bat biraka jartzean gauza bera gertatzen da (2.22. irudia). Ardatza bertikalki kokatuz ziba puntu bakarraren gainean geldituko da biraka; aldiz, ardatza bertikalarekiko okertuta badago, prezesio-mugimendua jasango du. Zibaren prezesio-errotazioak zibaren errotazioa baino askoz ere abiadura txikiagoa du. Preziesio-mugimenduak gertatu ohi dira biraketa-sistemetan kanpo-indarrek biraketa-ardatzaren norabidea aldatzeko joera dutenean.

Lurraren prezesia, ekuatorean zeharreko konkordura eta Eguzkia eta Ilargiko grabitate-indarrak neurtuta ondorioztatu da Lurraren barneko eremuetako materialek azalekoek baino askoz ere dentsitate handiagoa izan behar dutela. Adibidez, Lurraren dentsitate orokorra lurrazalak duena izango balitz, prezesiaoren maiztasuna 26.000 urtekoa izan gabe

31.500 urtekoa izango litzateke. Nukleoa burdinaz osatuta dagoela onartuz lortzen den preziesioaren maiztasuna bat dator Lurrak benetan duenarekin.



2.22. irudia. Zibaren errotazio-ardatza aldatzeko grabitatearen ahalegina. Era berean, Eguzkiaren (eta Ilargiaren) grabitate-indarrak Lurreko errotazio-ardatza mugiarazten du. (Davidson *et al.*, 1997).

Meteoritoak. Aspalditik da ezaguna meteoritoen burdina-proportzioak lurrazalekoak eta mantukoak baino askoz ere altuagoak direla. Hortaz, meteoritoak Lurraren adin bera dutela eta prozesu beraren bitartez sortu zirela onartuz gero, mineralen proportzioak batean eta bestean berdinak izan behar dira. Mineralen arteko proportzioak mantentzearen, logikoa da mantuan eta lurrazalean agertzen ez den burdina nukleoan pilatuta dagoela imajinatzea.

II. PLAKA-TEKTONIKA. OROKORTASUNAK

3. Plaka-tektonikaren aurrehistoria

1960ko hamarkadan eta 1970eko hamarkadaren lehendabiziko urteetan geologoek pentsamoldea guztiz aldaraziko zuen plaka-tektonika teoriaren oinarriak finkatu ziren. Aurretik, nahiz eta kontinenteen mugikortasunari buruzko ideiak mende osoan zehar ikertzaileen artean ahoz aho ibili, oro har, Lurra gorputz zurruntzat eta kontinenteak gorputz finkotzat hartzen ziren.

Plaka-tektonikak Geologian sortu zuen iraultza ulertzeko aipatu Fisikan, XX. mendearen hasieran, erlatibitatearen teoriaren sorrerak (espazioa, denbora, masa eta mugimendua gobernatzen zituzten lege fisikoak unifikatu zituen) edo Biologian, mendearen erdialdean, ADNaren aurkikutzak (organismoek belaunaldiz belaunaldi hazkuntza, garapena eta jarduera gobernatzen dituen informazioa nola garraiatzen den ulertarazi zuen) edo Astronomian big-bang teoriak sortu zutenaren parekoa izan daitekeela. Azkeneko 200 urteetan ugari izan dira mendikateen eraketa, bulkanismoa, eta Lurreko beste fenomeno nagusien inguruan sortu diren ereduak, baina prozesu geologiko guztiak batera azal ezazakeen teoriarik plazaratu gabe. Gaur egun, Lurrean gertatzen diren prozesu geologiko guztiek plaka-tektonika teoria orokorraren barnean dute azalpena, eta oraindik azalpenik gabe dauden arazoez ez dituzte teoriaren oinarri orokorrak aldaraziko. Gai honetan zehar, plaka-tektonika teoriaren sorreran nolabaiteko eragina izan duten ideiak eta aurkikuntza nabarmenenak aipatuko dira.

XX. mendearen hasieran, norbaitek kontinenteen mugikortasuna aipatuz gero, erospea bereganatzen zuen. Hala ere, argigarri geologikoak beste modu batera ezin zirela azaldu sentitzen zuten zientifikoek mendetan zehar ideia hau proposatu egin zuten hainbat aldiz. 1912. urtean, Alfred Wegener meteorologo alemanak jatorri ezberdineko zenbait argigarri bildu eta **kontinenteen jitoa** izenez ezagutzen den teoria modernoaren sortzaile-titulua irabazi zuen. Baina, Wegener-en ideiak fedegabetasunez ikusten zituzten sinesgabeek, eta denbora behar izan zen harik eta datu-pilaketaren ondorioz ideia arbuiatu ezin izan zen arte. 1963 eta 1968 bitartean, kontinenteen jitoa geologo eta geofisiko gehienek ortodoxia bihurtu zen bat-batean. Zergaitik bat-bateko aldaketa hau? Logikoki, datuak gehituz joan ziren heinean kontinenteen jitoaren frogak pilatu egin zirelako, eta, azkenean, ikertzaileek ezin izan zituzten arbuiatu ondoren ikusiko ditugun argibideak.

3.1. KONTINENTEEN JITOAREN AURRETIK

Plaka-tektonikaren oinarritzko zenbait ideia aspaldiko kontuak dira eta ikertzaile ameslarien burutaziotzat hartu zituzten garaiko zientzia-buruek. Ondoren, kontinenteen mugikortasunari buruzko erreferentzia historiko adierazgarrienak aipatuko dira.

Amerikako kostaldea kartografiatu bezain laster, 1596. urtean Abraham Ortelius kartografo flandiarrek Ozeano Atlantikoko bi ertzetan kokatutako kostaldeak puzzle bateko

fitxak balira bezala batu zitezkeela aipatu zuen. Afrika, Europa eta Amerika noizbait batera egon zirela zirudiela esan zuen eta ondoren banatu. 1620. urte inguruan, Francis Bacon-ek idatzitako *Novum Organum* liburuan Hego Amerikako eta Afrikako mendebaldeko kostaldeen antzekotasuna aipatu zuen ere, nahiz eta horren zergatiari buruz ezer ez esan.

Ondoren, Afrika eta Amerika banandu izana onartzen zutenen artean, teoria “katastrofistak” erabili ziren denbora luzean zehar. 1666. urtean François Placet moralista amerikarrak Uholde Unibertsalean bilatu zuen azalpena eta, aldiz, 1843. urtean Alexander von Humbolt esploratzaileak Ozeano Atlantikoa itsasoak indusitako harana zela proposatu zuen.

Antonio Snider-Pellegrini-k (1858), *La création et ses mystères dévoilés* liburuan, Afrikako eta Hego Amerikako Karbonifero garaiko landare-fosilen antzekotasunaz ohartuta, bi lurralde horiek noizbait batera egon zirela esan zuen. Beraren esanetan Lurraren jatorrian kontinenteak elkartuta zeuden, baina Uholde Unibertsalak Amerikaren eta Mundu Zaharraren arteko bereizketa eragin zuen. Ikertzaile horri sor diogu kontinenteen jatorrizko kokapenaren estreinako irudia (3.1. irudia).



3.1. irudia. Snider-ek honela irudikatu zuen Ozeano Atlantikoa ireki aurreko kontinenteen kokapena.

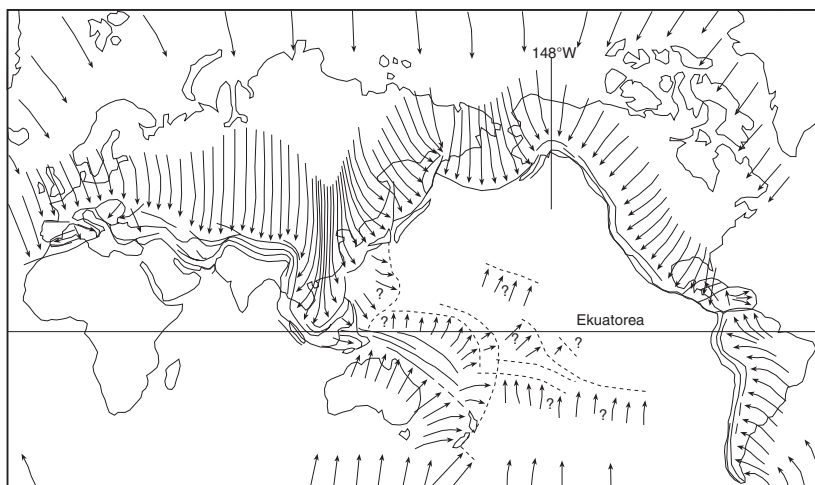
Garai haietan, ikertzaile gehienek, prozesu geologikoen abiadura infinituki motelean oinarrituz, susmoak zituzten Lurraren antzinatasunari buruz. Charles Darwin-en eboluzioaren teoria (1859) ideia horiekin bat zetorren, fosildun arroketan behatutako aldaketa biologikoak ere oso motelak zirelako. Beraz, orduko Lurraren ikertzaileek Lurra Testamendu Zaharrak zioena baino zenbait aldiz zaharragoa zela uste zuten. James Hutton-en (1795) esanak «orainaldia iraganaren giltzarria da» onarpen orokorra lortu zuen baina kontinenteen banaketa ziurtatzerik ez zegoenez, oraindik teoria katastrofistak erabiltzen ziren azalpen gisa.

1879.ean Darwin-ek Ilargia Ozeano Baretik askatutako zatia zela proposatu zuen. Osmund Fisher alemaniarrek Darwin-en teoria biribildu zuen esanez Ilargia Kretazeoan banatu zela eta, ondorioz, lurrazalak egonkortasuna galdu zuenez, harrezkero kontinenteak mugitzen ari direla galdutako egonkortasuna berreskuratzeko. Berak idatzitako *Physics of the Earth's crust* (1889) lanean ordurako eredu berritzaileegia iradoki zuen, lurbarnea

jariakorra zela eta ozeanoen azpian konbekzio-korronteak gorakorrek eta kontinenteen azpian beherakorrek zirela esanez. Fisher-en ikuspegi mobilista aurreratuegia zen bere garairako eta, gainera, alemanez idazten zuenez, ingelesa erabiltzen zuen komunitate zientifikoaren gehiengoak ez zuen izan Fisher-en ideien berri urte ugari igaro arte. Garaiko geofisikak, metereologiak eta klimatologiak eskainitako datuez baliatuz, polo magnetikoen mugikor-tasunari buruzko hipotesia argitaratu zuten ikertzaile alemaniarrek, eta oro har, guztiz onartuta zuten Lurraren ikuspegi mobilista. Aldiz, tradizio angloamerikarrean oraindik Lurraren zurruntasuna eta teoria “fixistak” ziren nagusi.

1909. urtean Eduard Suess geologo austriarra Ozeano Atlantikoko alde bateko eta besteko Paleozoikoko arroka eta egituren antzekotasunaz ohartu zen. Hegoaldeko hemisferioan kokatutako kontinenteen berreraiketa proposatu zuen esanez denek noizbait Gondwanaland deituriko superkontinentea eratu zutela. Hala ere, bereizketa Ozeano Atlantikoaren hondoratzeari egotzi zion.

F. B. Taylor (1910) fisikari iparramerikarrak kontinenteen jitoaren zergatiari buruzko lehendabiziko hipotesia plazaratu zuen, Wegener-engan eragin handia izango zuena. Mugimenduen indar-eragileari buruz hau esan zuen: Lurra Ilargia harrapatu zuen bere grabitate-eremuaren barnean orain dela 60 eta 150 Mu bitartean, eta hasieran biak gaur baino askoz hurbilago zeudenez, Ilargiak Lurrean eragindako indar grabitazionala nahikoa izan zen kontinenteak mugiarazteko. Taylor-en iritziz, gutxi gorabehera E-W orientatutako Tertiarioko mendikateak (sistema alpetar-himalaiarra) Lurraren polo geografikoetatik ekuatore-rantz mugitutako lur-masek sortutako konpresioaren ondorioz eratu ziren (3.2. irudia). Hala nola, Asiak hegoalderantz bidean Indiako penintsula aurkitu zuen eta horrek eragindako oztopoaren ondorioz sortu dira Himalaia mendikatea eta Pamirreko meseta. Era berean, Taylor-ek ezagutu zuenean Ozeano Atlantikoaren erdialdean Amerika, Afrika eta Europako kostaldeekiko paraleloa den itsas azpiko mendikatea dagoela, mendikatea Afrikaren eta Hego Amerikaren arteko *rifting*aren ondorio dela proposatu zuen. Beraren esanetan, Hego Amerika mendebalderantz desplazatu eta Andeak sortu ziren; Afrika, aldiz, gelditu mantendu da antzeko mendikate gazterik ezagutzen ez delako bertan.



3.2. irudia. Taylor-en diagramak Tertiarioan Lurraren azalean izandako desplazamendu-bolumena eta norabidea erakusten ditu. (Taylor, 1910).

3.2. KONTINENTEN JITOIA: ALFRED WEGENER

Alfred Wegener (1880-1930) meteorologo alemaniarren ikerketak Groenlandiako izotzgeruzetan gauzatu ziren batez ere. Bere biografia ikertu dutenek aipatzen dute kontinenteen jitoari buruzko ideiak garatzeko izotzezko blokeek apurtzean Ozeano Artikoaren gainean zuten mugimenduan oinarritu zela, baina bere idatzietan konparazio horri buruz ez da ezer agertzen. Wegener-ek bizia tragikoki galdu zuen Groenlandiako izotzaren artean, bere ideiak oraindik onartu gabe zeudenean.

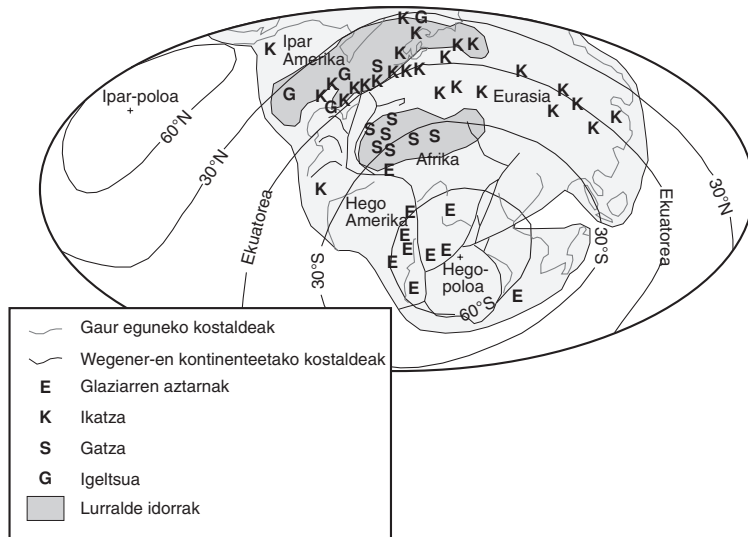
Wegener-en garaian Lurraren egiturari eta bilakaerari buruzko ideiak Suess-ek (1909) proposatutakoak ziren. Lurreko hozketaren eraginez lurrazala uzurtu egiten denez, material arinenek gainazalera igotzeko eta astunenek hondoratzeko joera izaten dute, eta prozesu horretan zehar mendikateak eta haranak etengabe sortzen dira. Beraz, eremu kontinentalak hondoratzeko joera eta eremu ozeanikoak altxatzeko izango dute, denborarekin kontinenteak ozeano eta ozeanoak kontinente bihurtuz. Mugimendu horiek eragin dituzte material sedimentarioaren erregistroan definitzen diren eta eredia sortzeko erabili ziren transgresio eta erregresioak. Beraz, lurrazalerako onartzen ziren mugimendu bakarrak bertikalak ziren.

Wegener-ek kontinenteen eta ozeanoen jatorriari buruzko hipotesiak sortu eta berrantolatu zituen zenbait artikulutan (1912, 1915, 1924), eta guztiak laburbildu *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* liburuan (1929). Izotzak uraren gainean flotatzen duen bezala, kontinenteek lurrazal ozeanikoaren gainean flotatzen dutela uste zuen. Iceberg edo izozmendiak bezala, kontinenteek jarraitutasun estrukturala gordetzen dute, baina noizean behin apurtu eta elkarrengandik urrundu egiten dira. Ideia hauek plazaratu aurretik, orduko teoria gezurtatu beharra zegoen eta horretarako Wegener-ek ondoko datuak erabili zituen batez ere:

- Kontinente eta ozeanoetako lurrazalaren dentsitateak ezagutzen ziren, eta fisikoki ezinezkoa da kontinenteak hondoratzea ozeanoak baino dentsitate txikiagoa izanik.
- Teoria bertikalisten arabera logikoagoa zirudien mendikateak azalera osoan zehar uniformeago banatuta egotea, banda estuak eratu beharrean.

Teoria bertikalistak arbuiaitu ondoren, kontinenteen desplazamendu horizontalaren ereduak indarra hartu zuen. Wegener-en arabera, Mesozoikoan eremu kontinental guztiak, Pangea deritzon superkontinentea eratuz elkarren ondoan zeudenetik, gaur egunera arte kontinenteak urrunduz joan dira (3.3. irudia). 3.3. irudian ikus daitekeenez, Hego Amerikaren eta Afrikaren arteko bereizketa Kretazeoan hasi zen, Europa eta Ipar Amerikaren banaketarekin batera. Amerikako mendebaldeko mendikateak mugimenduak eraso-ertzetan eragindako konpresioarengatik sortuko ziren. Indiako Ozeanoa Jurasikoan hasi zen zabaltzen. Indiako iparraldean lur-masa handiak pilatzean Himalaia eta inguruko mendikateak sortuko ziren. Australia eta Zeelanda Berria Eozenoan banatu ziren Antartikatik iparralderanzko bidea hartuta.

Wegener-ek kontinenteen jitoaren teoria garatzeko jadanik ezagunak ziren datuak erabili zituen. Datu horiek bildu, era txukunean antolatu eta beraiekin eredu berri bat sortzeko gaitasuna izan zuen. Erabilitako datu adierazgarrienak ondoren laburbildutakoak dira.



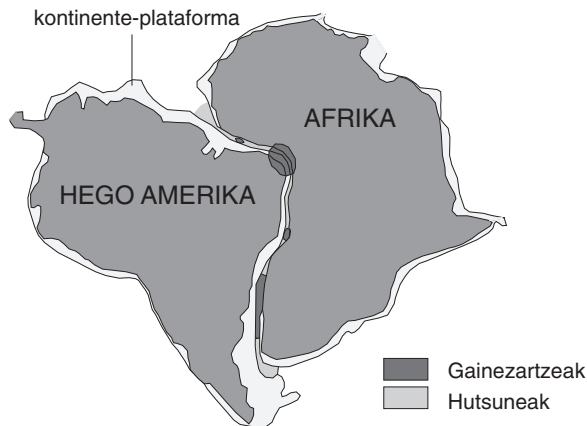
3.3. irudia. Wegener-en orain dela 300 Mu-ko kontinenteen kokapenerako proposamena. Berreraikitzea garai hartako glaziarretako sedimentuetan (poloetan zeuden lurraldeak adierazten dituzte), ikatzaren agerpenean (tropikoen inguruan), eta gatz, igeltsu eta dunen agerpenean (desertuen adierazle) oinarrituta dago.

3.2.1. Kontinenteen eitea

Nahiz eta Ozeano Atlantikoko mendebaldeko eta ekialdeko kostaldeek eite osagarria dutela aspalditik ezaguna izan, ez da erraza Amerika, Europa eta Afrikako kostaldeak zehazki biltzen dituen mapa egitea. 3.4. irudiaren kasuan, adibidez, kostaldeak batzean hainbat hutsune eta gainezartze gertatzen dira. Arazo horren arrazoi nagusiak bi dira:

- Lur osoa erakusten duen edozein mapa egitura kurbo bat orri planoan irudikatzeko saio bat baino ez da. Zenbait mapatan proiektzioa egitean puntu geografikoen arteko benetako distantziak ez daude eskala finko batean, eta beste batzuetan traba hau konpontzeko kontinenteen itxura aldatzen da.
- Kontinenteak elkarren ondoan egon zirenetik ugari izan dira kostaldearen geometrian aldaketak eragin dituzten prozesuak (higadura, sedimentazioa, bolkanismoa).

Hala ere, Ozeano Atlantikoaren inguruko kontinenteen itxura berdintsua zorizko aldaketen ondorioa dela imajinatzea zaila da, eta ertz biak behin elkarren ondoan egon zirela pentsatzeak logikoa dirudi.



3.4. irudia. Bullard-ek eta bere taldeak 1965. urtean argitaratutako Hego Amerika eta Afrika kontinenteen arteko uztarketa. Honetarako kostaldea erabili beharrean estreinakoz kontinente-plataformaren eta ezpondaren arteko muga erabili zuten, zehatzago izateko -914 m-ko sestra-kurba.

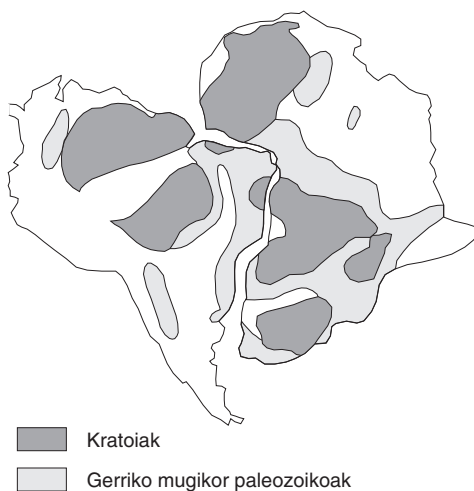
3.2.2. *Berdintasun estrukturalak*

Deigarriak dira ozeano batek banatutako kontinenteetan sarritan arroken ezaugarri eta adinetan, zutabe estratigrafikoetan edota tolesturen geometrian ikusten diren parekotasunak. Adibidez, Saharako hego-mendebaldeko lurraldeetan eta Guyanetako mendigunean (Hego Amerika) agertzen diren arroak eta arroka-serieak erabat berdinak dira. Era berean, Hegoafrikako gerriko tolestuak Argentinako Buenos Aireseko mendikatean aurkitzen du jarraipena (3.5. irudia), eta kontinente bateko kratoi kanbriarraurrearen eta arroka paleozoikoen kokapenak erlazio zuzena du beste kontinentean agertzen denarekin (3.6. irudia).

Ozeano Atlantikoko iparraldean egoera askoz argiagoa da. Britainiako basamentuaren gehiengoa bi prozesu orogenikotan eratu da. Orogenia kaledoniarra da zaharrena, Behe Paleozoikoan garatu zen (570-395 Mu) batez ere, eta ur azpian metatutako sedimentu sakon eta arroka bolkanikoen gainean izan zuen eragina. Material horiek tolestuta agertzen dira hego-mendebalde ipar-ekialde norabideko mendikatean, Erdialdeko eta Ipar Gales, Lake District eta Eskozia zeharkatuz. Bigarren orogenia, hertziniarra, Goi Paleozoikoan (395-225 Mu) garatu zen eta horren ondorioak gaur egun Penninoetan eta Galesko hegoaldeko tolesetan dira nabariak. Bi prozesu orogenikoetan garatutako mendikateak Britainiatik kanpo ere aurki daitezke. Mendikate kaledoniarraren aztarnak Norvegian, Groenlandiako ekialdean, New Founlanden, Ingalaterra Berrian eta Saharako mendebaldean aurki daitezke. Era berean, mendikate hertziniarraren aztarnak Europa erdiko Bohemiako mendigunean, Frantziako Armorika mendigunean eta Erdialdeko Mendigunean, Iberiar penintsulan eta Ipar Amerikako Appalache mendietan oso ugariak dira, besteak beste. Mendigune bakoitzaren berezitasun estrukturalak (toles-ardatzak) marraztu eta Ipar Atlantikoko kostaldeak batu ondoren (3.7. irudia), egiturak mendikate jarraituak eratuz lerrotatzen direla ikusten da.



3.5. irudia. Orain dela 290 Mu Pangea superkontinenteak zuen geometria. Kontinenteen arteko kolisioek barne-mendikateak (Appalacheak, kaledoniarra, hertziniarra eta Uralak) eratu zituzten. Jostura zahar hauek aspaldiko ozeanoen kokapena ezkutatzen dute. Gaur egun oraindik aktiboak izan daitezkeen litosfera ozeanikoaren subdukzioek kontinenteen ertzetako mendikateak eraten dituzte. Mendikate bakoitzaren egungo aztarnak mendikatea eratu zeneko garaian birkokatuz, mendikateak jarraituak zirela eta banaketa plaken mugimenduaren ondorioa izan dela ziurtatzen da. (Murphy eta Nance, 1992).



3.6. irudia. Kontinenteen jitoa frogatzeko Wegener-ek erabilitako froga estrukturala. Afrika eta Hego Amerikako kratoiak eta gerriko mugikor paleozoikoak bat datoz kontinenteen uztarketa egin ondoren. (Hurley, 1968).



3.7. irudia. Ipar Atlantikoa sortu aurreko egoerara itzuliz, munduan zehar sakabanatutako orogenia kaledoniarraren aztarnak lerrokatu egiten direla ikusten da. (Tarling eta Tarling, 1972).

Era berean oso nabarmena da Afrika, Madagaskar eta Indian zehar luzatzen den Mesozoikoko doleriten gerrikoa (3.8. irudia).

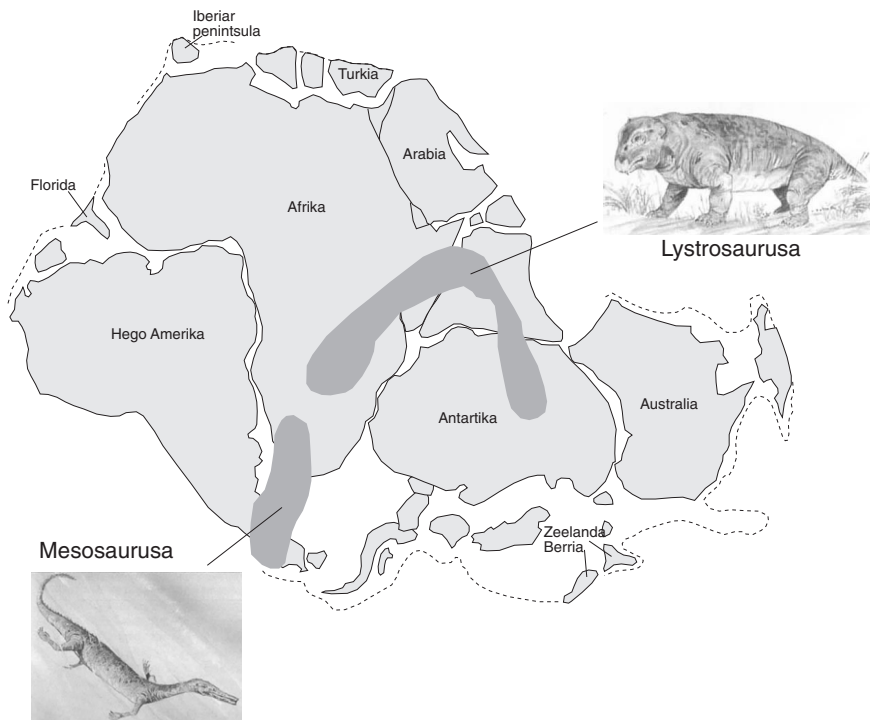


3.8. irudia. Gondwana superkontinentea bilduz, Mesozoikoko doleritak, Kanbriarraurreko anortositak eta Permiar-Karboniferoan gertatutako glaziazioaren aztarnak elkarren ondoan aurkitzen direla ikus daiteke.

3.2.3. Ikerketa paleontologikoak

Permiarreko eta Triasikoko geruzetan aurkitutako landare eta abere fosilak parekoak dira Hego Amerikako hegoaldean, Afrikako hegoaldean eta Antartika eta Australiako lurralde zabaletan. Adibidez, *Glassopteris* deritzon landarea lurralde horietan agertzen da soilik, adin eta mota berdineko geruzen artean eta ez da beste inon aurkitu. Therapsida edo Mesosaurus narrastiekin antzeko zerbait gertatzen da (3.9. irudia). Adibidez, datu paleontologikoen bitartez jakin badakigu Mesosaurusa orain dela 270 Mu bizi izan zela, eta haren

aztarnak Hego Amerikan eta Hegoafrikan baino aurkitu ez direnez, logikoa da suposatzea garai hartan bi lurraldeak elkarren ondoan egon zirela.



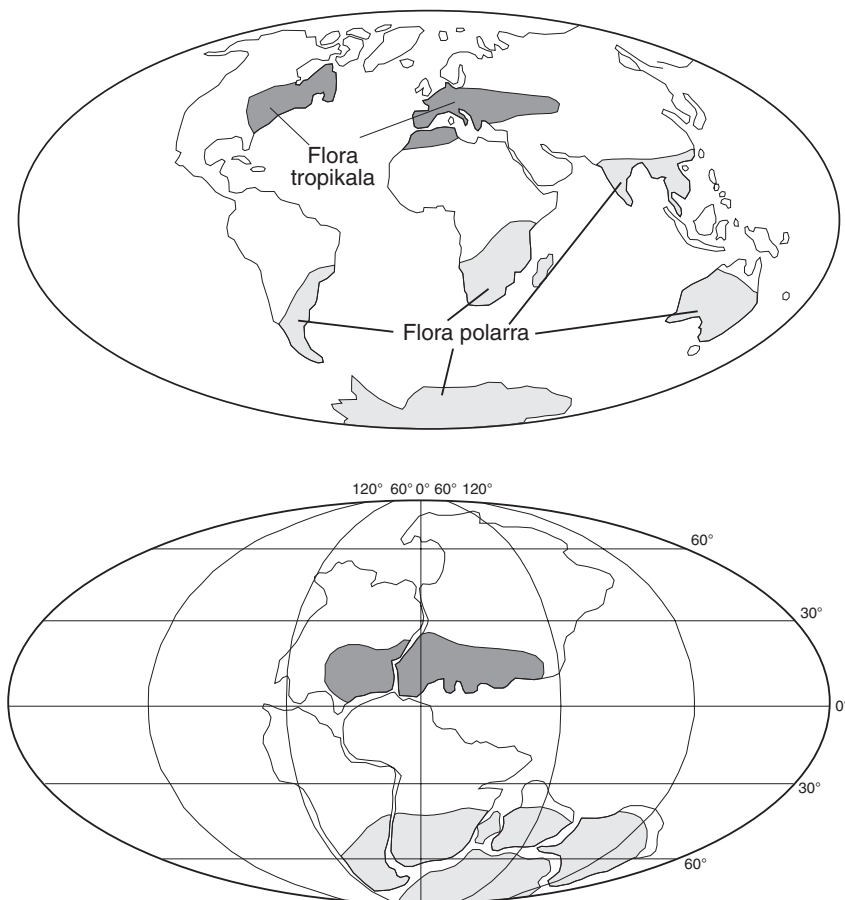
3.9. irudia. Mesosaurus eta Lystrosaurusaren hedapena Pangea eratuz hego-hemisferioko kontinenteak elkarren ondoan egon zirenean. Narrasti hauen fosilak Triasiko garaiko (245-208 Mu) sedimentuetan agertzen dira. Lystrosaurus Antartika, Afrika, Madagaskar eta Indian aurkitzen bada ere, Mesosaurus Afrika eta Hego Amerikako hegoaldean baino ez da agertzen. (Chernicoff, 1999).

3.2.4. Froga paleoklimatikoak

Dakigunez, planetako klima aldakortasun geldiezin baten menpe dago eta iraganeko batez besteko tenperaturak oraingoak baino altuagoak eta baxuagoak ere izan dira. Sarritan, arroka sedimentarioak aztertuz aldaketa klimatikoen aztarnak aurki daitezke. Baina arroka sedimentarioetan aurkitutako lore eta animalia fosilak iraganeko klimaren argigarri adierazgarriagoak dira.

Gauza horiek kontuan hartuta, baliteke konklusio interesgarriak lortzea iraganeko garai baten berreraiketa klimatikoa eginez gero. 3.10.A. irudian, adibidez, lore polarrak eta aintziretako lore tropikalak gordetzen dituzten Karboniferoko (gutxi gorabehera orain dela 300 Mu-ko) arroken hedapena erakusten da. Ikuspegi orokor batetik, Lurraren errotazio-ardatzaren mugimendu baten ondorioz posible litzateke klima-aldaketa hauek gertatzea. Aldiz, ikerketa sakonago baten aurrean, Karboniferoan zehar planetaren erdia baldintza artikoen menpe eta ipar-hemisferioko lur gehienak baldintza tropikaletan egon zirela

ikusten da. Gaur eguneko mapa klimatikoarekin konparatuz, ez da erraza imajinatzea klima hauen guztien banaketa eta klima tropikala eta artikoa horren hurbil egotea. Arazo hauek konpon daitezke Karboniferorako suposatutako klimak gaur egun klima horiek nagusitzen diren lurraldeetaraino kontinenteak desplazatuz gero (3.10.B. irudia). Berreraiketa paleoklimen hedapenean soilik oinarritzen baldin bada, galdera asko erantzunik gabe geldituko dira, baina, noski, berreraiketa klimatikoa bat dator aipatutako beste argigarriekin.



3.10. irudia. A: Flora tropikalaren eta flora polarraren hedapena Karbonifero adineko arroketan. B: Karbonifero garairako onartutako kontinenteen berreraiketa eginez, flora tropikala eta polarra gaur egun mota horretako landareak bizi diren latitudeetan agertzen direla ikus daiteke. (Tarling eta Tarling, 1972).

3.2.5. Eboluzioaren teoria

Charles Darwin-ek sortutako teoriaren arabera, espezie zoologikoek eta botanikoek era konplexuagoetarantz eboluzionatzen dute beti. Itsas organismoei dagokienez, eboluzio-aldaketak berehala hedatzen dira planeta guztian zehar, nahiz eta ur tropikal beroak zeharkatu ezin dituzten bizidun polarrak egon eta alderantziz ere. Lur gaineko bizidunek,

aldiz, batez ere narrastiek, ugaztunek eta zenbait landarek, ezin dituzte urez estalitako eremu zabalak zeharkatu, ondorioz lur-zubiekin kateatuta dauden kontinenteetan zehar hedatzen dira soilik. Kontinente batek landaretza eta fauna propioa sortuko du besteetatik bananduta egonez gero, eta Australia da horren adibide argia.

Eztabaida honekin jarraituz, organismo-multzo baten eboluzioak argitasun gehiago ekar dezake kontinenteen jitoaren teoriaren gain, adibidez, ugaztunenak. Ugaztunak bi taldetan banatzen dira: plazentalak eta marsupialak. Talde biak habitat berean bizi direnean lehia bizian aritzen direla ikusi da. Plazentalak indartsuagoak direnez ingurua menderatzen dute, eta marsupialak desagertu egiten dira edo espezie gutxi batzuek baino ez dute aurrera egiten.

Aztarna fosilen bitartez jakin denez, marsupialek ugaztun plazentalek baino arinago eboluzionatu zuten. Orain dela 100 Mu populazio garrantzitsua osatzen zuten, eta orain dela 70 Mu kontinente guztietara barreiatu ziren; horrek, nolabait, mundu guztiko eremu kontinentalen artean harreman estua zegoela esan nahi du. Ondoren, eta milioi urte gutxi batzuen barne, ugaztun plazentalak eboluzionatu eta Europa, Asia eta Ipar Amerikan zehar hedatu ziren marsupialak ordeztuz. Hego Amerikan, aldiz, orain dela 40-30 Mu arte marsupialek jarraitu zuten nagusi izaten, baina azkenean ere plazentalak nagusitu ziren. Eztabaida honen ondorioa argia da: Hego Amerika eta Ipar Amerika bananduta egon ziren orain 70 Mu, eta orain dela 40 Mu elkartu ziren. Era berean, Australia ere Hego Amerika banandu zenean isolatuta gelditu zen, eta harrezkero isolatuta mantendu da.

3.3. KONTINENTEEN JITOAREN AURKAKO IRITZIAK

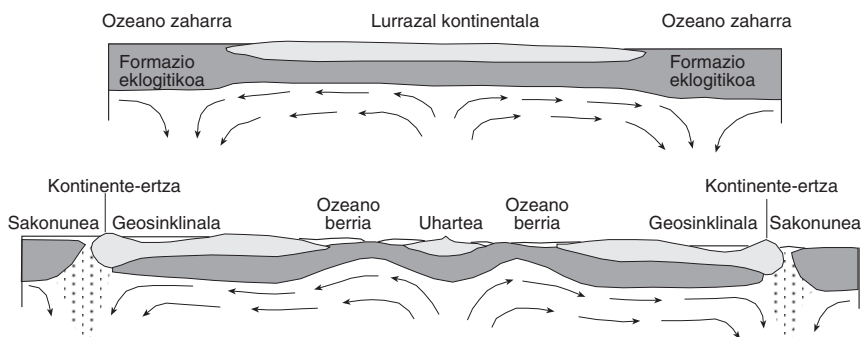
Wegener-en ideiak plazaratu eta urte batzuetara, ingelesera itzuli zirenean (1924), eztabaida bizia eragin zuten komunitate zientifikoaren baitan. Nahiz eta Europako eta hego-hemisferioko zenbait geologo berarekin ados egon, Ipar Amerikako geologo gehienek bat egin zuten teoriaren aurka. Banan-banan berak proposatutako argibideak arbuiaitu zituzten, batez ere, zehaztasunik ezaren ondorioz. Ozeano Atlantikoko alde bietako kontinenteen uztartzea ez zitzairen oso egokia iruditzen. Alde bietako serie estratigrafiko berdinak baldintza berdinetan metatu zirela iradokitzen zuten, baina horrek kontinenteen jarraitutasunik adierazten ez zuela onartzen zuten. Era berean, Gondwanan definitutako glaziazioa garai horretan kontinenteak poloa egon beharrean kontinentaltasunaren eraginez sortutako izotz-plaken ondorioa zela zioten. Kontinente ezberdinetako faunaren antzekotasunari buruz pareko bizi-baldintzen ondorioa baino ez zela zioten edo datuak gaizki deskribatuta eta txarto interpretatuta zeudela. Hala ere, jarri zioten aitzakiarik handiena kontinenteen mugikortasuna azal zezakeen mekanismo eragile fidagarririk ez definitzea izan zen.

Wegener-en ustetan, kontinenteak dentsuagoa baino ahulagoa den lurrazal ozeanikoaren gainean flotatuz ekuatorerantz mugitzen ziren Lurraren errotazioa dela medio. Ekialderanzko eta mendebalderanzko mugimenduak errotazioarekin erlazionatutako indar tidalen bitartez interpretatu zituen. Wegener-en teoria Ipar Amerikan onartua ez izateko arrazoi nagusia Harold Jefries-ek egindako ikerketak izan ziren. Jefries-ek, laborategian egindako ikerketen bidez, lurrazal ozeanikoa gutxienez lurrazal kontinentala bezain zurruna eta gogorra dela erakutsi zuen. Ondorioz, Wegener-ek proposatutako mugimendu-mekanismoa fisikoki ezinezkoa zen.

3.4. EZTABAIDA-GARAIA

Europako geologoek artean Wegener-en ideiek interes gutxi sortu zuten baina ez zieten eragozpen handirik jarri; Ipar Amerikan, aldiz, harrera guztiz ezkorra egin zitzairen. 1926.ean New Yorken burututako petrolioko geologoek elkarrekin amerikarraren batzarrean kontinenteen jitoa izan zen eztabaidagai nagusia eta bertan Wegener-ek hartu zuen parte. Nahiz eta zenbait hizlari jitoaren alde agertu eta beste zenbait ikuspegi zabalagoa eskatu komunitate zientifikoki, gehienek kontinenteen jitoaren hipotesia alboratzearen aldekoak izan ziren. Ondorioz, kontinenteen jitoa kontzeptu geologiko errespetagarrien zerrendatik desagertu egin zen. Hala ere, zenbait ikertzailek bizirik mantendu zuten ideia. Ikertzaile horien artean Arthur Holmes britainiarra eta Alexander du Toit hegoafrikarra aipatu behar dira.

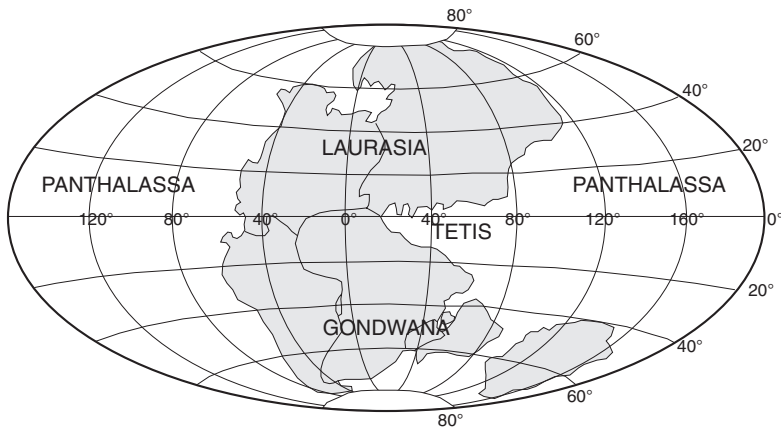
Holmes-ek arroketo elementu erradiaktiboen desintegrazio-abiadura konstanteak ikertzen zituen, denbora-escala absolutu bat eraikitzeko asmoz. Jitoari buruzko frogak onartu arren, ez zegoen ados mugimendua azaltzeko proposatutako mekanismoarekin. Beraren arabera, lurrazala hiru geruzaz osatuta egongo litzateke: goikoa, konposizio granitikoduna; erdikoa, konposizio dioritikoduna, eta, azpikoa, peridotitiko-eklogitikoa. Lurrazal kontinentalak goiko bi geruzak eta beheko geruzaren goiko alde kristalinoa barneratuko litzuke. Azpiko geruzaren beheko eremu isotropo eta termikoki isurkorrak lurrazal kontinentalaren zein ozeanikoaren sustratua eratuko luke. Ozeanoaren hondoko sedimentuen azpitik eta sustratuaren gainetik gabroak eta anfibolitak agertuko lirateke. Berak zioenez, sustratuaren erradioaktibitate-beroa sumendien bidez askatzen zena baino handiagoa zenez, askatu gabeko beroak kontinenteen azpitik konbekzio-korronteak sortuko litzuke eta, ondorioz, korronteak kontinenteen mugimendua eragingo lukete. Ideia hauek guztiak *Principles of physical geology* (1929) liburuan argitaratu zituen. Liburuan aipatzen zuen ere kontinenteen erradioaktibitate-beroa ozeanoena baino handiagoa denez, kontinenteen azpian korronte gorakorrek kokatzen direla eta kontinenteen ertzetan ozeanoetatik datozen korronte ahulagoekin topo egitean berriro sustratuan hondoratuko direla (3.11. irudia). Konbekzio-korronte gorakorren eraginez kontinenteen apurketa eta ozeano berrien sorrera gerta zitezkeela aipatu zuen ere.



3.11. irudia. Kontinenteen jitoaz Holmes-ek (1929) egindako interpretazioa.

Beste alde batetik, Holmes-en garaikidea izan zen Alexander du Toit geologoa Wegener-en teoria hobetzen saiatu zen eta horretarako kontinenteen jitoaren aldeko frogak gehiago aurkeztu eta okertzat zeuzkanak zuzendu zituen. Bere ideiak *Our wandering continents* liburuan (1937) plazaratu zituen eta bertan ordura arte sakabanatuta zeuden

idea ugari bildu zituen, guztientzat interpretazio koherente eta sinplea emanaz. Du Toit konturatu zen orain dela 200 Mu gertatutako glaziazioak aztarnak utzi zituela gaur egun hego-hemisferioan kokatutako kontinente guztietan eta Indian. Garai berdinean, ipar-hemisferioko ikatz-mehategi handiak eratzen zeuden oihan tropikaletan. Arazo klimatiko hau konpontzeko kontinenteen berreraiketa berria iradoki zuen, zeinaren arabera hego-hemisferioko kontinenteak Hego-poloaren inguruan eta ipar-hemisferioko ikatz-lurraldeak ekuatorearen inguruan kokatu zituen. Era berean, Wegener-ek definitutako Pangea superkontinentea bi lurralde kontinentaletan bereizi zuen, Laurasia iparraldean eta Gondwana hegoaldean. Bi eremu kontinental horien artean Tetis itsasoa kokatu zuen eta kontinenteak inguratuz Panthalasa ozeanoa definitu zuen (3.12. irudia). Gondwanaren eta Laurasiaren arteko erabateko zatiketa Kretazeo eta Tertziarioan zehar gertatu zela ere aipatu zuen.



3.12. irudia. Orain dela 200 Mu inguru Pangea superkontinentea Laurasia (iparraldean) eta Gondwana (hegoaldean) izeneko superkontinentetan bereizten hasi zen. Bien artean Tetis izeneko ozeanoa garatu zen, eta superkontinenteen inguruko ozeano erraldoiari Panthalassa izena ematen zaio. (Dietz eta Holden, 1970).

3.5. KONTINENTEEN JITOAREN ONARPENA: PLAKA-TEKTONIKAREN TEORIA

1970eko hamarkadaren hasieran kontinenteen jitoak onarpen orokorra erdietsi zuen, hainbat esparrutan burututako ikerketetan lortutako emaitzak bat zetozelako teoriaren oinarritzko kontzeptuekin. Ugari izan ziren kontinenteen mugikortasunaren alde lortutako datuak eta, hemen, pentsamolde-aldaketan eraginkorrenak izan ziren ideiak baino ez dira aipatuko. Ideia horiek plaka-tektonikaren oinarritzko zutabeak direnez, sakonago aztertuko dira liburuan zehar.

3.5.1. Litosfera eta astenosfera

1926. urtean Beno Gutenberg sismologoak Lurraren azalaren azpitik 100 eta 200 km arteko tartean uhin sismikoen abiadura murriztu egiten dela erakutsi zuen. Fenomenoa azaltzeko geruza horren materialak ez direla gainekoak eta azpikoak bezain zurrinak iradoki zuen. Gutenberg-ek lortutako datuek eta horietatik ondorioztatutako ereduak ez

zuten garaiko zientzia-buruen onespenez izan eta hurrengo hiru hamarkadetan ideia arbuia-tua izan zen. 1960ko hamarkadan, aldiz, pilatutako datu sismikoen kopuru izugarriaren ondorioz, abiadura txikiko geruzaren, edo zurruntasun txikiko geruzaren agerpena onartu beharra izan zen. Geruza horren aurkikuntzak ondorio garrantzitsuak izan zituen lurra-zalean eta lurrazaletik gertu gertatzen diren eskala handiko prozesu tektonikoen zergatia azaltzeko orduan.

Garaiko ikertzaileak ondorio berdinetara heldu ziren datu sismikoak ez ziren beste zenbait prozesu geologiko ikertuz. Lurraren azalean presio atmosferikoen aldaketek eragin-dako deflekzio neurgarriak, isostasiaren teoriak, edo lurrikaren proportzio-murrizketa 60 km-ko sakoneratik behera, bat datoz goi-mantuaren barnean kokatutako geruza ahul horren agerpenarekin. Era berean, laborategian burututako petrologia esperimentaleko ikerketek erakutsi zuten sakonera hauetarako onartutako presio- eta tenperatura-baldintzapean arro-ken ezaugarriak guztiz aldatzen dituen fusioa hasten dela. Litosferaren eta astenosferaren arteko bereizketa Joseph Barrell geologo iparramerikarrak proposatu zuen estreinakoz 1914. urtean. Barrell-ek litosferaren eta astenosferaren arteko muga bat-batekoa dela eta 100 km-ko sakoneran kokatuta dagoela iradoki zuen, gaur egun aldiz, muga trantsizionala dela eta azaletik 60 km-ra has daitekeela onartzen da. Astenosfera agertzeak kontinenteen jitoaren ideia sinesgarriago bihurtu zuen.

3.5.2. Ikerketa ozeanografiko berriak

70eko hamarkadan kontinenteen puzzlea osatzeko hainbat ahalegin egin ondoren, emaitza gero eta egokiagoak lortu ziren. Kontinente mugikorretako munduko boletan kontinenteen arteko uztarketa onak lortu ziren, baina kontinenteen arteko gainezartzeak eta hutsuneak zeharo murriztu ziren ordenagailu sortu berriak erabiliz. Eredu horiek guztiak 1950eko hamarkadan Sir Edward Bullard-ek plazaratutako ideia batean oinarrituta daude. Bullard-ek esan zuen kontinenteen uztarketa egiteko kostaldea erabili beharrean gutxi gorabehera itsas azpitik 200 m-ra dagoen kontinente-plataformaren eta ezpondaren arteko muga erabili behar zela (3.4. irudia), kontinenteen eta ozeanoen arteko benetako muga bertan kokatuta zegoelako. Bullard-ek beste datu interesgarri bat ere plazaratu zuen: lurrazaleko bero-fluxuen neurketak eginez ohartu zen ozeano-gandorren gainean lurraza-lean normala denaren bero-fluxu bikoitza dagoela, eta, aldiz, fosa ozeanikoen gainetik nor-mala baino txikiagoa. Bero-fluxuaren anomalia horien eta mantuko konbekzio-korronteen arteko harremanei buruzko hipotesia berehala sortu zen, zeinak bero-fluxu altuko eremuak konbekzio-korronte gorakorrekin eta bero-fluxu txikiko eremuak konbekzio-korronte behekorrekin lotu zituen.

Nahiz eta II. Mundu Gerrak komunitate zientifikoaren ikerketa-esparru arruntak gelditu, gerratearen estreinako urteetan asmatutako bi tresnak garrantzi izugarria izango dute ondoren egingo diren ikerketa ozeanografikoetan. Alde batetik, sonarra, soinu-uhinek hondo ozeanikoan eragindako islapenez baliatzen da ozeanoetako morfologia zehatza finkatzeko. Bestetik, radarra, itsasontziek ozeanoetan duten kokapen zehatza finkatzeko erabili zena. Gerratean zehar zehaztasun handiko milioika soslai batimetriko burutu ziren, batez ere, Ozeano Barean USAko guda-itsasontzien bitartez. H. H. Hess geofisiko amerikarrak datu horiek guztiak bildu zituen, eta 1946 eta 1948an argitaratutako lanetan Ozeano Bareko mendealdeko ezaugarri topografiko nabarmenenak deskribatu zituen. Gerraren ostean ozeanoetako ikerketa batimetrikoak zentzu zientifikoarekin burutu ziren

eta argi utzi zuten munduko ozeano guztietan zehar hedatzen den 40.000 km-ko itsaspeko mendikate baten agerpena. Hess-en *Evolution of ocean basins* (1960) lanean garrantzi handiko datua argitaratu zen. Beraren esanetan ozeano-gandorren gailurrean zehar irekitzen den arrailduratik lurrazal ozeaniko berria eratu eta gandorraren alde bietara hedatzen da. Lanaren eraginez pareko ondorioetara heltzen ziren beste zenbait artikulua argitaratu ziren, eta horietako batean R. S. Dietz-ek (1962) **itsas hondoaren zabalkuntza** terminoa erabili zuen. Wegener-ek uste zuen kontinenteak lurrazal ozeanikoaren gainean mugitzen zirela, baina Hess-ek erakutsi zuen kontinenteak behintzat pareko zurruntasuna duen, itsas hondorekin batera mugitzen direla. Ideia biribiltzeko itsas hondoko lurrazala fosa ozeaniko sakonetan eta mendikate gazteen parean desagertu egiten zela proposatu zuen, subdukzioa deritzon ekintzaren bidez.

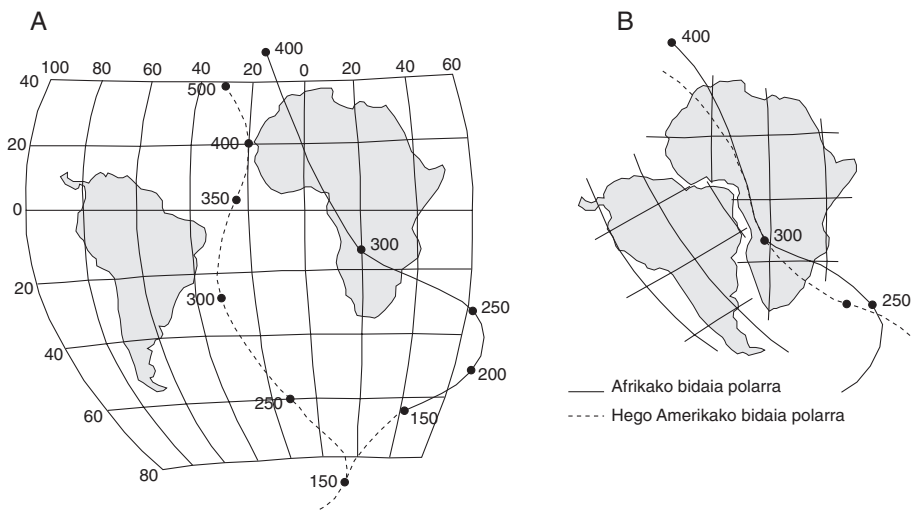
1960ko hamarkadaren bukaeran ozeano-gandorretan zehar tarte konstanteetara zeuden aldaketa topografiko nabarmenak kartografiatu ziren. Aldaketa horiek gandorren gailurra ehunka kilometrotara desplazatzen zuten haustura-eremuak bezala interpretatu ziren eta faila transformatzaile gisa izendatu ziren.

Hess-en frogatu gabeko ideien baieztapena urte batzuk geroago heldu zen, paleomagnetismoaren eta hondo ozeanikoaren eremu magnetikoen neurketen bitartez.

3.5.3. *Paleomagnetismoa*

Kontinenteen jitoaren aurka zeuden ikertzaileak guztiz konbentzitzeko balio izan zuten datuak arroketako magnetismoaren ikerketatik heldu ziren.

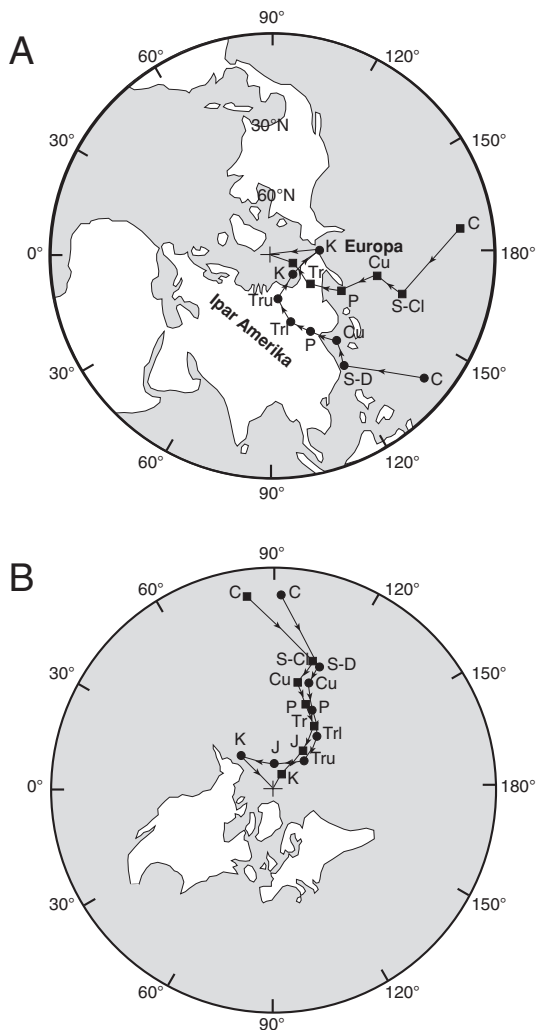
1950 eta 1960ko hamarkadetan geofisikoez arroken hondar-magnetismoa ikertuz kontinenteen jitoari buruzko froga zalantzagabea lortu zuten. Arroka eraketa-garaian emeki magnetizatuak izan daitezke —hozketan zehar laben kasuan eta metaketan arroka sedimentarioen kasuan— eta, ondorioz, arroketako mineral burdinatsuak eraketa-garaian zegoen Lurraren eremu magnetikoaren norabidearekiko lerrokatuta orientatzen dira. Arroken hondar-magnetismoaren deklinazioa eta okerdura neurtuz arroka eratu zeneko garaian Ipar-polo magnetikoak zuen kokapena zehatz daiteke (1.3.3. atala). Era horretan, kontinente baten garai ezberdinetako arroken magnetismoa neurtzean poloaren kokapena aldakorra dela ikusten da. Ageriko bidaia polarraren kurbek, kontinente bakoitzean burututako neurketa paleomagnetikoen ondorioz, denboran zehar polo magnetikoak izandako kokapena zehazten dute (3.13. eta 3.14. irudiak). Kurba horiek bi eratara uler daitezke: batetik, polo magnetikoak lurrazalean zehar mugitzen direla onartuz, edo bestetik, kontinenteak direla mugitzen direnak. Jakin bazekiten polo magnetikoen kokapena denboran zehar aldakorra dela, baina beti polo errotazionalaren inguruan, azken finean eremu magnetikoa Lurraren errotazio-mugimenduak gobernatzen duelako. Beraz, polo magnetikoa noizbait ekuatorearen inguruan egon den argitzerik ez dagoenez, sistemako elementu mugikorrek kontinenteak direla onartu beharra zegoen. Gainera, kontinente bakoitzak bidaia polarraren kurba propioa duela ziurtatu zenean, argi gelditu zen kontinenteak bai polo magnetikoarekiko bai elkarrekiko mugikorrek direla.



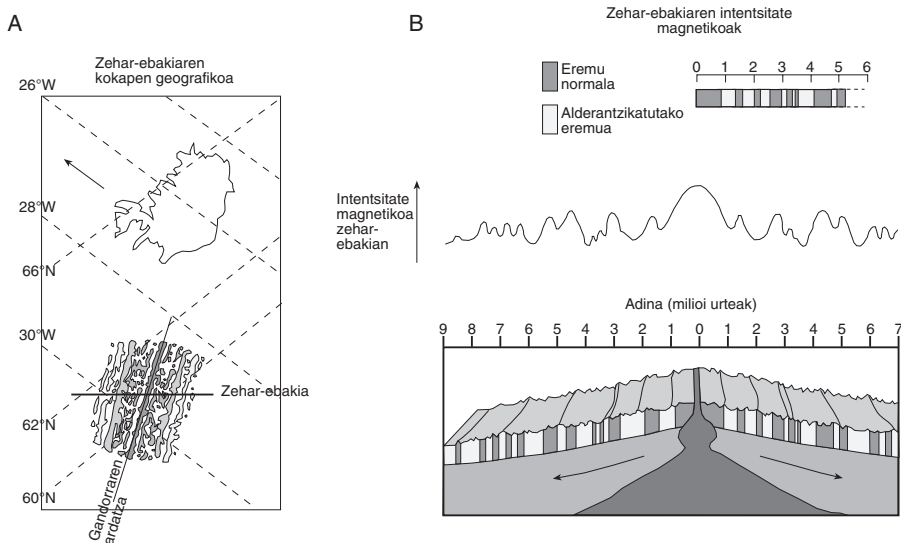
3.13. irudia. A: Hego Amerika eta Afrikako adin ezberdineko arroken magnetismoa aztertuz sortzen diren bidaia polarraren kurbak (adinak Mu-tan). B: Kurbak elkartu egiten dira adin bakoitzean kontinenteek izan duten kokapenera eramanez. (Tarling eta Tarling, 1972).

3.14. irudian Ipar Amerika eta Europarako marraztutako ageriko bidaia polarraren kurbak agertzen dira. Bi eremu kontinental horiek elkarrengandik urruntzen ari dira Ozeano Atlantikoko gandra eratu zenetik. Plaken mugimendua alderantzizkatuz gero, kurbak gainezarri egiten dira (3.14.B. irudia). Bi kontinenteen ageriko bidaia polarraren kurbak gainezarritik, bakoitzak garai ezberdinetan izandako kokapena lor daiteke. Beraz, datu paleomagnetikoak denboran zeharreko plaken mugimendu erlatiboak zehazteko erabil daitezke.

Ageriko bidaia polarraren kurbak eskainitako kontinenteen mugikortasunari buruzko froga zalantzagabeaz gain, paleomagnetismoak 1950eko hamarkadaren bukaera ulertzen ez ziren beste zenbait prozesu geologiko azaldu zituen. 1960ko hamarkadan Lurraren eremu magnetikoak jasandako alderantziketa bakoitzaren adina zehaztu zen, eta denboran zehar alderantzaketak ez direla erregularrak eta mundu-mailako zabalera dutela egiaztatu zen. Azkeneko 5 Mu-tan Lurraren eremu magnetikoa batez beste 200.000 milia alderantzizkatu da. Hamarkada berean Ozeano Atlantikoko erdiko gandra eta Ozeano Bareko ekialdeko gandra intentsitate magnetiko txiki eta handiko xingolen arteko txandakatzea behatu zen. Gainera, xingola magnetiko horiek tarte luzeetan jarraituak, gandrarekiko paraleloak eta gandraaren ardatzarekiko simetrikoak direla ezagutu zen (3.15. irudia). 1963an hondo ozeanikoetako zenbait eremutan eredu magnetiko berdinak zeudela ezaguna zen baina zergatia ez zegoen batere argi.



3.14. irudia. Ipar Amerikako (zirkuluak) eta Europako (karratuak) ageriko bidaia polarren ibilbideak. (C) Kanbriarra; (S) Siluriarra; (D) Devoniarra; (Cl, Cu) Goi eta Behe Karbonifero; (P) Permiarra; (Tr, Trl, Tru) Triasikoa, Behe Triasikoa eta Goi Triasikoa; (K) Kretazeoa. A: Kontinenteen bidaia polarraren ibilbideak gaur eguneko kokapenarekin. B: Kontinenteen bidaia polarraren ibilbideak Ozeano Atlantikoaren zabalkuntzaren aurretik. Siluriarretik Triasiko bitartean ibilbideak bat datozenez, tarte horretan bi kontinenteak elkarren ondoan zeudela ondoriozta daiteke. (McElhinny, 1973).



3.15. irudia. Lurrazal ozeanikoan gordetako alderanzketa magnetikoak. A. Anomalia magnetikoen kokapen geografikoa Islandiatik gertu, Reykjanes gandorrean (Atlantiko erdiko gandorraren zatia). Tramadun xingolak anomalia magnetiko normaleko arroak dira eta zuriz alderantzikatutako anomalia magnetikoko arroak.

B: Zehar-ebakian zeharreko eremu magnetikoaren intentsitate-aldaketak. Intentsitate altuko eta baxuko eremuak polaritate normaleko eta alderantzikatuei dagozkie, hurrenez hurren. (Davidson *et al.*, 1997).

Fred Vine eta Drummond Matthews (1963) britainiarrak xingola magnetikoen eta hondo ozeanikoen zabalkuntzaren arteko lotura aurkitu zuten. Beraien esanetan ozeano-gandorretan zehar magmak gora egiten du hondo ozeaniko berria eratuz, eta alde batera eta bestera isurtzen da magma berrirako tokia eginez. Magma hoztu ahala basaltoetako mineral burdinatsuak orientatu egiten dira Lurraren eremu magnetikoarekiko. Polaritate normaleko garaietan kristaldu berri diren hondo ozeanikoetako basaltoetako mineralak gaur eguneko iparrarekiko orientatzen dira gutxi gorabehera. Aldiz, polaritate alderantzikatuko garaietan eratutako mineralak gaur eguneko hegorantz orientatzen dira. Beraz, ozeano-gandorretatik alde bietara, polaritate normaleko garaietan sortutako basaltoak gaur egun intentsitate handiko xingolak izango dira. Basaltoetako mineral magnetikoen eremua Lurraren eremu magnetikoarekin konbinatzen denean, normala baino intentsitate handiagoak neurtzen dira, baina polaritate alderantzikatuko garaietan hoztutako basaltoak intentsitate txikiko xingola magnetikoak bezala neurtzen dira, gaur eguneko Lurraren eremuari arroken eremu magnetikoa kendu behar zaiolako.

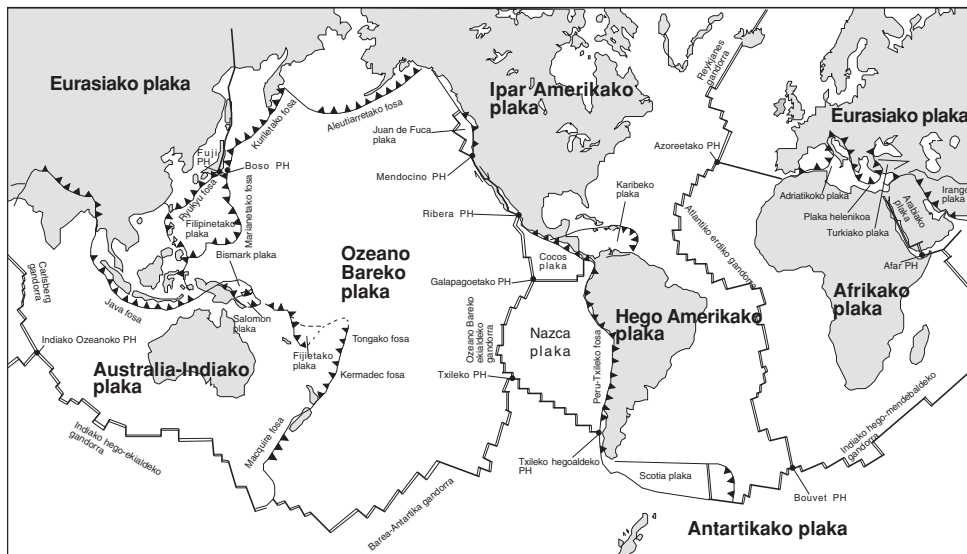
Beraz, ozeano-gandorretan lurrazal ozeaniko berria sortzen da eta gandorretatik urruntzean zahartu egiten da. Intentsitate ezberdineko xingola bakoitzaren denbora-tarteak zehaztuz gero, ozeanoen zabalkuntza-abiadurak neur daitezke.

Datu horiekin guztiekin plaka-tektonikaren teoria geotektonikoa sortu zen. Oro har, prozesu geologiko gehienak (eremu kontinentalen eta ozeanikoen arteko bereizketa; mendikateen sorrera; lurrikara, sumendi edo arroka-moten izaera eta hedapenak...) jatorria eta zergatia azaltzen dituzten ideien pilaketa ulargarria da. Teoria, hain dago ondo

biribilduta non, teoriaren barne-aldaketak sortuta ere, oinarriak eta funtsak ez duten aldaketa handirik pairatuko.

Plaka-tektonikaren teoriaren arabera lurrazala plaka deritzen zenbait zatitan banatuta dago. Plakak esfera baten gaineko estalki-zatiak bezala ikus daitezke. Beraien arteko mugimendua, Lurreko prozesu dinamikoetan oinarritutakoa, etengabea da. Zazpi dira lurrazala osatzen duten plaka nagusiak: Ozeano Barekoa, Ipar Amerikakoa, Hego Amerikakoa, Eurasiakoa, Afrikakoa, India-Australiakoa eta Antartikakoa. Horietaz gain, eskala txikiagoko dozena bat inguru plaka definitzen dira, beraien artean ezagunenak Nazca eta Cocos plakak. Zenbaitetan plaken arteko mugak ez dira oso garbiak, orduan plaken arteko muga lausotuei buruz hitz egiten da, deformazioa plaken arteko mugara murriztu beharrean askoz eremu zabalagoan duelako eragina. Adibidez Afrikako eta Eurasiako plaken arteko muga, muga lausotutzat har daiteke.

Oro har, plakak litosferaren zatiak direla onartzen da, eta eremu ozeanikoetan definitzioa egokia da, bertan litosferaren eta astenosferaren arteko muga abiadura baxuko geruza delako. Baina kontinenteen azpitik abiadura baxuko geruza zehazteko arazoak daude eta zenbait ikertzailek diote kontinenteetako sustraiak astenosferan errotuta daudela. Orduan, plaka kontinentalak ez lirateke litosferaz soilik eratuta egongo, astenosferaren zati bat ere barneratuko lukete (250 km-ko lodiera); bereizketa berri horri tektonosfera deritzo. Eredu horri buruzko eztabaida oraindik bukatu ez denez, eta plaka-tektonikaren teoria azaltzeko plaka guztiak litosfera hutsez eratuta daudela onartzea errazagoa denez, liburuan zehar termino hori ez da erabiliko.



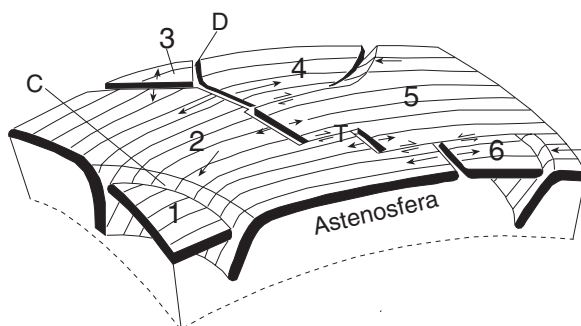
3.16. irudia. Lurreko zazpi plaka nagusiak eta eskala txikiagoko beste zenbait plaka.

Ozeano-gandorrek (lerro bikoitzak), fosek (hirukiak dituztenak) eta faila transformatzaileek (lerro jarraituak) plaken arteko mugak markatzen dituzte.

(Moore eta Twiss, 1995; Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Plaka bat litosfera ozeanikoz soilik egon daiteke eratuta (Ozeano Bareko plaka), edo litosfera ozeaniko eta kontinentalaz, sekula ez litosfera kontinentalaz soilik (3.16. irudia). Beraz, gaur eguneko kontinente-ertz guztiak ez dira plaken arteko mugak. Plaken arteko mugak direnak kontinente-ertz aktibo gisa (Amerikako mendebaldeko kostaldea) eta plaken arteko muga ez direnak kontinente-ertz egonkor gisa izendatuko dira (Ozeano Atlantikoko bi ertzak).

Plakak lurrazaleko lurrikaren, sumendien eta ezaugarri topografikoen (batez ere ozeano-gandorren eta ozeanoetako fosen) hedapenaren eraginez marraztu ahal izan dira. Plaken arteko mugak multzo hauetan sailka daitezke (3.17. irudia): muga dibergenteak, bertan plakak elkarrengandik urrundu egiten dira; muga konbergente edo subdukzio-eremuak, non plaken hurbilketa-mugimenduaren ondorioz plaka bat bestearen azpitik mantuan barneratzen baita; eta muga kontserbakorrak edo transformatzaileak, zeinetan plaken mugimendua horizontalki eta norabide berdinean gertatzen baita litosfera sortu edo deuseztatu gabe. Muga-mota hauen ezaugarriak hurrengo gaietan deskribatuko dira.



3.17. irudia. Plaken arteko muga-motak eta zenbait puntu hirukoitz. Plaken arteko mugimendu erlatiboak (abiadura linealak) gezien tamainarekiko proportzionalak dira. D: muga dibergenteak; C: muga konbergenteak; T: muga transformatzaileak. (Hobbs *et al.*, 1976).

4. Plaka-tektonikaren geometria eta zinematika

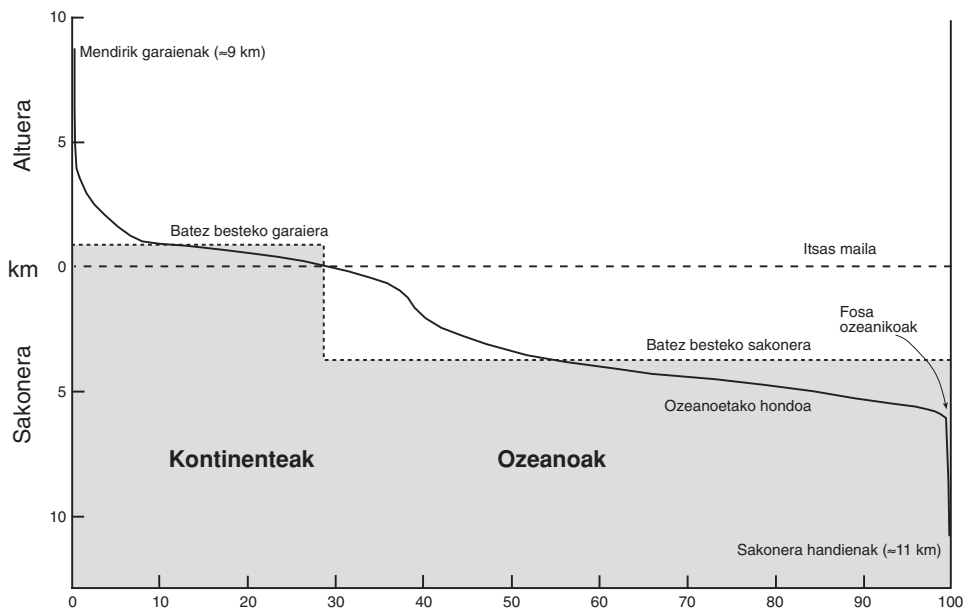
Plaka-tektonikaren teoria definitu ostean, aurretik zeuden hipotesi eta eredu ugari birplanteatu beharra zegoen. Mendikateen sorrera, sumendien bilakaera, lurralde bateko lurrikaren ezaugarriak eta beste prozesu geologiko guztiak orain plaka-tektonika izeneko teoria bateratzailearen barnean azaldu behar ziren. Horrela, plaka-tektonikarekin lotura zuzena duten ingurune geodinamiko berriak sortu edo berrantolatu beharra zegoen. Jarraian, lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren barnean bereizten diren ingurune geodinamikoak azaletik deskribatuko dira, hurrengo gaitan ingurune bakoitzari buruz luze eta sakon hitz egiten delako.

Oro har, zuzenean edo ez-zuzenean lurrazaleko topografiaren ezaugarriak litosferako mugimenduaren ondorio dira. Plaka-tektonikaren teoriak mugimendu hauek deskribatzeaz gain, Lurraren azaleko gertaera tektoniko oro azaltzen ditu. Plaka bakoitzaren mugimendua gorputz zurrunen mugimenduarekin pareka daiteke. Plakek gorputz zurrunen mugimendua dutela esateak ez du suposatzen plakak benetan zurrunak eta deformatzioak direla, baizik eta estreinako hurbilketa batean plaka-tektonikak plaken barne-eremuetan ez duela deformatzio nabarmenik eragiten. Plaken mugimenduek eragindako deformatzio gehiena plaken arteko mugetan zehar luzatzen diren eta hamar edo ehunka kilometroko zabalera duten gerrikoetan pilatzen da. Zenbait lurraldetan, aldiz, deformatzioa plaken barne-eremuetara ere heda daiteke, plaken arteko muga lausotuak eratuz.

4.1. *LURRAZALAREN FISIOGRAFIA: EREMU KONTINENTALAK ETA OZEANIKOAK*

Lurraren azala batez beste konposizio granitikoa duen lurrazal kontinentalean eta gutxi gorabehera konposizio basaltikoa duen lurrazal ozeanikoan bana daiteke. Itsas mailatik gora kokatutako eremuak kontinentalak dira, ozeanoetako uharteak salbu, eta gaur egun eremu horiek Lurraren azalaren % 29,22 betetzen dute; ozeano eta itsasoek gainerako % 70,78a. Aldiz, lurrazal kontinentalak Lurraren azaleraren % 34,7 estaltzen du eta lurrazal ozeanikoak beste % 65,3a. Ezberdintasun hauek suertatzen dira lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga kostaldea ez delako. Kontinenteetako egiturak eta eremuak uraren azpitik dute jarraipena, beraz, kostaldea oso gutxitan dator bat muga geologikoekin. Ozeanoen gaur eguneko maila, batez ere glaziar kuaternarioen urtze-prozesuen ondorioa da. Pleistozenoko garai hotzetan itsasoa kontinente-plataformetan zehar atzeratu zen, zenbaite-tan gaur egun 130-200 m ur azpitik dauden amildegietaraino. Kostaldeko ezegonkortasuna fenomeno arrunta da historia geologiko guztian zehar, eta ondorioz, eremu kontinentalen eta ozeanikoen arteko benetako muga geologikoa itsasoan barneratuz bilatu behar da.

Lurraren gainazalaren altitude eta sakoneren maiztasun-kurbaren azterketa txiki baten bidez, distribuzio bimodala nabari daiteke (4.1. irudia). Garaiera arruntena 300 m-koa da eta sakonera arruntena -4.800 m-koa. Arrunta denez, muturretako protzentajeak oso txikiak dira; aldiz, -2.000 eta -3.000 m artean kokatuta dauden sakonerak oso eskasak izatea ez da horren arrunta. Horrek garbi erakusten du itsas mailaren gainetik dauden lurak eta eremu ozeaniko sakonak lurralde oso ezberdinak direla, eta kontinente-ertzak bien arteko trantsizio-eremu estuak baino ez direla. Halaber, trantsizio-eremu horien berezitasunak eta historia geologikoa kontinenteen zein ozeanoen geodinamikaren menpe daude.

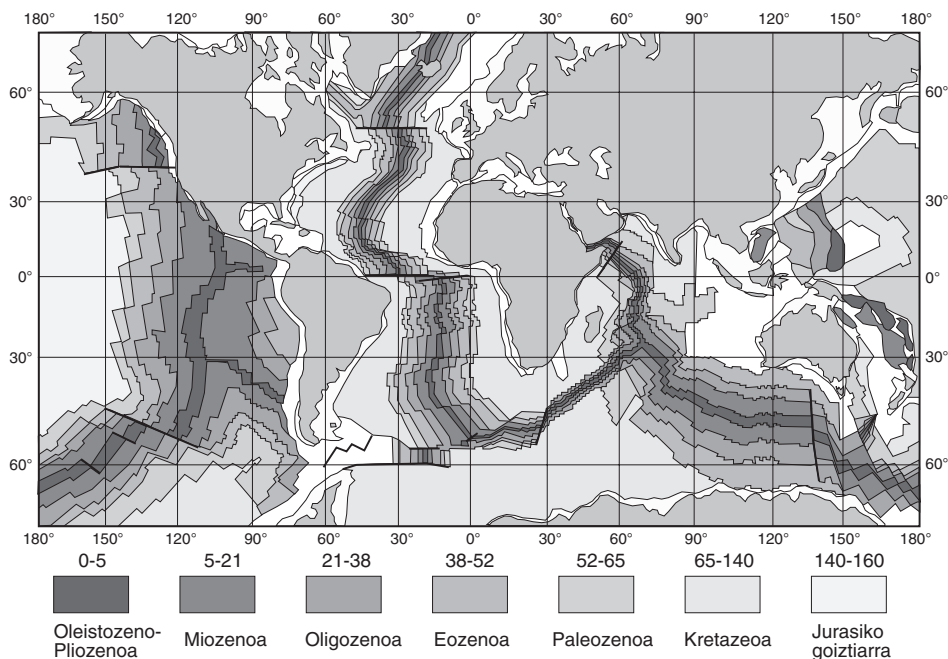


Kurba akumulatiboa azalera osoaren portzentaje gisa adierazita

4.1. irudia. Lurraren kurba hipsometrikoa, garaiera azalera akumulatiboaren arabera adierazten duena. Adibidez, itsas mailaren gainetik dagoen lurrazalaren portzentajea % 29koa da. Nabarmena denez eremu garaienak eta sakonenak oso azalera txikia betetzen dute. Lurraren azalera 510 x 106 km²-koa da. (Wyllie, 1976).

4.2. EREMU GEODINAMIKOAK

Plaka-tektonikaren eta ozeanoen zabalkuntzaren argigarri nabarmenena ozeanoetako hondoa aurkitzen da, bertan ozeano-gandorretako mugimendu dibergentearen bitartez litosfera ozeaniko berria eratzen delako. Lurrazal ozeanikoaren eraketa eta bilakaera-urrats gehienak oso ondo ezagutzen dira, baina horrek Lurraren eboluzio geodinamikoaren % 4 baino ez du adierazten, ezagutzen den lurrazal ozeaniko zaharrenak 196 Mu baino ez dituelako (4.2. irudia). Lurraren historia geodinamikoaren beste % 96a kontinenteetan bilatu beharra dago. Horrek abantaila nabarmena du lurrazal kontinentalaren ikerketa askoz ere errazagoa delako, baina kontinenteek gordetako historia geologikoa argitzea ez da erraza, sarritan antzinako ezaugarri geologikoak prozesu geologiko gazteagoen bitartez partzialki edo guztiz ezabatuta daudelako.



4.2. irudia. Lurrazal ozeanikoaren adina erakusten duen mapa orokorra. (Stanley, 1986).

4.2.1. Arro ozeanikoak

Ozeanoetako hondoaren eremu oso zabalak horizontaletik oso gertu aurkitzen dira. Eremu horietako lurrazal ozeanikoak oso lodiera eta konposizio uniformeak izan ohi du. Ozeanoetako eremu lau horietan ozeano-gandorrek eta lautada abisalak bereizten dira. Nahiz eta ozeano-gandorren sistemak Lurraren ezaugarri topografiko eta tektoniko nabarmenetariko bat eratu, gandorretako alpeen batez besteko malda 1° edo 2° -ren azpitik egon ohi da.

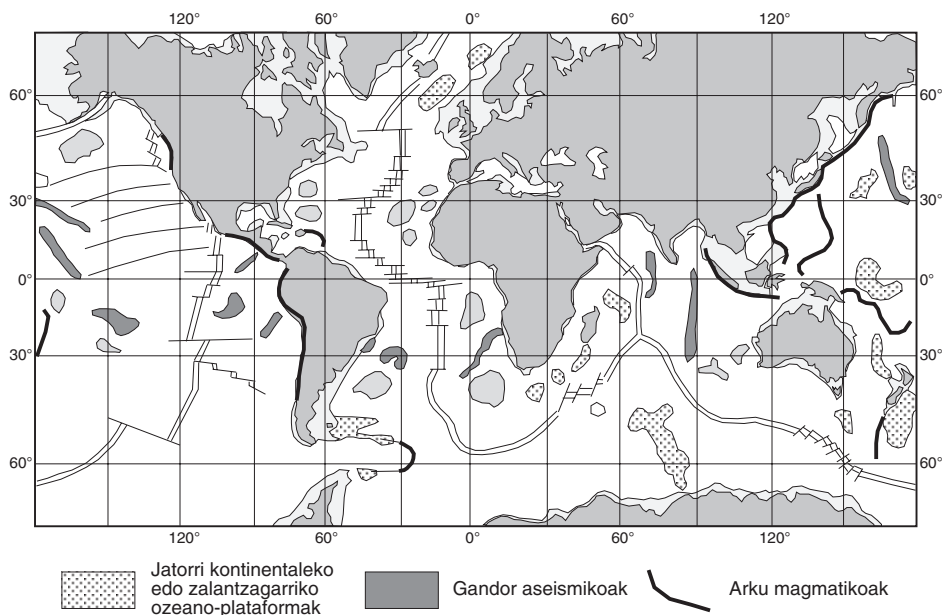
Ozeanoen gainean burututako grabitatearen neurketek erakusten dute aire askeko anomalia, oro har, zerotik hurbil aurkitzen dela. Beraz, arro ozeanikoen gehiengoak oreka isostatikoan aurkitzen da, eta garaiera-ezberdintasunak materialen dentsitate-ezberdintasunen edo lurrazal ozeanikoaren edota mantuaren lodiera-ezberdintasunen ondorio dira.

Eremu ozeanikoetako egitura tektonikoak zentzuz deskribatzeko plaken mugetako eta plaken barneko ezaugarriak bereizi behar dira.

4.2.1.1. Plaken arteko mugak ozeanoetan

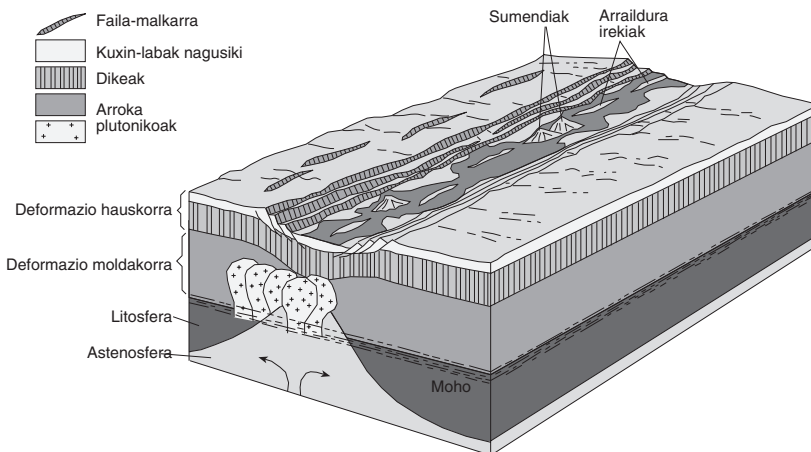
Ozeanoetako plaken arteko muga dibergenteak, **ozeano-gandorrek**, topografikoki lurralde goratuak dira. Sarritan gandor erdi-ozeanikoak deritze, baina ozeano guztietan zehar hedatzen den egitura izaki, benetan arro ozeanikoaren erdian aurkitzen den bakarra Atlantikoko ozeano-gandorra da. Ozeano-gandorrek eremu goratu ia jarraitua erakusten dute, gutxi gorabehera 40.000 km-ko luzerarekin, 1.000 eta 3.000 km bitarteko zabalerarekin eta

arro ozeanikoetako lautada abisalekiko batez beste 2,5 km-ko garaierarekin (4.3. irudia). Ozeano-gandorretako egitura nagusiak faila normalak dira, bertako lurrikaren foku-mekanismoen ikerketak eta morfologiak adierazten duten bezala (4.4. irudia). Faila normalak bat datoz gandorren ardatzarekiko perpendikularrak eta plaken mugimendu erlatiboarekiko paraleloak diren estentsio-indarrek.



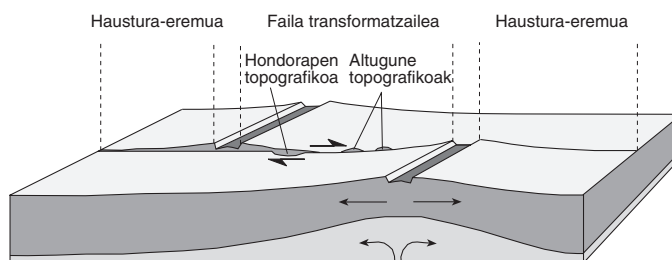
4.3. irudia. Ozeanoetako egitura geologiko esanguratsuenak (ozeano-gandorrak, faila transformatzaileak, ozeano-plataformak, gandor aseismikoak eta uharte-arkuak zein arku bolkaniko kontinentalak) erakusten dituen munduko mapa. (Uyeda, 1978; Bally, 1980).

Lurrazal ozeanikoan garatutako plaken arteko muga transformatzaileetan bi eremu bereizten dira. Alde batetik, banandutako bi gandorren artean garatzen den faila transformatzailea, non bi plaken arteko mugimendu horizontala gertatzen den, eta bestetik, gandorretatik at eta plaka baten barnean luzatzen diren haustura-eremuak (4.5. irudia). Faila transformatzaileek zein haustura-eremuek erliebe topografiko zorrotzak, okerdura handiko failak eta inguruko arroren deformazioa erakusten dituzte. 10.000 km baino desplazamendu handiagoak xurga ditzakete eta, oro har, oso estuak izaten badira ere, 100 km-ko zabalera dutenak ere behatu dira. Jarduera sismikoa, batez ere, faila transformatzailean pilatzen da, eta lurrikaren foku-mekanismoek norabide-failen ondorio dela erakusten dute. Haustura-eremuetatik eta faila transformatzaileetatik gertu kokatutako lurrazal ozeanikoaren lodiera normala baino meheagoa izaten da.



4.4. irudia. Plaken arteko muga dibergente arrunt baten (ozeano-gandorraren) bloke-diagrama. Azaleko estentsio-egitura hauskorrak (faily normalak) sakonean luzamendu moldakorreko eremu batera igarotzen dira. Plaken mugatik urrundu ahala litosfera loditu egiten da. (Moores eta Twiss, 1995).

Ozeanoetako plaken arteko muga konbergenteetan paraleloak diren bi egitura lineal bereizten dira: uharte-arkuak eta fosa ozeaniko sakonak. Oro har, uharte-arkuak eta fosak milaka km-ko luzera duten arku-geometriako segmentuetan antolatuta daude. Alderantzizko faila aktiboak dira nagusi plaken arteko mugan zehar; uharte-arkuetan eta arkuosteko eremuetan, aldiz, faila normalak ugariagoak izan daitezke (4.6. irudia). Uharte-arkuetako lurrazalaren batez besteko lodiera 25 km-koa da, lurrazal ozeaniko arrunta baino nabar-menki lodiagoa. Hala ere, lurralde horietan lodiera oso aldakorra da; non lurrazal ozeanikoak berehala berreskuratzen duen bere lodiera arrunta uharte-arkuko ardatzaren bi aldeetarantz. Uharte-arku gazteetako lurrazal ozeanikoa meheagoa izan ohi da.



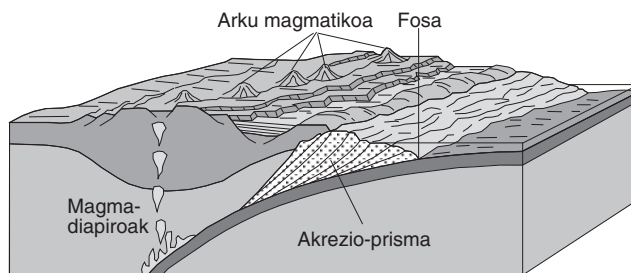
4.5. irudia. Plaken arteko muga transformatzailea islatzen duen bloke-diagrama. Kasu honetan faila transformatzaileak ozeano-gandorra zeharkatzen du eta gandorren arteko eremuan baino ez da aktiboa. Irudia ez dago eskalan egina. (Moores eta Twiss, 1995).

4.2.1.2. Plaketako barne-eremuak ozeanoetan

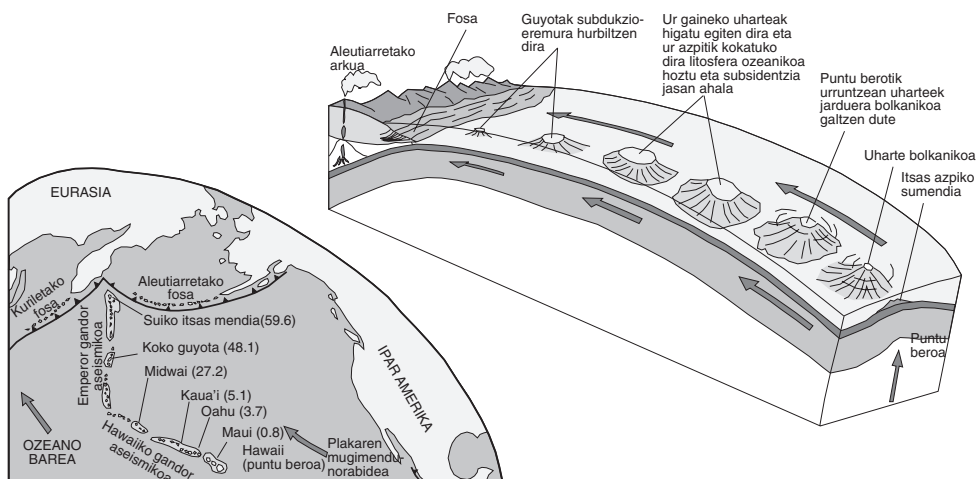
Plaken arteko mugetatik urruntzean, ozeanoetako eremu zabalak eremu oso lauak dira, eta **lautada abisalak** deritze. Lautada abisalek sedimentu pelagikoz eta turbiditikoz estalitako lurrazal ozeaniko arrunta erakusten dute.

Lautada abisalen barnean jatorri desberdina izan dezaketen azalera handiko lurralde goratu edo **ozeano-plataformak** aurki daitezke (4.3. irudia). Badirudi zenbait ozeano-plataforma eremu kontinentalak izan daitezkeela, beste zenbait jarduerarik gabeko arku bolkanikoak dira, eta besteak, basalto-pilaketa izugarriak. Plataforma hauen azalera ehunka edo milaka km^2 -koa izan ohi da, eta lautada abisalarekiko 1 eta 4 km arteko garaiera erakusten dute.

Ozeanoetako plaken barneko beste egitura arruntak garaiera nabarmeneko, normala baino lurrazal ozeaniko lodiagoko eta jarduera sismikorik gabeko **gandor aseismikoak** dira. Gandor aseismikoak ozeano-gandorretatik bereizteko erabiltzen diren ezaugarri nagusiak jarduera sismikorik eza eta luzera mugatuagoa dira (4.7. irudia). Kasu gehienetan, sumendi basaltikoen lerrokaduren bitartez daude eratuta. Ozeano Barean aurkitzen den Hawaii-Emperor katea da gandor aseismiko ezagunena (4.7. irudia).



4.6. irudia. Plaken arteko muga konbergente azpiozeanikoaren ezaugarri nagusiak erakusten dituen bloke-diagrama. Ez dago eskalan. (Moores eta Twiss, 1995).



4.7. irudia. Ozeano Bareko puntu beroak sortu ditu 6.000 km-ko luzera duten Hawaii-Emperor gandor aseismiko osoa azkeneko 60 Mu-tan. Puntu beroaren ondorioz sortutako uharteek bero-iturritik urrundu ahala jarduera bolkanikoa galtzen dute. Parentesi artean zenbait uhartetako arroka bolkanikoen adina agertzen da. (Chernicoff, 1999).

4.2.2. Lurrazal kontinentalaren egitura

Aurreko gai batean aipatu da lurrazal kontinental ozeanikoa baino askoz lodiagoa, dentsitate eta abiadura sismiko txikiagokoa eta egitura konplexuagokoa dela (3.1. atala). Oro har, lurrazal kontinentalaren barnean ezkutu kanbriarraurrekoak eta lurralde fanerozoi-koak bereizten dira, adin-ezberdintasunaz gain talde bateko eta besteko lurraldeek ezaugarri tektoniko bereizgarriak dituztelako.

4.2.2.1. Ezkutu kanbriarraurrekoak

Kontinente guztiek 550 Mu baino zaharragoak diren arroka kanbriarraurrekoak osatutako lurralde zabalak erakusten dituzte. Oro har, lurralde horiek inguruko lurralde gazteagoek baino garaiera handiagoa erakusten dutenez, ezkutu kanbriarraurrekoak izendatu dira.

Ezkutu kanbriarraurrekoak, arroken adinean oinarrituta, lurralde arkearretan eta proterozoikoetan banatzen dira. Ondoren ikusiko denez, banaketa horrek mundu-mailan erabilgarria den esanahi tektonikoa du. Arroka arkear gehienak 2.500 Mu baino zaharragoak dira eta arroka proterozoikoak, gutxi gorabehera, 550 eta 2.500 Mu artekoak dira. Lurralde arkearrek proterozoikoek baino lurrazalaren ezegonkortasun eta mugikortasun handiagoa erakusten dute. Bi lurraldeen arteko ezberdintasun tektonikoak ez dira bat-batekoak eta ez ziren toki guztietan une berean gertatu, batetik bestera ehunka milioi urteko trantsizioa egon daiteke.

Lurralde arkearrak. Gradu metamorfikoen arabera, lurralde arkearretako arroak gradu altuko gneisen lurraldeetan (anfibolita eta granulita fazieak nagusi) eta arroka berdeen gerrikoetan '*greenstone belts*' (eskisto berde edo metamorfismoaren gradu baxuagoko lurraldeetan) bana daitezke. Batean zein bestean plutoi granitiko gazteagoen intrusioak arruntak dira. Gradu altuko gneisek osatzen dute lurralde arkearren gehiengo eta, batez ere, gneis kuartzofeldespatikoak dira. Neurri txikiagoetan arroka metasedimentarioak agertzen dira hala nola kuartzitak, sedimentu bulkanogenikoak, burdina-formazioak eta arroka karbonatuak. Deformatutako konplexu mafiko-ultramafikoak arruntak dira ere.

Arroka berdeen gerrikoak, batez ere, konposizio ezberdineko arroka bolkanikoekin, azaleko gorputz intrusiboekin eta sedimentu bulkanogenikoekin osatuta daude, olibinoan aberatsak diren magma-koladak eta azaleko sillak urriagoak direlarik. Lurralde arkearren hiru ezaugarri tektoniko eta estruktural adierazgarrienak honako hauek dira:

1. Arroka gehienak oso deformatuta daude, toles-belaunaldi bat baino gehiago erakutsiz.
2. Arroka berdeen gerrikoen eta gradu altuko gneisen arteko ukipenak konplexuak dira. Alde batetik, ukipena jatorrizko erlazioa desagerrarazi duen zizaila-eremu baten bidez eman daiteke. Bestetik, arroka berdeen gerrikoetako materialak gradu altuko gneisen ganean diskordanteki metatuta ager daitezke. Azkenik, gradu altuko gneisak arroka berdeen gerrikoetan barnera daitezke ere.
3. Oro har, lurralde arkearretako arroka sedimentarioak bi multzotan bana daitezke: alde batetik, bi lurraldeetan agertzen diren heldutasunik gabeko sedimentu bulkanogenikoak daude, eta bestetik, lurralde gneisikoetan baino agertzen ez diren kuartzita-karbonato-burdina formazioak. Formazio horiek harreman estua dute arroka igneo ultramafikoek eratzen dituzten konplexu bandeatuekin.

Garrantzitsua da aipatzea garai haietarako onartutako gradiente geotermikoa gaur egun dagoena baino 2 edo 3 aldiz handiagoa izan zitekeela, eta horrek azalduko luke arroka bolkaniko mafiko eta ultramafikoen ugaritasuna.

Lurralde proterozoikoak. Lurralde proterozoikoetan deformazio eskaseko oso lurralde egonkorak eta deformazio handiko eremu mugikorak bereiz daitezke. Egonkortasun tektonikoa erakusten duten lurrazaleko eremuak proterozoikoan agertzen dira estreinakoz eta **kratoiak** deritze. Kratoietan deformazio eskaseko eta metamorfismorik gabeko sedimentu proterozoiko ugariak higatutako, deformatutako eta metamorfizatutako arroka arkearren zokaloa estaltzen dute. Kratoietako sedimentuek ingurune tektoniko erlatiboki egonkorreko ezaugarriak dituzte, kuartzitak bezalako sedimentu helduak eta kuartzozko uharriak dituzten konglomeratuak oso hedatuta daude. Sarritan kuartzitak burdina ugariko formazioekin tartekatzen dira.

Deformazio handiko gerriko proterozoikoak bi motatakoak dira. Alde batetik, deformazio-urrats gainezarriak eta arroka bolkaniko ugari aurkezten dituztenak daude, eta bestetik, arro linealetan metatutako sekuentzia sedimentario lodiak erakusten dituztenak. Azken horiek metatu ondoren deformatu dira, toles eta zamalkadura linealak erakusten dituzten mendikateak sortuz, gaur eguneko zenbait mendikateren antzera.

Proterozoikoko prozesu igneok ere berezko zenbait ezaugarri dituzte, hala nola, konposizio basaltikoko dike-sare erraldoiak (*dyke-swarms*), deformatu gabeko arroka mafiko eta ultramafikoz eratutako konplexu estratiformeak edo anortositazko gorputz intrusibo handiak.

Beraz, baliteke Proterozoikoan eta Arkearrean zehar nagusi izan ziren baldintza tektonikoak berdinak ez izatea. Deformatu gabeko plataforma-sekuentzien hedapen orokorrak iradokitzen du Proterozoikoan zehar estentsio hauskorren eraginpean garatutako lurralde kontinental egonkor zabalak nagusi zirela. Proterozoikoko ezaugarri geodinamikoek hurbiltasun handiagoa dute Fanerozoikoan nagusitzen direnekin Arkearrean nagusi izan zirenekin baino. Zenbait ikertzailearen aburuz Arkear-Proterozoiko trantsizioa Lurraren historiaren gertaera tektoniko isolatu garrantzitsuena izan daiteke.

4.2.2.2. *Lurralde fanerozoikoak*

Fanerozoikoan (Kanbriarretik gaur egunera) Lurrak izan dituen ezaugarri geologikoak aztertzeko aukerak zabalak dira. Kontinenteetako eremu gazteenetan egin daitezkeen deskribapen estrukturalak lurralde kanbriarraurrekoetan egin daitezkeenak baino askoz zehatzagoak dira. Ondoren, eremu kontinental gazteenetako ingurune geodinamiko nagusien ezaugarriak komentatuko dira laburki.

4.2.2.2.a. *Kontinenteetako barne-plataformak*

Kontinente guztietan altuera eskaseko barne-eremuak daude, eta horietan arroka sedimentarioen sekuentzia erlatiboki meheek arroka kanbriarraurrekoak estaltzen dituzte. Salbuespen gutxirekin, arroka sedimentarioek okerdura eskasa aurkezten dute, eta ezkutu kanbriarraurrekoak baino zabalagoak izan daitezkeen unitate litologiko jarraituekin eratuta daude. Oro har, itsas mailaren gainetik ehunka metro gutxi batzuen barnean aurkitzen diren planotzat har daitezke. Egitura aldetik oso monotonoak dira, baina garrantzi ekonomiko

handia dutenez —bertan kokatutako ikatz, petrolio eta hobi mineralengatik— eta nekazaritzarako toki aproposenak direnez, oso ondo ezagutzen dira.

Kontinenteetako barne-plataforma gehienen sekuentzia sedimentarioa Erdi Kanbriarreko edo gazteagoak diren materialekin hasten dira; Behe Kanbriarreko arroakak plataformen ertzetan baino ez dira agertzen. Lurreko toki gehienetan sekuentzia sedimentario honetako materialak mundu-mailako transgresioa adierazten duen diskordantzia baten bitartez kokatuta daude ezkutu kanbriarraurrekoetako materialen gainetik. Toki askotan diskordantziak ehunka milioi urteko hutsunea adierazten du.

4.2.2.2.b. Gerriko orogenikoak

Gerriko orogenikoak kontinenteen ezaugarri tektoniko nabarmenenak dira. Sakonera txikiko eta lurrazal kontinentalaren gainean metatutako hareharri, kareharri eta arbelez osatutako sekuentzia lodiek eta sakonera handiko turbiditaz eta sedimentu pelagikoz eratutako metakin ozeanikoek eratzen dituzte mendikateak. Sedimentu horien artean ugariak dira jatorri bolkanikodun metakinak eta arroka bolkanikoak. Material horiek gradu ezberdineko deformazioa eta metamorfismoa pairatzen dute, eta arroka plutoniko ugari barneratzen dituzte. Mendikate gehienek egitura bilaterala erakusten dute, erdian deformazio eta metamorfismo handiko arroak edota arroka bolkanikoen pilaketa izugarriak nagusi badira ere, bi ertzetan deformazio eta metamorfismorik gabeko arroka ozeaniko zein kontinentalak antzematen dira.

Gerriko orogenikoen gainean plaka-tektonikaren teoria erabili zenean mendikateen sorrerari buruzko hipotesi guztiak aldatu behar izan ziren. Orain, mendikate guztiak jatorri berekoak ez direla onartzen da. Alde batetik, subdukzio-eremuei lotutako mendikateak, eta bestetik, kolisio-mota desberdinekin (kontinente bi, uharte-arkua eta kontinentea, bi uharte-arku) erlazionatutakoak daude.

Beraz, gerriko orogeniko baten ezaugarri tektonikoak plaka tektonikoen jarduerak baldintzatzen ditu. Hortaz, mendikate gazteen bilakaera tektonikoa ikertuz egitura orogeniko nagusien eta plaken jardueraren arteko harremanak finkatu ahal izango dira. Ondorioz, antzinako mendikateetan deskribatutako egiturak iraganeko plaka-tektonikaren ezaugarriak finkatzeko erabili ahal izango dira.

4.2.2.2.c. Kontinenteetako riftak

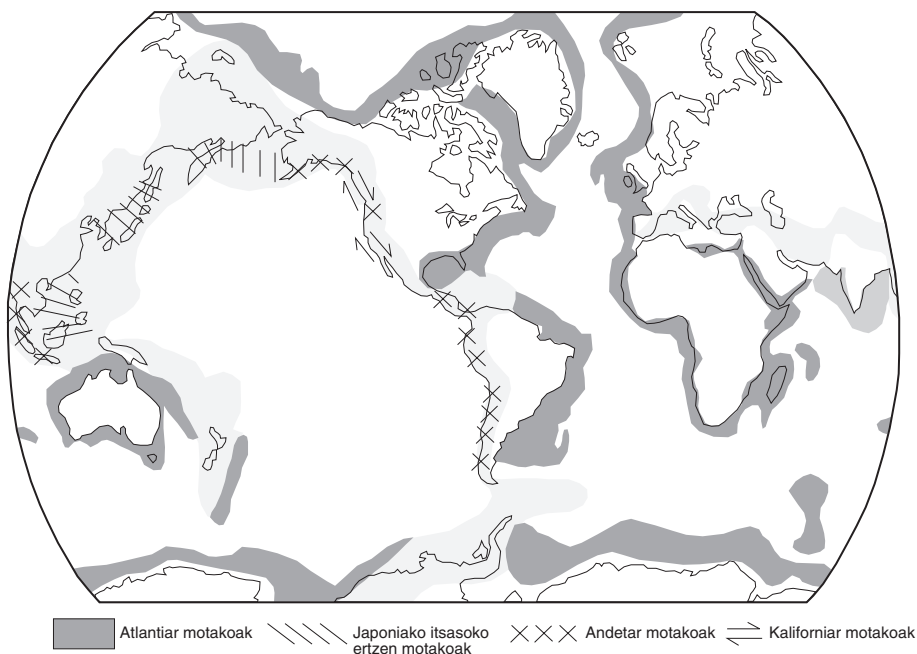
Kontinenteetako rift aktiboak faila normal ugarien agerpenak, horiek eragindako sakonera eskaseko lurrikarek eta erliebe nabarmeneko topografiak bereizten dituzte. Ipar Amerikako Basin & Range lurraldea eta Afrikako ekialdeko rifta dira gaur egun aktiboak diren adibide adierazgarrienak. Lurralde horietan lurrazal kontinental kontinenteen apurketa eta arro ozeaniko berri baten eraketa ekar dezakeen estentsioaren eraginpean dago. Rift zaharrek pareko egiturak gordetzen dituzte baina honezkero galdu dute jarduera sismikoa.

4.2.2.2.d. Kontinenteen gaur eguneko ertzak

Kontinenteen ertzetako lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko bat-bateko trantsizioa nola gertatzen den zehaztea ez da batere erraza, zenbait kilometrotako sekuentzia

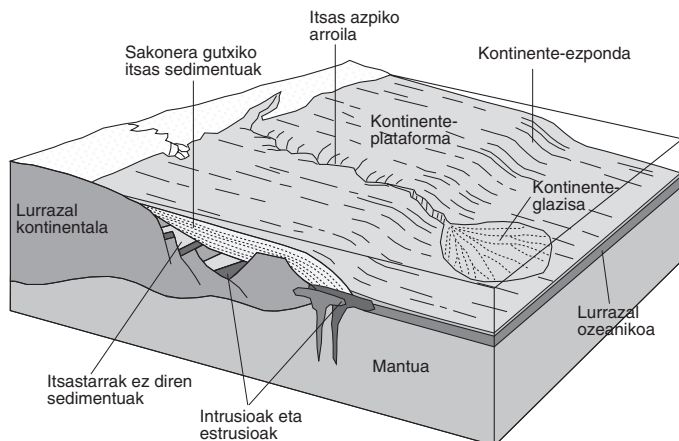
sedentarioak estaltzen duelako edo bertan pilatutako deformazioak hasierako ukipenak guztiz ezabatu dituelako. Baina teknika geofisikoak hobetu ahala argitzen ari da bi lurrazalen arteko trantsizioaren geometria.

Kontinenteen ertzak, ezaugarri tektonikoen arabera, 4 multzotan sailkatzen dira (4.8. irudia): ertz egonkorak edo atlantiar motakoak; ertz konbergenteak edo andetar motakoak; ertz transformatzaileak edo kaliforniar motakoak; eta arkuoste-ertzak edo Japoniako itsasoko ertz motakoak. Izen geografikoa ertz-mota bakoitza hoberen garatuta edo ikertuta dagoen lurraldetik hartu da.



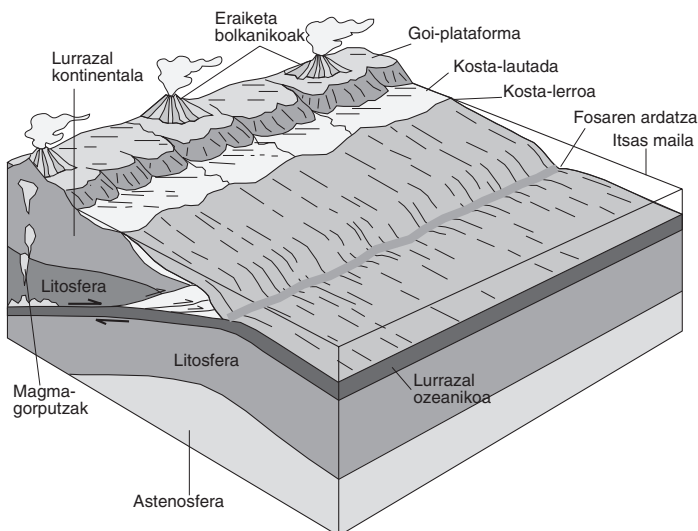
4.8. irudia. Kontinente-ertzen gaur eguneko kokapen geografikoa islatzen duen mapa (Atlantiar, andetar, kaliforniar eta Japoniako itsasoko ertzen motako kontinente-ertzak bereiz daitezke). (Bally *et al.*, 1979).

Ertz egonkorak edo atlantiar motako ertzak. Ertz egonkorak Ozeano Atlantikoan, Indikoan eta Artikoan eta, era berean, Antartika inguratuz agertzen dira. Ertz hauek kontinenteak apurtu eta arro ozeaniko berria zabaltzen den heinean garatzen dira. Ertz egonkorretako estreinako bilakaera-urratsak plaken arteko muga dibergenteetan gertatzen dira, baina mugimendu dibergenteak aurrera egin ahala eta arro ozeanikoa zabaldu ahala, ertzak, plakaren erdiko aldean kokatzen dira (4.9. irudia). Ertz egonkorak uraren gaineko kostaldeko lautadetatik sakonera handiko eremu ozeanikoetaraino luzatzen dira, eta sarritan, sedimentu biogenikoen edo sakonera eskaseko sedimentu klastiko helduen pilaketa lodiek (10-15 km) estaltzen dituzte. Faila normalak dira ertz egonkorren sedimentu eta basamentuaren gainean eragina duten deformazio-egitura adierazgarrienak.



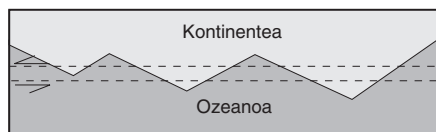
4.9. irudia. Kontinente-ertz egonkor edo atlantiar motakoaren bloke-diagrama.
Ez dago eskalan. (Moores eta Twiss, 1995).

Ertz konbergenteak edo andetar motako ertzak. Kontinenteen ertz konbergenteetan litosfera ozeanikoa litosfera kontinentalaren azpitik hondoratzen da, subdukzio-eremuak sortuz. Ertz hauetan topografiak aldaketa ikusgarria erakusten du bi plaken arteko mugan kokatutako fosa sakonaren eta kostaldetik 100-200 km-ra eratutako mendikate garaiairean artean. Mendikatea, batez ere, konposizio andesitikodun sumendi-kate batez dago osatuta (4.10. irudia). Deformazio-egiturei dagokienez, fosaren inguruan zamalkadurak dira nagusi, sumendiek eratutako lerrokaduraren inguruan angelu handiko faila normalak eta bi lurralde horien artean zamalkadura zein faila normalak ager daitezke.

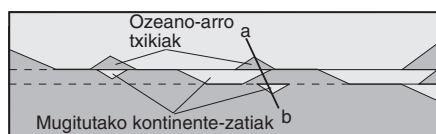


4.10. irudia. Kontinente-ertz konbergente edo andetar motakoaren bloke-diagrama.
Ez dago eskalan. (Moores eta Twiss, 1995).

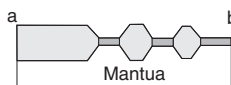
Ertz transformatzaileak edo kaliforniar motako ertzak. Ertz transformatzaileetan ere topografiaren gorabeherak nabarmenak dira. Norabide-faila aktiboen eraginez, ertz transformatzaileetan garatu gabeko plataformak, arro sedimentario sakonak eta ur gaineko eremuak irregularki tartekatuta agertzen dira. 4.11. irudiko kontinente-ertz irregular batek bi norabide-failen eragina jasaten duenean sortutako egiturak ikus daitezke. Failen mugimenduen ondorioz kontinentearen zatiak desplazatu egiten dira, eta zenbait tokitan arro ozeaniko estuen eta eremu kontinentalen arteko txandakatzea ikus daiteke.



A



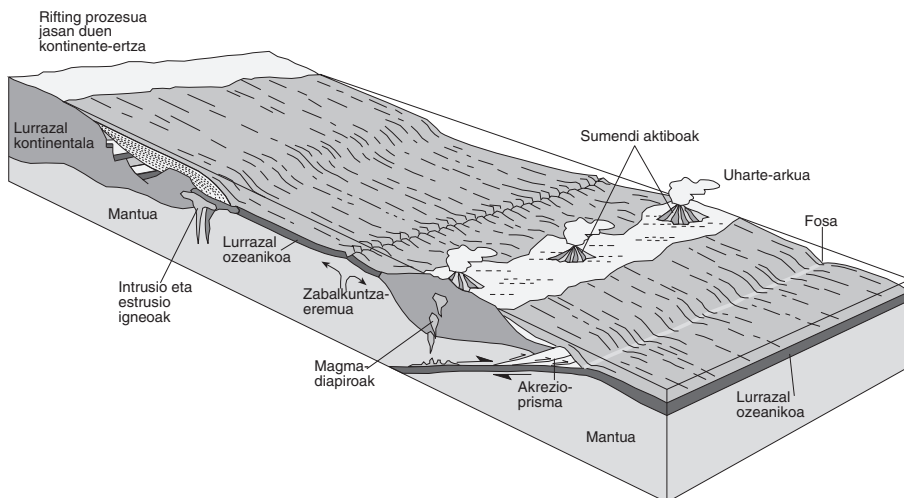
B



C

4.11. irudia. Kontinente-ertz transformatzaile edo kaliforniar motakoen ezaugarriak erakusten dituzten mapa eta zehar-ebakiak. Ez dago eskalan. A: Kontinente-ertz irregularra eta bi norabide-failen sistema. B: Failen mugimenduen ostean kontinentearen zenbait eremu tokiz aldatuta daude. C: Zehar-ebakian lurrazal kontinentalen eta ozeanikoen arteko txandakatzea ikus daiteke. (Moores eta Twiss, 1995).

Arkuoste-ertzak edo Japoniako itsasoko ertzen motakoak. Ertz hauetan atlantiar motako ertz egonkorrak eta uharte-arku aktiboak eremu ozeaniko estuaren bitartez daude banatuta. Japoniako itsasoa Asiako ekialdeko kostaldearen ertz egonkorren eta Japoniako arku bolkaniko aktiboaren artean kokatutako ozeano estua da. Mota honetako ertzen eremu aktibo zein pasiboek aurretik bakoitzarentzat deskribatutako ezaugarri guztiak gordetzen dituzte (4.12. irudia).



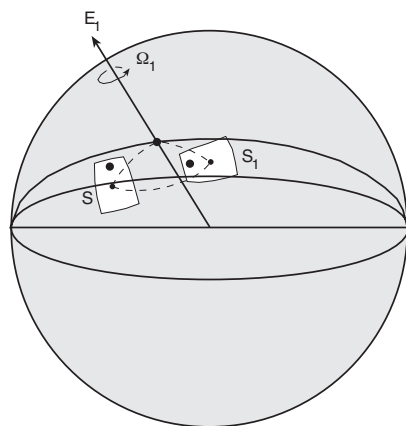
4.12. irudia. Japoniako itsasoko ertzen motako kontinente-ertzaren bloke-diagrama. Ez dago eskalan. (Moores eta Twiss, 1995).

4.3. PLAKEN ZINEMATIKA

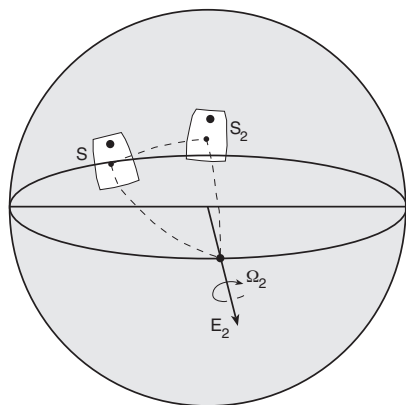
Ondoren, esfera baten gaineko plaka biren edo gehiagoren arteko mugimendu erlatiboak aztertuko dira, eta plaken mugimendu absolutuak neurtzeko aukerak finkatuko dira. Plaken mugimendua gorputz zurrunen mugimenduarekin parekatuko da, hots, plakaren barneko eremuek ez dute deformaziorik pairatuko; beraz, plaken arteko elkarreraginaren ondorioz gertatutako prozesu guztiak plaken mugetan xurgatuko dira. Hurbilketak eskala handiko mugimendu tektonikoak aztertzeko egokia dirudi, baina kontuan hartu behar da plaken mugetatik gertu kokatutako lurraldeek faila eta toles ugari erakusten dituztela, eta, beraz, lurrate horiek ez direla guztiz zurrinak.

4.3.1. Esfera baten gaineko bi plaken arteko mugimendu erlatiboa

Lurrak osatzen duen esferaren gainean plakak gorputz zurrinak bezala mugitzen direla onartuz gero, plaken arteko mugimendu erlatiboa deskribatzeko geometria esferikoaren teorema (Euler matematikari suitzarrak garatutakoa) erabil daiteke. Teoremaren arabera, azalera esferikoaren gaineko plaka esferikoaren alde batetik besterako desplazamendua erroztazio baten bidez defini daiteke. Plakaren erroztazioa ROT (E, Ω) esferaren erditik igarotzen den E ardatz espezifikoarekiko Ω graduko erroztazioak zehazten du (4.13. irudia).



A



B

4.13. irudia. Plaka txikien mugimendua esfera baten gain. A: A plaka S orientazio eta kokapenetik S_1 orientazio eta kokapenera mugitzen da E_1 Euler-en poloaren inguruko Ω_1 graduko erroztazioa jasan ondoren. B: Plaka orientazio eta kokapen beretik antzeko kokapena baina orientazio ezberdina duen S_2 -ra mugitzen da. Kasu honetan erroztazioa Ω_2 gradukoa izango da baina E_2 beste Euler-en polo baten ingurukoa. (Moore eta Twiss, 1995).

Adibidez, 4.13.A. irudian plaka baten jatorrizko kokapena eta orientazioa (S) eta bukaerako kokapena eta orientazioa (S_1) erakusten dira. Plakaren S-tik S_1 -erainoko desplazamendua Lurraren erditik igarotzen den E_1 ardatzaren inguruan plakaren Ω_1 graduko errotazioak adierazten du. Aldiz, errotazio-ardatz desberdina (E_2), errotazio-kopuru desberdina (Ω_2) eta jatorrizko kokapen bera (S) erabiliz, bukaerako kokapen bera lor daiteke baina orientazio desberdinarekin (S_2). Era berean, jatorrizko edozein kokapen eta orientaziotatik bukaerako edozein kokapen eta orientaziotarainoko desplazamendua ardatz arrunt batekiko errotazio normalarekin deskriba daiteke.

Errotazioa-ardatzek (4.13. irudiko E_1 eta E_2) **Euler-en poloan** zeharkatzen dute lurrazala, eta berau definitzeko intersekzio-puntuaren longitudea eta latitudea (ϕ , λ) erabiltzen dira. Ardatzaren luzera unitate gisa onartuta, ardatza bera guztiz definituta gelditzen da Euler-en poloaren kokapen zehatzarekin. Beraz, edozein plakaren (A) errotazioa Euler-en poloaren latitudeak eta longitudeak eta errotazio-kopuruak definitzen dute:

$$\text{ROT}_A = (\lambda_A, \phi_A, \Omega_A) \quad (4.1.)$$

Plaka batek beste batekiko duen desplazamendu erlatiboa ${}_A\text{ROT}_B$ bezala idazten da, non ezkerreko azpindizeak “finkotzat” hartzen den plaka (erreferentzia-koordinatuen jatorria non dagoen kokatuta erakusten du) eta eskuinekoak koordinatuen bidez deskribatutako errotazioa jasan duen plaka adierazten dituzten. Kasu honetan, ${}_A\text{ROT}_B$ idazteak B plakak A plakarekiko izan duen desplazamendua adierazten du.

Geometria hau erabilgarria da ere B plakak A plakarekiko duen bat-bateko mugimendua deskribatzeko, horretarako abiadura angeluar erlatiboko bektorea ${}_A\omega_B$ erabiliko da. Abiadura angeluarreko bektorea Euler-en poloarekiko paraleloa da ${}_AE_B = ({}_A\lambda_B, {}_A\phi_B)$, eta Euler-en poloaren inguruko errotazioaren zenbatekoa ${}_A\omega_B$ da, angelu-unitate zati denbora-unitatetan neurtuta (normalean, graduak edo erradianak urtean edo milioi urteetan) (4.14.A. irudia). Beraz, abiadura angeluar erlatiboko bektorea era honetan deskribatzen da:

$${}_A\omega_B = ({}_A\lambda_B, {}_A\phi_B, {}_A\omega_B) \quad (4.2.)$$

non ${}_A\omega_B$ ${}_A\omega_B$ bektorearen magnitudea baita. ${}_A\omega_B$ bektorearen magnitudeak ${}_B\omega_A$ bektorearen berdina izan behar du, baina aurkako noranzkoarekin:

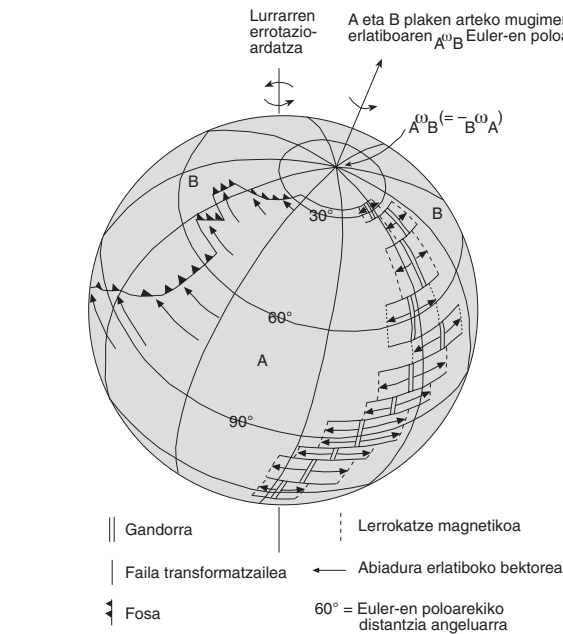
$${}_A\omega_B = -{}_B\omega_A \quad (4.3.)$$

Bi plaken arteko abiadura angeluar erlatiboa berdina da muga guztian zehar. Plaken arteko abiadura lineal erlatiboak neurtzeko, aldiz, distantzia- eta denbora-unitateak erabiltzen dira. Abiadura linealak aldakorak dira bi plaken arteko mugan zehar ondorengo erlazioaren arabera:

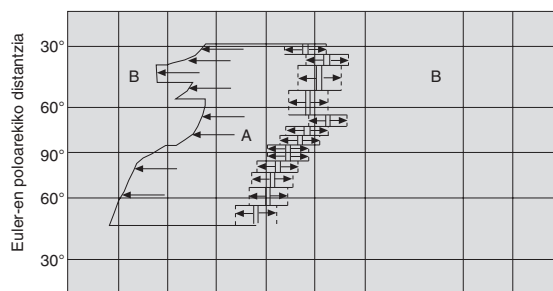
$${}_AV_B = R \sin \theta {}_A\omega_B \quad (4.4.)$$

non ${}_AV_B$ mugan zeharreko edozein punturen abiadura lineal erlatiboa, R esferaren erradioa, θ Euler-en poloaren eta mugako puntuaren arteko angelu esferikoa eta ${}_A\omega_B$ bi plaken arteko abiadura angeluar erlatiboa baitira (4.14.A. irudia). Sinuaren funtzioarekiko mendekotasunaren ondorioz abiadura lineal erlatiboa maximoa izango da Euler-en polotik 90° -ra ($\theta = 90$) eta desagertu egingo da poloan bertan ($\theta = 0$). Lurrerako ondorengo eran gelditzen da ekuazioa:

$$\begin{aligned} V \text{ (mm/urte)} &= V \text{ (km/Mu)} \\ &= 6.380 \text{ (km/radian)} \sin \theta \omega \text{ (radian/Mu)} \\ &= 111 \text{ (km/gradu)} \sin \theta \omega \text{ (gradu/Mu)} \end{aligned} \quad (4.5.)$$



A



B

4.14. irudia. A eta B izeneko bi plaken arteko mugimendua esfera baten gain.

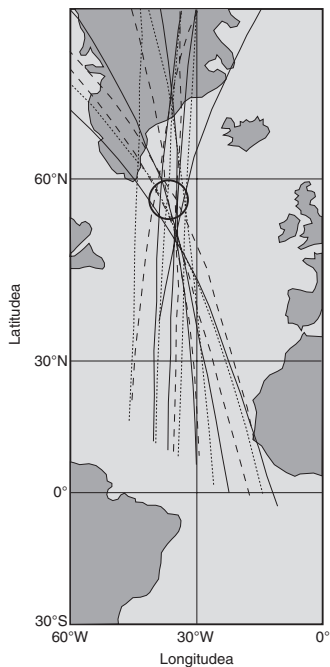
A: Esfera baten gaineko bi plaken mugimendua Euler-en poloaren inguruko errotazio erlatiboaren bitartez deskribatzen da. Plaken arteko muga dibergente eta konbergenteetako abiadura linealak Euler-en poloarekiko duten distantzia angeluarreko sinuaren arabera aldatzen dira. Bi plaken arteko errotazio erlatiboaren poloa $A_E B$ ere erakusten da. Plaken errotazio erlatiboaren poloak eta Lurraren errotazio-poloak ez dute bat etorri behar. B: A irudiko Mercator proiektzioa. Proiektzioa $A_E B$ polo ardatz gisa harturik burutu da, beraz faila transformatzaileak eta abiadura erlatiboaren bektoreak latitude-lerroekiko paraleloak, eta gandorrek eta lerrokapen magnetikoak longitude-lerroekiko paraleloak izango dira. Mercator proiektzioak distantziak eraldatzen dituenenez, desplazamendu erlatiboko bektoreak orain neurri berekoak dira. (Uyeda, 1978).

Plaken arteko mugen orientazioak abiadura erlatiboaren bektorearekiko eta Euler-en poloarekiko, portzentaje batean behintzat, muga-motaren mendekotasuna erakusten du. Faila transformatzaileak Euler-en poloaren inguruan zentrokideak diren paraleloen segmentuak dira, eta abiadura lineal erlatiboaren bektoreekiko paraleloak. Plaken arteko muga dibergenteak (ozeano-gandorrak), oro har, Euler-en poloan elkar gurutzatzen duten meridianoen segmentutzat defini daitezke, faila transformatzaileekiko eta abiadura lineal erlatiboaren bektoreekiko perpendikularrak baitira. Aldiz, plaken arteko muga konbergenteak ez dute plaken abiadura erlatiboarekiko edo Euler-en poloaren kokapenarekiko orientazio berezirik erakusten. Baldintza bakarra betetzen dute, inoiz ez direla plaken arteko mugimendu erlatiboarekiko paraleloki kokatzen. Ezaugarri hauek guztiak oso ondo ikusten dira Euler-en poloaren inguruko Mercator proiektzioa irudikatuz (4.14.B. irudia). Proiektzio-mota horretan lerro horizontalak Euler-en poloaren inguruko paraleloak dira eta lerro bertikalak Euler-en poloan elkar zeharkatzen duten meridianoak. Muga transformatzaileak eta abiadura erlatiboaren bektoreak paraleloak dira paraleloekiko; muga dibergenteak paraleloak meridianoekiko; eta muga konbergenteen orientazioa aldakorra da. Mercator proiektzioa irudikatzean sortutako distortsioaren ondorioz, denbora-tarte baterako neurtutako desplazamendu linealaren bektoreak konstanteak dira muga konbergente eta dibergenteetan zehar.

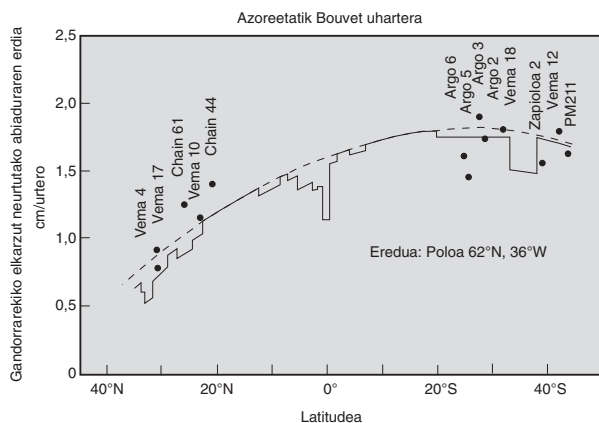
Euler-en poloa mugimenduaren edozein inkrementu txikirentzat ere finkoa da plaka biekiko. Euler-en poloaren batez besteko kokapena finka daiteke bi plaken arteko faila transformatzaileekiko perpendikularrak diren meridianoak eratuz, Euler-en meridianoak. Zirkuluen arteko intersektzioa Euler-en poloan gertatu behar da. 4.15.A. irudian Afrikako eta Hego Amerikako plaken arteko faila transformatzaileak erabiliz, erakusten da nola koka daitekeen geografikoki bien arteko mugimendu erlatiboa finkatzeko beharrezkoa den Euler-en poloa.

Euler-en poloa finkatzeko egin daitekeen beste hurbilketa batean bi plaken arteko abiadura erlatiboak eta 4.4. ekuazioa erabiltzen dira (4.15.B. irudia). Muga dibergenteetan zehar (ozeano-gandorrak) puntu baten zabalkuntza-abiaduraren erdia lor daiteke plaken arteko mugaren eta adin ezaguneko puntu baten arteko distantzia neurtuz, eta ondoren distantzia zati denbora eginez. Hondo ozeanikoaren adinak lortzeko sedimentuetako fosilak, arroka igneoen datazio erradiometrikoak eta xingola magnetikoen alderanzketak erabiltzen dira. Denbora-tartea Mu baino txikiagoa denean emaitza egokiak lortzen dira; aldiz, 10 Mu baino handiagoa denean, emaitzen zehaztasuna murriztu egiten da.

4.15.B. irudian Ozeano Atlantikoko hegoaldeko ozeano-gandorrean neurtzen diren zabalkuntza-abiaduren eta Euler-en poloaren kokapen zehatz batekiko (62°N , 36°W) 4.4. ekuazioaren bitartez lortzen diren abiadura teorikoen arteko erlazioa islatu da. Lerro jarraituek gandorraren ardatzarekiko perpendikularrean neurtutako abiadurak eta lerro ez-jarraituek zabalkuntza-norabidearekiko paraleloan neurtutako abiadurak adierazten dituzte. Puntuak anomalia magnetikoen bitartez lortutako zabalkuntza-abiadurak dira. Abiadura zehazteak dakarren akatsa kontuan hartuta, neurtutako datuak oso ondo egokitzen dira aurreikuspenekin. Lerro jarraituaren eta ez-jarraituaren arteko desberdintasunak adierazten du gandorraren ardatzaren eta zabalkuntza-norabidearen arteko angelua zenbat urruntzen den 90° -tik.



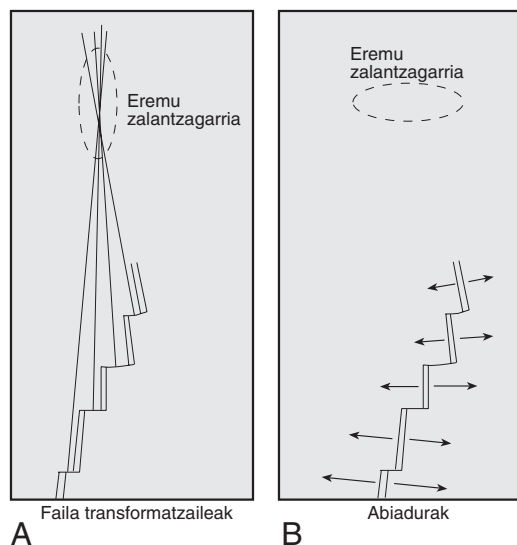
A



B

4.15. irudia. Afrikako eta Hego Amerikako plaken arteko abiadura angeluarra zehazteko erabilitako ereduak. A: Plaken errotazio erlatiboaren Euler-en poloa kokatzeko Atlantikoaren erdialdeko faila transformatzaileen lerro elkarzutak eraiki dira. Salbuespen bakarrarekin lerro guztiak 58°N , 36°W puntuan zentratutako zirkulutik igarotzen dira. B: Ozeano Atlantikorako neurtutako zabalkuntza-abiadurak 62°N -an kokatutako errotazio erlatiboaren polotik ondorioztatutako abiadura teorikoekin erkatzen dira. Puntuak anomalia magnetikoak erabiliz lortutako datuak dira. Lerro ez-jarraitua zabalkuntzarekiko paraleloki neurtutako datuak erabiliz eratu da, eta lerro jarraitua gandorreakiko perpendikularrean neurtutakoekin (poloa 62°N , 36°W). (Morgan, 1968).

Faila transformatzaileekiko elkarzutak diren meridioen arteko angelu-ezberdintasuna txikia denez, meridioen kokapenean burututako akats txikiak ere akats handia eragiten du intersekzio-puntuaren kokapena zehazterakoan. Ondorioz, Euler-en poloaren balizko kokapen-lurraldea meridioen norabide orokorrean zehar luzatzen da (4.16.A. irudia). Aldiz, ozeano-gandorretako zabalkuntza-abiadurek Euler-en poloarekiko duten distantzia angeluarraren erlazioa erabiliz (4.4. ekuazioa), edozein puntuk Euler-en poloarekiko duen distantzia angeluarrari buruzko datu egokiagoak lortzen dira, baina Euler-en meridioekiko elkarzuta den norabidean burututako akatsa nabarmenagoa da (4.16.B. irudia). Beraz, Euler-en poloa zehazki kokatzeko, ahal denean behintzat, nahitaezkoa da bi hurbilketak erabiltzea.

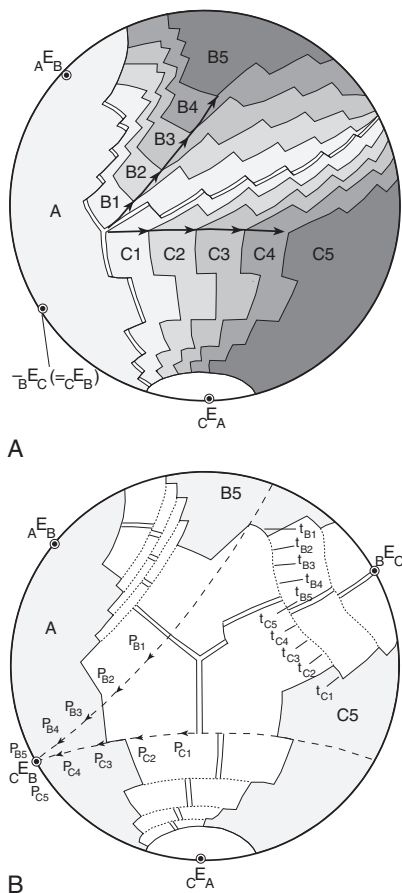


4.16. irudia. Euler-en poloa zehazterakoan burututako akatsak. A: Faila transformatzaileekiko perpendikularrak diren zirkulu handiak eratuz sortzen den akats-eremua. B: Muga dibergentearen zabalkuntza-abiadurak erabiliz sortutako akats-eremua.

4.3.2. Plaken mugimendu finitoak

Orain arte, plaka tektonikoen zinetika aztertzeke plaken abiadura erlatiboak erabili dira, baina mugimenduak bat-batekoak edo infinitesimalak direla onartuz. Praktikan mugimendu horiek denbora geologikoaren epe erlatiboki laburretan (10 Mu edo gutxiago-koetan) gertatzen diren desplazamendu txikiak neurtuz zehazten dira. Baina geologoentzat interesgarria da ere iragan geologikoaren urrats ezberdinetan kontinenteek izan duten kokapena finkatzea. Berreraiketa horiek egiteko denbora geologikoaren epe luzeetan (10 Mu baino urte gehiagokoetan) pilatutako errotazio izugarriak zehaztu behar dira. Ondoren, A eta B plaken arteko abiadura angeluarra epe luze baterako deskribatzean Euler-en poloa bi plakekiko mugikorra dela ikusiko da. Beraz, epe luzeetan plaketan pilatutako errotazio finitua zehazteko ezin izango da Euler-en polo bakarra erabili.

Euler-en poloaren mugikortasuna azaltzeko 3 plakek osatutako geometria erabiliko da, hiruren arteko mugak ozeano-gandorrak direlarik (4.17. irudia). 4.17.A. irudian A, B eta C hiru plaketako eremu kontinentalen arteko bereizketa eta urrunketa islatu da. Eredu honetan A plaka finkotzat hartuko da eta mugimenduak plaka honekiko neurtuko dira. Beraz, plaka-bikote bakoitzaren abiadura angeluarra deskribatzeko Euler-en hiru polo behar dira ${}^A E_B$, ${}^B E_C$ eta ${}^C E_A$. Kotsidera dezagun ${}^A E_B$ Euler-en poloa A plakarekiko finko mantentzen dela denbora-epe finitorako. Tarte horretan, B plakak errotaziozko mugimendu progresiboa izango du ${}^A E_B$ inguruan (B1-etik B5 kokapenera; 4.17.A. irudia), eta ${}^A E_B$ poloa B plakarekiko ere finko mantentzen dela kotsidera daiteke. Era berean, ${}^C E_A$ poloa A plakarekiko finko mantentzen dela onar daiteke ere. Orduan, C plakak errotazio-mugimendu progresiboa du ${}^C E_A$ poloaren inguruan (C1-etik C5 kokapenera; 4.17.A. irudia), eta beraz, ${}^C E_A$ finkoa izango da ere C plakarekiko.



4.17. irudia. Goi-hemisferioko azalera bereko proiektzioa, plaken migrazioa eta Euler-en poloaren abiadura angeluarra erakusten dira 3 plakako sistema batean. A: Ozeano-gandorren eta faila transformatzailen sistemak duen jatorrizko kokapena eta A plakarekiko B eta C plaken kokapena 1etik 5erako denbora-tarte progresiboetan. ${}^A E_B$ eta ${}^A E_C$ finkoak dira A plakarekiko. ${}^B E_C$ beste bi Euler-en poloekiko finkoa den poloa denez, B eta C plaketik migratu beharra dauka. B: Plaken kokapena 5. denbora-epean. ${}^B E_C$ ($= {}^C E_B$)-ren kokapena B plakarekiko P_{B1} , P_{B2} , P_{B3} , P_{B4} eta P_{B5} da progresiboki iraganetik gaur egunera; C plakarekiko, aldiz, P_{C1} , P_{C2} , P_{C3} , P_{C4} , P_{C5} . Ibilbideak paraleloak dira ${}^A E_B$ eta ${}^C E_A$ poloekiko hurrenez hurren. Jarduerarik gabeko faila transformatzailen eremuak puntuz adierazita daude. t_{B1} -etik t_{B5} -erako eta t_{C1} -etik t_{C5} -erako tarteek denbora-tarte bakoitzean aktiboak izan diren faila transformatzailen eremuak adierazten dituzte. (Dewey, 1975).

Har dezagun orain ${}^B E_C$ Euler-en poloa. 4.4. ekuazioaren arabera, polo hau finkoa izango da beste bi poloekiko. Beraz, A plakarekiko ere finkoa da, beste bi poloak A plakarekiko finkoak direlako. Baina ${}^A E_B$ poloa da A eta B plaketik finkoa izan daitekeen Euler-en polo bakarra, eta A eta C plaketik finkoa izan daitekeen Euler-en polo bakarra ${}^C E_A$ da. Ondorioz, A plakarekiko finkoa den ${}^B E_C$ poloa ezin da denboran zehar ez B

plakarekiko ez C plakarekiko finko mantendu, eta ${}_B E_C$ bat-bateko errotazioaren poloa B eta C plakekiko desplazatu beharrean aurkitzen da. Ezaugarri hauek 4.17.A. irudian islatu dira, bertan, Euler-en hiru poloak eta A plaka denboran zehar finko mantentzen dira eta B eta C plakak mugikorrek dira. Ondorioz, argi dago ${}_B E_C$ poloaren kokapena denboran zehar aldakorra izan behar dela B eta C plakekiko.

4.17.B. irudiak B5 eta C5 garaiko hiru plaken geometria erakusten du. B plakak, 4.17.A. irudian, B1-etik B5 kokapenera progresiboki errotatzen duen bitartean, B plakaren gainean kokatutako behatzaile batek ikusiko du ${}_C E_B (= -{}_C E_B)$ poloaren kokapena bere inguruko paraleloan zehar P_{B1} -etik P_{B5} -era aldatuko dela (4.17.B. irudia). Era berean, C plakak, 4.17.A. irudian, C1-etik C5 kokapenera progresiboki errotatzen duen bitartean, C plakaren gainean kokatutako behatzaile batek ikusiko du ${}_C E_B$ poloaren kokapena bere inguruko paraleloan zehar P_{C1} -etik P_{C5} -era aldatuko dela (4.17.B. irudia). P_{B5} eta P_{C5} -en kokapenak bat datoz 4.17.B. irudiko garaian. Beraz, B plakatik ondorioztatutako iraganeko abiadura angeluarraren Euler-en poloaren kokapenak ez dira C plakatik ondorioztatutakoak izango.

Deskribatutako adibidea berezia da Euler-en hiru poloak finkoak direlako plaka batekiko. Baina kasu gehienetan, aldiz, hiru plaka edo plaka gehiagoko sistemetan, abiadura angeluarraren Euler-en poloak mugikorrek dira, plakak desplazatu ahala. Beraz, plaken arteko mugimendu erlatiboa denboran zehar aldakorra izango da.

4.17. irudiko adibidean, C plakak B plakarekiko duen mugimendua deskribatzen dute etengabe bi plakekiko mugitzen ari den ${}_C E_B$ Euler-en poloaren inguruko errotazio infinitesimalen gehikuntzek. Orduan, edozein denbora-epe luzetarako, C plakak B plakarekiko duen azken kokapena Euler-en poloaren errotazio finitu normalaren inguruko errotazio arrunt batekin deskriba daiteke. Errotazio finitua denbora-tarte horretan gertatutako errotazio-gehikuntzen sekuentzia osoaren emaitza netoa da. Oro har, errotazio finitoren poloa ez dator bat abiadura angeluarren poloein.

Denbora luzeko plaken arteko errotazio erlatiboak deskribatzeko *urrats-poloen* edo *kenketa finituaren poloaren segidak* erabil daitezke. Esaterako, urrats-polo bakoitzak definitzen du errotazio erlatibo finituaren ardatza zeinak tarte konkretu baterako plakaren hasiera eta bukaerako orientazio eta kokapenak lotzen dituen. Urratsa epe geologiko laburreko neurria da. Ondorengo urratsaren mugimenduaren hurbilketa urrats-polo ezberdin batekiko beste errotazio batek definituko du. Beraz, plaken etengabeko mugimendua eta bat-bateko Euler-en poloaren migrazio jarraitua polo ezberdinetako serietan zehar errotazio finitu txikiko serieekin parekatzen dira. Era horretan, denboran zehar poloaren kokapenak jauzi ez-jarraituak jasaten dituela kontsidera daiteke. *Urrats-errotazioak* edo *kenketa finituaren errotazioak* plaken bilakaera jarraituan zeharreko une konkretuetako plaken kokapenaren “argazkiak” direla esan daiteke. Zenbat eta erabilitako denbora-tarte laburragoa izan, urrats-poloa poloaren bat-bateko kokapenetik hurbilago aurkituko da.

Polo hauen erabilera praktikoa ikusteko 4.18. irudiko A taulan Ipar Amerikaren eta Europaren arteko mugimendu erlatiboaren urrats-polo eta urrats-errotazioen serieak zerrendatu dira. Urrats baten errotazioak denbora-epe konkretuan plaken kokapena desplazatzen du denbora gazteenean zuenetik zaharrean zuenera. Taularen goiko aldean Europak Ipar Amerikarekiko eta, era berean, Ipar Amerikak Europarekiko dituzten errotazioen urrats-poloak erakusten dira. Errotazioen kopurua bera da urrats berdineterako baina urrats-

poloen kokapena ezberdina da, ozeanoaren zabalkuntzaren eta poloaren migrazioaren eraginez. 4.18. irudiko B taulan Ipar Amerikak Afrikarekiko eta Afrikak Ipar Amerikarekiko erakusten dituzten errotazioak zerrendatu dira.

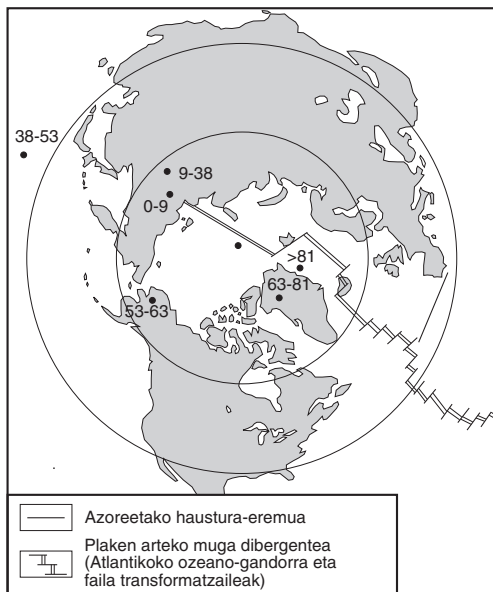
Poloaren koordenatu finkoak kontinente hauekiko

Denbora-tartea (Mu)	Ipar Amerika		Eurasia		Errotazio-kopurua (10° deg/Mu)
A	Latitudea	Longitudea	Latitudea	Longitudea	
0-9	68,0N	137,0E	68,0N	137,0E	2,78
9-38	63,5N	131,1E	63,5N	131,6E	1,76
38-53	27,6N	155,7E	29,0N	161,1E	1,84
53-63	67,3N	152,0W	72,3N	159,1W	4,55
63-72	76,0N	49,8W	76,8N	11,1W	8,56
72-81	76,0N	49,8W	70,4N	15,1E	8,56
81-					
	Ipar Amerika		Afrika		
B	Latitudea	Longitudea	Latitudea	Longitudea	
0-9	69,7 N	33,4W	69,7N	33,7W	4,00
9-38	77,1N	53,5E	78,4N	56,7E	2,18
38-53	72,2N	16,0E	72,4N	19,8E	2,78
53-63	66,2N	11,8W	66,2N	18,2 E	3,15
63-72	57,8N	42,0W	54,4N	29,7W	8,41
72-81	57,8N	42,0W	54,4N	29,7W	8,41
81-155	59,4N	22,8W	59,6N	13,5W	4,99
155-180	56,8N	73,3E	72,7N	165,0W	3,57

4.18. irudia. Ipar Amerikak Eurasiarekiko (A) eta Afrikarekiko (B) dituen denboran atzerakako mugimenduaren urrats-poloak. (Pitman eta Talwani, 1972).

4.19. irudian 4.18.A. taulan erakusten diren denbora-epe ezberdinetako Europa-Ipar Amerika bikotearen urrats-poloen kokapena islatu da, Ipar-poloarekiko ikuspegi estereografikoa eta Ipar Amerikarako finkoa den koordenatu-sistema erabiliz. Urrats-poloen kokapenak erabiliz, errotazio-poloaren bat-bateko ibilbidearekiko hurbilketa kaskar bat baino ezin da lortu.

Plaken mugimenduan zehar gertatzen diren Euler-en poloaren errotazio-migrazioak erakusten du plaken arteko mugen geometria etengabe berrorientatuz egon behar dela. 4.17.B. irudian BC plaken arteko mugaren ozeano-gandorren zatiak bi plaken arteko abiadura angeluarraren Euler-en poloaren ($C-E_B$) inguruko meridianoetan kokatzen dira. Beraz, ozeanoen zabalkuntza gandorrarekiko perpendikularra izanik, eratutako edozein anomalia magnetikoren xingola anomalia eratu deneko garaian aktiboa zen abiadura angeluarrerako poloaren kokapenaren inguruko meridianoetan kokatu behar da. Baina, denboran zehar poloak mugitu egiten direnez (P_{B1} - P_{B5} eta P_{C1} - P_{C5} 4.17.B. irudian), anomalia magnetikoen xingolak garai bakoitzean definitutako poloarekiko meridianoen gainean kokatutakoak dira, eta, ondorioz, adin desberdinetako xingolek orientazio desberdina izango dute.



4.19. irudia. Ipar Amerikaren eta Eurasiaren arteko mugimendu erlatiboaren Euler-en poloen kokapena. Erreferentzia-sistema Ipar Amerikarekiko finkoa da. 4.18. irudiko taularen datuetan oinarrituta dago. (Cox eta Hart, 1986).

Era berean, B eta C plaken arteko mugako edozein faila transformatzaile aktibo garaian garaiko Euler-en poloaren inguruko paraleloen gainean kokatu behar da. Plaka bakoitzaren faila transformatzaileen aktibitatek gabeko segmentuak, aldiz, tarte bakoitzari dagokion Euler-en poloaren inguruko paraleloetan kokatuko dira. Adibidez, B plakarekiko P_{B1} , P_{B2} , P_{B3} , P_{B4} eta P_{B5} eta ondorengo poloen inguruan eta C plakarekiko P_{C1} , P_{C2} , P_{C3} , P_{C4} eta P_{C5} eta ondorengo poloen inguruan. Era horretan argi dago ezen, faila transformatzailearen eremu aktiboaren mugimendua denboran zehar norabide-mugimendu hutsekoa izanik, failaren norabidea etengabe berrorientatu beharrean aurkitzen dela. Beraz, faila transformatzailearen aktibitatek gabeko eremuak ez du zertan aktiboa den poloaren inguruko paralelo baten gainean egonik. 4.17.B. irudiko faila transformatzaileen eremuak puntuzko lerroen bidez adierazita daude. B eta C plaken arteko faila transformatzaile baten gainean failaren segmentu ezberdinen gutxi gorabeherako jarduera-adinak irudikatu dira. B plakarako t_{B1} eta t_{B5} bitarteko tarteak eta C plakaren gainean t_{C1} eta t_{C5} tarteak definitu dira. Denbora horiek indize-zenbaki bera duten cE_B abiadura angeluarraren poloaren kokapenei dagozkie. Jakin badakigu, faila transformatzailea denbora jakin batean, failari mementoan dagokion abiadura angeluarraren poloaren inguruko paralelo batekiko paralelo kokatu behar dela. Polo horiek denboran zehar mugikorrek direnez, faila transformatzailea, abiadura angeluarraren polo gazteenaren inguruko paralelo arrunta izan beharrean, lerro oker konplexua izango da. Are gehiago, plaka bakoitzean poloaren kokapenak ezberdinak direnez, gandorraren alde bakoitzean faila transformatzaileak duen geometria ez da zertan berdina izan behar. B eta C plaketan faila transformatzaileak duen geometria ez da simetrikoa izango, nahiz eta 4.17.B. irudian baldintza hau ez islatu, eraketarako onartu diren $A E_B$ eta $C E_A$ inguruko abiadura angeluarrak berdinak direlako. Faila

transformatzailearen orientazioa ezin bada abiadura angeluarraren poloaren kokapen aldakorrekin era errazean egokitu, orduan, faila transformatzailearen eremu aktiboaren mugimendua ezin da norabide-mugimendu hutsarekin azaldu.

Beraz, 4.17. irudiko B eta C plaken arteko mugimendu erlatiboa ezin da ardatz bakarraren inguruko errotazio arrunt baten bidez deskribatu. Orduan, nola deskriba daiteke mugimendu hau? 4.17. irudiko eredu arruntean nolabaiteko erreferentzia-sistema absolutuarekiko A plaka “finkotzat” hartu da eta B eta C plaken mugimenduaren abiadura angeluarra konstantea da mugimendu bakoitzari dagokion ${}^A\mathbf{E}_B$ eta ${}^A\mathbf{E}_C$ poloaren inguruan (erreferentzia-sistema absolutuekiko ere “finkoak” dira). B plakaren gaineko puntuek ${}^A\mathbf{E}_B$ inguruko paraleloa irudikatzen dute eta C plakaren gainekoek, beste bat, ${}^A\mathbf{E}_C$ inguruan (kontuan hartu 4.17.A. irudiko gezen bi segidak). Orduan, zein izango da B plakaren gaineko puntuen ibilbidea C plakatik begiratzuz gero?

Erreferentzia-sistema absolutuan finkoak diren puntu guztiek, adibide honetako A plakaren gainekoak bezala, C plakatik begiratzuz gero ${}^A\mathbf{E}_C$ inguruko paraleloan ibilbideak osatuko dituzte, ${}^A\mathbf{E}_C$ puntu bera izan ezik, puntu mugiezina bezala agertzen delako. Beraz, C plakatik begiratzuz gero, A plakarekiko finkoa den ${}^A\mathbf{E}_B$ poloak ${}^A\mathbf{E}_C$ inguruko paralelo baten ibilbidea eratuko du ere. Baina B plakako puntuek ${}^A\mathbf{E}_B$ inguruko paraleloak eratzen dituzte eta ${}^A\mathbf{E}_B$ puntu berak ${}^A\mathbf{E}_C$ inguruko paraleloa eratzen du. Hau da, B plakak ${}^A\mathbf{E}_B$ poloaren inguruan errotatzen du, eta C plakatik begiratzuz ${}^A\mathbf{E}_B$ puntuak berak ${}^A\mathbf{E}_C$ poloaren inguruan errotatzen du. Beraz, B plakaren gaineko puntuak C plakatik begiratzuz gero, ibilbide zikloidal esferikoa dutela esaten da.

Mugimendu zikloidal esferikoa azaltzeko geldi dagoen behatzaileak kalean behera doan bizikleta bateko gurpilaren mugimenduari begiratzen dionean ikusten duenarekin konpara daiteke. Baina desberdintasun bat dago: behatzaileak plano batean gertatzen ari den mugimendua ikusten du, eta, aldiz, plaken mugimendua esfera baten gaineko azalean gertatzen da. Ibilbidearen geometria zehatza puntuak polo absolutuekiko duen kokapen erlatiboaren eta bi plakek bakoitzaren polo absolutuekiko duten mugimendu erlatiboaren proportzioen menpe dago. Mugimendu hau bi plaken arteko bat-bateko mugimendu erlatiboa baino askoz ere konplexuagoa da, bi plaken gaineko puntuak bat-bateko errotazioaren ${}^B\mathbf{E}_C$ polo erlatiboaren inguruko paraleloetan zehar mugitzen direlako. Paraleloetako bat-bateko ibilbide hauek epe luzeko ibilbide zikloidelekiko tangenteak izango dira.

4.3.3. Plaken mugimendu absolutuak

Orain arte, plaken arteko mugimendu erlatiboa deskribatu da, hau da, finkoa den erreferentzia-sistema batean plaka batek beste plaka batekiko duen mugimendua. Laguntasun handikoa izango litzateke plaka bakoitzaren abiadura angeluarra termino absolutuetan, hots, plaka guztien mugimendurako independentea den erreferentzia-sistema absolutu batekiko (R), deskribatu ahal izatea. Adibidez, R erreferentzia-sistemaren barnean A plakaren abiadura angeluarra ${}^R\boldsymbol{\omega}_A$ bezala azal daiteke. Era berean, B plakak A plakarekiko duen abiadura angeluar erlatiboa bektoreen batuketaz batez lor daiteke:

$$\begin{aligned} {}^A\boldsymbol{\omega}_B + {}^B\boldsymbol{\omega}_R + {}^R\boldsymbol{\omega}_A &= 0 \\ {}^A\boldsymbol{\omega}_B &= {}^R\boldsymbol{\omega}_B + {}^R\boldsymbol{\omega}_A \end{aligned} \quad (4.6.)$$

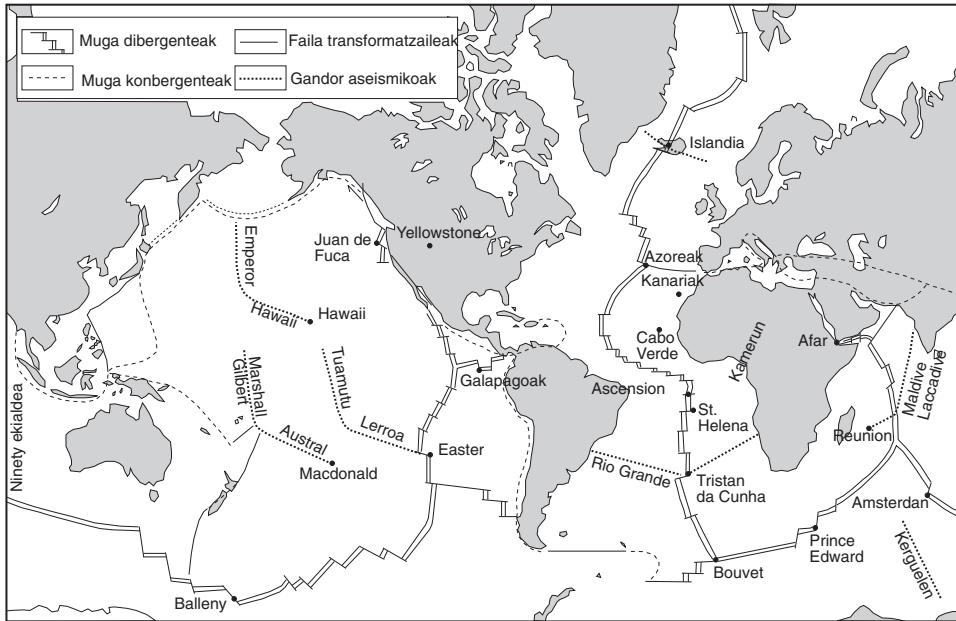
Erreferentzia-sistema absolutua erabiliz, plaken arteko mugimendu erlatiboekin sortutako zenbait arazok konponbidea aurkitzen dute eta plaka-tektonika gidatzen duten indarren eredua era nabarmenean errazten da. Plaken mugimendu absolutua neurtzea ez da erraza, lehendabizi koordenatu-sistema absolutua finkatu, eta ondoren, koordenatu-sistemak edozein plakarekiko duen orientazioa zehaztu behar baitira.

Erreferentzia-sistema absolutuaren ardatzetariko bat Lurraren biraketa-ardatza izan daiteke. Polo magnetikoa Lurraren biraketa-ardatzaren inguruan kokatuta dagoela onartuz gero, paleomagnetismoaren bidez denboran zeharreko ardatzaren orientazioa finka daiteke. Hala ere, konponbide honek arazo bi planteatzen ditu. Alde batetik, paleomagnetismoa erabiliz plakaren polo magnetikoarekiko orientazioa eta plakaren latitudea baino ezin dira finkatu; edozein mugimenduren longitude-osagaia ezin da zehaztu bektore paleomagnetikoen bidez. Hortaz, plaken errotazio absolutuaren poloaren kokapena eta bektorearen abiadura absolutuaren zenbatekoa ezin dira soilik datu paleomagnetikoen bitartez finkatu. Mugimendua zehazki deskribatzeko bigarren erreferentzia-ardatz absolutua behar da.

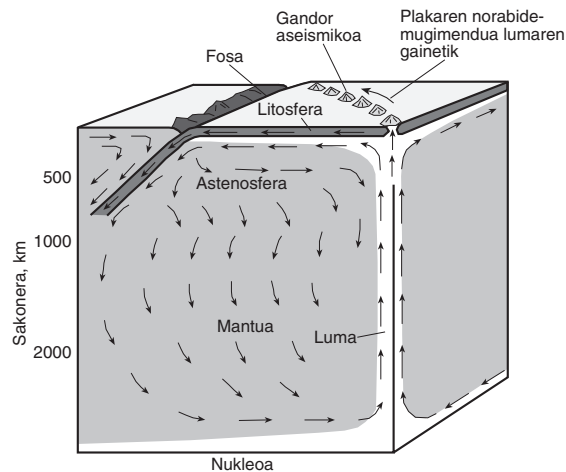
Lurraren errotazio-ardatza erreferentzia-sistema absolutuaren ardatz gisa erabiltzean sortzen den bigarren arazoa da Lurraren errotazio-ardatza eta polo magnetikoa historia geologikoan zehar ez direla sarritan bat etorri. Polo magnetikoak mugikorrek dira Lurrak inertzia-momentu maximoaren ardatza biraketa-ardatzarekiko paralelo mantentzeko ahaleginean biraketa-ardatzaren inguruan duen mugimenduarengatik. Inertzia-momentu maximoaren ardatza aldakorra da, konbekzio-korronteen eraginarengatik edo plaka litosferikoen kokapen-aldaketengatik, Lurraren barneko masaren distribuzioa homogeneous ez delako. Horrela izanik, datu paleomagnetikoek plaka bakoitzerako plaken mugimenduaren osagai propioa eta plaka guztietarako berdina den polo magnetikoaren aldakortasunak eragindako osagaia barneratzen dituzte. Plaken mugimendua zehazteko, batez ere, lehendabiziko osagaia da beharrezkoa, baina bi osagaien arteko banaketa ez da ariketa erraza.

Zenbait ikertzaileen esanetan, mantu sakonaren mugimendu absolutuak oso motelak dira plakek dutenarekin erkatuta, eta ondorioz, mantu sakonean jatorria duen azaleko ezaugarriren bat finkatuz gero, erreferentzia-sisteman beste ardatz absolutu bat koka zitekeen. Lurrazaleko *puntu beroak* (4.20. irudia) mantu sakonean (4.21. irudia) jatorria duten mantuko luma gorakorren ondorioa direla dirudi (4.2.2 atala). Puntu bero ezagunenak Islandian eta Hawaiin kokatutakoak dira. Mantu sakonarekiko lumak benetan finkoak izanik, puntu beroen arteko distantzia ez litzateke denboran zehar aldatuko eta baliagarriak izango dira erreferentzia-sistema absolutua eraikitzeke. Puntu beroek eragindako erliebeak (gandor aseismikoak) adierazten du plakak erreferentzia-sistema absolutuarekiko duen mugimenduaren norabidea. Plakaren mugimendua abiadura angeluar absolutuaren polo finko baten inguruko errotazioa bada, sortzen den erliebeak poloaren inguruko arku bat eratuko du, eta arkuaren arroka bolkanikoen adina neurtuz, plakaren errotazio-abiadura neur daiteke.

Puntu beroen artean mugimendurik gertatzen ote den jakitea erraza da plaka bakarrak puntu bero bi edo gehiago baditu. Are gehiago, abiadura angeluarraren poloa denbora geologikoaren epe finitueterako finkoa bada, konponbidea zeharo errazten da. Puntu beroen arteko mugimendurik ez balego, plaka bakarrean puntu bero guztiek eratutako erliebearen adin bereko puntuen arteko distantziak ez luke aldaketarik jasan beharko.

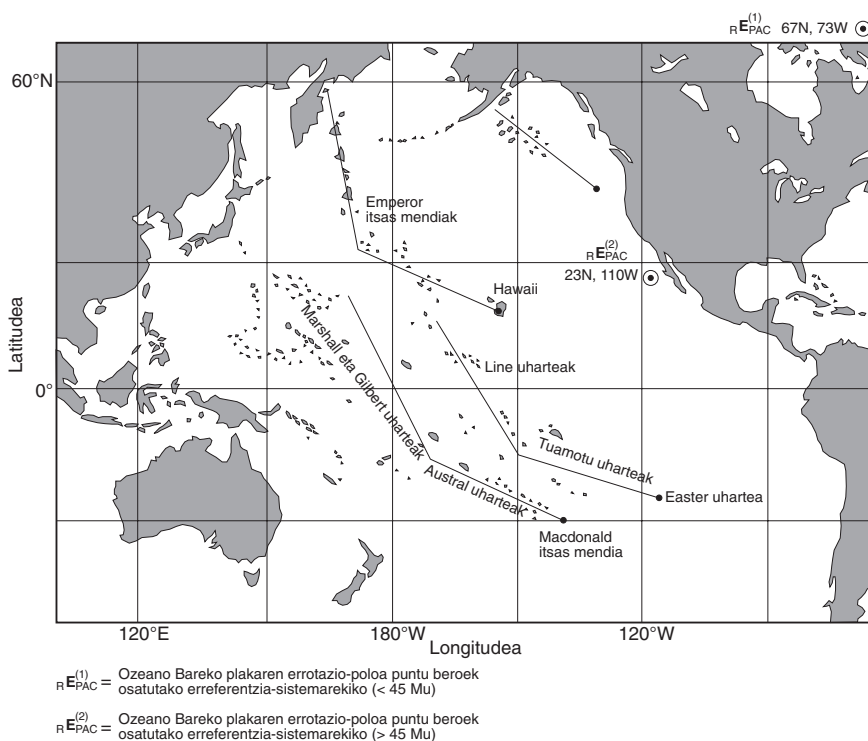


4.20. irudia. Puntu bero nagusien eta horiei lotutako zenbait gandor aseismikoren kokapena, plaka tektonikoak bereizten dituen mapan. Gandor aseismikoak plakak puntu beroen gainetik igaro ahala sortutako egiturak dira. (Morgan, 1972).



4.21. irudia. Nukleoaren gainean eratu eta astenosferaraino bidaiatzen duen luma baten egitura islatzen duen bloke-diagrama. Lumaren burua litosferaren azpitik barreiatzen da, puntu bero bat sortuz Lurraren azalean. Balizko konbekzio-korronte behekorren geometria gezen bidez dago irudikatuta. Gandor aseismikoaren sumendien lerrokadura Lumaren gainetik plakak duen mugimenduaren norabidearekiko paraleloa izango da. (Moores eta Twiss, 1995).

4.22. irudian Ozeano Barean kokatutako puntu beroen arteko tarteeak denboran zehar jasandako aldaketak islatu dira. Ozeano Barerako bi errotazio-polo absolutu aukeratu dira Hawaii uharteak-Emperor itsas mendiak gandarra era egokian doitzeko. Biraketa-poloaren aldaketa bat dator Hawaii-Emperor gandarreko norabide aldaketarekin (4.22. irudia). Norabide-aldaketa Ozeano Bareko plakak Hawaiiiko puntu beroarekiko Eozenoan (orain dela 45 Mu) jasan zuen norabide-aldaketarekin dator bat. 4.22. irudiko lerroek erakusten dute Ozeano Bareko hiru puntu beroek, mantuko lumak finkoak balira, eratu beharko lituzketen gandarren kokapen teorikoa. Badirudi Ekialdeko Uharteetako puntu berotik sortutako Tuamotu lerroko uharteak bat datozela aurreikuspen teorikoarekin; aldiz, Macdonald puntu beroan sortutako Marshall-Gilbert-Austral uharten lerrokapena ez da oso ondo egokitzen aurreikuspen teorikoarekin. Akatsa Macdonald puntu beroak beste bi puntu beroekiko izan duen mugimendu erlatiboak azal dezake, beraien arteko abiadura gutxi gorabehera 2 cm/u-koa delarik. Horrela izanik, baliteke puntu beroak benetako erreferentzia-sistema absolutua eraikitzeko oso egokiak ez izatea.



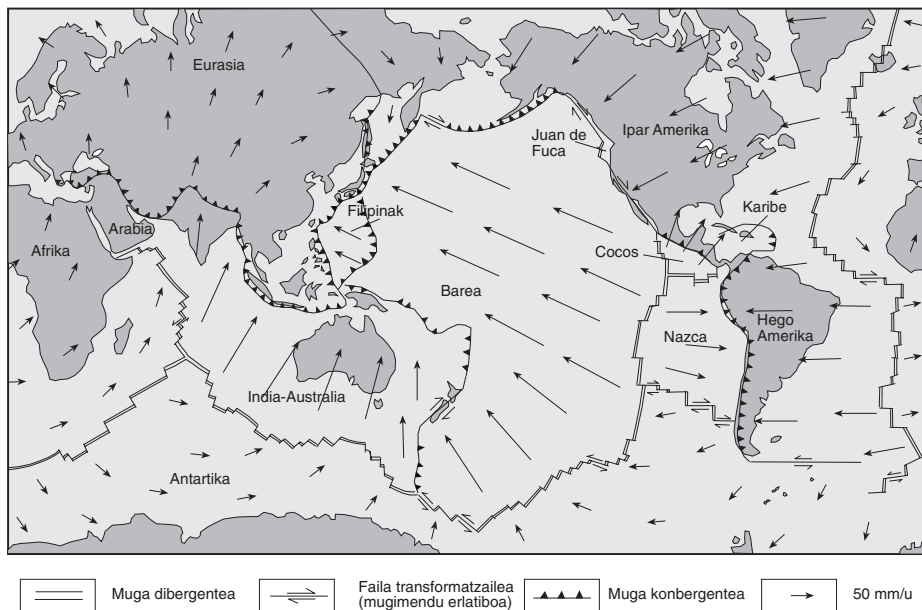
4.22. irudia. Ozeano Bareko puntu beroen ibilbide teorikoen eta gandar aseismikoen arteko erlazio geografikoa. Ibilbide teorikoak lortu dira 67°N, 73°W poloarekiko 34° inguruko biraketa eginez eta 45° ingurukoa 23°N, 110°W poloarekiko. (Moores eta Twiss, 1995).

Puntu bero finkoen hipotesia baieztatzeko bigarren azterketa bat datu paleomagnetikoak puntu beroen aztarnetatik ondorioztatutako plaken mugimenduarekin konparatuz gauza daiteke. Adibidez, Afrikako plakaren datu paleomagnetikoen eta puntu beroetako erliebeen arteko erlazioa oso egokia da, puntu beroak erreferentzia-ardatz gisa erabil daitezkeela iradokiz.

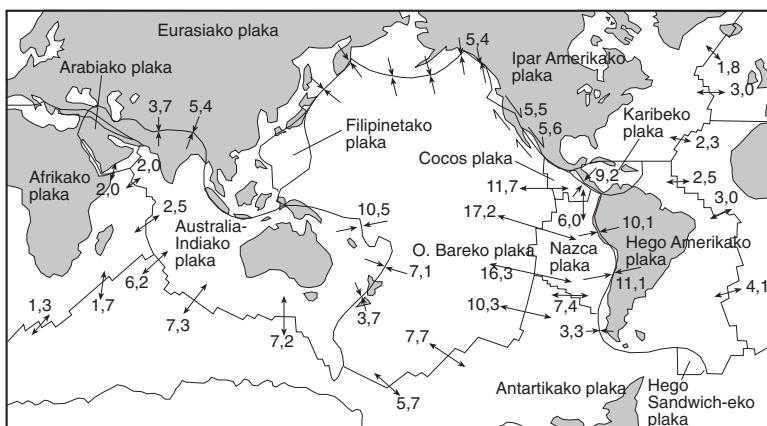
Puntu bero finkoen hipotesia baieztatzeko hirugarren azterketa bat, ozeanoetako datu magnetikoak erabiliz denboran zeharreko plaken berreraikitzeak burutu ondoren, iraganean puntu beroek izan dituzten kokapen erlatiboak konparatuz lor daiteke. Azkeneko 10 Mu-rako azterketa eginez, badirudi 4.20. irudian erakutsitako puntu beroen arteko mugimendurik ez dela egon. Horrela izanik, azkeneko 10 Mu-rako geologikoki “bat-bateko” mugimendua, baliteke erreferentzia-sistema absolututzat puntu beroak erabiltzea hurbilketa egokia izatea. 4.23. irudiko taulan puntu bero finkoekiko neurtutako plaken abiadura angeluarrak ageri dira. Puntu beroetan oinarritutako erreferentzia-sistema absolutuarekin lortutako plaken abiadura absolutuaren bektoreak 4.24. irudian islatu dira. Mapak zenbait datu harrigarri erakusten ditu. Ozeano Bareko plakak eta Indiako plakak mugimendu konbergente azkarra erakusten dute Asiako hego-ekialdearekiko. Eurasiako eta hegoaldeko plaken arteko hurbilketa erlatiboaren abiadura handitu egiten da Mediterraneoko ekialderantz. Plaka motelenak, batez ere, lurrazal kontinentalez eratutakoak dira. Aldiz, plaka azkarrenen artean aurkitzen diren Ozeano Bareko, Nazca, Cocos eta Filipinetako plakek ez dute lurrazal kontinentalik barneratzen, edo Australia-Indiako plakaren barnean lurrazal kontinentalak % 50 baino gutxiago osatzen du. Muga horiek erreferentzia-sistema absolutuan ere mugikorrak izan behar dira. Interesgarria da irudian islatutako erreferentzia-sistema absolutuarekin lortutako plaken mugimendu hauek plaken arteko abiadura erlatiboak erakusten dituen maparekin (4.25. irudia) erkatzea. Erreferentzia-sistema absolutua erabiliz, plaken mugimenduari buruzko ikuspegi berri eta oso baliagarria lortzen da, plaken zinematika eta berari lotutako prozesu geologiko ugari ulerterrazago bihurtuz.

Plaka	Euler-en bektorea		Proporzioa (10^{-7} deg/u)
	Latituda	Longituda	
Afrika	32N	61W	2,0
Antartika	58N	145W	1,5
Arabia	40N	7W	4,9
Cocos	23N	117W	14,7
Eurasia	19N	109W	1,1
India	30N	32E	6,6
Ipar Amerika	37S	71W	2,5
Nazca	36N	94W	8,7
Barea	65S	107E	8,8
Hego Amerika	71S	131W	2,3
Somalia	44N	54W	2,3
Filipinak	36S	46W	8,9

4.23. irudia. Plaken abiadura angeluarrak puntu beroek eratutako erreferentzia-sistematik. (Chase, 1978).



4.24. irudia. Puntu beroen erreferentzia-sistema eta 4.23. irudiko datuak erabiliz lortutako plaken abiadura absolutuak. Gezien luzera abiadura linealarekiko proportzionala da. (Cox eta Hart, 1986).



4.25. irudia. Zazpi plaka nagusiak eta eskala txikiagoko 5 plaka, plaken arteko muga-motak eta plaken arteko abiadura erlatiboak (cm/u) erakusten dituen munduko mapa (Mercator proiektzioan). (McKenzie eta Richter, 1976).

5. Lurraren barne-dinamika eta plaken mugimendua

Wegener-ek plazaratutako kontinenteen jitoaren teoria ez zen onartu, beste zenbait arrazoi-
ren artean, batez ere ez zuelako argi azaltzen nola eta zergatik mugitzen ziren plakak. Gaur
egun, plakek duten mugimendua zehaztasun handiarekin ezagutzen da, baina horren gauza
izugarri handien mugimendua sorrarazteko gai diren indarrei buruzko eztabaida oraindik
pil-pilean dago. Azkeneko hamarkadetan arlo honetan, zientzietako esparru guztietan
bezala, pilatutako datu-kopuru izugarriari esker aurrerapen handiak lortu dira, baina
aurrerapena urratsez urrats gertatu da. Kapitulu honetan datuak lortu ahala proposatutako
eredu eta hipotesi berriak zergatik sortu diren azaltzen da.

Oro har, plaken mugimendua eragiten duten indarren jatorriari buruz bi joera orokor
daude, kontrajarriak ez direnak. Alde batetik, plaken mugimendua mantuko konbekzio-
korranteen ondorioa dela diotenak daude. Mantuan gertatzen diren prozesuak ezin direnez
zuzenean aztertu, oso ugari eta ezberdinak izan dira mantuko konbekzioari buruz plaza-
ratutako ereduak. Denborarekin ereduak hobetuz joan dira, batez ere teknika geofisikoen
aurrerapenei esker lortutako gero eta datu zehatzagoen bitartez. Beste alde batetik, plaken
mugimendua plaketan bertan sortutako indarrek gidatzen dutela diotenak daude. Horretarako,
plaketan bertan sortzen diren indarrak azaltzeko zenbait prozesu definitu dira. Beraz,
plaka baten ezaugarri zinematiko guztiak indar balantzeatuen ereduaren bitartez zehatz
daitezke, plakaren gainean eragina duten indar guztiak batuz. Lurreko dinamika orokorrari
buruz proposatutako eredu berrienek bi joeretako ideiak era osagarrian erabiltzen dituzte.

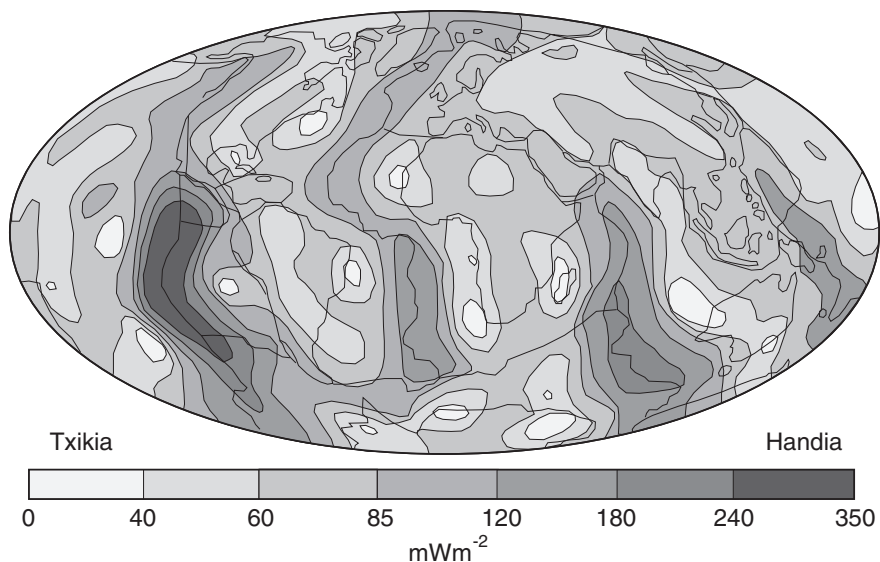
Orain arte, gaur egun mantuan gertatzen ari diren mugimendu konbektiboak
ezagutzeko gai izan ez bagara, ezinezkoa da ziurtatzea ez dela akatsik egingo historia
geologikoan zehar mugimendu hauek izan dituzten aldaerak finkatzean. Hala ere, Lurraren
baldintza termikoak denboran zehar aldatu direla jakinik, mantuko konbekzio-korranteetan
aldaketak egon direla baieztatzea ez da txorakeria.

5.1. PLAKEN MUGIMENDUAK MANTUAN DU JATORRIA

Plaka-tektonikaren teoria sortu ondoren eta mantuan bero-garraioa konbekzioaren bitartez
gertatzen dela ezagutu zenean, plaken mugimendua mantuko konbekzioaren ondorio zuzena
izango zela iradoki zen. Orduan, geologo eta geokimikoek mantuaren osaera eta bilakaera
aztertzeko irrika sortu zitzaion. Lehendabiziko ikerketetatik gaur egunera pilatutako infor-
mazio-kopurua izugarria da, eta datuak lortu ahala mantuaren konbekzioari buruz egin izan

diren ereduak, oro har, gero eta zehatzagoak izan dira. Atal honetan deskribatuko da ereduak nola eta zergatik aldatuz joan diren eta, era berean, mantuaren konbekzioari buruz plazaratutako ideia berriek proposatzen dutena komentatu, nahiz eta jakin hipotesi hutsak direla eta denborarekin horiek ere aldatuz joango direla. Teknika geofisikoen etengabeko hobekuntzak eta aurrerapenak etorkizunean hipotesi bakoitza bere lekuan uzteko gaitasuna izango dute.

Estreinako ikerketa geokimikoek mantuaren barne, gutxienez, osaera ezberdineko bi eremu zeudela erakutsi zuten, mantuaren jatorria duten magmen artean ezaugarri kimiko zeharo ezberdineko bi magma-talde bereizi zirelako. Alde batetik, ozeano-gandorretan zehar isurtzen diren magmak zeuden (MORB; Mid Ocean Ridge Basalt) eta bestetik ozeanoetako zenbait uharte eratzen dituztenak (OIB; Oceanic Island Basalt). Bi magma-mota horien arteko ezberdintasun deigarriena elementu aztarna bateraezinen (U, Th, K) proportzioetan dago, MORB basaltoak elementu horietan erabat txirotuta dauden bitartean, OIB basaltoak ez daude horren txirotuta edo aberastuta daude. Mantuko arrokek fusio partziala jasaten dutenean elementu aztarna bateraezinak galtzen dituzte, azken horiek magmarekiko afinitatea erakusten dutelako. Hortaz, elementu horiek lurrazal kontinentalean zein ozeanikoan pilatuta agertuko dira. Orduan, MORB basaltoek elementu aztarna bateraezine-tan txirotutako goi-mantuan (astenosferan) eta OIB basaltoek elementu horietan txirotu gabeko behe-mantuan izango zutela jatorria iradoki zen. OIB basaltoek eratutako ozeanoetako uharteak gandor aseismikoak (Hawaii-Emperor gandorra) deritzen sumendien lerrokadurak dira (4.7. irudia). Sumendi horiek sortzen dira plaka litosferikoa behe-mantuan jatorria duen eta geldirik dirudien bero-iturri (puntu bero) baten gainetik igarotzean. Beraz, zenbat eta puntu berotik urrunago egon, gero eta zaharragoak izango dira sumendiak.



5.1. irudia. Lurrazaleko bero-fluxua (mWm^{-2}) erakusten duen mapa. Ozeano-gandorrak bat datoz bero-fluxu altuko eremuekin eta kratoiak bero-fluxu baxukoekin. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Mantuko konbekzio-korronteen jatorria nukleotik eta mantutik askatutako beroaren lurrazalerainoko garraioan aurkitzen da. Orduan, lurrazalean neurtutako bero-fluxuen arteko ezberdintasunak zuzenean azpitik mantuak duen tenperaturaren araberakoak zirela iradoki zen. Beraz, lurrazaleko bero-fluxuaren mapak ozeano-gandorren eta bero-fluxu handien artean eta kratoien eta bero-fluxu txikien artean erakusten duen erlazioa (5.1. irudia) erabakigarria izan zen mantuko konbekzioari buruzko estreinako ereduak eraikitzeko orduan. Ikerketa geofisikoei behe- eta goi-mantuaren artean definitutako etenune sismikoa izan zen eredu hauetan erabilitako beste datu garrantzitsu bat. 670 km-ko sakoneran kokatutako etenunea konposizio ezberdineko bi eremu bereizteko eta konbekzio-korronteen mugatzat erabili izan zen.

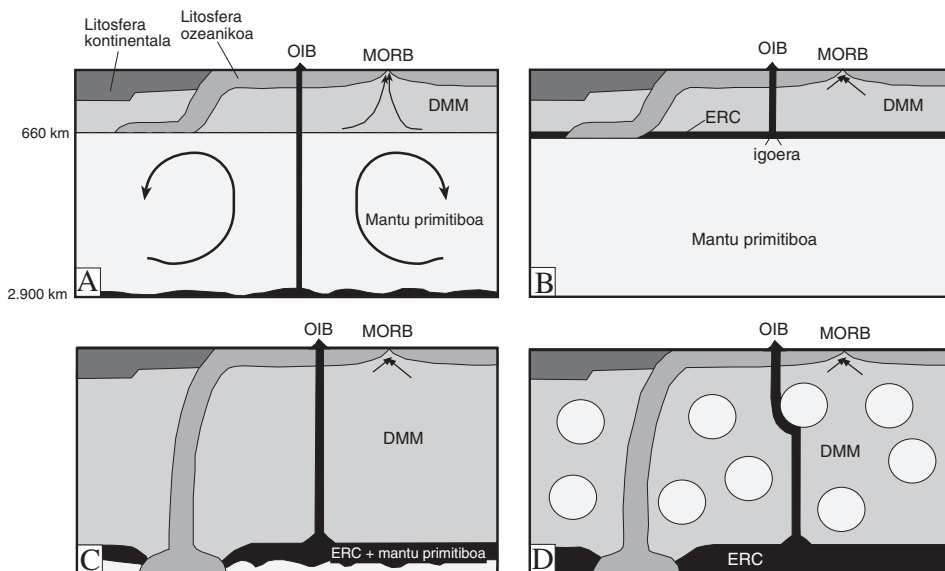
5.1.1. Konbekzio-korronteei buruzko ereduak

Lehendabiziko ereduak eraikitzeko erabili ziren datu nagusiak aurretik aipatutako hirurak izan ziren: mantuan sortutako magma-mota ezberdinen agerpena, lurrazalean burututako bero-fluxuaren neurketak eta 670 km-ko sakoneran etenune sismiko garrantzitsua zegoela erakusten zuten datu geofisikoak.

Xenolito gisa azaleratutako edo ofiolitetako peridotitetan (beraz goi-mantuko peridotitetan) burututako analisi geokimikoei ingurune hau elementu aztarna bateraezinetan txirotuta dagoela erakutsi zuten. Datu hauekin plazara daitekeen eredu logikoenak goi-mantu txirotua (DMM; Depleted Morb Mantle) eta txirotu bako behe-mantu primitiboa bereizten zituen (5.2.A. irudia). MORB basaltoak goi-mantuko fusio partzialaren eraginez eta OIB basaltoak jatorrizko osaera mantentzen duen behe-mantuko eremu sakonenetan errotutako bero-iturrien bidez sortu ziren. 670 km-ko etenune sismikoa konposizio eta mineralogia ezberdineko bi geruza bereizteko erabili zen. Ezberdintasun hauek subdukzio-eremuetan hondoratutako litosfera ozeanikoa behe-mantuan murgiltzea eragotziko lukete.

Eredu honen gainbehera etorri zen ikerketa geokimikoei baieztatu zutenean OIB basaltoen konposizioa oso aldakorra zela eta, ondorioz, beraien jatorria ez zegoela kimikoki uniformea den mantuko geruza sakonean. Mantuko material-mota ezberdinen hedapen eta jatorriari buruz ondoren argitaratu ziren eredu espekulatibo ugarien artean 5.2.B. irudikoa aipa daiteke. Eredu horretan konposizio ezberdineko mantuko bi geruzak mantendu egiten dira, baina OIB basaltoen jatorria behe-mantua izan beharrean, behe- eta goi-mantuaren arteko muga dela esaten da. OIB basaltoen konposizio-aldaketak azaltzeko iradoki zen 670 km-ko etenunean sortutako lumek behe-mantuko zein hondoratutako lurrazal ozeanikoaren (ERC; Enriched Recicled Crust) proportzio ezberdinak garraiatuko zituztela.

Goi-mantu txirotua eta behe-mantu primitiboa bereizten dituzten ereduak “eredu geokimikotzat” hartzen dira eta mantuko konbekzioa erlazorik gabeko bi esparru ezberdinetan jazotzen dela iradokitzen dute. Beste aldetik, datu geofisikoei (sismizitateak, grabimetriak, simulazio numerikoei...) 670 km-ko etenuneak mantuaren konbekzioa mugatzen ez zuela iradokitzen zuten eta hau azaltzeko eraiki ziren “eredu geofisikoak” konbekzio orokor bakarraren alde zeuden (5.2.C. irudia).

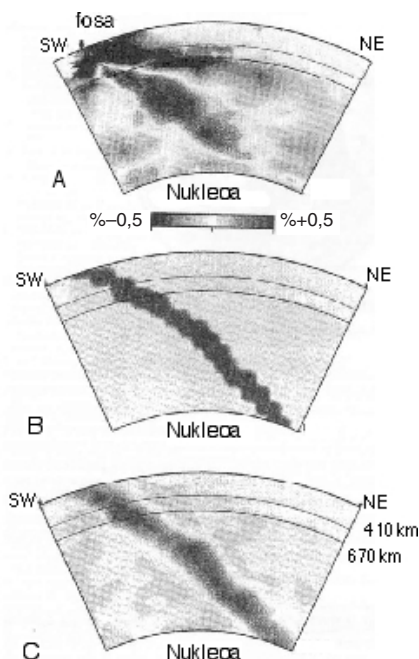


5.2. irudia. Mantuko konbekzioari buruzko aspaldiko ereduak. MORB: ozeano-gandorretako basaltoak; OIB: ozeanoetako uharteetako basaltoak; DMM: MORB motako mantu txirotua; ERC: birziklatutako lurrazal aberastua. A: Behe- eta goi-mantuko konbekzioak isolatuta daude. B: Aurrekoaren antzeko eredu baina kasu honetan mantuko lumek 670 km-ko etenunean dute jatorria. C: Mantuko konbekzioa bakarra da eta mantu gehiena konposizio berekoa da, aldaketa bakarrak nukleoaren gainean aurkitzen dira. D: Burbuilen eredu, mantu primitiboa burbuila hauetan aurkitzen da. (Hofmann, 1997; Tackley, 2000).

Mantuko konbekzioa 670 km-ko etenuneak mugatutako bi esparru isolatuetan gertatzen dela proposatzen zuten ereduak arbuizatzeko, batez ere, bi datu erabili ziren. Alde batetik, petrologia esperimentalak erakutsi zuen 670 km-ko etenuneak aldaketa kimiko bat adierazi beharrean peridotiten osagai nagusia den olibinoaren egitura gertatzen den fase-aldaketa bat ezkutatzeko duela. Sakonera horretan olibinoak trinkoagoa den perovskitaren egitura oktaedrikoa lortzen du, ondorioz arroaren dentsitatea eta, era berean, bertatik igarotako uhin sismikoen abiadura handitu egiten dira (2.1.2. atala). Horrek argi erakutsi zuen goi- eta behe-mantuaren artean konposizio-ezberdintasunik ez dagoela; aldiz, bi eremuen arteko dentsitate-aldaketa erabili izan zen konbekzioa bi esparru isolatuetan gertatzen dela baieztatzeko. Azken ideia hori alboratzeko erabilitako datuak tomografia sismikoaren irudiak izan dira, zeinetan oso nabaria den subdukzio-eremuetan hondoratutako litosfera ozeanikoak 670 km-ko etenunea zeharkatzen duela, behe-mantuan murgilduz (5.3. irudia).

Mantuko konbekzio-korrontei buruz plazaratutako azken ereduak uztartzen ahalegintzen dira, batetik, datu geokimikoek diotena, hau da, mantuaren barnean kimikoki ezberdinak izan behar diren gordailuak agertu behar direla, eta bestetik, datu geofisikoek erakutsi dutena, hau da, mantuko konbekzioa orokorra izan behar dela. Holako eredu batek iradoki zuen ezen mantuaren peridotita normalak baino 10 eta 100 aldiz biskositate handiagoko burbui-lak flotatzen daudela (5.2.D. irudia). Biskositate-ezberdintasunak mila milioi urtetan zehar biskositate ezberdineko mantuaren arteko harremana eragotziko luke. Era horretan, gaur egun mantuaren % 35 eta % 65 arteko bolumena material primitiboa barneratzen duten

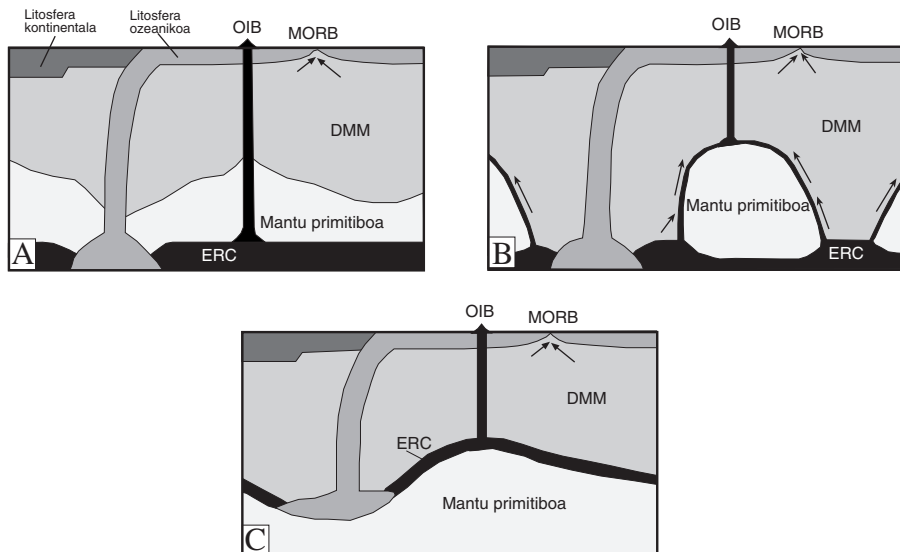
burbuila horiek osatuko lukete. Burbuilek ez lukete inolako eraginik ozeano-gandorretako basaltoen osaeran, baina erruz aldatuko lukete ozeanoetako uharteen magmatismoaren izaera (5.2.D. irudia). Hala ere, eredu honen bideragarritasuna kolokan jartzen duen datu argi bat dago: biskositez-ezberdintasunek dentsitate-ezberdintasunak dakartzate, eta horiek mantuaren barnean geruza jarraitu bat eratuko lukeen goranzko edo beheranzko mugimendua.



5.3. irudia. P uhinen abiadura-anomalien bitartez eta anomaliak informatikoki tratatzeko erei esker lortutako mantu osoaren irudia Erdialdeko Amerikako ertz konbergentean. Oso nabarmena da litosfera ozeanikoa nukleoaren eta mantuaren arteko mugaraino hondoratzen dela. (Van der Hilst *et al.*, 1997).

Mantuko konbekzio-korronteen eredu berrienek matua geruzatuta dagoela iradokitzen dute, baina 670 km-ko etenunearen azpitik (5.4. irudia). Mantuaren eremu sakonetan konposizio ezberdineko esparru bat dagoela baieztatzeke erabiltzen diren datu adierazgarrienak ondorengoak dira.

- Nukleoaren gainetik kokatutako D'' geruzaren ezaugarri geofisikoak. 200-300 km-ko lodiera duen eremu ez-jarraitu honetan ezberdintasun kimikoen bidez soilik azal daitezkeen aldaketa sismiko nabarmenak neurtu dira.
- Afrika eta Ozeano Barearen azpitik definitu diren abiadura sismiko baxuko lurralde zabalak aldaketa kimikoren baten ondorioa izan daitezke.
- Tomografia sismikoa erabiliz lortutako hainbat iruditan ikusten da hondoratutako litosfera ozeanikoa nukleoaren eta mantuaren arteko mugatik 1.200 km-ra gelditzen dela; beste zenbait iruditan, aldiz, hondoratzea askoz sakonagoa da, nukleoaren eta mantuaren arteko mugarainokoa.



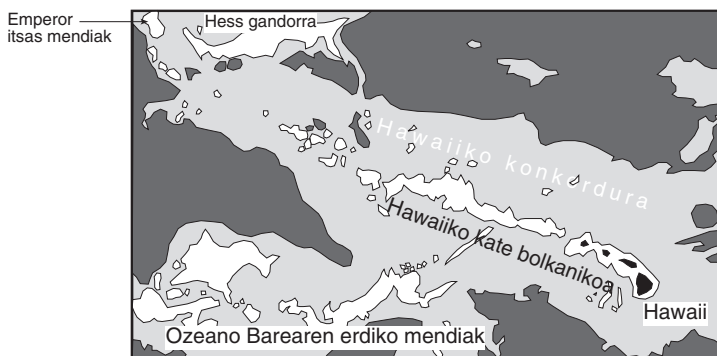
5.4. irudia. Mantuaren dinamikari buruzko eredu berriak. MORB: ozeano-gandorretako basaltoak; OIB: ozeanoetako uharteetako basaltoak; DMM: MORB motako mantu txirotua; ERC: birziklatutako lurrazal aberastua. **A:** Honetan hondoratutako litosfera ozeaniko guztiaren birziklatzea onartzen da (Coltice eta Ricard, 1999). **B:** Mantu primitiboaren konposizioa gordetzen duten bi domoak Afrika eta Ozeano Barearen azpitik aurkitzen dira (Tackley, 2000). **C:** Aurrekoaren antzeko eredua, baina honetan mantu primitiboak geruza jarraitua osatzen du eta birziklatutako lurrazal ozeanikoa mantu primitiboaren gainetik baino ez da pilatzen. (Kellog *et al.*, 1999).

Gaur egun, mantu primitiboa egon badagoela onartzen da, baina zalantza ugari daude sakonean duen kokapena eta geometria ziurtatzeko orduan. Eredu batek iradokitzen du ezen hondoratutako litosfera ozeanikoak mantu primitiboa zeharkatu eta nukleoaren eta mantuaren arteko muga geruza jarraitua osatuz (ERC) pilatzen dela. Mantuko lumak bertan errotu eta, batez ere, bertatik lortuko lukete azalean erakusten duten aldakortasun kimikoa (5.4.A. irudia). Beste eredu batean, mantu primitiboa Afrika eta Ozeano Barearen azpitik pilatuta dago bolumen handiko bi ponpen geometriarekin (5.4.B. irudia). Pilaketa-eremu hauetan tenperaturak normalak baino altuagoak dira eta horrek eragingo luke lumak ponpen gailurretatik abiatzea. Azken eredu batean, hondoratutako litosfera ozeanikoak ezin izango luke mantu primitiboak eratutako geruza zeharkatu eta horren gainetik pilatuko litzateke. Subdukzioak, aldiz, geruza ondulatze gaitasuna izango luke eta ondulazioaren eremu goratuak Afrika eta Ozeanoa Barearen azpitik kokatuko lirateke.

Eredu hauek oraindik ez dira gai datu geokimiko eta geofisiko guztiak era bateratuan azaltzeko, baina badirudi gaur eguneko mantuaren konbekzioak azkeneko hiru eredu horietako baten antza izango lukeela.

5.1.2. Mantuko luma gorakorrak

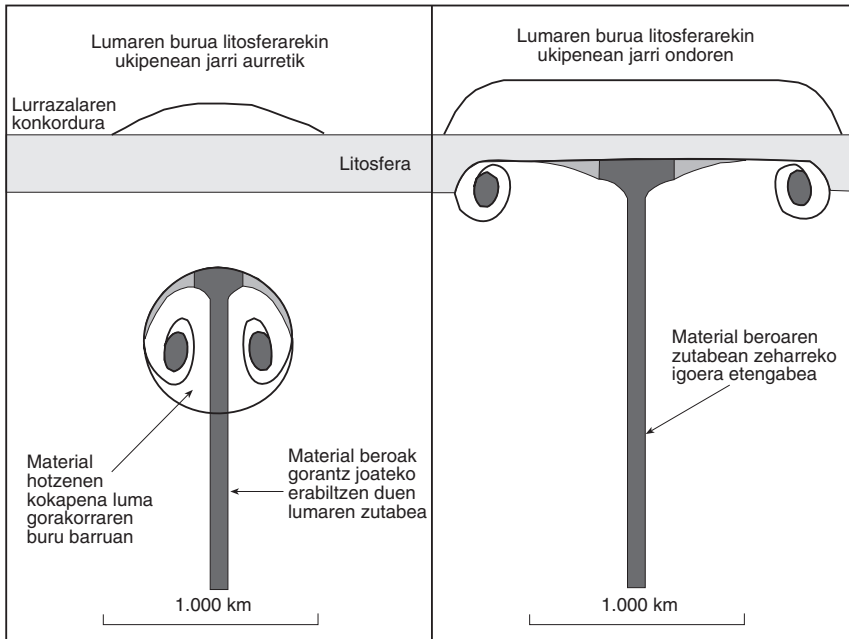
Plaka-tektonikaren teoria plazaratu bezain laster, J.T. Wilson-ek (1963) iradoki zuen Hawaiiko sumendi-lerrokadura (5.5. irudia) sor zitekeela Ozeano Bareko plaka ipar-men-debalderanzko bidaian geldirik dagoen puntu bero (*hot spot*) baten gainetik igarotzean. Urte gutxiren bueltan, J. Morgan-ek (1971) proposatu zuen azalean sumatzen den puntu beroaren jatorria nukleoaren eta mantuaren arteko mugatik material beroa garraiatzen duen mantuko luma (*mantle plume*) gorakorra zela. Beraz, egitura hauek ez dute inolako loturarik plaken arteko mugekin, eta badirudi denboran zehar egonkorrak direla zeren plakek beraien gainetik igarotzean sumendi-lerrokadura zuzena garatzen baitute. Gaur egun, ikertzaileak ez datoz bat lurrazalean gaur egun aktibo diren puntu beroen kopuruari buruz eta, oro har, 40 eta 100 bitarteko zenbakiak erabiltzen dira (5.6. irudia).



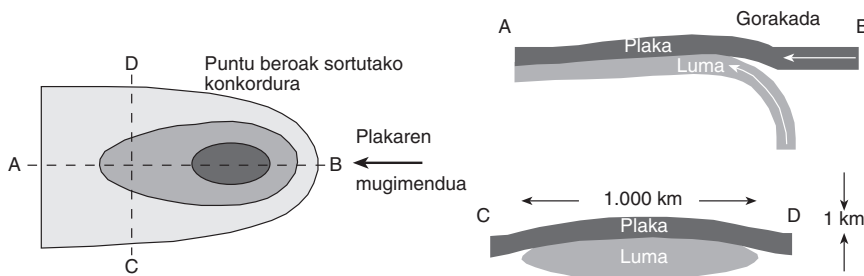
5.5. irudia. Hawaii uhartean inguruko topografiaren ezaugarriak. Nabarmenak dira uharte bolkanikoen gerrikoa, itsas mendiak eta beraien inguruko konkordura. Irudikatutako sestra-kurbak -3.800 eta -5.400 m-koak dira. (Davies, 2001).

Puntu beroetan gertatzen diren prozesu bolkanikoak geografikoki oso mugatuta daude. Adibidez, Hawaiiko sumendi-lerrokaduran aktiboak diren bakarrak Hawaii uhartean bertan daudenak dira. Aldiz, plaken arteko mugekin harremanetan dauden lerrokadura bolkanikoak (subdukzio-eremuetan, ozeano-gandorretan edo riftetan) egituraren luzera osoan zehar aktiboak diren sumendiez eratuta daude. Horrek argi adierazten du ezen lehenengo kasuan fusioa eragiten duen material gorakorrak zutabe baten geometria izan behar duela, eta bigarreanean, aldiz, xafla baten geometria. Baina plaken arteko mugekin bat ez etortzeak ez du esan nahi puntu beroen kokapena zorizkoa denik. Salbuespenak salbuespen, puntu bero gehienak Afrika eta Ozeano Barearen inguruan daude pilatuta (5.6. irudia), geoidearen* anomalia positiboak eta mantu sakonean abiadura sismiko txikiak neurtzen diren inguruneetan. Gainera, puntu beroetan azaleratutako arroka bolkanikoen ezaugarri geokimikoek ez dute parekorik. Halabeharrez fusioa jasaten duten materialek beste inguru geodinamikoetan aurkitzen ez direnak izan behar dute, behe-mantuko arroak.

* Geoidea itsas mailan grabitate-eremuak duen ekipotentzialtasun-azalerari dagokio. Geoidearen anomaliak neurtzeko grabitatearen benetako datuak Lurrak simetria esferiko perfektua izango balu, errotaziopean jarritz gero, sortuko litzatekeen ekipotentzialtasun-azalerari dagokion elipsoidearekin konparatuz lortzen dira.



5.7. irudia. Litosferarekiko ukipenean jarri aurretik eta ukipenean ondoren, mantuko luma baten buruaren ezaugarri nagusiak islatzen dituen irudia. Eskala ezaugarri horizontaletarako da baliagarria, bertikala handituta dago. Trama ilunek tenperatura handiagoak adierazten dituzte. (Hill, 1991).



5.8. irudia. Hawaiikoa bezalako puntu beroek sortutako konkorduraren ezaugarriak kartografian, eta perpendikularrak diren bi zehar-ebakietan. Konkordura lumako material beroaren goranzko joerarengatik sotzen da. Datu topografiko hauen bitartez neurtu dira lumaren goranzko indarra eta bero-fluxua. (Davies, 2001).

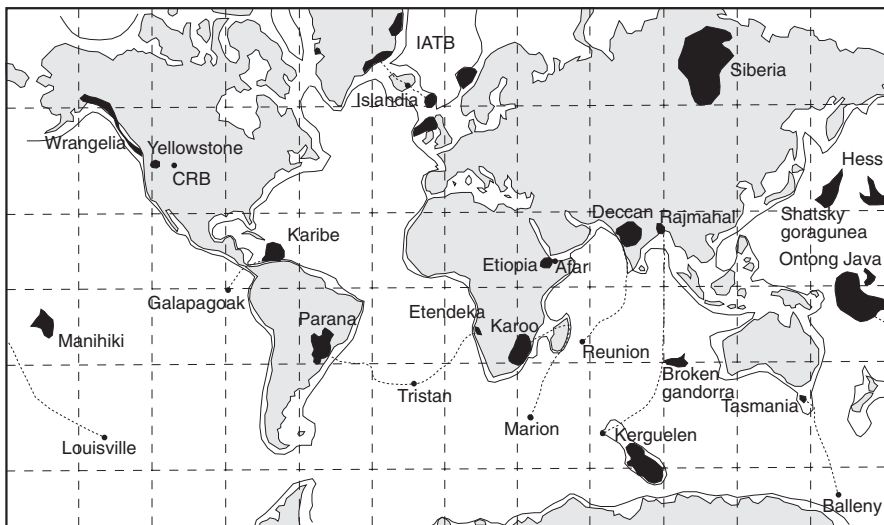
Mantuko lumen tenperatura altuak materialen biskositatea handiagoa izatea eragiten du, 30 aldiz likatsuagoak izan daitezke. Biskositate-ezberdintasun horri esker, lumako materialek gorantz egin dezakete mantuko materialekin nahastu gabe eta mantuko konbekzio orokorraren eragin nabarmenik pairatu gabe. Badirudi mantuko konbekzioak, haizeak pinu luze bati bezala, luma apur bat okertzeko gaitasuna baino ez duela. Beraz, mantuaren barnean konbekzio orokorra ez den beste garraibide independentea dago. Egin diren neurketen arabera, luma gorakorrek garraiatzen duten bero-fluxua lurrazaleetik ihes

egiten duen beroaren % 10 ingurukoa da, nukleotik mantura askatzen den bero-proportzio bera. Horrela izanik, mantuko lumek nukleotik askatutako beroa eta mantuko konbekzioak mantuan bertan askatutakoa garraiatzen dutela esan ohi da.

5.1.2.2. Mantuko lumen eragina lurrazalean

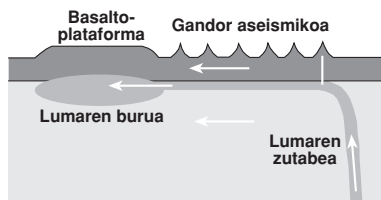
Mantuko lumek litosfera ukitzen dutenean, zeharkatu ezinik, azpitik hedatzen dira eta haren konkordura eragiten dute, domo-geometria bat garatuz (5.7. eta 5.8. irudiak). Gaur egun, mantuko lumetatik at ez da ezagutzen egitura hauek sorraraz ditzakeen prozesu geologikorik. Nukleoaren eta mantuaren arteko mugan errotutako lumak 2.000-2.500 km-ko diametroan zehar 1-2 km bitarteko gorakada eragin dezake.

Basalto-plataformen sorrera azaltzeko gaur egun dagoen eredu onartuenak mantuko lumak erabiltzen ditu. Horretarako, zenbait basalto-plataformaren eta puntu bero aktiboren artean luzatzen diren sumendi-lerroakadurak erabiltzen dira (5.9. irudia). Ereduaren arabera, mantuko lumaren burua litosferara heltzean bat-batean sortutako prozesu bolkanikoek eragingo dute basalto-plataformen sorrera. Ondoren, plakaren mugimenduak basalto-plataforma bero-iturritik urrunduko du, eta zutabeak sumendien lerrokadura garatuko du (5.10. irudia). Mota honetako prozesuekin lotzen dira ere garai bateko dike-sare erradial erraldoiak (*giant radiating dyke swarms*).



5.9. irudia. Kontinenteetako eta ozeanoetako basalto-plataformen kokapen geografikoa. Puntu-marrek basalto-plataformen eta aktiboak diren puntu beroen balizko lotura erakusten dute. (Courtillot *et al.*, 1999).

Era berean, mantuko lumek zeresan handia izan dezakete kontinenteetako riften eraketa-prozesuetan eta, ondorioz, kontinenteen apurketan ere. Rifta plaken barneko domo-egitura batekin edota hiru riftek osatutako puntu hirukoitz batekin harremanetan egonez gero, mantuko lumaren baten eraginpean garatu, eta rift aktibo gisa sailkatuko da. Baina, mantuko lumen eta riften arteko loturak hurrengo gaian aztertuko dira.



5.10. irudia. Basalto-plataformen eta gandor aseismikoen artean egon daitekeen harremana adierazten duen irudia. Luma gorakorren burua litosferaren azpiko aldean kokatzean basalto-plataforma sortuko litzateke eta baliteke ondoren zutabeak bere kokapena gordetzen duenez gandor aseismikoa sortzea. Irudian plaka litosferikoa eta horren azpiko mantua luma gorakorren zutabearekiko ezkerreantzat mugitzen direla suposatuta da. (Davies, 1999).

Aipatutako prozesuak nahiko zehaztuta daude gaur egun, baina badirudi mantuko lumek beste zenbait esparrutan izan dezaketen eragina ere garrantzitsua izan daitekeela. Basalto-plataformak mantuko lumek eragindako fusio-kopuru izugarrien ondorio dira eta bat-bateko prozesu magmatiko hauek ingurumenean izan dezaketen eragina, nahiz eta orain arte oso ondo ez ezagutu, izugarria izan daiteke: itsasoko uraren konposizioa aldatzeko, anoxia-garaiak eragiteko edo itsas mailaren gorakadak sortzeko gaitasuna izan dezakete. Era berean, basalto-plataformek oso harreman estua dute suntsipen orokorreko zenbait urratsekin (5.11. irudia).

Basalto-plataformak eta lurralde igneoak	Adina	Berotze orokorra	Ozeanoetako anoxia	Muga estratigrafikoa	Adina
Etiopiako plataforma	31±1			Oligozeno goiztiar - berantiarra	30
Ipar Atlantikoko lurralde igneoak	55±1	bai	bai	Paleozeno - Eozenoa	54,8
Deccan	66±1	bai	bai	Kretazeo - Tertiarioa	65±0,1
Karibe-Kolonia	89,5±0,3	bai	bai	Cenomaniar - Turoniarra	93-90
Parana-Etendeka	133±1			Hauteriviarr - Valanginiarra	132±1,9
Antartika	180±7			Aaleniar - Bajociarra	176,5±4
Karoo-Ferrar	183±1	bai	bai	Behe/Erdi Jurasikoa	180,1±4
Erdialdeko Atlantikoko lurralde magmatikoa (CAMP)	201±1	bai	bai ?	Triasiko - Jurasikoa	205,7±4
Siberiako plataforma	249±1	bai	bai	Permian - Triasikoa	248±4,8
Emeishaneko plataforma	258±1		bai	Guadalupiar - Lopingiarra	258

5.11. irudia. Basalto-plataforma kontinental nagusiek Lurraren berotze orokorreko garaiekin, ozeanoetako anoxia-garaiekin eta suntsipen biologiko orokorreko garaiekin dituzten adin-harremanak. (Hallam eta Wiignall, 1997; Courtillot, 1999; Olsen, 1999).

5.1.2.3. Mantuko konbekzioaren lumen eredua

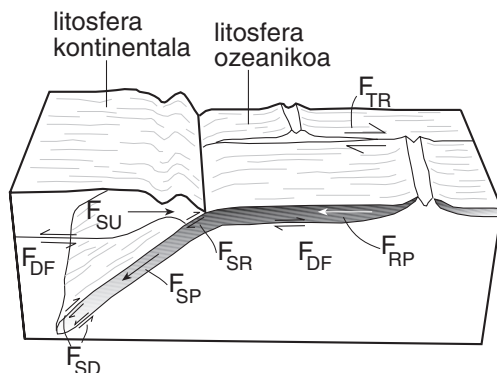
Mantuko lumak eta beraiek gidatutako fluxua mantuaren konbekzioa ulertzeko beste era bat da. Eredua honetan konbekzio gorakorra nukleoaren eta behe-mantuaren artean kokatutako geruza-muga termiko beroak gidatuko luke eta litosferak adierazten duen geruza-muga termiko hotza konbekzio behekorren erantzule izango litzateke. Izan dira plaken mugimendua konbekzio-eredu honek gobernatuta dagoela iradoki dutenak, baina lumek garraiatutako bero-fluxuaren kopuru eskasa nahikoa da eredua arbuiaitzeko. Gaur egun, mantuaren barnean harreman esturik erakusten ez duten bi konbekzio-eredu daudela onartzen da. Mantuko lumak litosferara hel daitezke plaken eskalako konbekzioan inolako aldaketarik sortu gabe. Lumak, batez ere, Lurreko geoidearen anomalia positibo orokorrak eta behe-mantuko abiadura sismiko baxuko eremu zabalak aurkitzen diren lurraldeetan pilatuta daude. Hortaz, behe-manturaino hondoratutako litosfera-ezpaletatik urrun sortzen direla dirudi.

Datu geologikoek erakusten dute mantuko lumek gidatutako tektonikak ezin dituela ordeztu mantuko konbekzio orokorra eta plaka-tektonikaren eredua. Lumen zeregina da nukleoaren bero-fluxua mantuan zehar garraiatzea. Lumek lurrazalean eragindako bero-fluxua edo edozein egitura tektoniko sekundarioa baino ez da izango, eta litosferako indar nagusien aldeko edo aurkako eragina izan dezake.

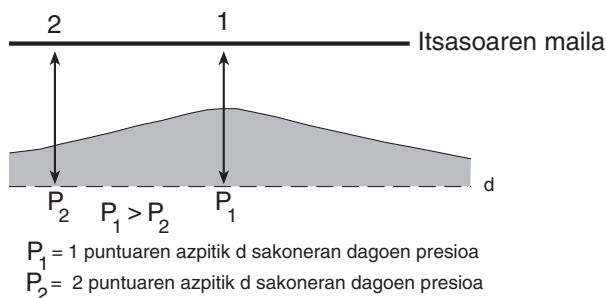
5.2. PLAKEN MUGIMENDUAK PLAKETAN BERTAN DU JATORRIA

Nahiz eta mantuko konbekzioaren eredua interesgarria izan eta plaken zinematika gidatzen duten indarrei buruz azalpen koherentea eman, ezin da egokitzen hartu plaka litosferikoetan eragina izan dezaketen indar guztiak ez dituelako kontuan hartzen. Plaken arteko mugetan jatorria duten indarrak aspalditik dira ezagunak, baina indar horiek plaken mugimenduan duten benetako eragina ez da orain dela gutxi arte finkatu. **Indar balantzeatuen ereduak** plakaren gainean eragina duten indar guztiak kontuan hartuz eraikitzen dira. Plaken abiadurak eta plaken gainean eragina duten indar guztiak aintzakotzat hartuz, eredu horien aburuz plaken arteko mugetan garatutako indarrak dira plaken zinematika gobernatzen dutenak. Ondoren, plaken mugimenduan eragina izan dezaketen indar guztiak, beraz, indar balantzeatuen ereduak eraikitzeke kontuan hartu behar direnak, deskribatzen dira (5.12. irudia).

Gandorretako bultzada-indarrak (*ridge-push*), oro har, ozeano-gandorren inguruko tenperatura-aldaketa horizontalen ondorio dira, eta litosfera ozeanikoak adinarekin jasaten duen hozketa eta loditzearen prozesuekin erlazionatuta daude. Hau da, ozeano-gandorretako gorakada isostatikoak eragindako hondo ozeanikoaren malda topografikoan dute jatorria. Konpentsazio isostatikoaren mailatik gora dagoen mantuko edozein sakonerratan, ozeano-gandorretik hurbil dagoen 1 puntuaren azpitik kokatutako P_1 puntuaren presioa gandorretik urrun dagoen 2 puntuaren azpitik kokatuako P_2 puntuaren presioa baino handiagoa izango da, gaineko ur- eta masa-zutabearen pisua handiagoa delako (5.13. irudia). Sortutako presio-gradiente horizontalak plaka litosferikoek ozeano-gandorretatik urruntzeko duten joera baldintzatzen du. Beraz, indar hau gandorretako alpeen malda-portzentajearen menpe egongo da. Plakak zuzenean indar honen bidez soilik bultzatuta egongo balira, akordeioiak bezala tolestuko lirateke. Baina, lurrazal ozeanikoa tolestuta egon beharrean, badakigu jakin gandorrekiko paraleloak diren hausturaz josita dagoela.



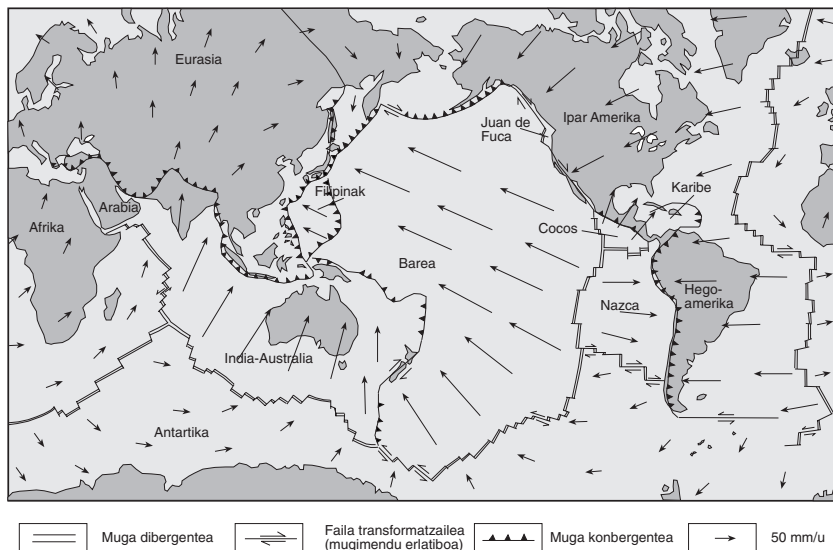
5.12. irudia. Indar balantzeatuen ereduak sortzeko erabili diren plaken arteko muge indarrak. F_{RP} : gandorren bultzada; F_{SP} : ezpalen tirada; F_{DF} : oinaldeko zizaila-trakzioa; F_{SD} : ezpalen aurkako tirada; F_{TR} : mugimendu transformatzaileekiko erresistentzia; F_{SR} : plaken ukipen-erresistentzia; F_{SU} : fosako sukzio-indarra. (Moores eta Twiss, 1995).



5.13. irudia. Gandorretako bultzada-indarraren jatorria islatzen duen ozeano-gandor baten zehar-ebakia. (Moores eta Twiss, 1995).

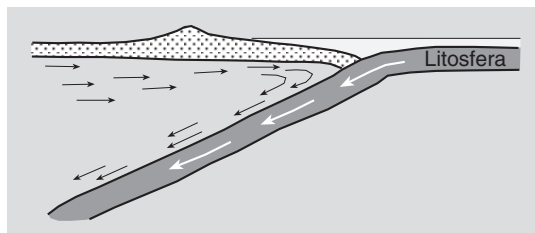
Ezpalen tirada-indarrak (*slab-pull*) dira litosfera ozeanikoa estentsioaren eraginean kokatzen dutenak. Behin subdukzio-prozesua hasten denean, inguruko mantua baino hotzagoa eta astuanagoa den litosfera ozeanikoak hondoratzeko joera bereganatzen du, eta azalean gelditzen den plaka osoa berarekin mugiarazten du. Indarraren magnitudea, batez ere, subdukzitutako litosferaren eta mantuaren arteko dentsitate-ezberdintasunaren eta jadanik subdukzioa jasan duen litosfera ozeanikoaren luzeraren menpe dago. Beraz, litosfera ozeanikoa zenbat eta zaharragoa izan, dentsoagoa eta lodiagoa izango denez, ezpalen tirada handiagoa izango da. Indar honen garrantzia azpimarratzen duten zenbait datu daude. Alde batetik, hondoratutako litosfera-ezpaletan 200-300 km arteko sakoneretan gertatzen diren lurrikaretako foku-mekanismoak aztertuz, froga daiteke horiek subdukzioaren noranzkoarekiko paraleloak diren indarren eraginez sortzen direla. Bestetik, abiadura handiena erakusten duten plakak soilik (Ozeano Bareko plaka) edo nagusiki (Australiako plaka) litosfera ozeanikoz eratuta daudenak izateak, hau da, subdukzio-eremu gehien dituztenak, argi erakusten du indar honen garrantzia (5.14. irudia).

Ezpalen aurkako tirada-indarra (*slab-drag*). Oro har, beroagoa eta harikorra den mantuak subdukzioa ez gertatzeko sortzen duen erresistentzia gisa definitzen da. Indarra gero eta handiagoa da sakonerarekin, mantuaren biskositatea gero eta handiagoa delako. Subdukzio-eremuetako lurrikara sakonenen (600-700 km) foku-mekanismoak aztertuz, konpresio-indarren bitartez sortuak direla ikus daiteke, litosfera ozeanikoak bertan murgiltzeko duen zailtasunaren seinale. Indarraren magnitudea, beraz, mantuko biskositatearen eta hondoratutako plakaren abiaduraren menpe dago.



5.14. irudia. Puntu beroen erreferentzia-sistema eta 4.23. irudiko datuak erabiliz lortutako plaken abiadura absolutuak. Gezien luzera abiadura linealarekiko proportzionala da. (Cox eta Hart, 1986).

Fosako sukzio-indarrak (*trench-suction*). Subdukzio-eremuetako plaka zamalkatzailean dute eragina, fosaranzko tirada bat sortuz. Indar honen eragina nabarmena da Ozeano Barean. Bertan, fosa guztietako plaka zamalkatzaileak arro ozeanikorantz mugitzen dira, ozeanoaren tamaina denborarekin murriztuz doalarik. Indarrak plaka zamalkatzailearen mantuaren eraturako eskala txikiko konbekzioaren ondorio dira. Fosako sukzio-indarrak hondoratutako ezpalaren mugimenduak gaineko mantuaren sor dezakeen izkina-fluxuaren ondorioa izan daitezke (5.15. irudia).



5.15. irudia. Fosako sukzio-indarren jatorria. Subdukzioa jasaten duen litosfera ozeanikoak gaineko mantuaren konbekzioa eragiten du eta horrek plaka zamalkatzailearen fosaranzko mugimendua gidatzen du. (Moore eta Twiss, 1995).

Plaken ukipen-erresistentzia (*subduction-resistance*). Subdukzio-eremuetako plaka zamalkatzailearen eta hondoratzen den litosfera ozeanikoaren arteko ukipenean sortzen den zizaila-indarra da. Indar hauek subdukzio-eremuetan gertatzen diren azaleko lurrikara ugarien eragile dira.

Mugimendu transformatzaileekiko erresistentzia (*transform-resistance*). Faila transformatzaileetan zehar norabide-mugimenduarekiko sortzen den erresistentzia da. Faila horietan behatutako mugimendu sismikoek failan zehar mugimendua eragozten duten indarrak daudela erakusten dute. Sakonera handiagoetan erresistentzia zizaila harikorraren ondorioa izango da.

Oinaldeko zizaila-trakzioa (*mantle-drag*). Mantuko konbekzio-korronteek litosfera-erekiko duten mugimendu erlatiboaren ondorioz, litosferaren oinaldean sortutako zizaila-indartzat jotzen da. Badirudi indar hauek plaken zinematikan eragin handirik ez dutela, plaken abiaduraren eta plaken tamainaren artean harreman zuzenik ez dagoelako. Ikertzaile gehienek ustez, oinaldeko zizaila-trakzioa, plaka osoaren gainean eragina duen eta mantuak litosferarekiko duen mugimenduaren arabera, plakaren mugimendu orokorraren alde edo kontra egin dezakeen indar pasiboa da. Indarraren magnitudea astenosferako biskositatearen eta plakak astenosferaren azpiko mantuarekiko duen abiaduraren menpe dago.

Plaken mugimenduak, beraz, indar hauen guztien arteko elkarrekintzaren ondorioa izan behar du; hala ere, bakoitzaren garrantzi erlatiboa zehazteko orduan ikertzaileak ez dira ados jartzen. Gainera, plaken arteko mugimendu bera azaltzeko indar-konbinazio ezberdinak erabil daitezke.

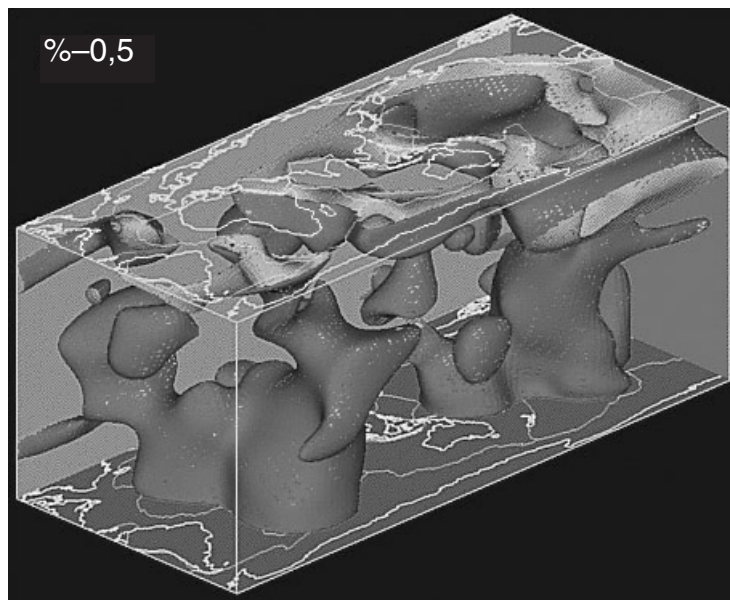
Indar balantzeatuen eredu gehienek gandorretako bultzada-indarrak eta ezpalen tirada-indarrak plaken mugimendua gobernatzeko gai direla erakusten dute, eta bi horien artean, bigarrenak askoz ere eragin handiagoa du. Oinaldeko zizaila-trakzioa da arazo gehien planteatzen dituen. Indar balantzeatuen ereduetan eragin eskasa ematen zaion arren, mantuko konbekzioa plaken zinematikaren erantzule nagusia dela diotenetan indar nagusitzat hartzen da. Beste indarrak, fosako sukzio-indarrak esaterako, eremu konkrutuetan eragin handikoak izan daitezke, baina inoiz ez era orokor batean.

Beraz, nahiz eta nukleoaren eta mantuaren hozketaren eraginez sortutako konbekzio-korronteak plakak mugimenduan jartzeko giltza diren, plaketan bertan sortutako indarrak dira azken batean mugimenduaren abiadura eta norabidea gobernatuko dituztenak. Apurka-apurka Lurraren barnean gertatzen ari diren prozesuak ulertzen ari gara, baina oraindik sekretu handiak gordetzen ditu, eta baliteke etorkizunean plazaratuko diren ereduak zerikusirik ez izatea gaur egun onartzen direnekin.

5.3. GAUR EGUNEKO MANTUAREN KONBEKZIOARI BURUZKO EREDU BAT

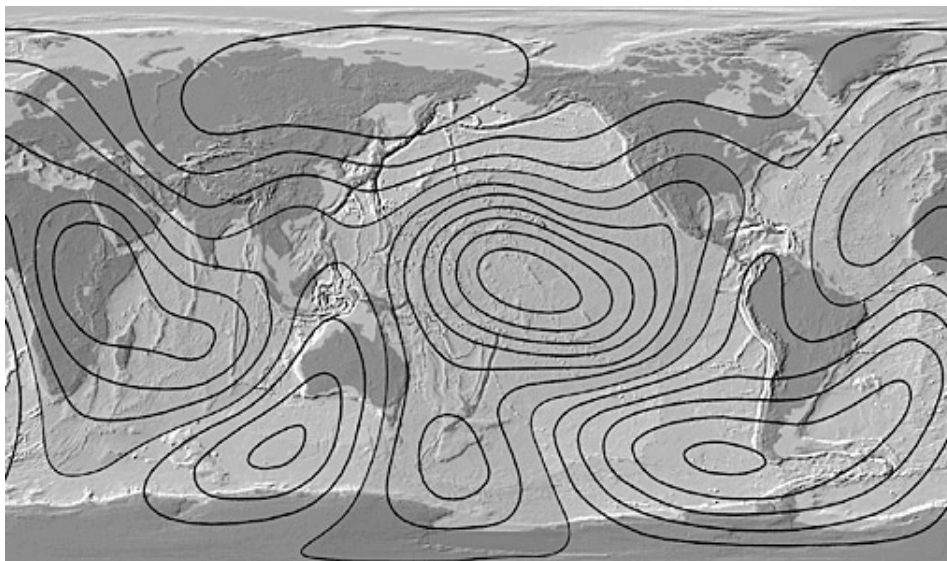
Plaka-tektonikaren teoriak Lurraren azaleko 100-200 km-tan gertatzen diren prozesu geologiko gehienentzako azalpena du. Beraz, Lurreko diametroaren portzio txiki bat baino ez du betetzen. 1980ko hamarkadatik aurrera tomografia sismikoaren teknikak izan duten aurrerapen izugarriari esker, gaur egun, Lurraren barneko ikuspegi berriak gozatzeko aukera dugu, eta ikuspegi berriak planeta osoko dinamikari buruzko ereduak plazaratzea ekarri du.

Mantu osoko eredu tomografikoek abiadura baxuko bi esparru oso zabalak erakusten dituzte, bata Ozeano Bareko hegoaldearen azpitik eta, bestea, Afrika kontinentearen azpitik; eta normalak baino abiadura handiagoko beste bi esparru, bata Asia kontinentearen azpitik eta bestea Amerika kontinentearen azpitik, (5.16. irudia). Lurreko geoidearen anomaliak erakusten dituen maparekin erkatuz (5.17. irudia), berehala ikus daiteke abiadura baxuko esparruak geoidearen anomalia positiboekin eta abiadura altuko esparruak geoidearen anomalia negatiboekin datozela bat. Geoidearen anomalia positiboak Afrikan eta Ozeano Barearen erdiko aldean pilatzen dira; anomalia negatiboak, berriz, Asian, Ipar Amerikan, Hego Amerikan, Australian eta Antartikan neurtzen dira.



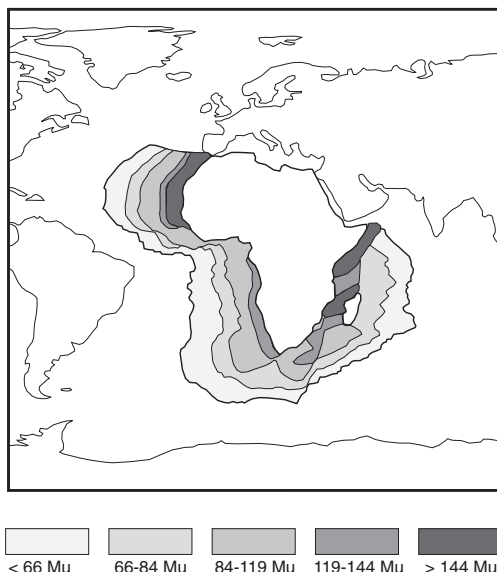
5.16. irudia. Harvard Unibertsitateko sismologia-laboretean tomografia sismikoaren bitartez (1.1.11. atala) lortutako mantuaren hiru dimentsioko irudia.

Behe-mantuko abiadura sismiko baxuko eremuen gainean geoidearen anomalia positiboekin bat datozen Afrika kontinenteko eta Ozeano Bareko erdiko eta hegoaldeko lurraldeek berez izan beharko luketena baino topografia garaia goa dute (1.000 m-tik gorakoa), eta aurretik aipatu bezala, lurralde horietan pilatzen dira puntu bero gehienak. Datu hauek lurralde horien azpitik mantuko konbekzio-korrente gorakorrek egon daitezkeela iradokitzen dute. Beste alde batetik, behe-mantuko abiadura sismiko handiko eremuak eta geoidearen anomalia negatiboak dituzten lurraldeak bat datoz azkeneko 300 Mu-tan subdukzitutako litosfera-ezpalak pilatu dituzten eremuekin. Beraz, datu hauek lurralde horien azpitik mantuko konbekzio-korrente beheakorrak egon daitezkeela iradokitzen dute.



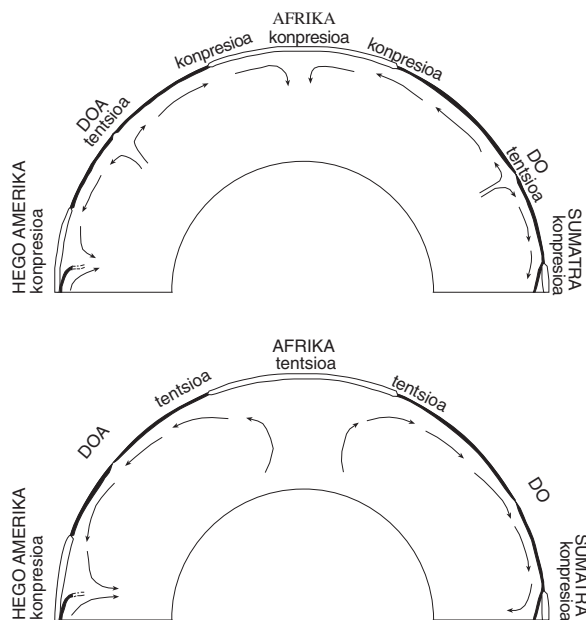
5.17. irudia. Geoidearen anomalien mapa. Anomalia positibo indartsuenak Afrika kontinentearen eta Ozeano Barearen azpian kokatuta daude eta, negatiboak, Asia eta Ipar Amerika gehienaren azpitik eta Hego Amerika, Australia eta Antartikaren azpitik. Geoidearen anomaliak leku bakoitzean teorikoki egon beharreko grabitate-datuen eta benetan toki horretan neurtzen diren datuen arteko ezberdintasunak dira. (Condie, 1999).

Orain, mantuko konbekzio-eredu orokor bat garatzeko, aurreko datuekin batera erabili izan diren beste zenbait datu geologiko eta geofisiko aipatuko dira. Erabiliko diren datuak Afrikakoak dira, baina beste edozein lurraldetakoak ere erabil zitezkeen. Afrikako plakaren muga gehienak ozeano-gandor aktiboak dira (5.18. irudia). Horrela izanik, plakaren mugimendua gandorretako bultzada-indarrek gobernatu beharko lukete, Afrika konpresioaren eraginpean jarritz (5.19.A. irudia). Baina gutxienez Mesozoikoaz geroztik, Afrikako prozesu geologiko nagusiak (Afrikako ekialdeko rifta, bulkanismoa...) estentsioaren ondorio zuzena izan dira. Afrikako lurrikaren foku-mekanismoak aztertuta estentsioa nagusi izateaz gain, estentsio-norabideek egitura erradiala erakusten dutela ondoriozta daiteke (5.20. irudia).



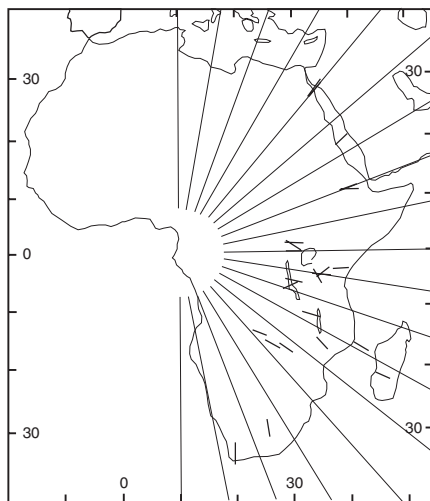
5.18. irudia. Afrikako plakaren hazkuntza-eredua. Lurrazal ozeanikoaren adina tonu gris ezberdinetan adierazten da. Nabarmena da Afrika kontinentearen inguruan lurrazal ozeanikoak duen hazkuntza kontzentrikoa. (Pavoni, 1993).

Kontraesana konpontzeko Afrika kontinentean gandorren bultzadaren eragina baino eragin handiagoa duen beste indarren bat dagoela iradoki da. Indarra Afrikaren azpiko konbekzio-korrante gorakorrek sortutako oinaldeko zizaila-trakzioa izan daiteke. Beraz, eredu honek proposatzen du Afrikaren azpiko konbekzio-korrante gorakor indartsua litosferara heldu bezain laster erradialki hedatzen dela eta Afrikan gertatzen diren azaleko prozesu geologiko guztiak gobernatzen dituen indar nagusia sortzen duela (5.19.B. irudia). Planeta osoaren eskalan eta tomografia sismikoaren irudiek erakutsitakoaren arabera, maila handiko bi konbekzio-korrante gorakor egon daitezkeela dirudi, bata Ozeano Bareko hegoaldearen azpitik eta, bestea, Afrikaren azpitik. Litosferaren azpitik erradialki hedatzean korranteak hondoratu egiten dira elkar jotzen dutenean eta era horretan konbekzio-korrante beherakorrek bat datoz subdukzio-eremuekin (5.21. irudia).

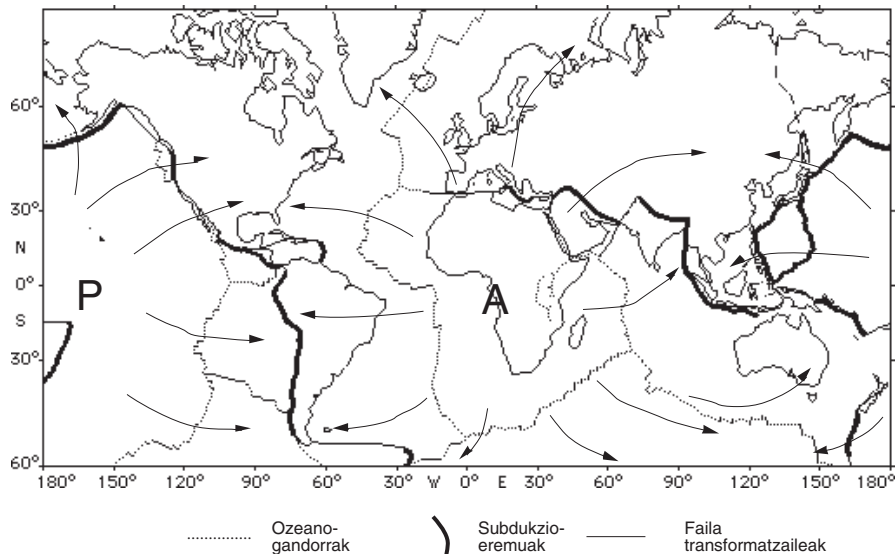


5.19. irudia. Afrika eta inguruko plaken azpian eskala handiko mantuko fluxuaren bi ereduak adierazpen grafikoa (hegoaldeetik ikusitako ekuatorean zeharreko zehar-ebakia).

A: Ozeano-gandor aktiboen azpiko (CDO, ADO) goi-mantuko fluxu gorakorra eta dibergentea; horren ondorioz, Afrikaren azpitik fluxu beherakorra eta Afrikako litosferan konpresioa egon beharko lirateke. CDO, Carlsberg gandorra; ADO, Ozeano Atlantikoko gandorra. **B:** Ozeano-gandorren azpiko mantuko fluxu horizontala eta Afrikaren azpiko eskala handiko fluxu gorakorra. Horren ondorioz Afrikako litosfera estentsioaren eraginpean gelditzen da. (Pavoni, 1993).

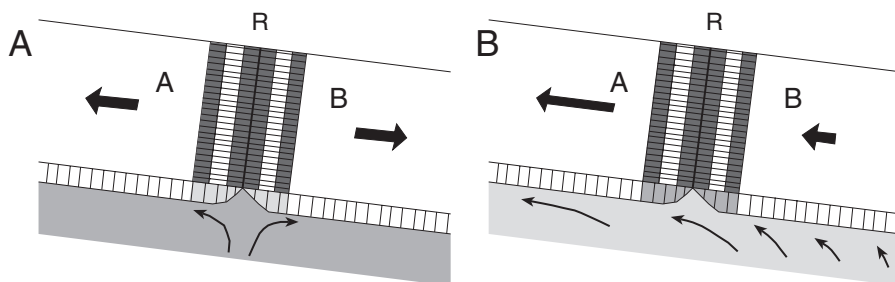


5.20. irudia. Eredu erradiala bat dator Afrikako hegoaldean eta ekialdean eta Madagaskarren gertatutako lurrikaren foku-mekanismoek erakutsitako estentsio-ardatzekin. (Pavoni, 1993).



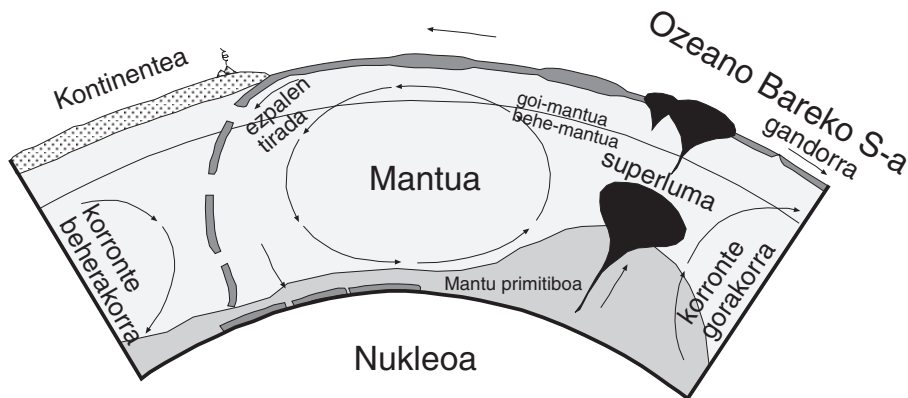
5.21. irudia. Litosferaren azpiko fluxu-eredu dipolarraren adierazpen eskematikoa. A eta P puntuek mantuko bi konbekzio-zelula nagusien eremu gorakorrek adierazten dituzte. Era berean, litosferako dibergentziaren guneak dira. (Pavoni, 1993).

Hipotesi honek orain arte testuliburuetan eta berrikuste-artikuluetan agertu diren konbekzio-eredu tradizionalekin ezberdintasun nabarmena dauka. Eredu tradizioaletan ozeano-gandorren azpiko konbekzio-korronteak gorakorrek eta dibergenteak dira (5.19.A.), eta, beraz, gandorren ardatzaren bi aldeek aurkako noranzkoko mugimendua dute (5.22.A. irudia). Eredu honetan, berriz, ozeano-gandorren azpiko goi-mantuko fluxua norabide bakarrekkoa eta horizontala litzateke (5.22.B. irudia), hau da, ozeano-gandorrek litosferako ahultasun-eremu eta egitura pasibo modura jokatzeko. Lurrazal ozeanikoaren hazkuntza gertatu bide zen gandorren alde bietan dauden abiadura-ezberdintasunek sortutako hutsunea astenosferako mugimendu gorakor pasiboaren bitartez materialez betetzean eta lurrazal ozeanikoaren hazkuntza simetrikoki mantendu bide zatekeen.



5.22. irudia. Itsas hondoaren zabalkuntza eta litosferaren azpiko mantuen fluxua ozeano-gandorren azpitik. R: Ozeano-gandor aktiboaren ardatza; Lurrazal ozeanikoaren gaineko geziek A eta B plaka litosferikoen abiadura adierazten dute. A: Fluxu-eredu tradizional dibergentea; B: Ozeano-gandorren azpitik fluxua norabide bakarrekkoa eta horizontala da. (Pavoni 1993).

Lurraren dinamika orokorrari buruzko gaur eguneko eredu gehienak ondoren deskribatuko denaren oso antzekoak dira, baina esan beharra dago oraindik ez dela sortu ikertzaile guztiak asetzen dituen eredurik. Eredua 5.23. irudian islatu da.



5.23. irudia. Lurraren dinamika orokorra erakusten duen eredu. Ishida *et al.* (1999) laneko irudi batean oinarritutako eskema.

Ozeano-gandorretan eratutako litosfera ozeanikoak fosean jasaten du subduzkiea eta mantuan barneratzen da. Denborarekin nukleoaren eta mantuaren arteko mugara iritsiko da eta bertako baldintza termiko eta kimikoetan aldaketak sortuko ditu. Baliteke mantuaren 200-300 km sakonenetan (D'' geruzan) neurtu diren abiadura sismikoen aldaketa garrantzitsuak horren ondorio zuzena izatea. Nukleoaren eta mantuaren arteko mugako litosfera ozeanikozko pilaketak bat datoz normalak baino handiagoak diren abiadura sismikoekin. Pilatutako litosfera-zati horiek ingurunea hoztu egiten dute eta, orduan, nukleoaren eta mantuaren arteko bero-garraioa handitu egiten da litosfera ozeanikoen zatirik ez duten ingurunetan. Ingurune horietako tenperaturaren gehikuntzak behe-mantuko (seguru asko mantu primitiboko) fusio partziala eragin dezake; lurralde horiek bat datoz oso abiadura sismiko txikiko lurraldeekin. Egin diren neurketen arabera oso abiadura sismiko txikiko lurraldeek, gutxi gorabehera, nukleoaren eta mantuaren arteko mugaren % 44 betetzen dute eta bertako fusio partziala % 5 eta % 30 artekoa izan daiteke. Oso abiadura sismiko txikiko eremuen eta azaleko puntu beroen artean harreman geografiko estua dago, mantuko lumak nukleoaren eta mantuaren arteko mugan sortzen direla iradokiz. Beraz, Afrika eta Ozeano Bareko hegoaldearen azpiko behe-mantuan tomografia sismikoaren bitartez lortutako oso abiadura sismiko txikiko eremuak bat etor daitezke 5.4.A., B eta C irudietako mantu primitibo goratuekin. Bertatik sor zitezkeen azalean puntu beroak garatzen dituzten eta konbekzio-korronte beheakorren osagarriak diren konbekzio-korronte gorakorrak.

Plaken mugimendua holako ereduren baten arabera azalduta ere, ez da argi gelditzen zein den mugimendua eragiten duen funtsezko indarra. Litosfera ozeanikoaren subduzkiea da prozesu guztiaren sortzailea? edo mantuko konbekzio-korronte gorakorrek dira subduzkiea hasteko behar diren indarren eragileak?

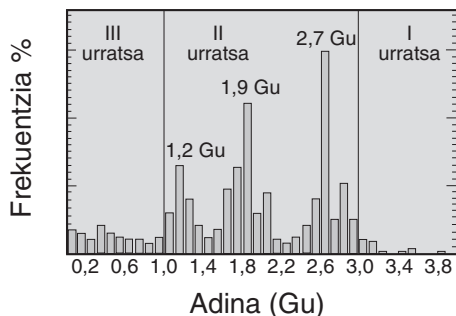
5.4. KONBEKZIO-EREDUEN ALDAKETAK HISTORIA GEOLOGIKOAN

Gaur eguneko Lurraren dinamika orokorrari buruzko ereduetan iluntasunak ugari badira ere, Lurraren dinamikak historia geologikoan zehar izan dituen aldeketen ereduetan beltza da nagusi. Gaur eguneko ereduetan oinarritzkoak diren datu geofisikoak erabiltzea ezinezkoa denez, hipotesi berriak plazaratzeko geologoen tresna bakarrak dira azaleko datu geologikoak eta irudimen zabala. Daturik ezean, oso zaila da proposatutako ereduak oinarri zientifiko sendoa izatea; hala ere, azkeneko urteetan ikertzaileen artean hedapen zabala izan duen eredu bat zabaldu da: supergertakizunaren zikloa.

Jarraian eredu eraikitzeko erabilitako oinarritzko datuak deskribatuko dira:

1. Mundu osoko lurrazal kontinentalean burututako datazioek erakusten dute lurrazal kontinentala, batez ere, hiru urrats nagusitan (2.700, 1.900 eta 1.200 Mu) eta, agian, maila txikiagoko beste bi urratsetan (350 eta 120 Mu) sortu dela (5.24. irudia).
2. Lurra sortu zenetik mantuaren tenperatura etengabe jaisten egon da Th, U eta K isotopoen desintegrazioaren eraginez. Horren ondorioz, 670 km-ko etenune sismikoa ahulduz joan da eta hondoratutako litosfera ozeanikoaren zatiak gero eta errazago zeharkatu ahal izan dute.
3. Mantuko konbekzio orokorrak aldaketa nabarmena jasan zuen orain dela 1.000 Mu gutxi gorabehera. Aurretik, konbekzioa, batez ere, bi geruza isolatuetan gertatzen zen eta, ondoren, mantu osoan eragina duen konbekzio orokorra nagusitu da.
4. Superkontinenteak (lurrazal kontinentalaren gehiengoa masa bakar batean pilatuta dagoenean) geoidearen anomalia negatiboak erakusten dituzten eremuetan eratzen dira eta geoidearen anomalia positibo handiak erakusten dituzten eremuen gainean apurto eta zatitu egiten dira.

Ereduan hiru urrats bereizten dira (5.24. irudia): I urratsean (> 3.000 Mu) ez da supergertakizunaren ziklorik definitzen eta sortzen den lurrazal kontinentala berehala birziklatzen da goi-mantuan; II urratsean (3.000-1.000 Mu) supergertakizunaren 3 ziklo nagusiak bereizten dira (5.25. irudia) zeinetan garatzen den lurrazal kontinentalaren gehiengoa eta; III urratsean (< 1.000 Mu) eskala txikiagoko supergertakizunaren 2 ziklo finkatu dira.

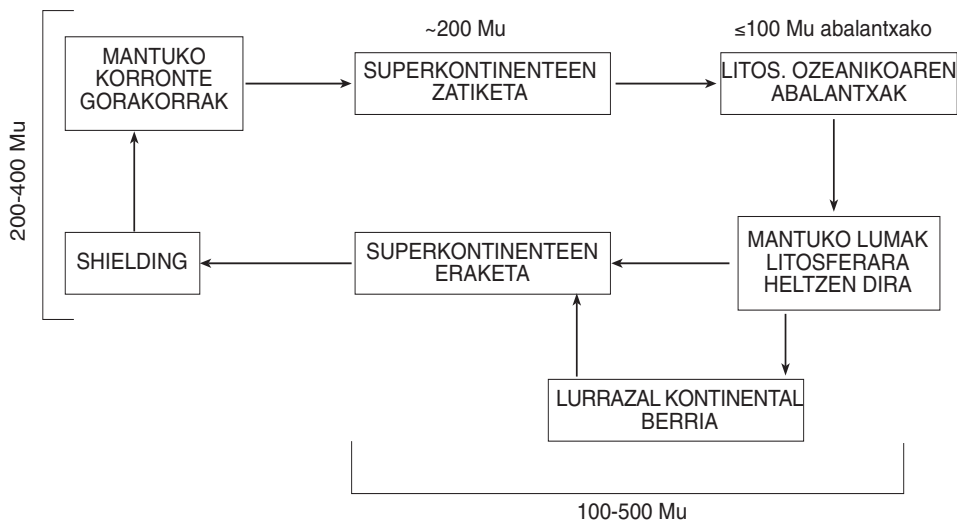


5.24. irudia. Zirkoietako U/Pb isotopoen bitartez lortutako lurrazal kontinentalaren adinak. Leku konkretuetako adin-pilaketak arbuiaitzeko lurralde, plutoi edo batolito bakoitzeko datu bakarra hartu da. Fanerozoikorako datazio paleontologikoak zein beste edozein motatakoak ere hartu dira kontuan. (Condie, 1998).

I urratsa. 3.000 Mu aurretik mantuak berehala xurgatu zuen eratutako lurrazal kontinental gaztea, horregatik dira oso gutxi gaur egun dauden garai hartako aztarnak. Hortaz, ez dirudi tarte honetan superkontinenterik era zitekeenik. Mantuaren hozketa progresiboak lurrazal kontinentalaren sendotzea ekarri zuen eta, ondorioz, lehendabiziko kolisio-prozesuak eta estreinako superkontinentearen eraketa (3.000 Mu).

II urratsa. Urrats honetakoak dira supergertakizunaren ziklo indartsuenak (5.25. irudia). Superkontinentearen eraketan zehar subdukzioa jasandako litosfera ozeanikoaren zatiak 670 km-ko etenune sismikoan pilatzen ziren. Pilaketak eragindako gainzamaren eraginez, etenunea ahuldu eta bat-batean litosfera-zati guztiak behe-mantuan hondoratzen ziren, litosfera ozeanikoaren *abalantxak* sortuz. Litosfera ozeanikoaren ezpalek nukleoaren eta mantuaren arteko mugara heltzean eskala handiko anomalia termikoak eragiten zituzten, eta mantuko luma ugari sortu. Luma horiek litosferaren azpira heltzean lurrazal kontinental berria sortzen zen, bai zuzenean litosfera kontinentalaren azpian kokatzean, bai era ez-zuzenean litosfera ozeanikoaren azpian kokatzean (ozeano-gandorren produkzioa handituz, zabalkuntza-abiadura bizkortuz eta subdukzioa areagotuz lurrazal kontinental berri gehiago eratzen da).

SUPERGERTAKIZUNAREN ZIKLOA



5.25. irudia. Supergertakizunaren zikloaren adierazpen eskematikoa. (Condie, 2000).

Abalantxa bat sortzean konbekzio-korronte beheakor indartsua eragiten zen, eta horrek azaleko plakak bere gainera erakartzeko gaitasuna zeukan superkontinentea eratuz. Ondoren, konbekzioa berriro bi geruza isolatueta gertatuko zen, eta subdukzioa jasandako litosfera ozeanikoen zatiak berriro pilatuko ziren 670 km-ko etenunean. Eratu berri den superkontinentearen tamaina handiari esker, azpiko mantua subdukzitutako ezpaletatik salbu aurkituko litzateke (*shielding* prozesua), eta horrek konbekzio-korronte gorakorren kokapena baldintzatuko luke. Korronte gorakor horiei superkontinentea zatitzeko gaitasuna

ematen zaie. Horrela sortutako plaka berriak geoidearen anomalia negatiboko eremuetarantz abiatzen dira superkontinente eta supergertakizunaren ziklo berri bati hasiera emanez.

III urratsa. Aipatu denez, azkeneko 1.000 Mu-tan 670 km-ko etenunearen indarra moteldu egin da, eta subdukzitutako litosfera ozeanikoen ezpalek arazorik gabe zeharkatzen dute etenunea. Denbora tarte honetan, Rodinia superkontinentea (700-530 Mu) zatitu ondoren, Gondwana (650-550 Mu) eta Pangea (450-250 Mu) sortu ziren. Superkontinenteen eta supergertakizunen arteko harremana aurreko atalean aipatutakoa bada ere, garai honetan supergertakizunaren bi ziklo definitu ahal dira. Ereduaren egileek iradokitzen dute Paleozoikoaren bukaeran eta Kretazeoan zehar eskala txikiko bi abalantxa gertatu zirela. Horretarako, garai horietako zenbait berezitasun geologikotan eta 670 km-ko etenunean oraindik litosfera-zatiak pila daitezkeela erakusten duten zenbait tomografia sismikoren irudietan oinarritu dira.

III. PLAKEN ARTEKO MUGA DIBERGENTEAK

6. Rift kontinentalak

Orain dela 250 Mu bizi ziren dinosauroek Afrikatik Ipar Amerikara bidaia zezaketen janari bila, garai hartan planetako lurrazal kontinental gehiena Pangea deritzon superkontinentea eratuz elkartuta zegoelako. Kretazeorako Ipar Amerika Afrikatik eta Europatik banatuta zegoen jada, beraien artean Ozeano Atlantikoko gandorra eta bertatik sortutako lurrazal ozeanikoa garatu zirelako. Harrezkero, alde bateko eta besteko dinosauroen arteko harremanak bukatuta zeuden betirako.

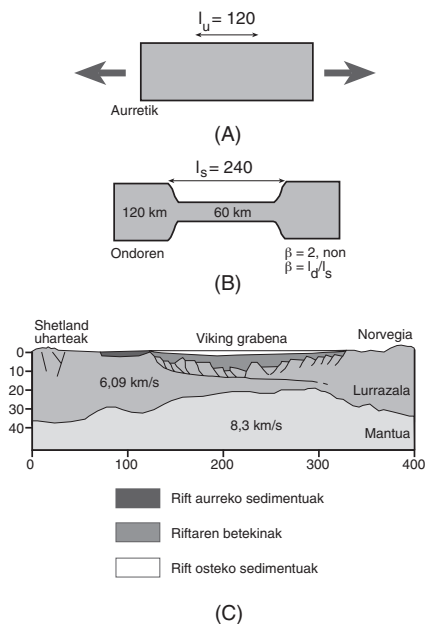


6.1. irudia. Estentsio-lurraldeetan faila normalek azalean izan dezaketen geometria. Estatu Batuetako mendebaldean kokatutako Basin & Range lurraldeko faila normal aktiboa.

Drama horren erantzulea *rifting* bezala ezagutzen den prozesu geologikoa da. Laburki definituz, rifting prozesua litosfera kontinentalak estentsio-indar orokorren eraginpean duen bilakaera dela esan daiteke. Bestetik, rifta edo rift-sistema rifting prozesuan zehar litosfera kontinentalaren barnean sortzen den egitura nagusiari deritzo. Rift aktiboetan, zeinetan estentsio-esfortzuen eragina ez baita desagertu, lurraren azala faila normalez josita dago (6.1. irudia), lurrikarak arruntak dira eta noizbehinka sumendien erupzioak gerta daitezke. Aktibitatearik gabeko riftetan, aldiz, estentsio-indarren eragina desagertu da eta

aztarna gisa faila normalak eta riftaren bilakaeran zehar metatutako geruza gorriak, konglomeratuak, ebaoritat eta arroka bolkanikoak ikus daitezke. Estentsioaren eragina denboran zehar luzatuz gero, litosfera kontinental bi zatitan bana daiteke erdian ozeano berri bat sortuz; orduan, rifting prozesua eraginkorra izan dela esaten da. Litosfera kontinental bitan banatu aurretik estentsioa gelditzen bada, rifting prozesua ez dela eraginkorra izan esaten da. Sarritan eraginkorrak izan ez diren riftak kontinenteen ertzarekiko angelu handia osatuz lur barnerantz luzatzen dira, *aulakogeno* terminoaz ezagunak diren egiturak sortuz.

Rifting prozesua hasi eta lurrazal ozeanikoa eratu bitartean (rift-drift trantsizioa bezala ezagutzen den unera arte), oro har, 20 eta 60 Mu igaro behar dira. Rift-drift trantsizioaren aurretik litosferak jasandako mehetze-kopurua aldakorra da. Gehienetan, banaketaren aurretik litosfera kontinental bi eta lau bitarteko faktoreagatik ($\beta = 2-4$) luzatzen da. Hau da, luzapena jasan duen lurraldeko litosferaren jatorrizko zabalera 2 ($\beta = 2$) eta 4 ($\beta = 4$) aldiz bitartean handitzen da, eta ondorioz, bere jatorrizko lodiera erdira edo laurden batera murrizten da (6.2. irudia).



6.2. irudia. Luzapen-faktorea zer den azaltzen duen irudia. A: Luzapenik jasan ez duen litosferak 120 km-ko zabalera du. B: Luzatutako litosferak 240 km-ko zabalera du. Adibide honetako luzapen-faktorea (β) 2koa da, eta horren ondorioz litosfera % 50 mehetu da gutxi gorabehera. C: Errefrakzio sismikoan oinarritutako Viking grabenaren (Ipar Itsasoa) zeharreko zehar-ebaki eskematikoa. Sortutako depresioa sedimentoz estalita dago. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

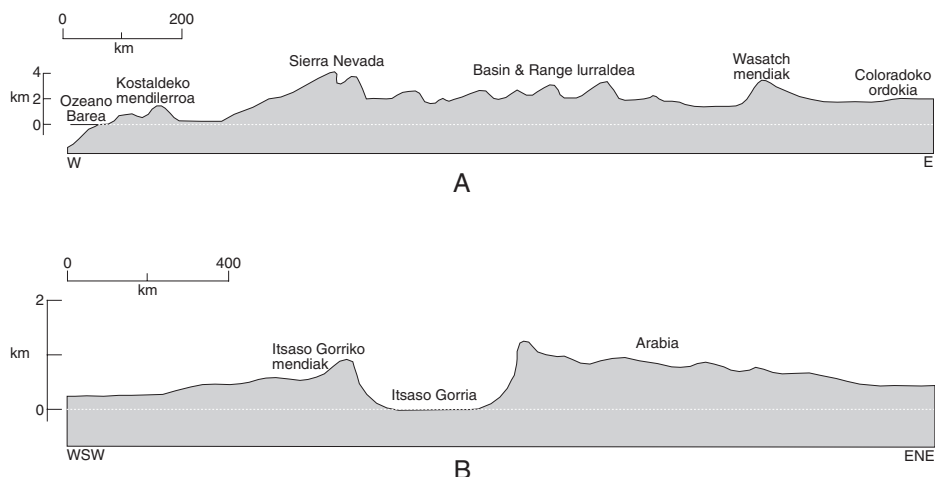
Rift-drift trantsizioan zehar, riftarekin lotutako failen mugimendua gelditu egiten da eta kontinenteen ertz berriak eratzen dituzten litosfera kontinental mehetuen subsidentzia abiatzen da. Subsidentzia gertatu bitartean, aktibitate gabeako riftaren ertzak hondoratu egiten dira eta, azkenik, arroka sedimentario itsastarren pilaketa lodien azpian kokatu.

Prozesu hauek eraginkorrak direneko kontinente-ertzak ertz egonkor edo pasibo bezala ezagutzen dira eta, oro har, sekuentzia sedimentario lodien agerpena eta subsidentziaren eragina dira bertako ezaugarri nabarmenenak (8. gaia).

Riftak eta ertz egonkorak eremu geologiko oso interesgarriak dira, eta ez soilik bertako egitura eta elkarte estratigrafiko korapilutsuengatik, baita eremu hauetan agertzen diren petrolio-gordailuengatik ere. Gai honetan riften azaleko zein sakoneko ezaugarriak, bertako egitura eta arroka-elkarte arruntenak, eta, azkenik, riften garapenari eta jatorriari buruz planteatzen diren arazoak eta horiek konpontzeko proposatutako zenbait eredu azalduko dira. Gaia bukatzeko, rift baten garapenean hiru urrats ezberdin adieraz ditzaketen, eta egun estentsioaren eraginpean dauden, hiru lurraldetako ezaugarri geologikoak eta garapen-ereduak deskribatuko dira (Basin & Range lurraldea, Afrikako ekialdeko rift-sistema eta Itsaso Gorria).

6.1. RIFTEN FISIOGRAFIA

6.3. irudian aktiboak diren bi riftetan zehar burututako soslai topografikoak ikus daitezke; bata, Ipar Amerikako Utah eta Nevada artean kokatutako Basin & Range lurraldekoa eta, bestea, Egiptoko ekialdetik abiatu eta Itsaso Gorria zeharkatzen duena. Bi adibideetan, riftaren ardatzek riftaren ertzak baino altuera txikiagoa dute eta, era berean, bi soslaiak riftaren ardatzarekiko paraleloak diren eremu lauek banatutako gandor ugari erakusten dituzte. Haran eta mendilerroen arteko txandakatzea da riftak hasierako urratsetan duen ezaugarri nabarmenetarikoa, eta egoera horretan dagoen Estatu Batuetako mendebaldeko lurraldeak ezaugarri morfologiko horretatik hartzen du izena (Basin & Range lurraldea) (6.4. irudia). Riften ertzetako lurralde garaien eta riftaren ardatzeko eremu hondoratuen artean 2.000 m-tik gorako tartea egon daiteke. Lehenengo adibidean, riftaren bilakaera hastapenetan baino ez dago, eta arroaren ardatza itsas mailaren gainetik dago nabarmenki. Aldiz, Itsaso Gorria zeharkatuz egindako soslaietan —rift baten azken urratsa adieraz



6.3. irudia. Gaur egun aktiboak diren bi riften soslai topografikoak. A: Estatu Batuetako mendebaldeko Basin & Range lurraldea. Sierra Nevadako mendikateak riftaren mendebaldeko muga markatzen du eta Wasatch mendiek ekialdekoa. B: Egiptoko ekialdean kokatutako Itsas Gorriko rifta. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

dezakeena— arroaren ardatza itsas mailaren azpitik dago. Beraz, riften topografia aldatu egiten da lurraldeak jasandako deformazioa handitu ahala. Rifting prozesuan zehar riftak lurralde goratuak dira, baina azken urratsetan, aktibitatea galdu ostean edo rift-drift trantsizioan lurrazal ozea-nikoa sortzen denean, riftak arro osoa itsas mailaren azpitik kokarazten duen subsidentzia jasaten du.

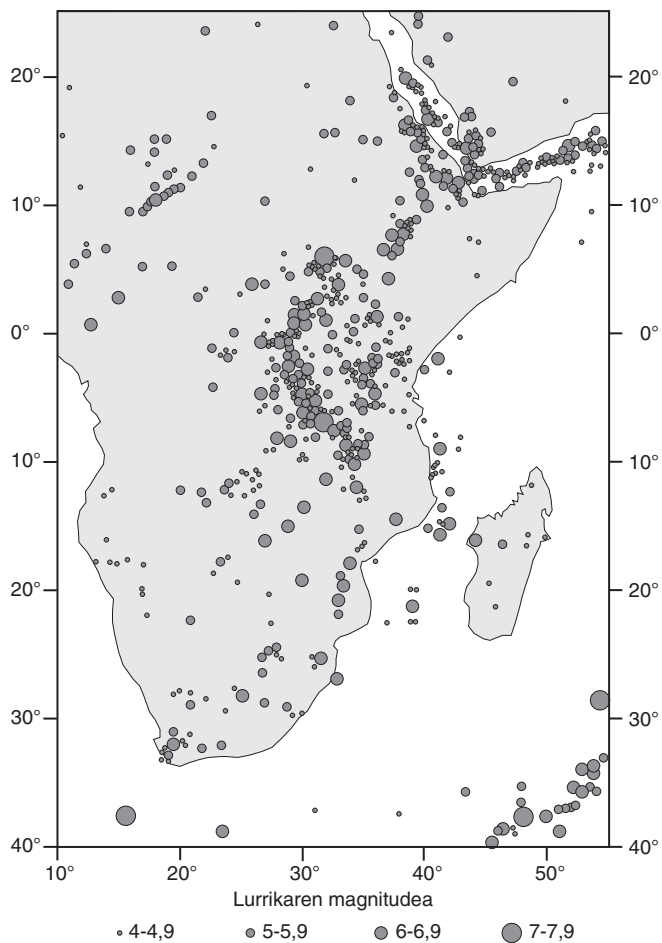


6.4. irudia. Basin & Range lurraldeari izena argazkian ikusten den topografiaren geometriatik datorkio. Mendilerro eta haran bakoitzaren arteko mugan faila normal bat dago kokatuta, haranetako materialen hondoratzea eragiten duena.

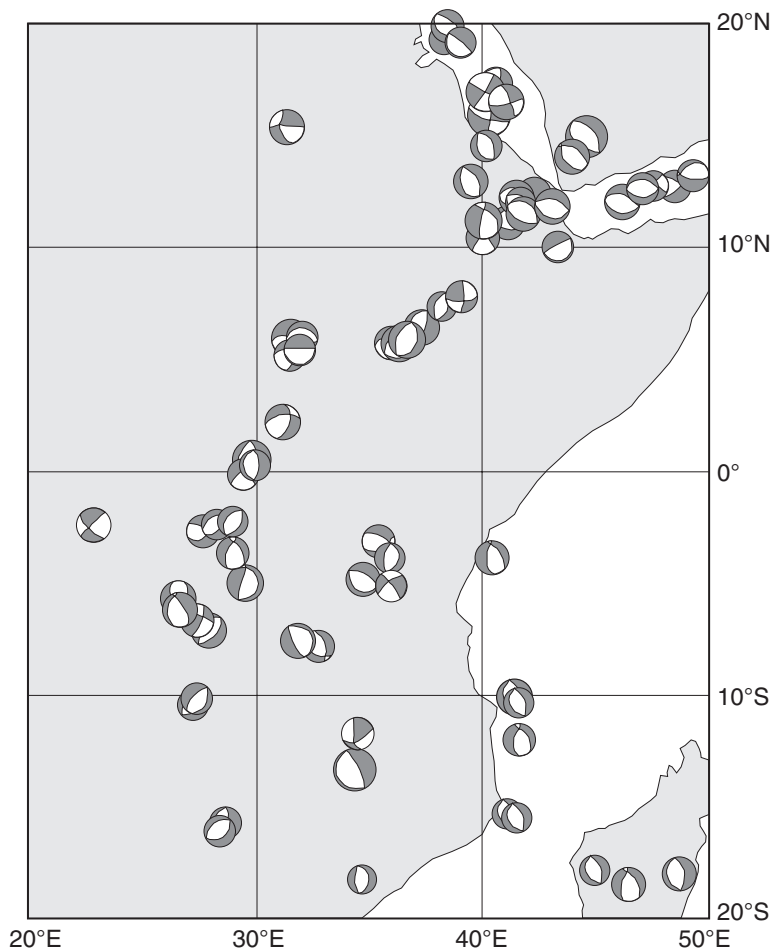
6.2. RIFTEN EZAUGARRI GEOFISIKOAK

6.2.1. Sismizitatea

Riftetan lurrikarak ugariak bai, baina oro har, ez dira indartsuak izaten. Oso gutxi dira Richter-en eskalako 7-7,5 indarrera heltzen direnak. Batez ere, riftaren haustura-eremuan zehar pilatzen dira eta oso sakonera txikikoak dira beti (< 30 km) (6.5. irudia). Lurrikaren foku-mekanismoek garbi erakusten dute lurraldea estentsioaren eraginpean dagoela (6.6. irudia). Baten batek mugimendu horizontalen eragina erakusten badu ere, gehienak faila normal arrunten ondorio dira.

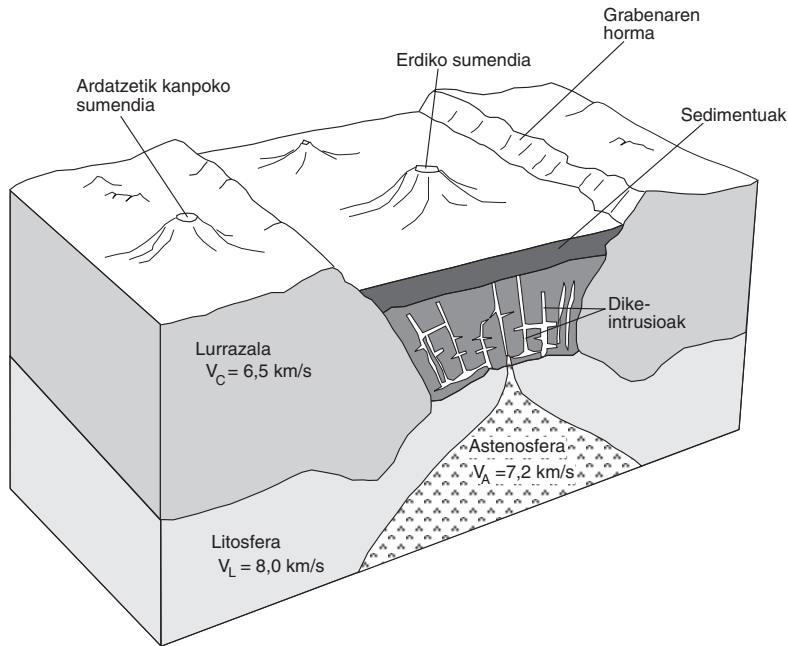


6.5. irudia. Afrikan eta Afrikaren inguruan gertatzen diren lurrikaren kokapen geografikoa eta indarra islatzen dituen irudia. Lurrikarak, batez ere, rift egitura nagusiarekin daude lotuta.



6.6. irudia. Afrikako ekialdeko lurrikaren foku-mekanismo arruntenak. Lurrikaren jatorri estentsionalak ez du zalantzarik sortzen.

Beste alde batetik, errefrakzio-sismikak erakusten du lurrazal kontinentalaren lodiera 35-50 km bitartekoa izan ohi dela rift egituratik at dauden lurraldeetan. Rift-eremuan, aldiz, lurrazal kontinentalaren lodiera 25 km-koa baino ez da izaten. Era berean, goimantuan P uhin sismikoen abiadura txikiagoa da riftaren azpitik (7,6 km/s) riftaren inguruko lurraldeetan baino (8,0 km/s), bertan astenosfera lurrazaletik gertuago dagoela iradokiz (6.7. irudia).

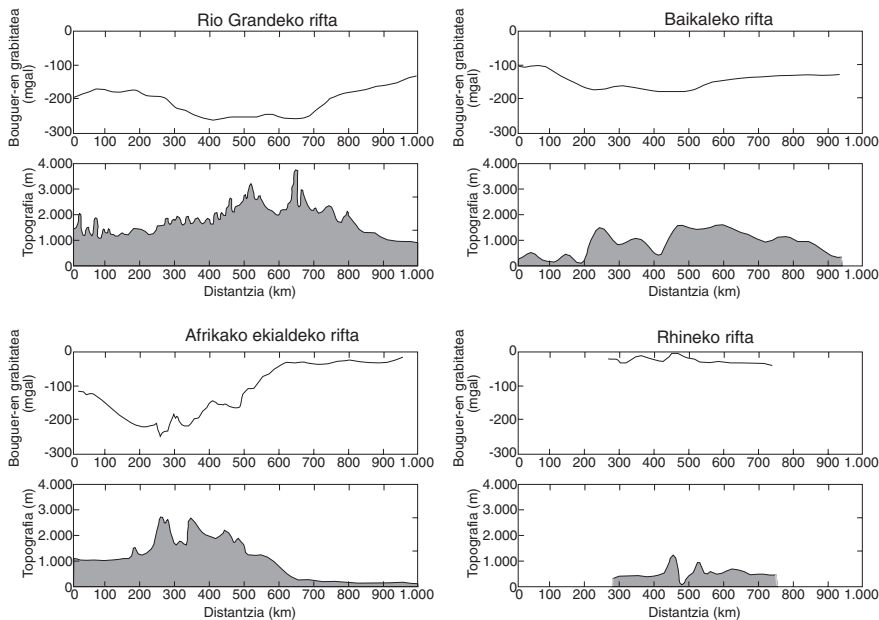


6.7. irudia. Rift egitura baten ezaugarri nagusiak islatzen dituen bloke-diagrama. Abiadura handiko mantuko materialak lurrazalaren oina bereganatzen du, eta abiadura baxuko materialak behe-litosferan kokatzen dira. Horrek mantuko mugimenduek litosferaren oina higitu dutela adierazten du. (Davidson *et al.*, 1997).

6.2.2. Grabitatea

6.8. irudian islatu dira munduko 4 rift-eremu gazte (azkeneko 30 Mu-tan zehar garatuak) nagusien (Rio Grandeko, Afrikako ekialdeko, Baikaleko eta Rhineko riften) zehar-ebakietan lortutako soslai topografikoak eta Bouguer grabitate-anomalien aldaketak. Bouguer grabitate-anomaliak oso txikiak dira Rhineko eremu hondoratuan zehar (-25 mgal-etik behera), aldiz, oso nabarmenak Rio Grandeko edo Afrikako ekialdeko riftetan zehar (-300 mgal). Grabitate-anomalia negatibo hauek iradokitzen dute sakonean arruntak direnak baino dentsitate txikiagoko materialak daudela. Dentsitate txikiagoko arroka horiek litosfera hotza ordezkatzen duten partzialki galdatutako astenosferako peridotitak dira.

Afrikako ekialdeko eremu hondoratuan zehar burututako zenbait zehar-ebaki grabimetrikotan, aldiz, grabitatearen gorakada bat sumatzen da. Grabitatearen gorakada hori mantuko arrokak lurrazal kontinentalean barneratzean sortu dela iradoki da. Ondorioz, baliteke azalean lurrazal ozeaniko berria sortu aurretik gertatu beharreko urrats baten aurrean egotea.



6.8. irudia. Lurrazaleko rift-eremu nagusietako soslai topografikoak eta Bouguer anomalien soslaiak. Anomalia negatiboek adierazten dute topografia garaiko lurralde zabalen azpitik dentsitate baxuko materialak daudela. Rio Grande, Baikal, eta Afrikako ekialdeko riftetan neurtutako dentsitate txikiak riften azpitik dagoen mantu beroaren ondorio dira. Rhineko grabenean grabitate-anomalia oso txikia denez, mantuaren tenperatura arrunta izango da. Afrikako ekialdeko riftean neurtutako Bouguer anomalia grabimetriko positibo txikia lurrazalaren oinean mantua barneratu delako sortzen da. (Davidson *et al.*, 1997).

6.2.3. Bero-fluxua

Rift-eremuetako bero-fluxuen neurketek lurralde hauetako litosfera arrunta dena baino beroago dagoela erakusten dute. Adibidez, Kanadako plataformaren batez besteko bero-fluxua ≈ 1 FTU-koa da (FTU: bero-fluxuaren unitatea da eta eremu konkretu batetik zehar igarotako bero-kopurua adierazten du; $1 \text{ FTU} = 40 \text{ mW m}^{-2}$) eta Afrikako ekialdeko rift-sisteman zehar neurtzen dena 2,5 FTU-koa da. Aldiz, riften erdiko eremu hondoratuetatik urruntzean bero-fluxua berehala moteltzen da, lurralde kontinental egonkorretako balioak berreskuratuz. Litosfera berotzean dentsitatea murriztu egiten da eta, ondorioz, eskualdeko oreka isostatikoa mantentzeko azaleko topografia konkortu egiten da. Era horretan, rifta garatu aurretik lurraldean konkordura edo sabeldura bat sortzen da, riftaren jarduerara irauin bitartean mantenduko dena. Beraz, konkordura horiek azpiko materialen tenperatura altuaren ondorio izanik, normalena litzateke bertako bero-fluxua handia izatea. Baina zenbait riftetan normalak baino bero-fluxu txikiagoak neurtzen dira, zergatik? Erantzuna litosferan zehar beroa nola garraiatzen den aztertuz lortzen da. Litosferan beroa kondukzioz garraiatzen da, eta beroa garraiatzeko sistema hau oso motela da, 30 km-ko bidea egiteko 30 Mu behar dira. Ondorioz, rift gazteetan bero-fluxu altuak eremu hondoratuan baino ez dira neurtzen, litosfera meheari esker kondukzioz garraiatutako beroak azalera heltzeko denbora gutxiago behar duelako. Aldiz, riftaren eremu hondoratutik

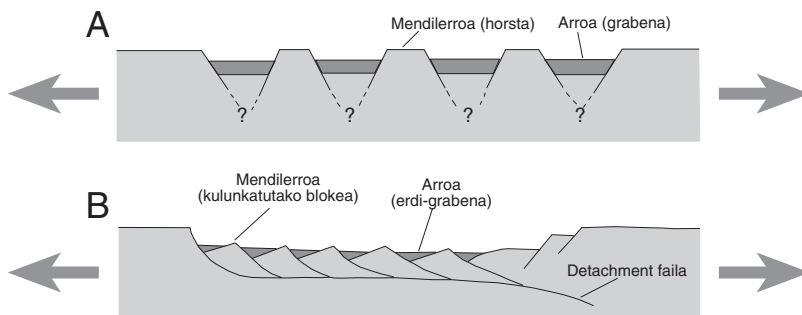
urruntzean lurrazalaren lodiera berehala berreskuratzen dela ikusi dugu, eta ondorioz, kondukzioz garraiatutako beroak denbora gehiago behar du azalera iristeko. Horregatik neurtzen dira bero-fluxuaren balio txikiak riften ertzetan, astenosferatik kondukzioz garraiatzen den beroa ez delako oraindik azalera heldu.

Beraz, riften eremu hondoratuetaiko bero-fluxu altuen arrazoiak hauek dira: alde batetik, rifting prozesuan zehar litosferak jasandako mehetzea eta, bestetik, litosfera-astenosfera muga adierazten duen 1.280 °C-ko isoterma Lurraren azalez gertuago kokatuta egotean kondukzioz garraiatutako beroa azalera lasterrago heltzea. Litosferan zeharreko magmen goranzko bidaian garraiatzen den beroak ere eragina izango du.

6.3. RIFTEN EGITURA

Riften bilakaeran zehar egitura eraldatu egiten da, estreinako urratsetan riftek izan dezaketen geometriak ez du zerikusirik rift-drift trantsizioaren aurretik izan dezaketenarekin. Ondoren, egiturarekiko zehar-ebaki perpendikularrez baliatuz rifting prozesuaren bitarteko urrats batean ikus daitezkeen ezaugarri geometrikoak deskribatuko dira. Oro har, guztietan riftaren ardatza graben baten geometria duen eremu hondoratua dela ikus daiteke, nahiz eta gero grabenaren barne-egiturari eta egitura sakonari buruz eredu ezberdinak egon. Bitarteko urratsa adieraz dezaketen riften artean, Europako ipar-mendebaldean kokatzen den aktibitatearik gabeko Ipar Itsasoko rifta eta aktiboak diren Ipar Amerikako Basin & Range lurraldea eta Afrikako ekialdeko rifta aurkitzen dira.

1970. urtearen aurretik, riften eredu geometrikotzat horst eta grabenen arteko txandakatze simetrikoa onartzen zen. Horretan, horstak topografian ikus daitezkeen lurralde garaiekin eta grabenak arroekin etorriko ziren bat (6.9.A. irudia). Islapen-sismikak eskaintako datu zehatzek, aldiz, ez dute egitura horren aztarnarik erakusten. Egungo riften ereduak erakusten dute lurrazalaren goiko aldeko luzapena subparaleloki kokatutako faila normalen desplazamenduaz egokitzen dela (6.9.B. irudia). Faila horiek guztiek sakonean kokatutako eskala handiko faila sub-horizontalean dute sustraia (detachment faila). Eredu hauetan mendilerroak kulunkatutako failen gaineko blokeen hondoratu gabeko ertzak dira eta arroek erdi-grabenaren egitura dute. Estentsioa jasaten duen lurraldeko faila gehienak alde berdinerak okertzen direnez, egitura zeharo asimetrikoa da.



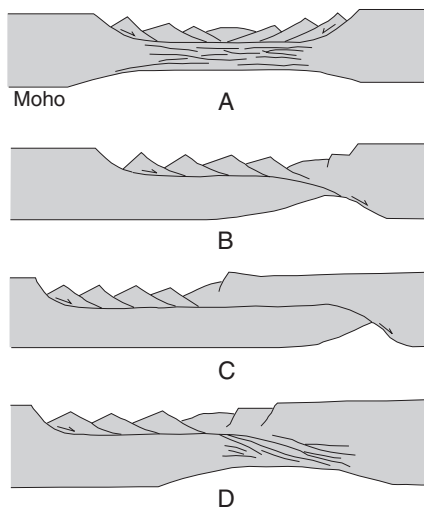
6.9. irudia. Riften azaleko egiturak azaltzeko erabili izan diren eredu hedatuak.

A: Horst eta graben simetrikoen txandakatzearen eredu gaur egun zaharkituta gelditu da.

B: Detachment izeneko faila nagusi baten gainean faila-blokeak kulunkatuta ageri dira, gandorren eta haranen arteko txandakatzea sortuz. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

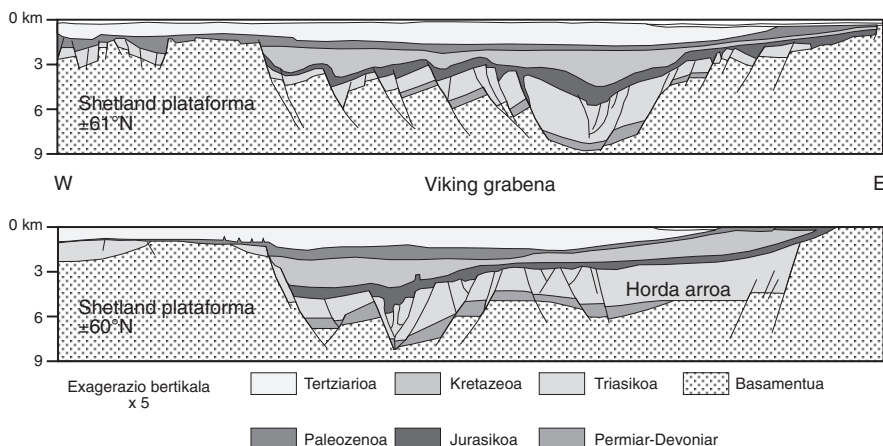
Rift egituretan azken urteetan burututako ikerketa zehatzek iradokitzen dute faila normal planarrak (sakonerarekin failen okerdurak ez du aldaketarik jasaten) zein faila normal listrikoak (sakonerarekin failen okerdura gutxitu egiten da) agertzen direla. Faila listrikoen mugimenduaren eraginez, gaineko blokeak progresiboki kulunkatu egiten dira, zenbat eta failaren desplazamendua handiagoa izan, kulunkamendua ere handiagoa da.

Orain arte, riftek lurrazal kontinentalaren gaineko aldean duten geometria baino ez da aipatu. Baina, zein ote da riften egitura litosferako eremu sakonagoetan? Oro har, muturreko bi eredu erabiltzen dira riften sakoneko geometria azaltzeko. Zizaila puruaren ereduan (6.10.A. irudia), lurrazalaren faila normalen oina definitzen duen detachment faila lurrazaleko moldakor-hauskor trantsizioaren gainean edo gertu kokatzen da. Detachment faila horren azpitik lurrazalak luzapena eremu zabal batean xurgatzen du, bai deformazio moldakor penetratiboaren bitartez, bai anastomosatutako zizaila-eremuen sistema baten bitartez. Zizaila puruaren eredua deritzo zeren estentsioaren aurretik lurrazaleko zehar-ebaki batean detachment failaren azpitik kokatutako karratua estentsioaren ondoren errektangelu bihurtuko bailitzateke. Beste muturrean zizaila sinplearen eredua dago (6.10.B. irudia). Horretan, detachment faila litosfera osoa zeharkatzen duen zizaila-eremu konkretua izango litzateke. Eredua horren aldaera batean detachment faila arranpa baten bitartez behe-lurrazala zeharkatu aurretik, tarte zabalean sub-horizontala izango litzateke. Ondorioz, goi-eta behe-lurrazalean estentsioa jasaten duten lurraldeak ez dira bata bestearen gainean kokatzen (6.10.C. irudia). Zizaila sinplearen ereduan detachment failak litosfera bi eremutan banatzen du (goi- eta behe-plakak) eta riften bilakaera aurrera jarraituz gero, bi eremu horiek banandu egingo dira. Zizaila sinplearen ereduek rift askoren geometria asimetrikoa era egokian azaltzen dute. Era berean, muturreko bi eredu hauen arteko nahasketak ere proposatu dira. Adibidez, 6.10.D. irudian zizaila sinplearen ereduko lurrazalaren mailako detachment faila sakonean deformazio moldakorra pairatzen duen eremu zabal batean barreiatzen da.

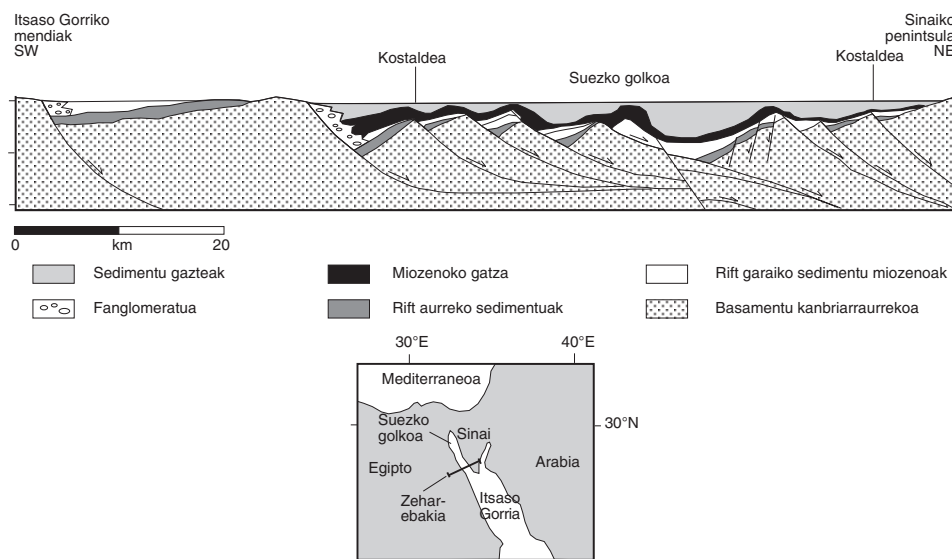


6.10. irudia. Lurrazaleko eskalan plazaratu diren rifting eredu nagusiak. A: Zizaila puruaren eredua. B: Zizaila sinplearen eredua. C: Aurrekoaren antzeko beste eredu bat. D: Eredua hibridoa (zizaila sinplea eta deformazioa eremu zabal batean barreiatuta). (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

6.11. eta 6.12. irudietan Ipar Itsasoko rift-sisteman zehar eta Suezko golkoan zehar burututako zehar-ebakiak islatu dira. Europaren ipar-mendebaldean Ipar Itsasoko rifta Mesozoiko eta Zenoiko goiztiarrean eratu zen eta oso ondo ezagutzen da bertan kokatutako petrolio-gordailuei esker. Suezko golkoan kokatutako egitura estentsionala Zenoikoan eratu zen, egun bukatutzat ematen den Itsas Gorriko riftaren iparralderantzko hedapenaren eraginez. Aurrekoarekin alderatuta, rifta zeharo asimetrikoa da faila gehienak ipar-ekialderantz okertzen direlako.



6.11. irudia. Viking grabenean (Ipar Itsasoko rifta) zeharreko zehar-ebaki hauetan failaren eta arro sedimentarioaren arteko lotura ikus daiteke. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).



6.12. irudia. Suezko golkoan zehar burututako zehar-ebakia eta kokapen geografikoa. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

6.4. RIFTEN EZAUGARRI LITOLOGIKOAK

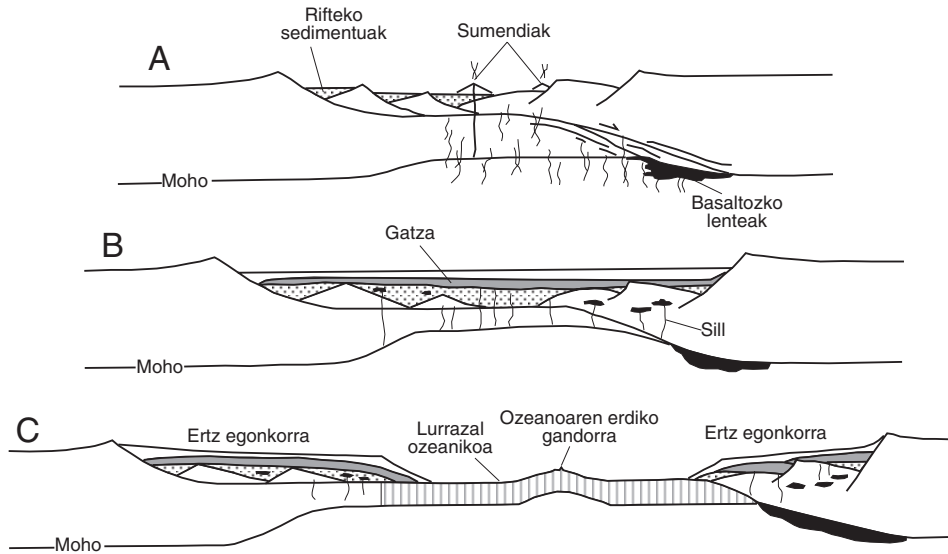
Riftetako prozesu sedimentario eta igneoez arroka-elkarte sedimentario eta igneo propioak eratzen dituzte.

6.4.1. *Prozesu sedimentarioak*

Riftetan arrunta da depresioak eta eremu goratuak tartekatzea. Depresioen izen geologikoa rift-arroa da, eta bertan inguruko lurralde goratueta higitutako metakinak pilatzen dira. Rift-arroetan subsidentzia oso azkarra denez, milioi urte gutxi batzuetan metatutako sedimentuen lodiera zenbait kilometrotakoa izan daiteke. Rift-arroetako metaketa-sekuentziak aztertuz gero, arroaren bilakaera osoa zehaztasun handiarekin deskriba daiteke.

Riften estreinako eraketa-urratsetan rift-arroaren ardatza itsas mailaren gainetik dagoenez, arroraino heldutako sedimentuak alubioi-konoetan pilatutako higakin klastiko ez-itsastarrak dira (6.13.A. irudia). Arroko ardatzean zehar noizbehinkako lakuak garatzen dira ere, pikor fineko basak sortuz. Laku hauek gazikarak izan daitezke. Beraz, rifting prozesuaren hasierako sekuentzia sedimentarioa, batez ere, legar lodiekin eta berauekin tartekatutako harearri gorri eta lohi-harriekin eratuta dago; lakuetako arbelak eta ebaporita-geruza meheak arruntak dira ere.

Riftaren bilakaera aurrera joan ahala subsidentzia gero eta handiagoa da, azkenik rift-arroa itsas mailaren azpitik kokaraziz (6.13.B. irudia). Urrats horretan, arroa estaltzen duen ur-geruza oso mehea denez, ebaporazio-maila altuko lurraldeetan itsasoa guztiz lehor daiteke. Baldintza horietan, itsasoko ura gainsaturatu egiten da gatza (batez ere $\text{halita} \pm \text{igeltsua} \pm \text{anhidrita}$) ustiatuz. Prozesua hainbat aldiz errepika daitekeenez sortzen den ebaporita-sekuentzia oso lodia izan daiteke. Eratutako ebaporitek metakin klastiko kontinentalak estaliko dituzte. Estentsioa denboran zehar luzatuz gero, rift-arroak zabalera eta sakonera handiagoa lortuko du eta azkenean lurrazal ozeanikoaren sorrerarekin kontinentearen apurketa gauzatuko da. Ozeano sortu berrian metakin itsastarrek (kareharriak, harearriak eta arbelak) ebaporitak estaliko dituzte (6.13.C. irudia). Baina hemen ozeano handietako ertz garatueta amaitzen den ertz egonkorretako bilakaera hasten da, eta hau 8. gaiari dagokio.



6.13. irudia. Riftaren garapenarekin batera gertatzen diren prozesu sedimentario eta bolkaniko nagusiak. A: Rift garaian arro kontinentalak dira nagusi. B: Rift-drift trantsizio-garaian ebaporiten pilaketa arrunta da. C: Drift garaian (itsas hondoreen zabalkuntza eta ertz egonkorren garapena hasi dira) sedimentazioa itsastarra da. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

6.4.2. Prozesu bolkanikoak

Rifting prozesuan zehar litosfera luzatu eta mehetu egiten den bitartean, azpiko astenosferaren presio litostatikoa gutxitu egiten da. Astenosferako deskonpresioa tenperatura egonkorrean gertatzen denez ($> 1.280^{\circ}\text{C}$) bertako peridotiten fusio partziala hasten da. Era horretan sortutako magmak mafikoak dira. Magma mafikoek gaineko litosfera baino dentsitate txikiagoa dutenez, gorantz abiatzeko joera izango dute. Magmen goranzko bidaia ez da, hasieran pentsatzen zen bezala, rifta mugatzen duten failetatik zehar egiten eremu nahiko trinkotuak direlako. Badirudi magma rift-arroaren erdian sortzen diren arraildura bertikaletatik zehar igotzen dela, dikeak eratuz. Arraildurak lurraldean nagusi diren estentsio-indarren eraginez sortzen dira, baina zabaldu eta handitu egiten dira magmaren presioarengatik. Sarritan, arrailduren artean azaleratutako magmen kopuru nagusia xurgatzen duen arraildura bat dago, eta horren gainean eratzen da erdiko sumendia (6.7. irudia). Nahiz eta sumendi gehienak riftaren grabenean sortu, salbuespen nabarmenak daude. Adibidez, Tanzaniako Kilimanjaro sumendia Afrikako ekialdeko riftaren ertzetik 100 km-ra kokatuta dago.

Astenosferan sortutako magma-kopuru bat lurrazalaren azpian pila daiteke *lurrazalaren azpiko pilaketa-magmatikoa* (*magmatic underplating*) izenez ezagutzen den prozesuaren bitartez. Lurrazalaren azpian pilatzen ez dena sumendietatik azalera daiteke lurrazala zeharkatuz (6.14. irudia), edo bidean gelditu. Lurrazalaren azpiko pilaketa magmatikoa garrantzitsua da lurrazal kontinentalaren sortzen duelako, baina berau ikertzea oso zaila da, material horiek ez direlako azaleratzen. Aldiz, lurrazalean barneratutako arroka igneoak ugariak dira. Arroka hauek izaera basaltikoa dute eta, oro har, lurrazalean riftaren

ardatzarekiko paraleloak diren eta bertikaletik gertu dauden dike ugari sortzen dituzte. Azaletik gertu, aldiz, basaltoek dike bertikalen orde, sarritan, sill egiturak eratzen dituzte. Azaleratzen diren basaltoak biskositate txikikoak izaten dira, erraz hedatuz eta zabalera handiak estaliz.



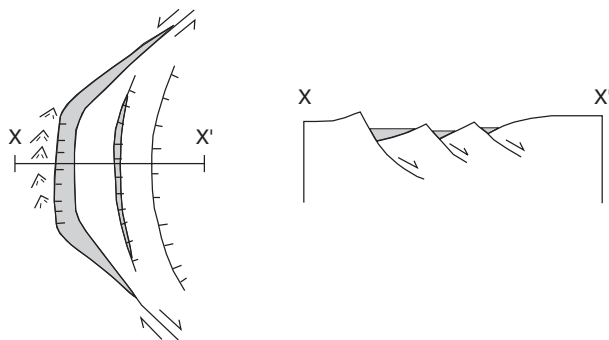
6.14. irudia. Afrikako ekialdeko riftean kokatutako Nyiragongo sumenditik isuritako laba. Oro har, labak biskositate txikikoak dira eta lurralde zabalak estaltzen dituzte.

Riftaren azpiko astenosferan sortutako magma mafikoek tenperatura handia dute (1.100-1.200 °C), eta lurrazal kontinentalean magmen pilaketak gertatuz gero, inguruko arroken fusio partziala eragin dezakete. Lurrazal kontinentaleko arroken fusio partzialak magma feltsikoak sortzen ditu. Magma horiek gorantz abiatzen direnean plutoi granitikoak eta dike erriolitikoak sortzen dituzte sakonean solidifikatzen badira, edo domo erriolitikoak eta ignimbritak azalera heltzen direnean. Bolkanismo feltsikoaren eta mafikoaren arteko harreman estua riften ezaugarrietako bat da eta *segida bolkaniko bimodala* bezala da ezaguna.

6.5. RIFT-SISTEMEN GARAPENA

Kontinenteen eskalako rift-sistemen luzera guztian zehar estentsioa ez da une berdinean hasten. Eskualde jakin batean, rift-sistemaren hasieran elkarren arteko konexiorik gabeko faila normalak garatzen dira. Horiek denborarekin luzatu eta elkartu egiten dira estentsio-eremu jarraitua eratu arte. Rifting prozesuaren lehendabiziko urratsetan garatutako failek ez dute zertan lerrokatuta egonik, sarritan aurreko ahultasun-eremuez baliatuz garatzen

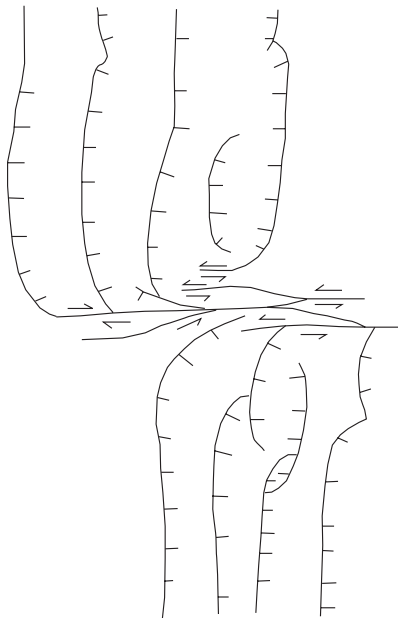
direnez, beraien artean elkar zeharkatzea arrunta da. Jatorrizko faila hauen hiru dimentsioko geometria aztertuz, alde batetik, geometria planarra eta ondorioz kartografian lerro zuzenaz islatzen direnak eta, beste alde batetik, koilara-geometria eta kartografian “C” baten itxura dutenak (mutur batetik bestera 10 km batez beste) bereizten dira. “C” itxurako failen erdiko aldean irristadura malda handieneko lerroan zehar gertatzen da, baina failen muturretan irristadura horizontala edo zeharra izango da (6.15. irudia). Era berean, erdi-grabenean hondoratutako blokean sedimentuen lodiera “C”-ren bi muturrerantz murriztu egiten da.



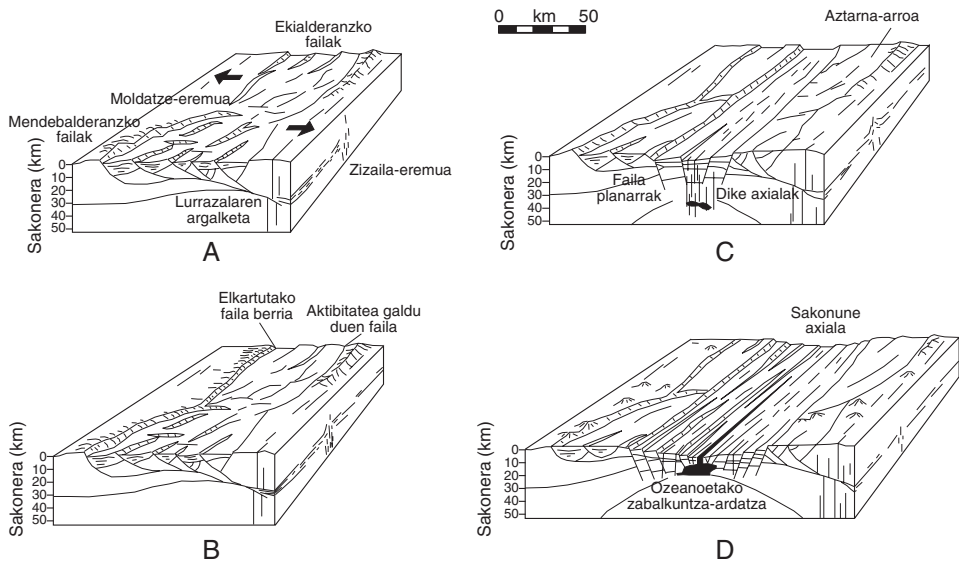
6.15. irudia. C geometriako erdi-grabenen kartografia eta zehar-ebakia. Arroaren muturretarantz failaren mugimendu normala norabide-mugimendu edo hondorapen zeharreko bihurtzen da. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Lerrokatu gabeko rift-segmentuak elkartzen dituen lurraldeari *moldatze-eremua* deritzen. Lurralde horietako deformazioa oso nahasia da, bertan edozein motatako mugimendua duten failak aurki daitezke (6.16. irudia). Moldatze-eremuetako geometria oso aldakorra da eta elkartzen dituen segmentuetako failen ezaugarriekin lotuta dago (okerduraren noranzkoarekin, zenbatekoarekin, lerrokatze-mailarekin...). Rift-sistemaren garapenak aurrera jo ahala, moldatze-eremuak rift sistemarekiko angelu handia izango duten norabide-failetan (transferentzia-failak bezala ere ezagunak direnetan) eraldatzen dira. Azkenik, bilakaeraren bukaera ozeano baten sorrera denean, moldatze-eremuek ozeano-gandorren segmentuak elkartzen dituzten faila transformatzaileen maila izango dute.

Riftetan segmentu bakarra eratzen duten faila normal gehienak noranzko berean okertzen dira, baina segmentu ezberdinen arteko failen noranzko nagusiak ez du zertan berdina izanik (6.17.A. irudia). Rifting prozesuaren estreinako urratsetan rift-segmentuak failarik gabeko lurraldeek bana ditzakete. Failak luzatu ahala segmentu bakoitzeko failen arteko harremanak hasten dira eta, oro har, mugimendu-noranzko bat nagusituko da eta mugimendu hori ez duten beste failak aktibitatea galdu edo goi-lurrazalean faila antitetiko gisa mantenduko dira (6.17.B. irudia). Segur aski, urrats honetan azpiko detachment faila ere handitu egingo da eta lurrazaleko sakonera handiagoetara barreiatu.



6.16. irudia. Moldatze-eremu teoriko baten kartografiaren geometria.
(Van der Pluijm eta Marshak, 1997).



6.17. irudia. Riften garapen teorikoa. Hasierako rifting prozesuaren ondoren failen propagazioaren ondorioz arro sedimentarioak sortzen dira (A). Berrantolatze txiki baten ondoren (B), riftak rift-drift trantsizioa jasaten du (C), eta ozeano berri baten garapenarekin buka daiteke prozesua (D). (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Rifteko dibergentzia jarraituz gero rift-drift trantsizioa gertatuko da (6.17.C. irudia) eta lurrazal ozeanikoaren sorrera eragingo duten magmak hasiko dira azaleratzen. Azaleratutako magmak solidifikatzean sortzen diren arrokek ingurukoek baino dentsitate handiagoa dute, eta rift-arroaren hondoratze-prozesua areagotu egingo da ozeano berri baten garapenari hasiera emanez.

Riftak baldintza tektoniko anitzen aurrean gara daitezke eta horien arabera garapen-maila ezberdina izan dezakete. Riften bilakaeran eragina duten baldintza nagusiak ondorengoak dira: litosferaren ezaugarriak (adina, lodiera, temperatura), lurraldeko indar orokorrak (*far-field stress*) (konpresiozkoak edo estentsiozkoak) eta tamaina ezberdineko luma gorakorren eragina.

Estentsio-indar orokorren aurrean rifting prozesuak bi eratarara gara daitezke litosferako baldintzen arabera. Litosfera ohi baino beroago aurkitzen denean, lurrazalak eta mantuak portaera ezberdina dute deformazioaren aurrean. Kasu horretan rifting prozesua lurrazalera mugatuta dago, mantuak ez duelako estentsioaren eraginik pairatzen, eta sortzen den deformazio-maila erlatiboki txikia da. Rhineko grabenak betetzen ditu baldintza hauek. Aldiz, litosfera hotzagoa eta zurrunagoa bada, behe-lurrazalak ez du lurrazalaren eta mantuaren arteko eskala handiko detachment bat sortzeko behar besteko moldakortasunik. Baldintza horietan rifting prozesuak litosfera osoan izan behar du eragina, baina litosfera osoa apurtzeko behar diren esfortzuak azalean eman daitezkeenak baino askoz handiagoak izan behar dira. Beraz, litosfera hotz batean rifting prozesua aurrera eraman ahal izateko beharrezkoa da luma gorakorren eragina.

Luma gorakorrek eragin nabarmena izan dezakete rifting prozesuaren garapenean. Luma gorakorrekin erlazioatutako rifting prozesu indartsuenak ez dira oso litosfera zaharrean (kratoietan) ez eta oso litosfera gaztean gertatzen. Badirudi lumek ez dutela kratoien litosfera lodia apurtzeko gaitasunik, alde batetik, lumak ezin direlako galdatu partzialak lortzeko behar diren sakoneretaraino heldu, eta bestetik, kratoien baldintza erreologikoak ez direlako apurketa eragingo duen konkordura sortzeko aproposenak. Lumak kratoien litosferaraino helduz gero, erradialki hedatuko dira astenosferan zehar litosferaren ahultasun-eremuren bat aurkitu bitartean. Orduan, litosfera osoan eragina izango duen rifting prozesua gertatuko da, nahiz eta indar orokorrak konpresiozkoak izan. Afrikako ekialdeko rift-sistema izan daiteke horren adibidea.

Indar orokor estentsionalen eraginpean, luma gorakorrek erlatiboki hotza den litosfera apurtzeko beharrezko indar gehigarria eskain dezakete, Itsaso Gorria-Adengo golkoko riftean gertatu bezala. Adibide horretan, luma gorakorraren eta indar orokor estentsionalen eragina gehitu egiten da litosfera osoa zeharkatzen duen pitzadura sortzeko. Ondoren, pitzadura lumen eraginetik salbu aurkitzen diren lurraldeetara heda daiteke kontinente osoaren apurketa eman bitartean. Apurketaren norabidea lurrazaleko ahultasun-eremuen eta indar orokorren norabidearen bitartez gobernatuta dago.

Aldiz, luma gorakorrak litosfera bero eta mehe baten azpian kokatzen direnean (Turkana lurraldean, Kenyako iparraldean), beraien eragina berehala heltzen da galdatu partzialak sortzeko behar diren sakoneretaraino eta magmak litosfera mehean erraz barneratzen dira. Ondorioz, ez da deskribatu diren moduko rift arrunt luzerik garatzen. Estentsioak askoz eremu zabalagoan izango du eragina eta deformazioak rift-arro bakarra sortu beharrean, zenbait arro subparalelo eratuko ditu.

Indar orokorren, luma gorakorren eta litosferaren ezaugarrien arteko konbinazioek eragiten dituzten mota ezberdinetako rifting prozesuak 6.18. irudiko taulan laburbildu dira.

Azaleko bero-flux. Litosf. lodiera Litosf. sendotasuna	Konpresiozko esfortzu orokorrak		Estentsiozko esfortzu orokorrak	
	luma	lumarik ez	luma	lumarik ez
Beroa ≥70 mW/m ² ≤100 km ≤40 TN/m	(1) Deformazio difusoa: apurketa zaila (ez) (Turkana)	(2) Ezinezkoa	(3) Lurrazal-mantu bereizketa; deformazio difusoa, apurketa zaila (ez). Erdialdeko Mendikatea (Frantzia)	(4) Lurrazal-mantu bereizketa; lurrazaleko rift lineala; apurketarik ez. Rhineko grabena
Bitartekoa 50-70 mW/m ² 100-150 km 40-80 TN/m	(5) Litosfera osoa apurtzen da; estentsio txikia (Kenya)	(6) Ezinezkoa	(7) Litosfera osoa apurtzen da; kontinentearen apurketa. (Itsaso Gorria)	(8) Behin nonbait hasiz gero (luma) haustura hedatu egiten da litosfera guztian zehar (apurketa: Itsaso Gorria edo faila transformatzailea: Itsaso Hila.
Hotza ≤50 mW/m ² > 150 km > 80 TN/m	(9) Okerdura bai baina deformazio inelastiko txikia. (Tanzaniako kratoia)	(10) Ezinezkoa	(11) Hausturak zabal daitezke eta horietatik magnak azaleratu, baina ez da rift egiturarik eratuko (Plataforma Nubiarra)	

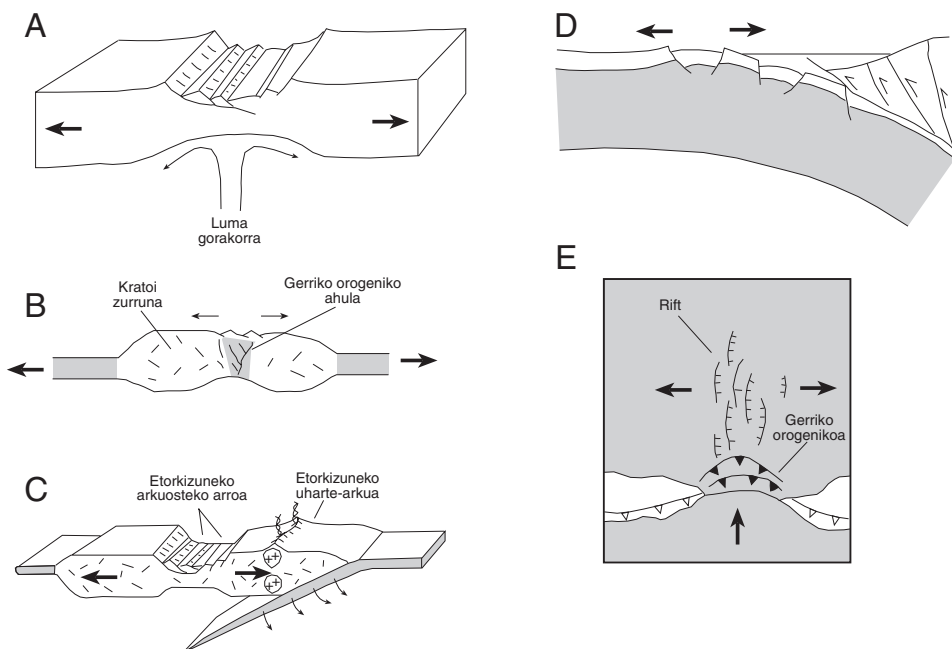
Alpatu behar da konpresiozko baldintza orokorren eraginpean eta lumaren eraginik gabe ere estentsiozko egiturak sor daitezkeela topografia nabarmeneko eremuetan: adibidez, lurralde orogeniko aktiboetan. Baina ezaugarri hauek beste kapitulu batean azaltzen dira.

6.18. irudia. Esfortzu orokorren, luma gorakorren eta litosferaren baldintza termikoen arteko konbinazioek rift egituretan eragindako ondorioak (Zeyen *et al.*, 1997).

6.6. RIFTEN JATORRIA

Riften sorreran eragina duten baldintza nagusiak aurreko atalean deskribatu dira eta 6.18. irudian laburbildu. Argi gelditu da rift egitura guztiek, nahiz eta antzeko geometria eta bilakaera izan, ez dutela zertan prozesu beraren bitartez sortuak izanik. Hasiera batean, riftak mantuko konbekzio-korrante gorakorrekin lotzen ziren, baina gaur egun jada hipotesia alboratuta dago. Alde batetik, gaur egungo riften geometriarekin bat datorren mantuko konbekzio-zelula arruntan ereduia irudikatzea ezinezkoa delako. Bestetik, plaken oinaldean astenosfera mugikorrak eragiten duen trakzio-indarra plakak elkarrengandik banatzeko lain ez delako.

Oro har, riftak bost ingurune geodinamiko oso ezberdinetan sortu ahal direla proposatzen duen sailkapena plazaratu da. Haien artean bi dira kontinenteen eskala handiko apurketa eragin dezaketenak, eta beste hirurak askoz ere ingurune geodinamiko lokalizatuagoetan aurki daitezke (6.19. irudia).



6.19. irudia. Rift egituren sorrera-prozesuak. A: Rifta luma gorakor baten gainetik sortzen da.

B: Litosfera kontinentalak estentsioaren eraginpean ahultasun-eremuez (orogeno zaharrez) baliatuz rift bat gara dezake. C: Eremu konbergenteetako arkuosteko eremuetan gara daiteke.

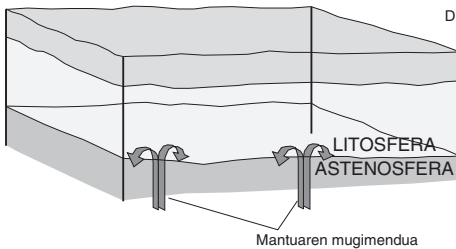
D: Subdukzio-eremu batean hondoratzen ari den plakaren okerdurarengatik sor daiteke ere.

E: Kontinente-ertz bihurri baten kolisioaren ondorioz mendikatearekiko perpendikularra den rifta gara daiteke. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

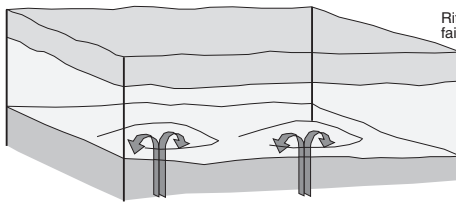
Termikoki aktibatutako riftak edo *rift aktiboak* luma gorakorren eraginpean sortutakoak dira (6.19.A. irudia). Luma gorakor edo puntu beroek sortutako riftaren bilakaeraurrats guztiak 6.20. irudiko ereduan islatu dira. Dena hasten da lumen bitartez goratutako behe-mantuko material beroa litosfera kontinentalaren azpian kokatzen denean. Une horretan, litosferan zein astenosferan galdatu partzialak sortzen dira. Litosferaren fusio partziala azpian lekututako behe-mantuko materialak eragiten dion tenperaturaren gorakadarengatik gertatzen da, eta astenosferakoa, berriz, mugimendu gorakorrari esker jasaten duen deskonpresioarengatik. Baldintza horietan arrokak arinagoak dira eta gorantz egiteko joera bereganatzen dute, ondorioz, luma gorakor bakoitzaren gainetik konkordura edo sabeldura bat sortuko da azalean. Lurrazal zurrunaren elastikotasun-muga gainditzean, konkorduraren gailurretik abiatzen diren haustura erradialak sortzen dira. Magmak ganbera magmatikoetan pilatuko dira goi-mantuan, eta bertan zein lurrazalean dike gisa barnera daitezke edo sumendien bitartez azaleratu. Beraz, kasu honetan mugimendu gorakorra konkorduraren eta rifting prozesuaren sortzailea denez, jarduera igneoaren prozesuaren estreinako urratsetatik izango da aktiboa. Hasieran fusioa maila erlatiboki sakonetan gertatzen da, luma gorakorren eraginpean, eta ondorioz, alkalietan aberatsak diren magmak sortzen dira. Konkordura ezberdinetako hausturak elkartzean ahultasun-lerro bat garatzen da, eta horretaz baliatuz hedatzen dira riftak. Erdiko grabena eratu ostean konkorduretako eremu goratuaren aztarna bakarrak riftaren ertzeko hormak dira. Denborarekin, luma gorakorrak desagertzean eremu goratu horiek subsidentzia nabarmena pairatuko dute. Hala ere, luma gorakorrek riften sorrera eragin badezakete ere, rift-drift prozesua garatzeko eta ozeano berri bat sortzeko behar besteko indarrak ez dutela iradokitzen da. 6.6. atalean deskribatutako baldintzak beharrezkoak dira kontinenteen apurketa gauzatzeko.

Rift pasiboak mantuko mugimendu gorakorren eraginetik at sortzen dira. Mota honetako rift ezagunenak Rio Grandekoa, Baikal lakukoa eta Rhineko grabena dira. Lurrazal kontinentalaren rifting prozesua subsidentzia eragingo duen azaleko luzapen eta mehetzearekin has daiteke. Eredu horretan, luzapena eragiten duten indarrak plaka litosferikoen mugetan sortutako ezpalen tirada eta gandorren bultzada bezalakoak dira eta orientazio egokiko ahultasun-eremuez baliatuz (adibidez, orogeno gazteren batez) riften sorrera eragin dezakete (6.19.B.). Plaken bereizketa horizontalak riftaren azpiko mantuaren mugimendu gorakorra sortuko du. Beraz, mantuaren mugimendu gorakorra plaken mugimendu horizontalaren ondorioa izan denez, rifta sortu ostean garatuko da, eta horri lotutako jarduera magmatikoa ere. Kasu honetan jarduera bolkanikoa rifting prozesuaren lehendabiziko garapen-urratsak bete ondoren gertatuko da. Litosfera fusio partziala gertatu aurretik mehetzen denez, deskonpresioa eta fusioa jasaten dituzten materialak astenosferaren azaleko peridotitak dira, magma basaltikoak sortuz.

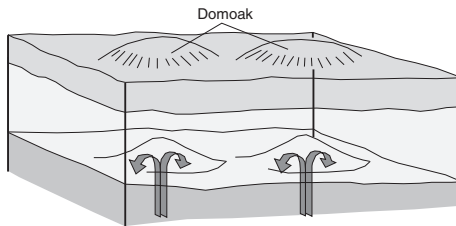
1. Mantuaren mugimendu gorakorra



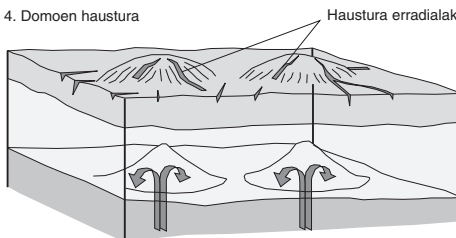
2. Litosferako oinarren higadura



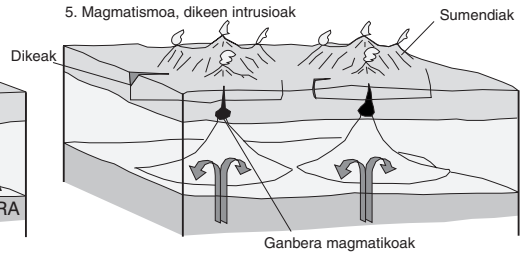
3. Domoen eraketa



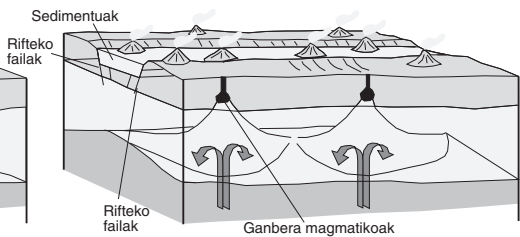
4. Domoen haustura



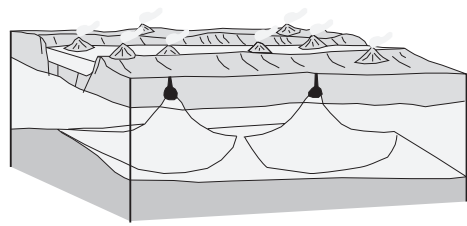
5. Magmatismoa, dikeen intrusioak



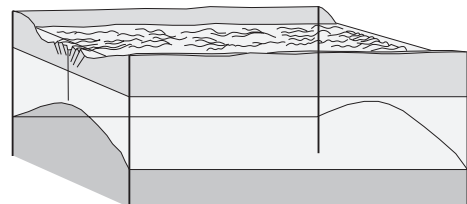
6. Rifteko failen eraketa



7. Riftaren hormak eratzen dira



8. Riftaren garapena jarraituz gero, ozeano-arroa sortuko da



6.20. irudia. Kontinenteen apurketa azaltzeko eredu bat. 1: Konbekzio gorakorren eraginez normala baino tenperatura altuagoko mantuak litosfera kontinentalaren aurka jotzen du. 2: Korronteeek litosferaren oinaldea higitzeko gaitasuna dute, litosfera astenosferako material mugikorrarekin ordeztuz. 3: Lurrazala konkortu egiten da konbekzio gorakorren gainetik. 4: Konkorrak behar beste handitzen direnean, tontorretik hedatzen diren haustura erradialak garatzen dira. 5: Mantuaren fusio partzialak magmen sorrera dakar. Magma sumendiak eratuz azalera daiteke edo lurrazalean barnera daiteke dikeak sortuz. 6: Dike eta konbekzio gorakorren indarrek azaleko rifting prozesua gara dezakete. 7: Dikeetako zabaltze-prozesuak azaleko rift egituraren sorrera dakar. 8: Plakaren inguruko indar orokorrek geometria egokia izanez gero, rifta ozeano bat emanez gara daiteke. Aldiz, riftaren garapena ozeanoa garatu aurretik gelditu daiteke, abortatutako rifta sortuz.

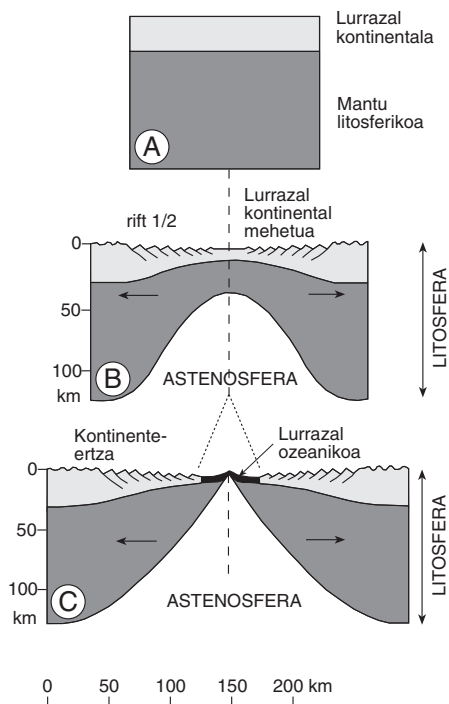
Riften geometria erakusten duten beste zenbait egitura geologiko ere aipa daitezke, baina hauek tokian tokiko estentsio-indarren eraginez sortzen dira, ez estentsio-indar orokorren eraginpean, aurrekoak bezala. Adibidez, plaken arteko ertz konbergenteetan garatutako arkuosteko eremuen geometria (11. gaia) riften oso antzekoa izan daiteke (6.19.C. irudia). Rift egiturak plaken kurbatura-erradioa aldatzean gara daitezke ere. Mota horretako aldaketa, adibidez, kolisioaren aurreko uneen hondoratzen den litosfera kontinentalaren gainean gertatzen da (6.19.D. irudia). Okerduraren eraginez azalean sortutako luzapenak fosarekiko paralelo kokatutako faila normalak eratuko ditu. Era berean, Lurra esfera perfektua ez denez, plaken mugimenduaren ondorioz kurbatura-erradioaren aldaketak jasan ditzakete, rift egiturak garatuz. Hala ere, ez dirudi kurbatura-aldaketa horiek eragindako esfortzuak plakak apurtzeko gai direnik. Rift egitura bat sor dezakeen azken prozesua *indentazio* izenekoa da, eta kolisio-orogenoen lurraldeaurrean baino ez da gertatzen (6.19.E. irudia). Lurraldeaurreko alboko ertzak mugitzeko gaitasuna izanez gero, indentazioak banatzeko joera izango duten bi bloke bereiziko ditu. Prozesu horri *albo-ihesaldia* deritzo. Elkarrengandik urruntzen diren bi blokeen artean orogenoarekiko gutxi gorabehera perpendikularra den rifta garatuko da.

6.7. APURKETA KONTINENTALAREN EREDUAK

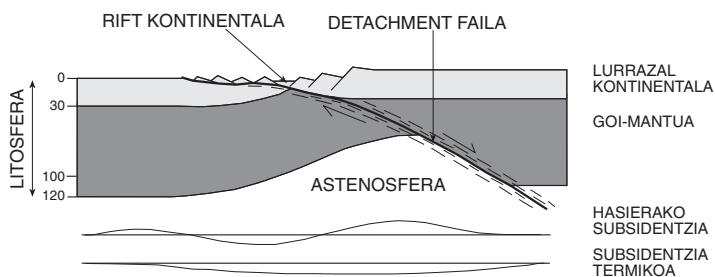
Lurrazal kontinentalaren mehetzea eta apurketa azaltzeko proposatu izan diren ereduak ugari izan dira. Hasiera batean, riften egitura azaldu den atalean (6.4. atala) aipatu bezala, eztabaida muturreko bi ereduen artean planteatu zen: zizaila puruaren eta zizaila sinplearen ereduak.

Zizaila puruaren ereduan (6.21. irudia) litosferaren mehetzeak rifturen azpiko mantuaren eta isotermen gorakada eragiten du. Adibidez, 1.330 °C-ko isotermak, litosferaren eta astenosferaren arteko muga ezartzen duenak, rift egituratik at duen sakonerak 100 km-ak gainditzen ditu, baina azaletik oso gertu koka daiteke ardatzaren azpitik (6.21.B. irudia). Kasu honetan, apurketatik sortutako bi ertz egonkorren geometria simetrikoa izango litzateke.

Lurrazalaren apurketa zizaila sinplearen bitartez azaltzen zuen lehenengoetariko eredu 6.22. irudian islatu da. Eredu horretan zizaila-eremu batek litosfera osoa zeharkatzen du eta astenosferan desagertu, azalean disimetrikoak diren ertz egonkor bi eratuz. Astenosfera goratuaren gainean kokatutako ertzak jasaten du mehetze handiena eta, batez ere, kulunkatutako bloketan banatutako goi-lurrazal kontinentalaz eratuta dago. Ertz horietako goi-lurrazala zizaila-eremu nagusiaren eraginez (detachment faila) zuzenean mantuaren gainetik dago kokatuta. Beste aldeko ertzean, aldiz, blokeen kulunkamendua handiagoa da, baina goi-lurrazaleko arroak behe-lurrazaleko arroken gainean daude kokatuta, detachment faila hauskor-moldakor muga garatzen delako.



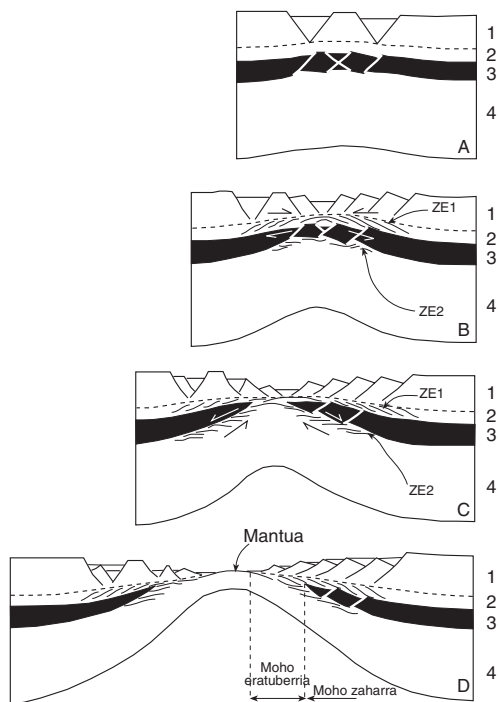
6.21. irudia. Litosferaren dibergentzia zehar bereiz daitezkeen bi urratsak (kasu honetan onartzen da litosferaren mehetzea zizaila puruaren bitartez gertatzen dela). A: Rift aurreko urratsa; litosfera kontinentalaren lodiera arrunta da. B: Rift urratsa; litosferaren dibergentzia luzatze eta mehetze baten bitartez xurgatzen da. C: Ozeanoaren zabalkuntza; plaken arteko dibergentzia litosfera berriaren sorrerarekin osatzen da. (Boillot eta Coulon, 1998).



6.22. irudia. Kontinenteen mehetze eta apurketaren eredua. Zizaila sinplearen ereduak detachment faila handi eta bakar batek litosfera guztia zeharkatzen du. (Wernicke, 1985).

Egun, ez dago argi zein den errealitatera gehien hurbiltzen den eredua, batak zein besteak azaltzen ez dituzten datuak oraindik ugariak direlako. Baliteke plaken apurketa muturreko bi eredu hauen artean kokatutako ereduren batez era egokiagoan azaltzea. Arlo honetako azken aurrerapenak laborategian burututako eredu analogikoak erabiliz lortu dira.

Plaken apurketa nola gertatzen den ezagutzeko asmoarekin burututako esperimentu analogikoetan lortu diren emaitza adierazgarrienak 6.23. irudian laburbildu dira. Esperimintuetan astenosfera eta lodiera normaleko litosfera oreka termikoan daude. Litosfera erreologia ezberdineko lau geruzatan banatu da, eta estentsioaren eraginpean kokatu apurketa lortu arte. Eredu honetan litosferaren mehetzea, batez ere, bi zizaila sinple konjokaturen jarduera bateratuaren bidez gertatzen da. Zizaila-eremu hauek litosferako maila moldakorrean aurkitzen dira eta, batez ere, deformazioa maila hauskorren azpitik pilatzen da. Goi-lurrazaleko maila hauskorrak apurtu eta bloketan banatzen dira. Lurrazal kontinental hauskorren azpiko zizaila-eremuek goi-lurrazaleko bloken kulunkamenduarekin daude lotuta. Konjokatutako zizaila-eremuek riftaren azpitik plaka azpiko gabroek eta mantuko peridotitek jasandako exhumazioa azaltzen dute.



6.23. irudia. Lurrazal kontinentalaren mehetzea eta apurketa. Zizaila sinple konjokatuak (ZE1 eta ZE2) eredua. 1: Goiko lurrazal kontinental hauskorra. 2: Beheko lurrazal kontinental moldakorra. 3: Mantu litosferiko hauskorra. 4: Mantu litosferiko moldakorra. (Brun eta Beslier, 1996).

Plaken apurketa-eredu honen antzeko beste zenbait proposatu dira, eta etorkizunean eredu zehatzagoak ere proposatuko dira. Eredu hau, behintzat, etorkizunekoek ere azaldu beharko dituzten zenbait datu geologiko eta geofisikorekin bat dator, eta rifting prozesuaren aurretik eta prozesuan zehar litosferak duen erreologia errespetatzen du. Litosfera mehetzean zizaila-eremuek dute zeresan handiena, 6.22. irudiko ereduaren antzera. Era berean, ertz egonkorretako egituren simetria onartzen du, 6.21. irudiko zizaila puruaren ereduak bezala. Zizaila pururaren ereduak erakusten duen moduan ere, astenosferaren gorakada rifteko grabenaren azpitik gertatzen da (6.22. irudiko ereduaren aurka), datu geofisikoeekin bat etorriz.

6.8. ADIBIDEAK

Afroarabiar rift-sistema eta Ipar Amerikako Basin & Range lurraldea dira kontinenteen gainean aktiboak diren estentsio-eremu zabalak. Bertan, lurrazal kontinentalak luzatzen ari da eta plaken arteko muga berri baten sorreraren aurrean egon gaitezke. Ordea, zalantzak daude bi lurralde horien arteko parekotasunak deskribatzeko orduan, batez ere, bien artean riftaren bilakaera guztiz baldintza dazakeen ezberdintasuna dagoelako: Basin & Range lurraldea subdukzio-eremu baten eraginpean dago (Ipar Amerikako mendebaldeko kostaldekoa) eta Afrikako rifta ez.

Afrikako ekialdeko rifta askoz zabalagoa den afroarabiar rift-sistemaren barnean dago. Afroarabiar rift-sistema Sirian hasten da iparraldetik eta Jordan harana, Itsaso Hila, Itsaso Gorria, Adengo golkoa, Afarreko lurraldeak eta Afrikako ekialde gehiena zeharkatuta Hegoafrikan bukatzen da, hedapen zabala lortzen duen faila ugariko sistema baten bidez (6.24. irudia). Rift-sistema honetan zehar plaken apurketan bereiz daitezkeen urrats ezberdinak ikusten dira: rift egitura baten sorreran eratutako failak, faila horien bilakaerarekin sortzen diren riften garapen-urratsak, riftak eragindako estreinako ozeanizazioa eta ozeano txiki baten garapena. Beraz, esan daiteke afroarabiar rift-sistema dela kontinenteen apurketan gertatzen diren urratsak ikertzeko toki aproposena.

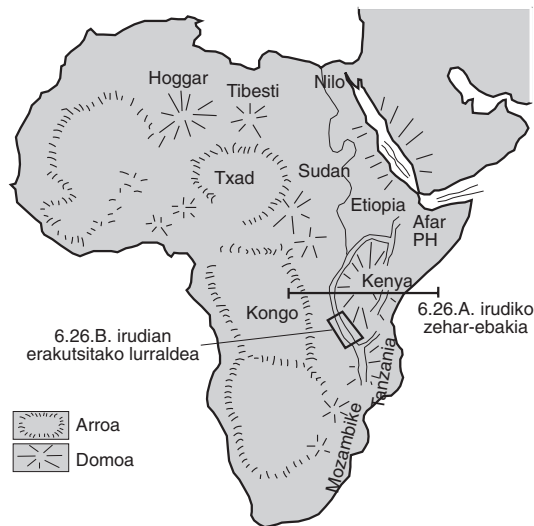


6.24. irudia. Afrikako ekialdeko rift-sistemaren kokapen geografikoa.
(Davidson *et al.*, 1997).

Ondoren, afroarabiar rift-sisteman kokatutako bi lurraldeen ezaugarri geologikoak eta garapen-ereduak deskribatzen dira, rifting prozesu baten barnean bi urrats arras ezberdinak adierazten dituztelako: Afrikako ekialdeko rifta eta Itsaso Gorria. Era berean, munduko bigarren estentsio-eremu zabalena errepresentatzen duen Basin & Range lurraldeko ezaugarri geologiko bereizgarrienak ere aipatuko dira. Lurralde horretako ikerketa geologikoak oso aurreratuta daudenez, estentsioari buruzko eredu gehienak bertan sortu direla aipatu beharra dago.

6.8.1. Afrikako ekialdeko rifta

Afrikaren batez besteko garaiera handia da, 1.000 m ingurukoa. Asia izan ezik, beste edozein kontinente baino batez besteko handiagoa. Afrikaren eskala handiko ezaugarri geomorfologiko deigarriena zenbait hamarkadatatik ehunka kilometrotarainoko zabalera duten domo eta arro itxiak dira (6.25. irudia). Arroak domoak baino askoz zabalera handiagokoak dira. Domoak arroak inguratuz kokatzen dira eta beraien sorrera Jurasikotik Neogenora bitartean gertatu zen. Oro har, domoen eremu goratuenetan Kanbriarraurreko arroak azaleratzen dira. Domo egitura hauen gutxi gorabeherako neurriak kilometro bateko garaiera, 50-200 km bitarteko zabalera eta 100-500 km bitarteko luzera dira. Zenbait domotan rift egiturak bereizten dira eta domoaren gailurretik abiatzen diren bi edo hiru graben agertzen dira. Domo egitura nabarmenenak Saharako basamortuan azaleratzen diren Hoggar eta Tibesti mendiguneak eta, Afrikako ekialdean, Itsas Gorritik Tanzania-raino lerrotatzen direnak dira.



6.25. irudia. Afrikako domo eta arro zirkularrak eta ekialdeko rifta erakusten dituen mapa. PH: puntu hirukoitza. Era berean, 6.26. irudiko zehar-ebakien eta zehaztasuneko maparen kokapen geografikoa zehaztuta daude.
(Burke eta Whiteman, 1973).

Afrikako ekialdeko rifta bertako domoek eratutako lerrokaduran garatzen da, Afarreko puntu hirukoitzetik 3.000 km-tan zehar hegoalderantz. Lurraldea plaken arteko muga jaioberri baten gisa interpretatzen da. Afrikako ekialdeko rift-sistema Victoria lakuaren iparraldean (Nilo ibaiaren iturburuan) adarkatu egiten da, N-S norabide orokor batekin 20°S eta 5°N latitudeen artean hedatzen diren bi graben eratuz (6.24. irudia). Mendebaldeko adarra gazteagoa da eta bere garapena orain dela 12-13 Mu hasi zen estreinako prozesu bolkanikoekin. Oro har, prozesu bolkanikoak arroen eraketaren aurretik gertatu dira eta horien aurretik lurraldeak domo goratuaren geometria bereganatu zuen. Ekialdeko adarraren jardura sismiko zein bolkanikoa handiagoa da, nahiz eta biak gorde faila sortu

Datu geologikoek rift prozesua Eozenoaren hasieran (55 Mu), edo agian Jurasikoan (160 Mu) ere, has zitekeela adierazten dute, baina estentsio-urrats garrantzitsuenak Erdi Miozenoan (12-18 Mu) gertatu ziren. Estentsio-urrats horiei lotutako jarduera tektonikoak domo egituren sorrera, riften garapena eta hasierako bolkanismoa barneratzen ditu. Argigarri stratigrafikoen arabera rift eta domoen sorrera une berean gertatzen da eta rift-arroek, Miozenoaz geroztik, subsidentzia handia jasan dute. Rift-arroen erdialdean arruntak dira laku gazikarak (Turkana, Tanganyika eta Nyasa lakuak, adibidez), bertako metakinak eta erreka-sedimentuak izanik haranetako arroka arruntak. Arroen beste ezaugarri bat sumendi aktiboen agerpena da, batez ere, ekialdeko riftean. Kono bolkaniko gehienak rifteko grabenaren barnean aurkitzen badira ere, sumendi ikusgarrienetarikoa riftaren alpeetan aurkitzen dira (adibidez, Kilimanjaro, Kenya eta Elgon sumendiak) (6.24. irudia). Horietatik isuritako magmek izaera alkalino edo peralkalinoa dute, hau da, silizean txirotuta eta alkalieta (K, Na) aberastuta daude.

Afrikako ekialdeko grabenaren egiturak 4 km-tik gorako sakonera eta 60-70 km-ko zabalera du eta alboetan 30 km-ko sakoneraraino barneratzen diren okerdura handiko faila normalak. Behe-lurrazalari buruz eta balizko lurrazalaren mehetzeari buruz ez da gauza handirik ezagutzen. Zehar-ebaki konpentsatuek eta profil sismikoek adierazten dute estentsioa % 10 eta % 15 bitartekoa dela. Mendebaldeko riftean kokatuta dagoen Tanganyika lakuan burututako ikerketen arabera, riftaren egitura txandakatu eta zenbaitetan gainezarri egiten diren erdi-grabenen serieek eratzen dute (6.26.B. eta 6.26.C. irudiak). Hortaz, riftarekin harremanetan dauden failak arku-itxurakoak dira plantan eta hiru dimentsiotan listrikoak. Gainezartzen diren faila-segmentuen arteko lurraldea topografikoki goratutako eremua da, eta zehar-ebakian horst gisa (A-A' zehar-ebakia 6.26.B. irudian) edo graben baten barnean kokatutako domo gisa (B-B' zehar-ebakia 6.26.B. irudian) ager daiteke, gainezartzea eragiten duten failetak okerduraren arabera.

Datu grabimetrikoak erabiliz neurtu da mendebaldeko riftaren azpian dagoen litosferak 65 km-ko lodiera eta 60 km-ra kokatuta dagoen Afrikako ekialdeko plataforman dagoenak (Tanzaniako kratoiak) 90 km-ko lodiera dutela. Riftaren azpiko mantuaren abiadura baxuko eremuek eta rift-arroetan zehar neurtutako anomalia grabimetriko negatiboek litosfera mehetuta dagoela iradokitzen dute ere. Riftean zehar nagusi diren estentsio-efortzuen orientazioa E-W edo NW-SE da.

Afrikako ekialdeko rift-sistemaren ekialdeko adarrean bi eremu bereizten dira: iparraldeko Turkana rifta eta hegoaldeko Gregory rifta. Adar honen garapena iparraldean hasi zen orain dela 33 Mu, basalto-plataforma bat sortu zuten erupzio izugarriekin. Basalto-plataforma horren bolumena 45.000 km^3 -koa dela neurtu da, hau da, ekialdeko adarraren garapen osoan isuritako arroken % 20. N-S norabideko lehendabiziko lerrokadura bolkaniko honetaz gain, gazteagoa den W-E norabideko bigarren lerrokadura bat ere defini daiteke, riftaren ekialdean sortutako erupzio-guneekin. Adierazgarria da ekialdeko zein mendebaldeko adarretan domoen altzatzea eta bolkanismoa rift-arroa eratu aurrekoak direla eta riftak, oro har, iparraldetik hegoaldera zabaltzen direla.

Riften zabalera eta soslai topografikoak zeharo ezberdinak dira Turkana eta Gregory izeneko rift-eremuetan. Kenyako iparraldean estentsioz deformatutako eremua oso zabala da (150-250 km artekoa E-W norabidean). Bertan, gutxi gorabehera paraleloak diren zenbait arro eratu dira Miozenotik gaur egunera eta guztira 40 km-ko luzapena xurgatzen

dute. β luzapen-faktorea 2tik gorakoa da, segur aski, Jurasiko berantiarretik gertatutako hiru estentsio-urratsen ondorioa dena. Aldiz, lurralde honetan riftek sortutako topografia oso motela da, riftaren alpeak erdiko grabena baino ehunka metro garaiagoak baino ez dira. Hegoalderantz rifta estutu egiten da 60-70 km-ko zabalera izan arte eta estentsio-kopurua ere murriztu egiten da 10-15 km-raino. Aldiz, riftaren alpeak 2.500 m-tik gora altxatzen dira grabenaren erdiko haranarekiko.

Ikerketa sismiko, geologiko eta geofisikoez lurrazalaren lodiera Kenyako riftean zehar oso aldakorra dela erakutsi dute. Kenyako domoaren azpitik 34 km-ko lodierak neurtu diren bitartean Lokoriren iparraldean zein Turkana lakuaren azpitik 20 km baino ez dira neurtu. Goi-mantuko abiadura sismikoak oso txikiak dira Kenyako riftaren luzera osoaren azpitik eta, gainera, oso sakon barneratzen dira. Errefrakzio sismikoaren esperimenduek rift guztian zehar Moho etenunearen azpiko mantuak 7,5-7,6 km/s-ko abiadura duela erakusten dute. Aldiz, riftaren alpe eta inguruko lurraldeetan neurtutako Mohoaren azpiko mantuaren abiadura 8,0 eta 8,2 km/s bitartekoa da. Riftaren ardatzean zehar neurtutako bero-fluxua oso altua da; alpeetan, aldiz, kontinenteetako balio arruntak neurtzen dira. Era berean, riftaren ardatzean noizbehinka grabitate-anomalia positibo txikiak neurtzen dira, segur aski, lurrazalean barneratutako dentsitate handiko mantuko materialen ondorioz.

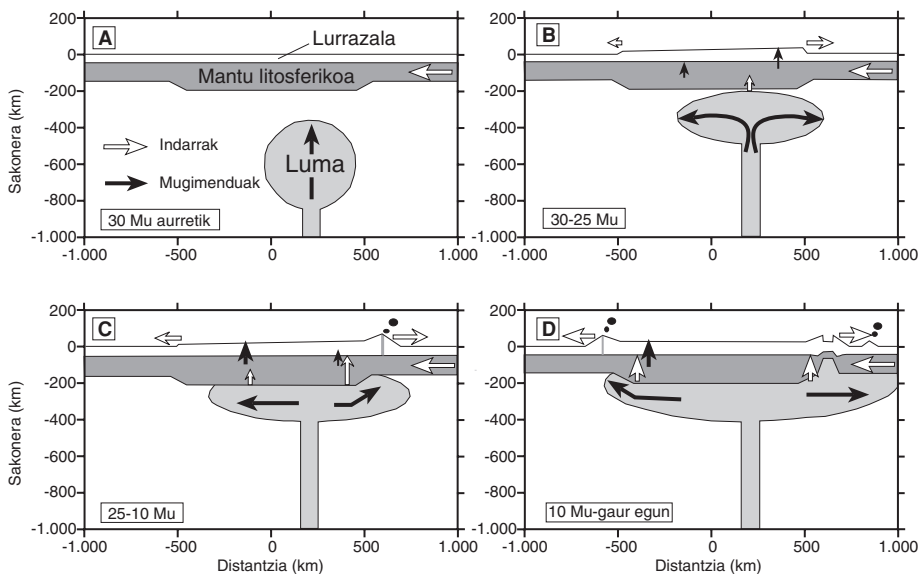
Afrikako ekialdeko rift-sistemaren ekialdeko eta mendebaldeko adarrak erkatuz antzekotasun handiak suma daitezke mendebaldeko adar osoaren eta ekialdeko adarraren hegoaldeko eremuaren (Gregory riftaren) artean. Bi rift-eremu horiek oso estuak dira, luzapen-faktore txikia dute, alpeak nabarmenak dira topografian eta biak pareko eremu geologikoan kokatuta daude, kratoi baten (Tanzaniako kratoiaren) eta mendikate panafrikarraren artean. Aldiz, ezberdintasunak bolkanismoaren adinean eta kopuruan aurki daitezke. Ekialdeko adarraren hegoaldeko eremuan bolkanismoa zenbait milioi urte zaharragoa da eta askoz ere ekoizpen handiagokoa izan da. Ekialdeko adarraren iparraldeko eremua (Turkana rifta) bestelakoa da. Rifta iparralderantz zabaldu egiten da eta alpe nabarmenik sortu gabe estentsioaren eragina hedatu egiten da. Ekialdeko adarraren hegoaldeko eremuarekin erkatuz lurrazala askoz ere meheagoa da eta ondorioz topografia orokorra ere nabarmenki lauagoa da. Lurralde honetako bolkanismoa oso epe laburrean askatutako magma-kopuru izugarriekin hasi zen.

Afrikako ekialdeko riftaren eraketa-eredua

Aurreko datuak era egokian azaltzeko beharrezkoa da riftaren eraketa eragiten duten indarren sortzaile gisa mantuko luma handi bat proposatzea. Beste zenbait eredu lurrazaleko eta goi-mantuko ezaugarri estrukturalak azaltzeko gai dira, baina ez dituzte kontuan izaten, oro har, konpresioaren eraginpean dagoen lurralde honetan sortutako estentsio-indarren jatorria, ez eta rift prozesuaren eta bolkanismoaren arteko denbora-erlazioak. Riftaren bi adarren artean kokatutako gutxi gorabeherako 1.000 x 1.000 km²-ko Afrikako ekialdeko plataformaren azpitik (Tanzaniako kratoi) luma baten agerpena baieztatzen duten argigariak ugariak dira. Alde batetik, plataformak inguruko lurraldeekiko duen batez besteko 1.000 m-ko garaiera-ezberdintasunak ez du desoreka isostatikorik sortzen. Lurrazalean neurri horretako konkordura bat eragiteko mantuan normalean baino dentsitate txikiagoko eremu handia egon behar da. Ikerketa geofisikoez eta eredu matematikoez iradokitzen dute eremu horrek 200 km-ko sakonera eta mantuaren batez besteko tenperatura baino 100-150 K gehiago dituela. Bestetik, azterketa petrologikoez adierazten dutenez ere, ekialdeko adarra-

ren prozesu bolkanikoen jatorria astenosferako material bero gorakorrekin lotuta dago. Era berean, ekialdeko adarraren iparraldeko riftean bolkanismoa basalto-plataforma baten sorrerarekin hasteak mantuko luma gorakor baten eragina iradokitzen du. Orduan, Afrikako ekialdeko plataforma osoa goratuta badago, zergatik hasten da rift prozesua lurralde honen ipar-ekialdean eta ondoren ekialdeko adarretik zehar hegoalderantz luzatu, platafor-maren mendebaldetik luzatzen hasi arte?

6.27. irudian Afrikako ekialdeko plataformaren azpiko mantuko lumaren garapena eta horrek litosferan duen eragina azaltzeko proposatutako ereduak ikus daiteke. Ereduak litosfera azpiko luma gorakorrarekiko geldirik dagoela onartzen du. Ereduan aldaketa gutxi egin beharko lirateke Afrikak lumarekiko duen ipar-ekialderanzko mugimendua kontuan hartuz gero. Oligozeno goiztiarrean luma gorakorrak 200 km-ko lodiera duen kratoiaren litosfera ukitzen du nonbait erditik ekialdera (6.27.A. irudia). Kratoiaren gainean lumak eragiten duen goranzko indar asimetrikoarengatik kratoia kulunkatu egiten da, ekialdean gorakada handiagoa jasanez (6.27.B. irudia). Garai horretan lurralde osoa, Afrikako plakaren inguruko muga gehienetan sortutako gandarren bultzada-indarrak eta Afarreko lumak eragindako topografia garaia direla eta, urruneko konpresio-indar orokorren (*far-field forces*) eraginpean zegoen.



6.27. irudia. Afrikako ekialdeko luma gorakorra eta riftaren bilakaera islatzen dituzten irudiak.

A: Luma Tanzaniako kratoi lodi eta hauskorraren azpitik kokatzen da. **B:** Lumak litosfera ukitzen duenean, kratoiaren ekialdeak eta inguruko lurraldeek gorakada bat jasaten dute.

Aurretik azalean nagusi izan diren konpresio-efortzuak estentsiozkoak bihurtzen dira gorakadaren ondorioz. **C:** Luma gorakorrak kratoia apurtu ezin duenez, bere azpitik hedatzen da kratoiaren ekialdeko panafrrikar mendikateko litosfera meheago eta ahulagoa bilatu arte.

Orduan, estentsio-indarrak handitu eta pilatu egiten dira prozesu bolkanikoak eta riftaren garapena ekarri. **D:** Lumaren migrazioa etengabea da bi aldeetarantz. Kratoiaren mendebaldeko ertzera iritsi ondoren, bertan bigarren rift egitura bat garatzeko behar besteko indarra erakusten du. Ekialdean riftetik kanpo garatu diren sumendi gazte erraldoiak (Kilimanjaro, Kenya) sortzen dira. (Zeyen *et al.*, 1997).

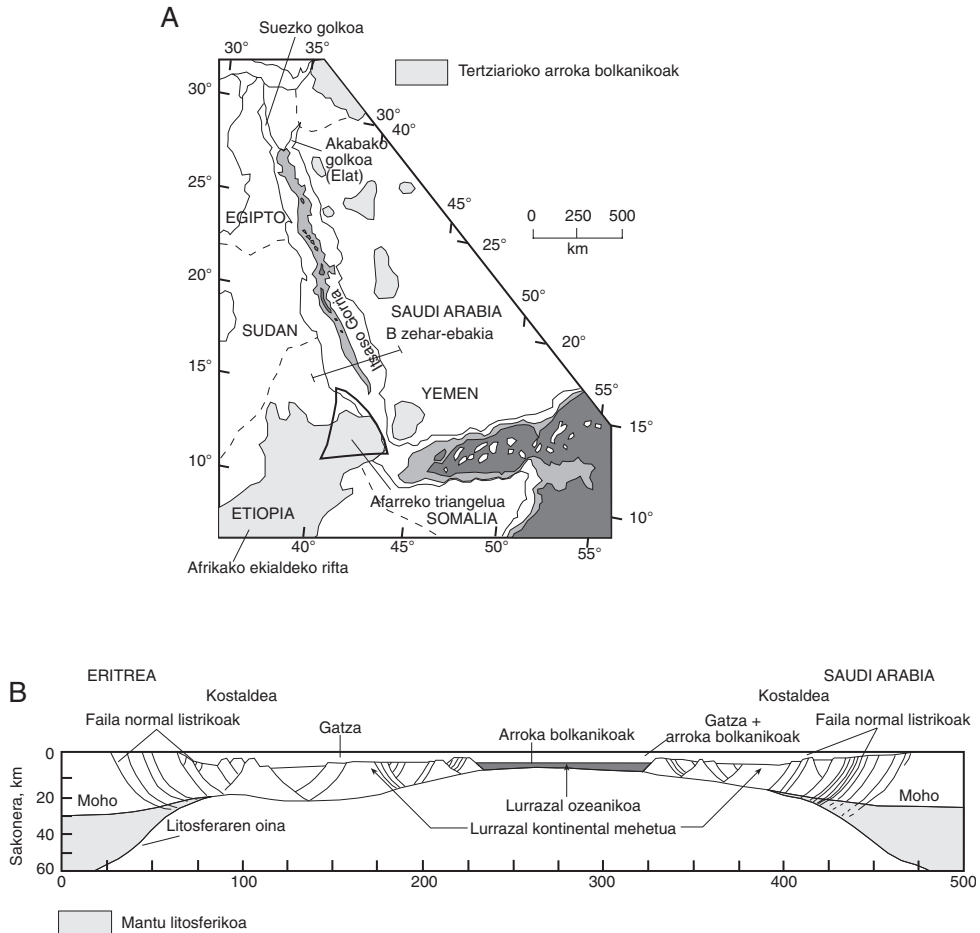
Afrikako ekialdeko plataformaren gorakadak konpresio-baldintza orokorrak estentsio-baldintzetara eraldatzeko beste indar eragin zuen, baina ez kratoia apurtzeko bezain-bestekoa. Ondoren, luma kratoiko litosferaren azpitik erradialki hedatzen da, kratoiaren tenperatura baxuaren eta lodiera handiaren ondorioz, litosfera zeharkatzeko behar den beste indarrik ez duelako. Lumaren burua kratoiaren ekialdeko ertzera heltzean estentsio-indarrak eremu estuagoan pilatzen dira gerriko panafrikar ahularen apurketa eraginez (6.27.C. irudia). Lumaren buruak hedatuz jarraitzen du eta kratoiaren mendebaldeko ertzera ere heltzen da non arrazoi berarengatik litosferaren apurketa sortzen duen (6.27.D. irudia). Aldi berean, ekialdeko adarrean gunee bolkaniko berriak sortzen dira riftaren alpetik ekialderantz.

6.8.2. *Itsaso Gorria*

Itsaso Gorria Arabia eta Afrika banatzen duen arro estua da. 3.000 km inguruko luzera eta 100 eta 300 km bitarteko zabalera du (6.24. irudia). Itsaso Gorria Suezko golkotik, Afarreko lurraldea eta Etiopiako rifta zeharkatuz Adengo golkoraino luzatzen da. Itsaso Gorriko ertzak faila-planoak diren okerdura handiko amildegiek eratzen dituzte, zeinak sarritan kostaldetik 3.000 m-taraino altxatzen baitira. Oro har, ekialdeko ertzaren garaiera mendebaldekoa baino handiagoa da. Normalean, itsasoaren sakonera txikia da, sakonera abisalak itsasoaren erdialdeko zenbait eremutan baino ez dira neurtu (6.28.A.). Itsaso Gorriaren sakonera txikiko eremuen azpitik inguruko kontinenteetan baino lodiera txikiagoa duen lurrazal kontinental aurreratu daiteke. Dirudienez mehetzea faila normal listrikoen ondorioa da (6.28.B.). Ur azpiko lurrazal kontinental meheak gehienez km bateko lodiera duen eta gatzez, batez ere halitaz, osatuta dagoen geruzaz estalita dago.

Egituraren garapena Afrikako ekialdeko rift-sistema baino zenbait Mu arinago hasi zen, Eozeno-Oligozenoan zehar. Estreinako prozesu bolkanikoetan Etiopian aurkitutako 45 Mu-ko arroka bolkanikoak isuri ziren eta, oro har, onartzen da mantuko luma indartsu batek (Afarreko lumak) sortutako basalto-plataforma osatzen dutela. Garai hartan material bolkanikoen kopuru izugarriak azaleratu ziren oso epe laburrean, batez ere Etiopiako plataformaren eskualdean. Jarduera bolkanikoa gorakada topografikoaren eta riften eraketa-prozesuen estreinako urratsekin batera hasi zen, dike eta kolada basaltikoen eraketarekin. Kolada basaltikoak gaur eguneko riftarekiko gutxi gorabehera paraleloak diren arrakalletatik azaleratu ziren. Argigarri estratigrafikoek ere adierazten dute Itsaso Gorriaren zabalkuntza Tertziario goiztiarrean hasi zela, lurraldeko gorakadaren ondorioz sortutako rift-arroko lurrazalaren subsidentziarekin. Orain dela 30 Mu, aldiz, gunee bolkanikoa ipar-ekialderantz desplazatu zen, Afar lurraldean kokatuz.

Itsaso Gorria-Adengo golkoa rift-sistemako topografiaren ezaugarri nabarmenenak 2.000-3.000 m-ko garaiera duen plataforma (Etiopia) eta arro ozeaniko bilakatutako ertz altuko depresioak (Itsaso Gorria, Adengo golkoa) dira. Afarreko lurraldea bi arro horien artean kokatuta dago eta, ondorioz, arro ozeanikoen artean 1.500 m-ko bat-bateko desnibela duen lurraldea da. Datu geofisikoen adierazten dute Etiopiaren azpitik lurrazal kontinental lodia (40 km) dela eta behe-lurrazalean abiadura sismiko altuak daudela. Datu horiek lurraldeko bolkanismo bortitzak eragindako plaken azpiko pilaketa-prozesuen (*underplating*) edo intrusioen bitartez azal daitezke. Beraz, lurraldeko garaiera lumaren bultzadak eragindako konkorduraren eta prozesu bolkanikoen sortutako lurrazalaren loditzearen ondorioz azal daiteke.

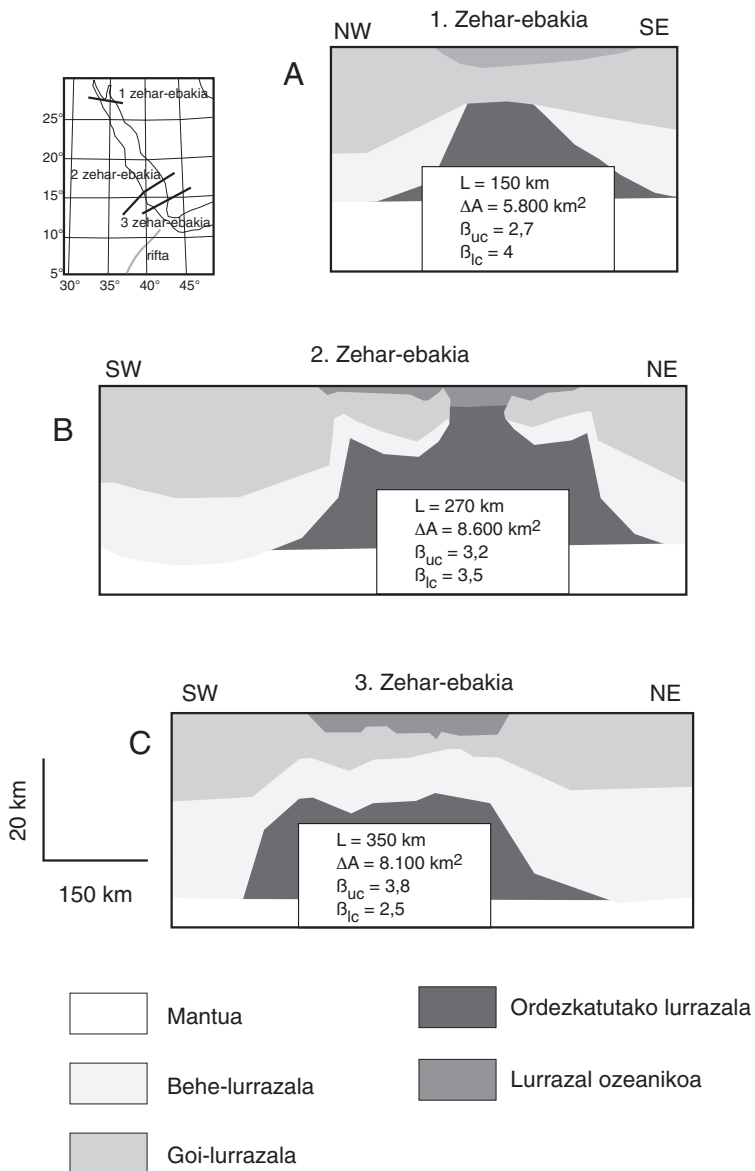


6.28. irudia. Itsaso Gorriaren egitura. A: Itsaso Gorria eta inguruko lurraldeen mapa geologikoa. B: Itsaso Gorriaren hegoaldean burututako zehar-ebakia. Bertan faila normal listrikoak, lurrazalaren oina eta litosferaren oina irudikatu dira. (Dixon *et al.*, 1989; Lowell eta Genik, 1974).

Eremu goratu honetatik arro ozeanikoetarantz lurrazalak oso mehetze azkarra jasaten du, lodiera berehala 20 km-koa baino ez da izango. Datu sismikoez erakusten dute trantsizio-lurralde honek lurrazal ozeanikoaren eta lurrazal kontinentalaren arteko ezaugarriak dituela. Iparralderago mehetzea nabarmenagoa da eta Itsaso Gorriaren erdiko aldean 10-15 km-ko lodierak neurtu dira. Bertan, eratu berria den lurrazal ozeanikoaren agerpena baieztatu da. Xingola magnetikoez lurrazal ozeanikoaren eraketa azkeneko 5 Mu-tan gertatu dela erakusten dute. Beraz, Itsaso Gorria arro ozeaniko jaioberriaren adibidetzat har daiteke, zeinean rift-drift trantsizioan gertatzen diren prozesuak azter daitezkeen. Era berean, Itsaso Gorrian ikusten den lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko trantsizioaren egitura beste kontinente-ertz garatuagoek jasandako bilakaera ulertzeko giltza da.

Afrikaren ekialdean kokatutako Adengo golkoko xingola magnetikoek, aldiz, ozeanoaren zabalkuntza azkeneko 10 Mu-tan zehar gertatu dela erakusten dute. Nahiz eta Afarreko lurraldea lurrazal ozeanikoa duten bi arroen artean kokatuta egon, bertan oraindik ez da benetako lurrazal ozeanikorik sortu. Hala ere, ikus daitezkeen egituren arabera baliteke epe laburrean Itsaso Gorriko eta Adengo golkoko ozeano-gandorrak elkartzea arro ozeaniko bakarra eratzeke.

6.29. irudian Itsaso Gorrian zehar burututako lurrazalaren 3 zehar-ebaki erakusten dira. Itsaso Gorriaren iparraldeko eremuan (6.29.A. irudia), luma gorakorren eraginik gabe eta lurrazal ozeanikorik gabe, goi-lurrazalak jasandako mehetzeak $\beta = 2,5$ eko faktorea du, eta behe-lurrazala, aldiz, riftaren erdiko aldean guztiz desagertu da. Badirudi, portaera moldakorreko behe-lurrazala portaera hauskorreko goi-lurrazala baino azkarrago luzatu dela. Hegoalderago (6.29.B. irudia), luma gorakorren eragina pairatu eta lurrazal ozeanikoa duen lurraldean, goi-lurrazalaren estentsioa bortitzagoa da, baina erdiko arroaren bi aldeetan oraindik ikus daiteke behe-lurrazala. Hirugarren zehar-ebakiak (6.29.C. irudia) oso-osorik lumaren eraginpean gelditzen den lurraldea zeharkatzen du. Hor, behe-lurrazala berririo da lodiagoa eta goi-lurrazalak, aldiz, mehetze nabarmenagoa pairatzen du. Segur aski, jatorrizko behe-lurrazala riftaren erdiko aldean guztiz desagertuko zen estentsio moldakorraren eraginez, eta gaur egun ikusten dena ez da behe-lurrazala, astenosferaren fusio partzialaren eraginez sortutako arroka bolkanikoen pilaketa baizik.

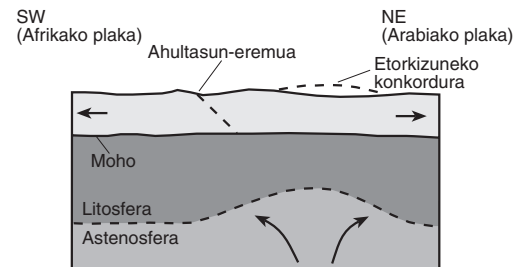


6.29. irudia. Itsaso Gorrian zeharreko lurrazalaren zehar-ebaki orokorrak. L : Gaur egun riftak zehar-ebakian duen zabalera; ΔA : Lurrazaleko materialen azaleko murrizketakopurua; β_{uc} : Goi-lurrazaleko luzapen-faktorea; β_{lc} : Lurrazal osorako neurtu den luzapen-faktorea. **A:** 1. zehar-ebakia, iparraldeko eremuan, Afarreko lumaren eraginetik at; **B:** 2. zehar-ebakia, riftaren erdialdeko eremua, trantsizio-eremua; **C:** 3. zehar-ebakia, Afar lurraldea, lumaren eragin handia. (Makris *et al.*, 1991).

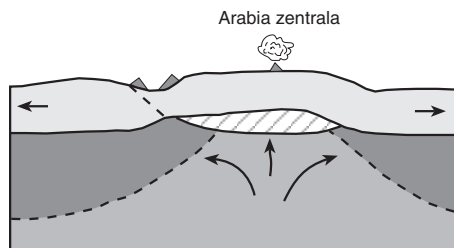
Itsaso Gorriko riftaren eraketa-eredua

Itsaso Gorriaren barne, riftaren ardatzarekiko egitura simetriko eta asimetrikoak erakusten dituzten eremuak aurki daitezke. 6.30. irudian Itsaso Gorriko garapen progresiboari buruzko eredua ikus daiteke. Riftaren hasiera (6.30.A.), segur aski astenosferako materiala sakonera txikiagoan lekutzean, Oligozenoan zehar sortutako topografiaren konkordurak adierazten du. Konkordurak eta bere hego-mendebaldean zegoen ahultasun-eremuak baldintzatu zuten riftaren kokapena. Aldiz, konkorduraren eremu goratuena Itsaso Gorriaren ekialdean aurkitzen den Arabiako penintsulan kokatu zen. Konkorduraren azpitik mantutik eratorritako arroka magmatikoak lurrazalaren azpian pilatu ziren, berau lodituz (6.30.B. irudia). Rift prozesuak aurrera jo ahala, astenosferaren eremu goratua tokiz aldatu egiten da, harik eta Itsaso Gorriaren ardatzaren azpian gaur egun duen kokapena lortu arte. Faila normalekin batera basaltoen intrusioak gertatzen dira eta lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko ezaugarriak dituen lurrazal trantsizionala eratzen da (6.30.B.-6.30.C. irudiak.). Azkenik, riftaren ardatzean benetako lurrazal ozeanikoa eratzen da (6.30.D. irudia) eta kontinente-ertzak pasiboki urruntzen hasten dira.

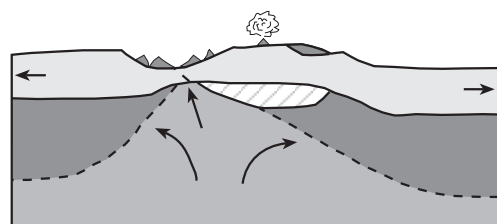
Zein da lurralde honetako riftek (Itsaso Gorria, Adengo golkoa eta Etiopiako riftak) lortutako bilakaera-maila ezberdinaren arrazoia? Baliteke erantzuna lurraldeko urruneko esfortzu orokorretan aurkitzea. Itsaso Gorria-Adengo golkoa rift-sistemaren estentsioa hasi zenean Tetis ozeanoaren iparralderanzko subdukzioa amaitzear zegoen eta Zagros mendikatea eratuko zuen kontinente-kontinente kolisioa hastear. Lurrazal ozeanikoaren subdukzioaren ondorioz, Afrikaren NE-an ezpalen tirada-indarrek eragindako N-S norabideko estentsio-indarrak ziren nagusi. Riften sorrerarako egokiak ziren baldintzetan luma gorakorrek indar estentsional gehigarria sorrarazi zuen Afarreko lurraldean, litosferaren konkordura eraginez. Konkordura horrek arraildura erradialen sorrera eragin zuen. Estentsio-indarrak gogorragoak ziren estentsio-indar orokorrak eta lumaren estentsio-indarrak gehitzen ziren norabidean (N-S, Itsaso Gorria eta Adengo golkoa) eta motelagoak E-W norabidean (Etiopiako rifta). Luma gorakorrek riften sorreran izan zuen eragin zuzena baieztatzeko bi ezaugarri erabiltzen dira. Alde batetik, bolkanismoa faila normalak agertu aurretik hasten dela, eta bestetik, puntu hirukoitza lumak eragindako konkorduraren erdian kokatzen dela. Baina Itsaso Gorrian eta Adengo golkoan kontinentearen apurketa eta lurrazal ozeanikoaren eraketa urruneko indar orokorrekiko orientazio egokia zutelako gertatu zen.



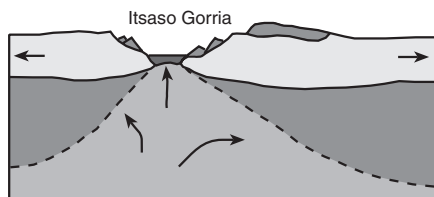
A



B



C



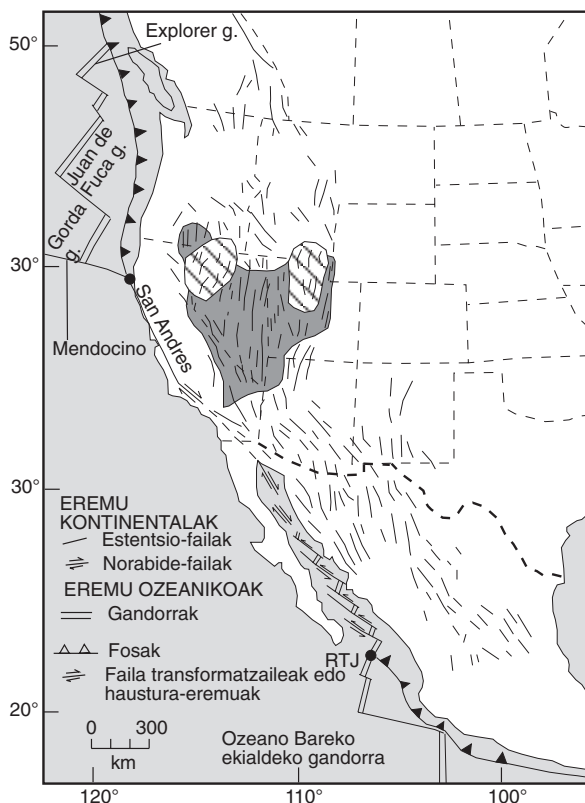
D

6.30. irudia. Itsaso Gorriaren inguruko topografia eta prozesu bolkanikoen denboran zeharreko aldaketak islatzen dituen eredu. A: Mantuko konbekzio-korronte gorakorra kontinentearen azpira heltzen da. B: Magma lurrazalaren oinean pilatzen da eta azaleko konkorketa, lurrazalaren loditzea eta azaleko estreinako prozesu bolkanikoak eragiten ditu.

Riftaren garapena hasten da ahultasun-eremuaz baliatuz. C: Kontinentearen luzapena prozesu bolkanikoekin eta riftaren garapenarekin lotuta dago. D: Lurrazal ozeanikoaren sorrera astenosferako eremu goratuaren gainera. (Dixon *et al.*, 1989).

6.8.3. Basin & Range lurraldea

Basin & Range lurraldea Ipar Amerikako mendebaldean Mexikoren iparraldetik eta Estatu Batuetan zehar Kanadaraino, gutxi gorabehera 3.000 km-tan zehar, luzatzen da (6.31. irudia). Lurralde honen gehieneko zabalera 1.000 km ingurukoa da erdialdean eta iparraldean eta hegoaldean askoz ere meheagoa da. Eremu geologiko nagusi honetan ipar-mendebalde edo ipar-iparrekialde norabideko mendilerro eta arro luzexkak tartekatzen dira (6.4. irudia). Lurraldeak topografia garaia du, 1 eta 2 km bitartean itsas mailaren gainetik. Basin & Range lurraldearen erdiko aldean kokatutako eremu handi bat barne-drainatzea duen arroa da, Great Basin izenez ezagutzen dena (eremu iluna 6.31. irudian). Great Basin barruan mendebaldean eta ekialdean kokatutako depresio topografikoek (trama diagonal) erlatiboki garaiera handia duen erdiko eremuaren bi ertzak osatzen dituzte.



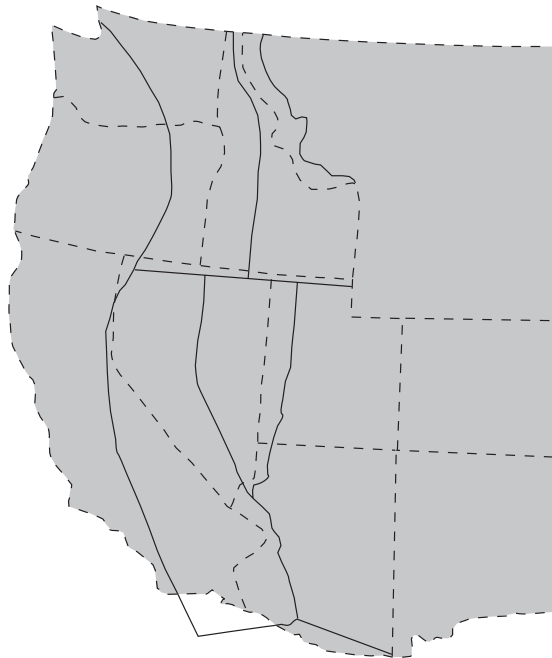
6.31. irudia. Ipar Amerikako mendebaldearen mapan faila normal nagusiak eta Basin & Range lurraldearen kokapena erakusten dira. Trama diagonaleko eremuak altitude txikiko lurraldeak dira (1.500 m-tik beherakoak). Eremu grisa Great Basin lurraldea da, barne-drainatzea duen lurraldea. (Mayer, 1986).

6.31. irudian Basin & Range lurraldearen inguruko plaken arteko erlazioak islatzen dira ere. Lurraldearen hegoaldea Ozeano Bareko ekialdeko gandorren iparraldeko muturraren inguruan kokatzen da. Bertan, gandorra Kaliforniako golkoan barneratu eta San Andres faila transformatzailearen sistemaren bitartez moztuta dago. Lurraldearen iparraldea,

aldiz, Ipar Amerikako ipar-mendebaldean kokatutako subdukzio-eremuaren ekialdean dago.

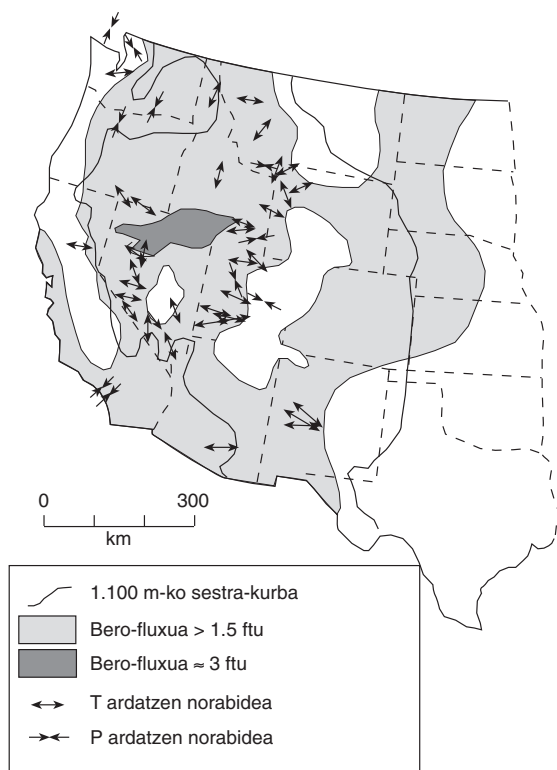
Basin & Range lurraldeko egitura nagusiak faila nomalez mugatutako eta gehienetan kulunkatutako faila-blokeak dira (6.6.B. irudia). Haranak, gehienetan graben edo erdi-graben egiturak dira, eta mendilerroak horst egiturak edo kulunkatutako faila-blokeen goiko muturrak. Mendilerro gehienak faila normalez mugatuta daude, eta nahiz eta horietako asko azalean okerdura nabarmena izan, sakonean geometria listrikoa erakusten dute. Zenbait failak sakonera handiak lortzen dituzte lurrazal kontinentalean; beste zenbait, aldiz, azalekoak baino ez dira. Mendilerroen inguruko faila bakoitzaren desplazamendua 8-10 km-koa da batez beste, baina 15-20 km bitarteko desplazamenduak ere neurtu dira.

Basin & Range lurralde osoko failek xurgatzen duten luzapenari buruzko neurketak aldakorrak dira, 60 eta 300 km bitartekoak. Kalkulu hauek denborarekin handituz joan dira, faila listrikoen egitura eta mugimenduari buruzko datuak ezagutu ahala. Beraz, lurraldeko egiturak garbi erakusten du Basin & Range eskualdeko lurrazal kontinentala luzatzen ari dela, eta luzapena jatorrizko zabaleraren bikoitza izan daitekeela jada. 6.32. irudian Estatu Batuetako hego-mendebaldeko zenbait estatuk estentsioaren aurretik izango zituzten mugen kokapenari buruzko ideia islatu da.



6.32. irudia. Basin & Range lurraldearen luzapena islatzen duen Estatu Batuetako mendebaldeko estatuen irudi eskematikoa. Lerro jarraituek Eozenoan zehar, Basin & Range lurraldearen luzapenaren aurretik, estatuen arteko mugen gutxi gorabeherako kokapena adierazten dute. Lerro ez-jarraituek, aldiz, estatuen gaur eguneko kokapena islatzen dute. (Hamilton, 1978).

Datu geofisikoez ere, datu estrukturalak bezala, Basin & Range lurraldea estentsioaren eraginpean dagoela agerian uzten dute. Lurraldeko bero-fluxua handia da, lurralde kontinental arruntek izaten dutena baino hiru aldiz handiagoa (6.33. irudia). Lurraldeko jardura sismikoa ekialdeko eta mendebaldeko ertzetan zehar N-S norabideko bi eremu luzatueta pilatuta dago. Lurrikaretako foku-mekanismoen ikerketek lurrikara gehienak faila normalen ondorio direla erakusten dute, nahiz eta hego-mendebaldean norabide-failek sortutakoak ere ugari izan. Era berean, estentsio-ardatzek gutxi gorabehera E-W norabidea dutela baieztatu da. Errefrakzio sismikoak erakutsi du Basin & Range lurraldeko lurrazala mehea dela eta horren azpitik dagoen mantuak normalak baino abiadura sismiko txikiagoak dituela. Lurrazal kontinental meheena Great Basineko eremu topografiko baxuenekin bat datozen eta jardura sismiko gehiena bereganatzen duten bi eremu luzatueta zehar kokatzen da.



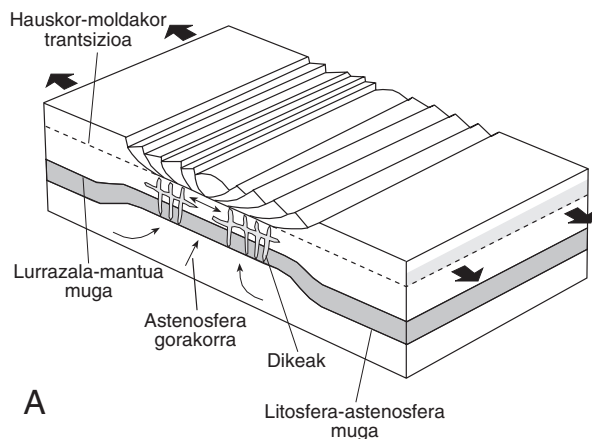
6.33. irudia. Lurrikaretako foku-mekanismoa aztertuz lortutako esfortzuen orientazioak eta bero-fluxuaren aldaketak erakusten dituen mapa. (Eaton, 1980).

Beraz, argigarri geofisiko, topografiko zein estrukturalak Basin & Range lurraldea, zalantzarik gabe, estentsioaren eraginpean dagoela erakusten dute. Estentsioa orain dela 20 Mu hasi zen, gutxi gorabehera iparrekialde-hegomendebalde norabidean. Gaur eguneko ekialde-mendebalde norabideko estentsioa, aldiz, orain dela 6-10 Mu hasi zen Great Basinen. Datuen arabera, Great Basin lurraldearen estentsioa 1 eta 5 cm/urte bitartekoa da.

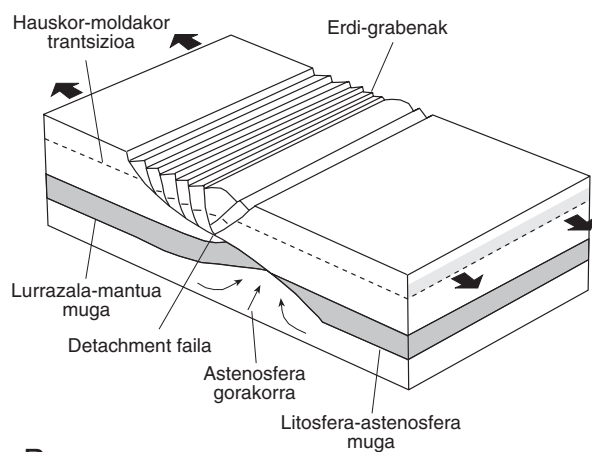
Egun, Basin & Range lurraldean eratzen diren sedimentuak inguru tektonikoaren eta klimaren ondorioa dira. Erlike nabarmenak eta klima lehorrak baldintzatuta kono alubialak eta lur-irristatzeen ondoriozko metakinak pilatzen dira mendilerro luzatuen inguruan (6.1. irudia). Mendilerroetatik urruntzean sedimentu horiek pikor finagokoak dira eta laku-metakinekin tartekatzen dira. Great Basineko haran gehienetako eremu hondoratuenetan urtaro hezeetan baino urez estaltzen ez diren lakuak ageri dira. Baldintza horietan metakin gazikarak sortzen dira, batez ere halita eta igeltsua, eta proportzio txikiagoetan garrantzi ekonomiko handiko estrontzio- eta boro-gatzak.

Basin & Range lurraldeko arroka bolkaniko gazteenak izaera bimodala dute: basaltoak nagusi dira eta erriolitak urriagoak. Arroka bolkaniko gazte horiek oso ondo bereizten dira Tertiarioko arroka bolkanikoetatik. Azken horiek bitarteko izaera dute eta Ozeano Bareko kostaldean gertatutako subdukzio-prozesuen ondorioz sortu ziren.

Basin & Range lurraldeko egitura azaltzeko erabiltzen diren bi eredu arruntenak 6.34. irudian aurkeztutakoak dira. Bi eredu hauen artean badaude zenbait ezaugarri komun. Bietan lurrazal kontinental mehetuta dago eta, era berean, Tertiarioko sedimentu eta arroka bolkanikoak, batez ere, Paleozoiko-Mesozoiko garaiko arroka sedimentario eta bolkaniko deformatuen gainean kokatzen dira. Goi-lurrazaleko arrokek era hauskorrean deformatzen dira, sakonean horizontaldu eta okerdura gutxiko eremu milonitiko nagusi batean bukaera aurkitzen duten faila normal listrikoen bitartez. Behe-lurrazala Paleozoiko-Mesozoikoko eta zaharragoak diren gradu altuko arroka metamorfikoz eratuta dago. Bi ereduen arteko ezberdintasunik handiena behe-lurrazala luzatzeko erabiltzen den sisteman datza. Batean, luzapena uniformea da eta dikeen intrusioek betetzen dituzte eratutako hutsuneak; zizaila puruaren eredua da (6.34.A. irudia). Bestean, luzapena litosfera osoa zeharkatzen duen angelu gutxiko faila bakarrak (detachment faila) xurgatzen du; zizaila sinplearen eredua da (6.34.B. irudia). Lurralde honetarako proposatutako ereduetan mantu litosferikoa oso mehea da edo ez dago, eta orduan astenosfera zuzenean lurrazalaren azpian kokatuko litzateke. Luzapen-kopurua handiagoa da, zenbat eta lurrazala meheagoa izan.



A



B

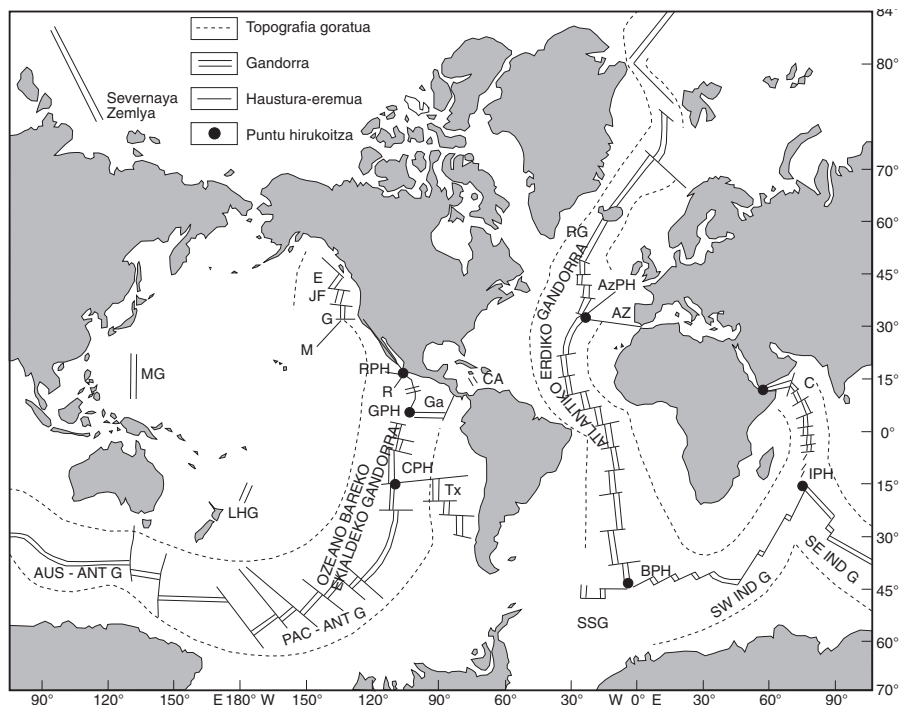
6.34. irudia. Estentsio-lurraldeetako egitura azal dezaketen eredu teorikoak.

A: Sakonera gutxiko lurrazala faila normal hauskorren eraginpean dago. Aldiz, behe-lurrazala deformazio moldakorraren eraginez luzatu eta mehetzen da. Mantuan estentsioa materialen fluxu konbektiboaren eraginez egokitzen da. B: Estentsioa batez ere lurrazal osoa zeharkatzen duen detachment faila normal batean xurgatzen da. Goi-lurrazalean faila normal listriko teilakatuak garatzen dira. Mantuan estentsioa materialen fluxu konbektiboaren eraginez egokitzen da. Azaleko faila normalek egitura asimetrikoa osatzen dute. (Lister eta Davis, 1989).

7. Ozeano-gandorrak

Lurraren azaleko ozeano-gandorren sistemak 40.000 km-tik gorako luzera du eta Lurraren egitura geologiko nabarmenatariko bat da (7.1. irudia). Egitura honen kokapen geografikoa ezagutzeko asmoz, mutur batetik hasi eta tokian tokiko gandorren zati garrantzitsuenak aipatuko dira beste muturrean amaitu arte. Ozeano Bareko ipar-ekialdean, Kanadako mendebaldean, Queen Charlotte uharteetan zehar luzatzen den faila transformatzailearen (QC) hego-ekialdetik Explorer gandorra (E) abiatzen da. Explorer gandorra hego-mendebalderantz luzatzen da eta faila transformatzaile batzuen bitartez desplazatuta badago ere, Juan de Fuca (JF) eta Gorda (G) gandorretan du jarraipena. Azkeneko hori Mendocino faila transformatzailearen (M) kontra amaitzen da, zeina San Andres faila (SA) ezagunarekin elkartzen baita Mendocino izeneko faila-faila-fosa puntu hirukoitzean (MTJ). Bi faila transformatzaile horiek gandorrak erakusten duen 3.000 km-ko desplazamendua eragiten dute. Gandorra Kaliforniako golkoaren hegoaldean Rivera izeneko gandor-fosa-faila puntu hirukoitzaren hegoaldean agertzen da berriro.

Puntu hirukoitz horretatik hego-mendebalderantz Ozeano Bareko ekialdeko gandorra luzatzen da 2.000 km inguruan zehar, Galapagoak izeneko gandor-gandor-gandor puntu hirukoitzearaino (GTJ). Tarte horretan faila transformatzaileek sarritan desplazatzen dute gandorra. Galapagoetako puntu hirukoitzetik ekialderantz abiatzen da Galapagoak izeneko rifta (Ga), Erdialdeko Amerikako fosarekin lotzen duen faila transformatzailearekin topo egin bitartean. Hegoalderantz, aldiz, Ozeano Bareko ekialdeko gandorrak Txileko gandor-gandor-faila puntu hirukoitzearaino (CTJ) du jarraipena. Puntu horretatik ekialderantz abiatzen da Ozeano Bareko ekialdeko eta Txileko gandorrak elkartzen dituen faila transformatzailea. Puntu hirukoitz horren hegoaldean Barea-Antartika gandorrak (PAC-ANT R) hegoaldean kokatutako Antartikako plaka iparraldean kokatutako Zeelanda Berriko eta India-Australiako plaketatik bereizten du. Australiaren hegoaldean beste izen bat ematen zaio gandorrari, orain Indiako plakako hego-ekialdeko gandorra da, eta gandor-gandor-gandor motako Indiako puntu hirukoitzean (ITJ) bukatzen da. Puntu hirukoitz horretan gandorra bi adarretan bereizten da. Bata, Carlsberg gandorra, iparralderantz abiatzen da Adengo golkoan barneratuta Afarreko gandor-gandor-gandor puntu hirukoitzean (ATJ) amaitu arte. Puntu hirukoitz horretatik abiatzen dira Itsaso Gorriko (RS) eta Afrikako ekialdeko rift-sistemak (EA).



7.1. irudia. Ozeano-gandorren kokapen geografikoa erakusten duen mapa. Mercator proiektzioa. AZ, Azoreak; C, Carlsberg; Tx, Txileko hegoaldeko gandorra; CR, Karibeko plaka; E, Explorer; G, Gorda; Ga, Galapagoak; J, Juan de Fuca; LHG, Lau-Howe gandorra; M, Mendocino; MG, Marianetako gandorra; RG, Reykjanes gandorra; SSG, Hego Sandwich-eko rifta; PAC - ANT G, Barea-Antartika gandorra; SE - IND G, Indiako Ozeanoko hego-ekialdeko gandorra; SW IND G, Indiako Ozeanoko hego-mendebaldeko gandorra; AUS - ANT G, Australia-Antartika gandorra. Puntu hirukoitzak: APH, Afar; AzPH, Azoreak; BPH, Bouvet; CPH, Txile; GPH, Galapagoak; IPH, India; MPH, Mendocino; RPH, Rivera. (Menard eta Chase, 1970).

Indiako puntu hirukoitzetik hego-mendebalderantz luzatzen da bigarren adarra, Indiako plakako hego-mendebaldeko gandorra deritzona. Tarte horretan gandorren zati laburrek desplazamendu handiko faila transformatzaileen eragina jasaten dute, eta horiei esker lotzen dira Indiako Ozeanoko eta Ozeano Atlantikoko gandorrak Bouvet izeneko gandor-faila-faila puntu hirukoitzean (BTJ). Mendebalderantz gandorrak jarraipena du tarte labur batean Hego Scotia-ko subdukzio-eremuan desagertu arte, Hego Sandwich-eko gandorra (SSG) da. Bouvet puntu hirukoitzetik iparralderantz Ozeano Atlantikoaren erdiko gandorra luzatzen da Azoreetako puntu hirukoitzera (AzTJ). Puntu hirukoitz horretatik abiatzen da Gibraltarreko lurmuturretik Mediterraneoraino luzatzen den Azoreetako haustura-eremua (AZ). Iparralderantz, aldiz, gandorrak jarraitu egiten du Reykjanes gandorran (RR) zehar Islandiaren hegoaldeko Ipar Atlantikoan zehar eta Ozeano Artikoraino. Bertan, Savernaya Zemlya-tik gertu faila-sistema konplexu batean desagertu egiten da.

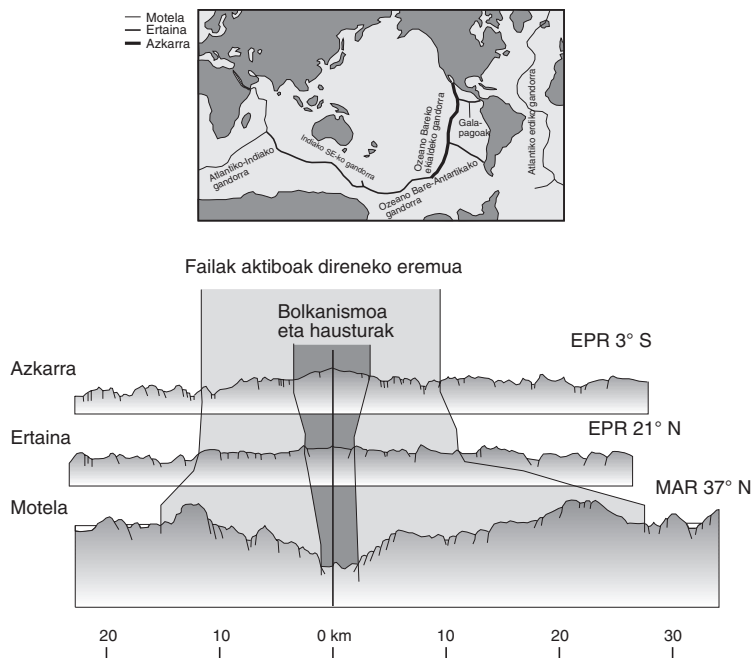
Kontinente-ertz egonkorrek (atlantiar motakoek) inguratutako ozeanoetan gandorra arto ozeanikoaren erdian dago kokatuta, gutxi gorabehera inguruko kontinenteen kostaldeko geometria gordez. Aldiz, Ozeano Barearen eta Artikoaren inguruan kokatutako

subdukzio-eremuek jatorrizko gandarren kokapena aldatu egin dute, bi ozeanoetan gandarrek ekialderantz desplazatuta baitaude.

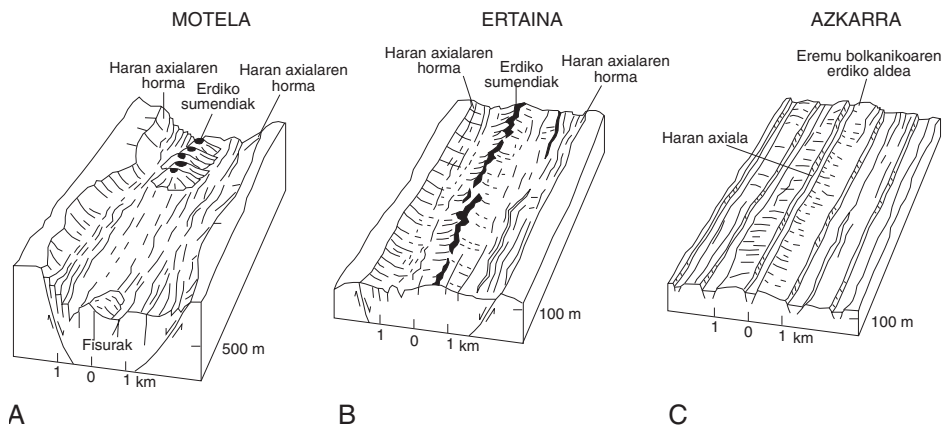
Gandorren deskribapen geografikoa amaitzeko ezaugarri berezi bi aipatu behar dira. Alde batetik, ozeano-gandorraren sistema bi tokitan kontinenteetan barneratzen dela esan daiteke (Ipar Amerikako Basin & Range lurraldean eta Afrikako ekialdeko rift-sisteman). Bestetik, badaude sistema nagusiarekin loturarik ez duten zenbait gandor-segmentu. Horien artean arruntenak subdukzio-eremuekin harremanetan dauden arkuosteko arroetan eraturakoak dira: Marianetako gandorra (MT), Lau-Havre gandorra (LHT) eta Hego Scotia-ko gandorra (SSR). Cayman gandorra (CR), aldiz, Karibeko eta Ipar Amerikako plaken arteko muga den faila transformatzailearekin harremanetan dagoen luzera eskaseko gandorra da.

7.1. OZEANOETAKO ZABALKUNTZA-EREMUEN EZAUGARRI FISIKOAK

Ozeano-gandorrak hiru multzotan bereizten dira zabalkuntza-abiaduraren arabera (7.2. irudia): zabalkuntza-abiadura motelekoak (1-5 cm/u), ertainekoak (5-9 cm/u) eta azkarrekoak (9-18 cm/u). Multzo bakoitzeko gandorren artean ezberdintasun nabarmenak daude topografian, arroken distribuzioan zein egituran (7.3. irudia). Era berean, anomalia grabimetrikoen eta magnetismoaren eredu propioak dituzte eta egitura sismiko eta bero-fluxuaren distribuzio bereizgarriak erakusten dituzte.



7.2. irudia. Zabalkuntza-abiadura ezberdineko ozeano-gandorren kokapen geografikoa eta ezaugarri topografiko nagusiak. Ozeano Bareko ekialdeko gandorra (> 9 cm/urte), Galapagoetako gandorra (9-5 cm/urte) eta Ozeano Atlantikoaren erdiko gandorra (< 5 cm/urte). (Macdonald, 1982).



7.3. irudia. Zabalkuntza-abiadura ezberdineko ozeano-gandorren topografia eta egitura erakusten dituzten irudiak. Bloke-diagramek 2:1 eskalako exagerazio bertikala erakusten dute. A: Abiadura moteleko ozeano-gandorra (1-5 cm/urte); B: Abiadura ertaineko ozeano-gandorra (5-9 cm/urte); C: Abiadura azkarreko ozeano-gandorra (9-18 cm/urte). (Macdonald, 1982).

7.1.1. Topografia

Abiadura azkarreko gandorretan gorakada jasan duen eremuaren topografia oso motel hondoratzen da, eta gandorraren gailurretik zenbait mila kilometrotara baino ez da egonkortzen. Aldiz, abiadura motelekoetan ozeanoaren hondoa askoz ere azkarrago hondoratzen da eta ehunka kilometrotan egonkortasuna aurkitzen du. Geometria-ezberdintasun hauek lurrazal ozeanikoaren hozketarekin daude lotuta. Gandorren ardatzak goratuta daude inguruko tenperatura altuak arroken bolumena handitzen duelako, ondorioz arroak arinagoak dira, eta isostasiaren legea errespetatuz, lurraldeak gorakada bat pairatzen du. Gandorretatik sortutako lurrazal ozeanikoa bertatik urruntzean hoztu egiten da, eta ondorioz, denboraren arabera hondoratzea jasaten du. Beraz, denbora berean abiadura azkarreko gandorretan sortutako lurrazalak askoz ere desplazamendu handiagoa duenez, topografia motelagoa izango da, eta abiadura moteleko gandorretan denbora berean hondoratzea berdina izan denez, baina desplazamendua askoz txikiagoa, topografia malkarragoa izango da.

Bi dimentsiotan, zabalkuntza-abiadura moteleko gandorrek graben axial sakona erakusten dute (7.3.A. irudia). Eremu goratuenean 1,5 eta 3 km bitarteko sakonera du eta failen mugimenduaren ondorioz sortutako topografia gorabeheratsua erakusten du, nahiz eta gandorraren ardatzarekiko gutxi gorabehera simetrikoa izan. Erdiko grabenean bertan, noizean behin, multzotan agertzen diren zenbait sumendi lerrokatuta ikus daitezke. Topografiaren ezaugarri hauek gandorraren gailurra adierazten duen erliebe topografiko goratuan ikusten dira.

Zabalkuntza-abiadura ertaineko gandorren topografia abiadura txikikoena baino askoz ere lauagoa da (7.3.B. irudia). Erdiko grabena egon badago baina duen sakonerak ez ditu 100-200 metroak gaititzen. Grabenaren ardatzeko sumendiak ia jarraituak dira, haran axialeko hormen artean “*en echelon*” kokatutako estentsio-hausturekin batera agertzen dira.

Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorrek ez dute, oro har, Erdiko grabenik garatzen (7.3.C. irudia). Sumendiak era jarraituan agertzen dira zabalkuntza-ardatzean zehar eta graben txiki batean zehar luzatzen dira. Topografia laua da, zabalkuntza-abiadura txikiko gandorrek erakusten dutenaren oso ezberdina.

Egun, ez da guztiz argitu zein den abiadura moteleko gandorretan Erdiko rifta agertzearen eta abiadura azkarrekoetan ez agertzearen arrazoia. Baliteke, gandorren topografian eragina izan dezaketen prozesu guztiak aztertuz erantzuna aurkitzea. Alde batetik, lurrazal sortu berri beroaren zabalkuntza termikoak gandorretako gorakada azaltzen du eta litosferak hozketan zehar jasaten duen kontrakzio termikoak gandorren eskala handiko topografia goberna dezake. Beste aldetik, intrusio eta estrusio magmatikoek lurrazala loditu egiten dute gandorren ardatzaren inguruan, isostasiak gidatutako gorakada bat sortuz ere. Azkenik, litosfera berria sortu ahala, gandorretatik urrunarazten duen indarraren eraginpean dago eta horiek estentsioak eragina duen eremuan depresio bat sorrarazteko joera izango dute. Depresioa faila normal listrikoen bitartez eratuko litzateke.

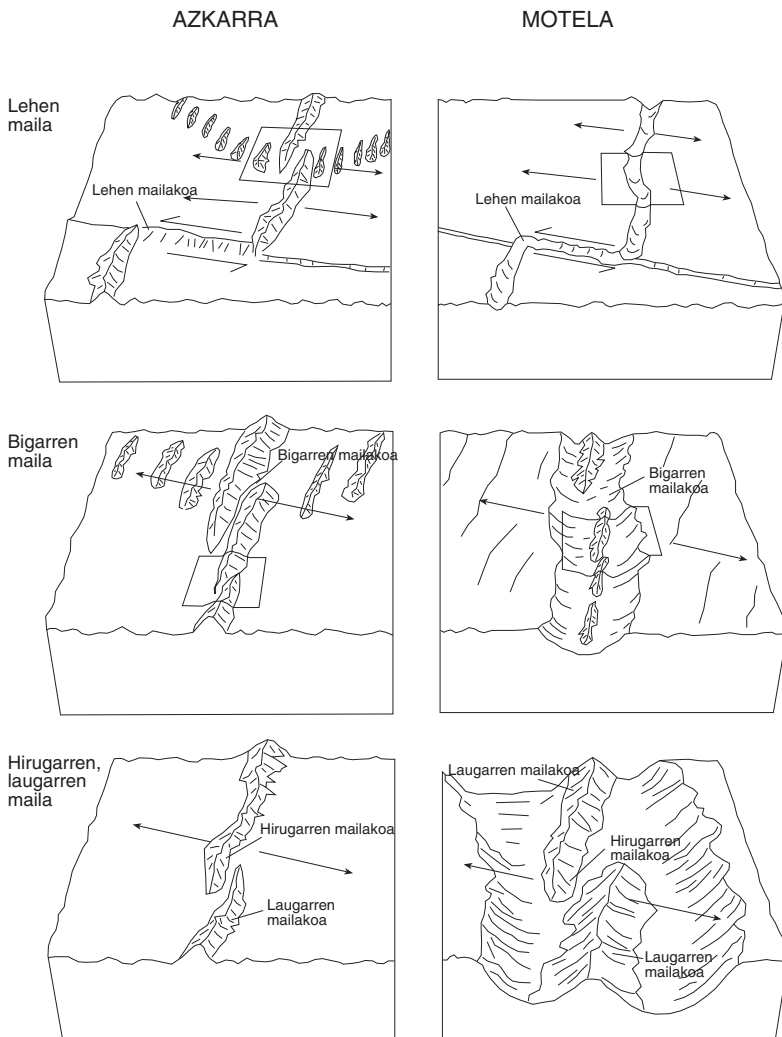
Beraz, badirudi, estentsioa prozesu magmatikoek eragindako lurrazalaren loditzea baino eremu estuagoan kontzentratuz gero, gorakada isostatikoa jasan duen lurraldearen gailurrean zehar graben egitura bat garatuko dela, abiadura moteleko gandorren topografia arrunta sortuz. Aldiz, estentsioaren eragina prozesu magmatikoen bitartez lurrazalaren loditzea gertatzen deneko eremutik at ere hedatuz gero, ez da graben edo haran axialik sortuko.

7.1.2. Gandorretako segmentazioa

Nahiz eta ozeanoetako gandorren sistema Lurreko ozeano guztietan zehar gutxi gorabehera jarraitua izan, eskala ezberdinetan dago segmentatuta. Segmentuen artean mota ezberdineko etenuneak definitu dira eta, oro har, eredu kontsistentea erakusten dute ozeano guztietan. Etenuneak beraien artean gelditzen den segmentua baino sakonago aurkitzen dira eta jarduera bolkaniko motelagoa dute. Ondorioz, gandorren gailurretan zeharreko soslai topografikoan 10 eta 1.000 km bitarteko tartetean ehunka metrotan hondoratu eta goratzen diren ondulazioak defini daitezke. Zenbat eta gandorren azpitik dagoen magmakopurua handiagoa izan, ondulazioak nabarmenagoak dira. Bi etenuneren artean kokatutako segmentua magmaz ondo hornituta dagoenean luzatu egingo da, eta, aldiz, magmaren hornidura moteltzen denean laburtu egingo da. Beraz, etenuneei migratzeko gaitasuna dute. Etenuneak lehen, bigarren, hirugarren eta laugarren mailakoak izan daitezke (7.4. irudia).

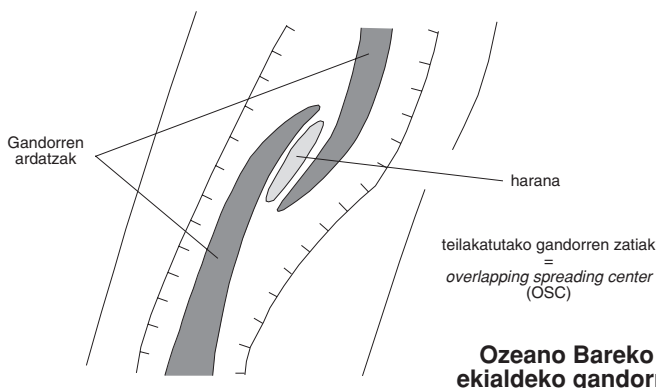
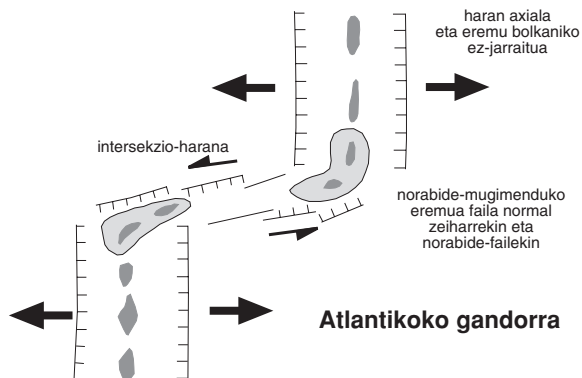
Lehen mailako etenuneak, batez beste 300 eta 500 km-ko tartearekin agertzen diren faila transformatzaileak dira. Faila hauek Erdiko haran edo gandorrean 20 km-ko desplazamendua eragiten dute gutxienez, baina gehienetan 50 km-tik gorako bereizketak neurtzen dira.

Bigarren mailako etenuneak 50 eta 300 km bitarteko tartearekin agertzen dira eta zenbait milioi urtetako iraupena izaten dute. Zabalkuntza-abiadura moteleko gandorretan, gandorreko haran axialak batzen dituen haran zehar sakon baten gisa edo mugimendu txikiko faila transformatzaile bat bezala definitzen dira etenune hauek (7.5. irudia). Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorretako maila bereko etenuneak baino zenbait milioi urtetako iraupen luzeagoa dute. Ozeano Atlantikoan arruntak dira oso eta 50 km-ra azaltzen dira.



7.4. irudia. Ozeano-gandorretako etenuneak erakusten dituzten bloke-diagramak. Lehen mailako etenuneak gandorretatik at haustura-eremu gisa jarraitzen duten faila transformatzaileak dira. Bigarren mailako etenuneak abiadura azkarreko ozeano-gandorretan gainezarritako gandor-zatiak dira. Hauek V itxurako gandorren segida erakusten dute. Hirugarren edo laugarren mailako etenuneak maila txikiagoko gainezartzeak, sumendi-kateen arteko etenuneak edo gandorraren norabide-aldaketa txikiak izan daitezke. (Macdonald eta Fox, 1990).

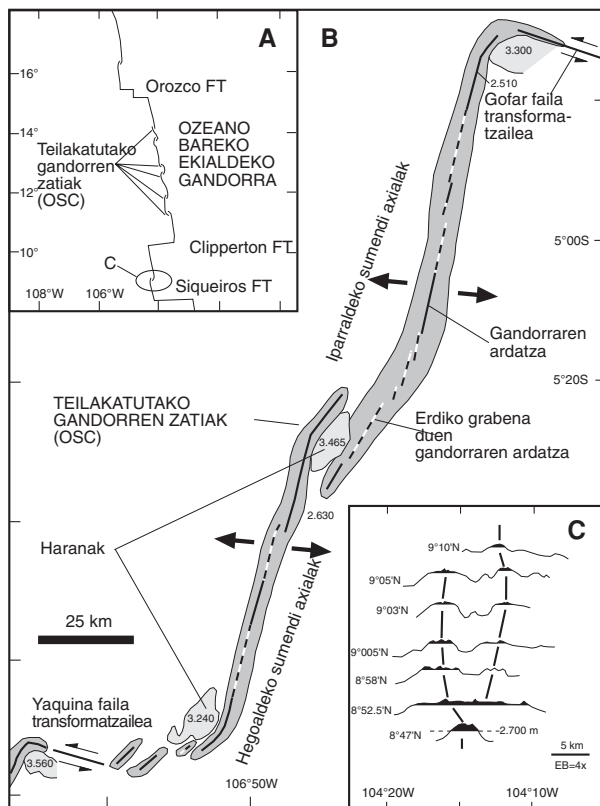
2. MAILAKO ETENGUNEAK



7.5. irudia. 2. mailako etenuneen ezaugarriak zabalkuntza-abiadura azkarreko eta moteleko ozeano-gandorretan. Abiadura moteleko gandorretan “en echelon” egiturako faila normal zeharrek dira nagusi; abiadura azkarreko gandorretan, aldiz, teilakatutako gandorren zatiak (OSC: *overlapping spreading centers*). (Karson, 1991).

Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorretan (Ozeano Bareko ekialdeko gandorretan), aldiz, bigarren mailako etenuneak faila transformatzaileak izan beharrean, estreinakoz 1982an definitu ziren *teilakatutako gandorren zatiak* dira (*Overlapping Spreading Centers*, OSC) (7.5. irudia). Beraz, abiadura azkarreko gandorretan bigarren mailako etenuneak zabalkuntza-ardatzen gainezartzearen bitartez definitzen dira (7.6.A. irudia). Batez beste 80 km-ko tartea egon ohi da etenunetik etenunera. Gehienetan, gainezartzearen kopurua kilometro gutxi batzuetatik 10-20 km-rainokoa da eta gainezartzearen eremuaren zabalera, oro har, gainezartze-kopuruaren heren bat gutxi gorabehera. Gainezartzearen segmentuen arteko lurraldea ehunka metroko sakonera duen harana da. Abiadura azkarreko eta moteleko gandorren arteko ezberdintasun hauek lurrazalaren egoera termikoarekin daude lotuta. Abiadura moteleko gandorretan lurrazala hotzago dagoenez, hauskorragoa da eta gandorren ardatzeko desfase txikia zabalkuntza-norabidearekiko paraleloa den haustura-eremu baten

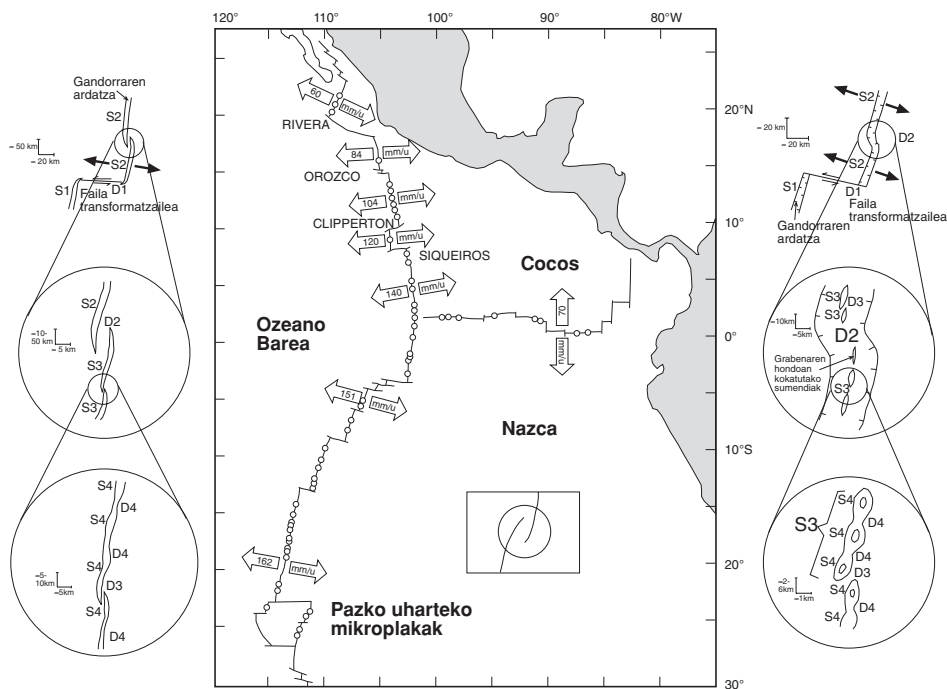
bitartez konpontzen da. Aldiz, abiadura azkarreko gandarretako lurrazalaren tenperatura handiagoaren eraginez, desfasea deformazio moldakorrako baten bitartez konpontzen da (7.5. irudia).



7.6. irudia. Ozeano Bareko ekialdeko gandarren zati baten kartografia. Gandorren hegoaldeko eremua iparralderantz hedatzen ari da, iparraldekoa apurka-apurka hiltzen ari den bitartean. Batimetriako zehar-ebakiek argi erakusten dute aipatutako propagazioa; segmentu aktiboak garaiera handiagoa erakusten du sakonean ganbera magmatikoa duelako. (Macdonald eta Sempere, 1984).

Teilakatutako gandarren zati bat hedatu eta handitu ahala bestearen jarduera moteldu egiten da desagertu arte (7.7. irudia). Zabalkuntza-eremu bien artean kokatutako haranean sarritan sumendiak garatzen dira. 7.6.C. irudian teilakatzea erakusten duten bi gandarren arteko (9°03'N latitudea Ozeano Bareko ekialdeko gandarrean) soslai batimetrikokoak islatu dira. Zabalkuntza-eremu aktiboa sakonera txikieneko gandarrean aurkitzen da, azpiko magmak erliebea goratzeko gaitasuna duelako. Beste gandar-zatiaren azpiko magma desagertzean hoztu egingo da eta hondoratzeko joera izango du. Oro har, onartzen da teilakatutako gandarren zatiak normalak baino handiagoak izan diren injekzio magmatiko lokalen muturretan sortzen direla, beraz, magma gutxien isuri duten eremuetan.

Hirugarren mailako etenuneak zabalkuntza-abiadura azkarreko gandarretan 3 km-tik beherako gainazartze txikiak dira. Etenune hauek mugatutako segmentuak 30 eta 100 km

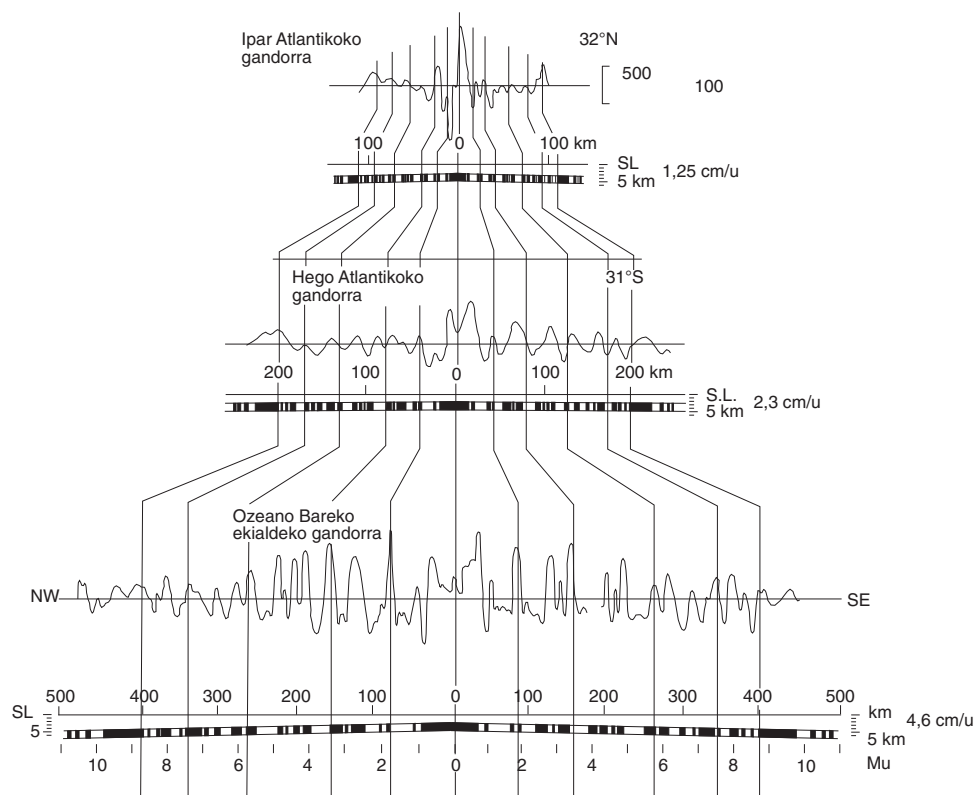


7.8. irudia. Ozeano Bareko ekialdean deskribatu diren teilakatutako gandorren zati guztiak erakusten dituen mapa. Ertzetan abiadura moteleko eta azkarreko gandorretan bereizten diren etenune-mota guztiak irudikatu dira. (Macdonald *et al.*, 1986).

Gandorren gailurrari jarraituz burututako soslai batimetrikoetan garaiera-aldaketak arruntak direla ikusi da. Ozeano Bareko ekialdeko gandorrean arku-geometriak ezberdinu dira. Lehen mailako etenuneen artean, adibidez, eremu goratuak erdian kokatuta daude (–2.600 m) eta sakonenak faila transformatzaileetatik gertu (–3.000 m). Arku bakoitzaren luzera, beraz, ehunka kilometrokoa da eta garaiera-ezberdintasuna 400 m ingurukoa. Bigarren mailako etenuneen artean, hau da, teilakatutako gandorren arteko segmentuetan eskala txikiagoko arkuak ere finkatu dira. Horien luzera 50-100 km bitartekoa da eta garaiera-ezberdintasuna 100 bat metrokoa. Ozeano Atlantikoko segmentazioa nabarmenagoa da, bi faila transformatzaile nagusien artean 200 eta 2.000 m-ko desnibela egon daiteke.

7.1.3. Anomalia magnetikoen ereduak

Ozeanoen zabalkuntza-ardatzetik alde batera eta bestera dagoen lurrazal ozeanikoan anomalia magnetiko linealen eredu simetrikoa bereiz daiteke. Anomalia magnetikoen xingola bakoitzaren zabalera zabalkuntza-abiadurarekiko proportzionala da (7.9. irudia). Anomalia magnetiko negatiboen eta positiboen arteko mugak garbiagoak dira zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorretan (7.9.C. irudia) zabalkuntza-abiadura moteleko gandorretan baino (7.9.A. irudia).

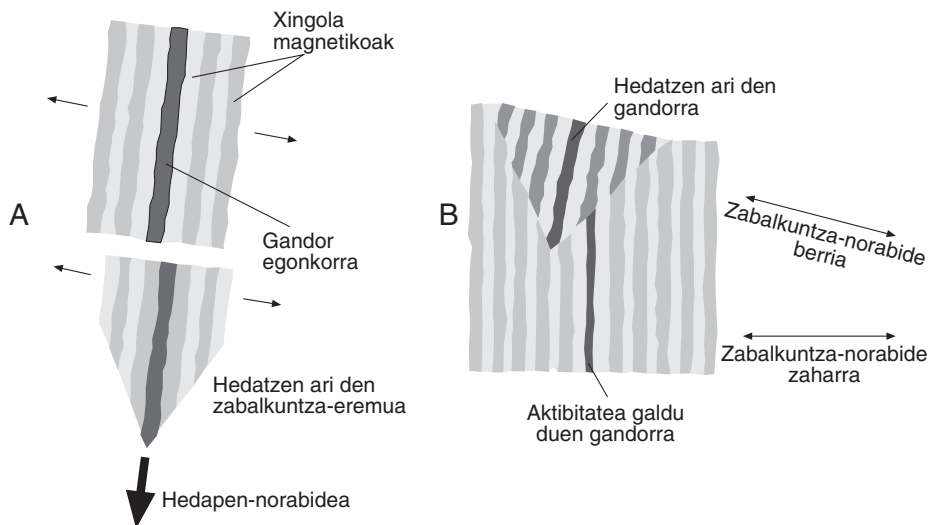


7.9. irudia. Zabalkuntza-abiadura ezberdineko lurrazal ozeanikoen soslai magnetikoak. Azkeneko 11 Mu-etako alderantzeta magnetikoak irudikatu dira, simetrikoki gandarren ardatzarekiko eta gandar bakoitzaren zabalkuntza-abiadurarekiko proportzionalki. A: Zabalkuntza-abiadura moteleko gandarra, Ipar Atlantikoa 32°N. B: Zabalkuntza-abiadura ertaineko gandarra, Hego Atlantikoa 21°S. C: Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandarra, Ozeano Bareko ekialdeko gandarra. (Vine, 1967).

Anomalia magnetikoen erantzule diren mineralen orientazioa lurrazal ozeanikoaren azaleko 2 kilometrotara mugatuta dago. Ozeano Atlantikoko iparraldean burututako zenbait zundaketak erakutsi dute sakonean magnetizazio normaleko eta alderantzikatuko basaltoak tartekatuta agertzen direla. Beraz, lurralde horretan polaritate-garai ezberdinetako magnetizazioak ez daude bertikalean oso ondo bereizita, eta hori izan daiteke zabalkuntza-abiadura moteleko gandarren inguruan dauden erresoluzio eskaseko anomalia-ereduen arrazoiak. Badago beste arrazoi bat ere abiadura moteleko gandarren inguruan anomalia magnetikoek erakusten duten erresoluzio eskasa azaltzeko. Behaketa zuzenak zein paleomagnetismoaren neurketek garbi erakusten dute faila listrikoen eraginez kulunkatutako blokeen agerpena. Kulunkamenduek aldaketak sortzen dituzte basaltoetako paleomagnetismo-bektorearen orientazioan, eta, ondorioz, anomalia magnetikoaren erresoluzio-maila murriztu egiten da.

Gandor guztietako anomalia magnetikoen ereduak ezaugarri bereizgarria dute: ardatzetik urruntzean anomalien intentsitatea murriztu egiten da (7.9. irudia). Ezaugarri hau azaltzeko zenbait ideia plazaratu dira: magnetizatutako lurrazalaren metamorfismoa edo oxidazioa; magmen intrusioa lurrazal ozeanikoan baina gandorretatik urrun; gandorretatik urruntzean magnetizazio normaleko eta alderantzikatuko materialaren arteko txandakatzea bertikalean, Ozeano Atlantikoko gandorrean ikusi den bezala; edota faila listrikoen eraginez magnetismoaren bektoreek jasandako errotazioa.

Itsas hondoko zabalkuntzaren norabideak denboran zehar aldaketa txikiak jasaten ditu, plaken gainean eragina duten indarren norabide-aldaketek baldintzatuta. Hori gertatzean gandorren gailurrak zabalkuntza-norabidearekiko duen perpendikularitasuna galdu egiten du, eta mugimenduaren norabide berriarekiko perpendikularrak izango diren zabalkuntza-gune berriak eratuko dira. Horiek gandor zaharraren sistemaz baliatuz hedatuko dira. Ozeanoetako zabalkuntza-eremu berrien segmentuek norabide bereko xingola magnetikoak eratuko dituzte, aurreko xingolekiko zehiarrak izango direnak (7.10. irudia). Segmentu baten luzera handitu ahala, xingola berriek gezi baten geometria irudikatuko dute. Geziaren erpinak gandor berriaren luzatze-norabidea adierazten du.

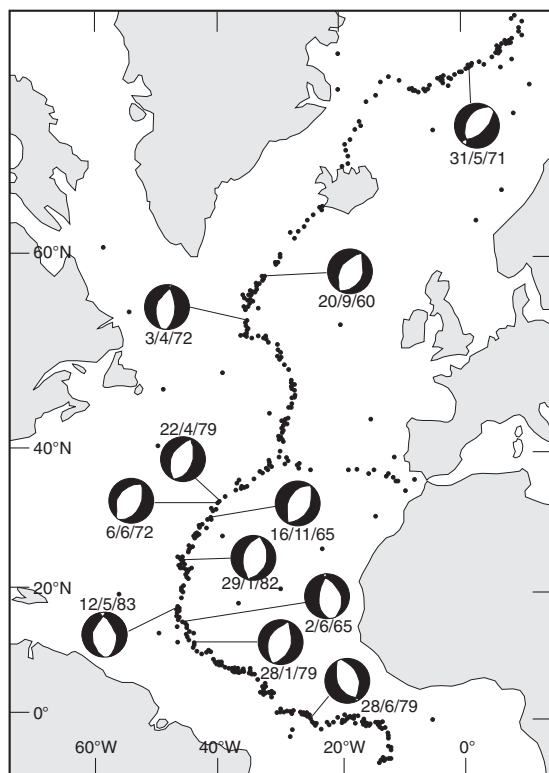


7.10. irudia. A: Zabalkuntza-eremu aktibo batean garatutako xingola magnetikoek gezi-itxurako geometria izan ohi dute. Geziaren erpinak zabalkuntza-eremuaren kokapena markatzen du. Xingola ezberdinen bukaerak adierazten dute alderantzketak gertatu zirenean geziaren erpinak zuen kokapena. **B:** Zabalkuntza-eremu zaharra norabide ezberdina duen berri batekin ordeztu behar da. Ondorioz, xingola magnetiko berriek gezi-itxura hartzen dute eta horren erpinak gandorraren hedatze-norabidea erakusten du. (Davidson *et al.*, 1997).

7.1.4. Sismologia

Ozeano-gandorretako lurrikaren hedapen geografikoak, foku-mekanismoen azterketak eta errefrakzio zein islapen sismikoaren ikerketek oso informazio baliagarria eskaintzen dute gandorren ezaugarri tektonikoak eta prozesu magmatikoak ulertzeko.

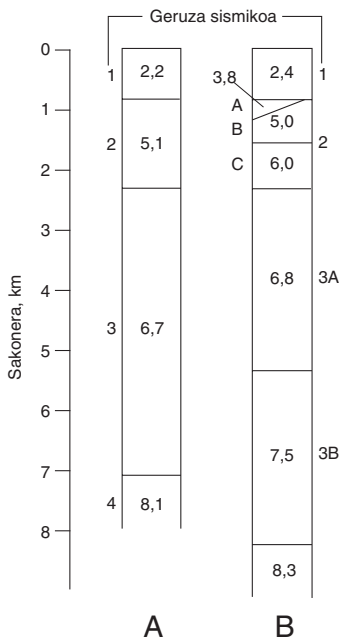
Ozeano-gandorretan lurrikarak ardatzean zehar kokatzen dira (7.11. irudia). Oro har, oso sakonera txikietan sortzen dira, batez beste haran axialaren hondotik 2 eta 4 km bitarteko sakoneretan. Lurrikarak ugariagoak dira zabalkuntza-abiadura moteleko gandorretan zabalkuntza-abiadura azkarrekoetan baino, lurrazala hotzago dagoelako eta, ondorioz, portaera hauskorragoa dutelako. Lurrikaren foku-mekanismoa aztertuz, faila normal hutsen mugimenduaren ondorioz sortuak direla ziurta daiteke, failen norabidea gandorren ardatzarekiko paralelo kokatzen delarik (7.11. irudia). Akrezio zeiharra duten gandorretan ere, Islandiaren iparraldean kokatutako Mohns gandor zatian adibidez, lurrikara nagusien foku-mekanismoek ez dute norabide-mugimendu nabarmenik erakusten. Ereku horietan mugimendu zeiharra “*en echelon*” geometrian antolatutako faila normal hutsek xurgatzen dute.



7.11. irudia. Ozeano Atlantikoaren erdiko gandorrean dagoen sismizitatea eta lurrikaren foku-mekanismoa erakusten dituen mapa. Ikus daitekeenez lurrikara gehienak gandorraren ardatzarekiko paraleloak diren faila normalen ondorio dira. (Huang *et al.*, 1986).

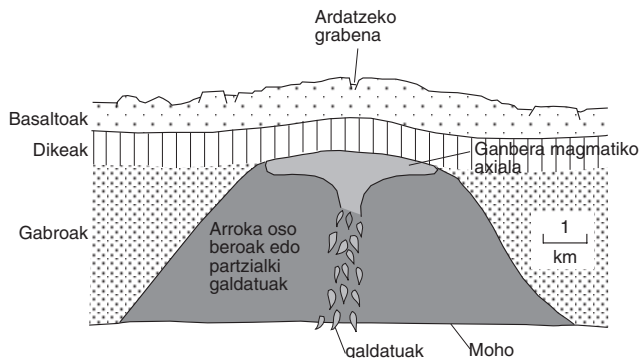
Errefrakzio sismikoaz baliatuz, hasiera batean, lurrazal ozeanikoa hiru geruzatan banatu zen (7.12.A. irudia) (2.5.2. atala). Gaur egun, teknika sismikoak zehatzagoak dira eta lurrazal ozeanikoaren geruzapena korapilatsuagoa dela baieztatu dute. Bigarren geruzaren barnean bi edo hiru eremu bereizten dira (2A, 2B eta 2C geruzak bezala ezagunak) eta hirugarren geruzaren barnean beste bi eremu (3A eta 3B geruzak) (7.12.B. irudia). Datu sismiko berriek lurrazal ozeanikoaren egitura eta petrologiaren azterketa zehatzagoak egitea ahalbidetzen dute. 2A geruzak abiadura sismiko txikia du, baina sakonerarekin

berehala azkartzen da, eta arraildura ugariko arroka estrusibo basaltikoekin lotzen da. Sakonerarekin abiadura bizitu egiten da presioa handitzean arraildurak progresiboki desagertuz doazelako. Abiadura sismiko egonkorra duen 2B geruzak estruitutako basaltoen eremu nagusia adierazten du. 2C geruza, aldiz, bat-bateko abiadura-aldaketa nabarmenarekin hasten da. Horrek elkarte metamorfikoaren aldaketa, arroka igneoen litologia-aldaketa, edo gaineko arroka failatuetatik failarik gabeko azpiko arroketarako trantsizio azkarra adieraz dezake.



7.12. irudia. Lurrazal ozeanikoaren egituraren eredu sismikoak. A: Eredu estandarra, Mohoaren gainetik hiru geruza bereizten dira. B: Detaile handiagoko ereduak, 2. eta 3. geruzen barnean beste zenbait zatiketa iradoki dira. (Moores eta Twiss, 1995).

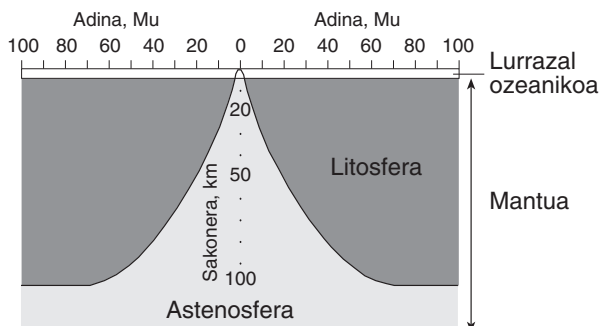
Datu sismikoek ozeano-gandorren azpitik kokatutako balizko ganbera magmatikoen agerpenari eta tamainari buruzko datu interesgarriak eskaintzen dituzte. Litosfera ozeanikoan uhin sismikoen abiadura baxuko eremuak lokalizatu behar dira ganbera magmatikoen agerpena eta geometria zehazteko. Datu sismikoez baliatuz, gaur eguneko abiadura ertaineko eta azkarreko gandorren azpitik, gutxi gorabehera 4 km-ko zabalera eta ehunka metroko lodiera duten ganbera magmatikoak identifikatu dira (7.13. irudia). Bestalde, abiadura moteleko gandorren azpitik egun ez da ganbera magmatikoen agerpenik baieztatu eta baliteke horiek noizbehinkakoak baino ez izatea.



7.13. irudia. Ozeano Bareko ekialdeko gandorreen zehar burututako zehar-ebakia. Bertan, arroka oso beroekin eta partzialki galdatutakoekin inguratutako ganbera magmatikoaren agerpena ziurtatu ahal izan da. (Macdonald, 1989).

Gandorretan zehar lurrazal ozeanikoaren lodierak aldaketak jasaten ditu. Bereziki nabarmenak dira abiadura moteleko gandorretan faila transformatzaileetarantz hurbiltzean neurtzen direnak. Gandorren inguruan lurrazal ozeanikoak 5-6 km-ko lodiera izan ohi du, baina faila transformatzaileetatik 30 km-ra dagoenean mehetzen hasten da, eta faila transformatzailearen alboan 3 km-ko lodiera baino ez du izaten. Abiadura azkarreko eta ertaineko gandorren lurrazal ozeanikoak faila transformatzaileen inguruan jasaten duen mehetzea txikiagoa da. Baina eremu horietan gandorrek normalean ez duten abiadura moteleko gandorren moduko haran axiala garatzen dute.

Ozeano-gandorren azpiko mantuaren datu sismikoak erabiliz baieztatu da gandorren azpitik litosfera oso mehea dela edo ez dela existitzen. Gandorretik urruntzean litosfera progresiboki loditzen da eta 100 km-ko lodiera arrunta lortzen du sortu zenetik 80 Mu igaro ondoren (7.14. irudia).



7.14. irudia. Ozeano-gandorretik urruntzean litosferak jasaten duen loditzea erakusten duen irudia. (Sclater *et al.*, 1981).

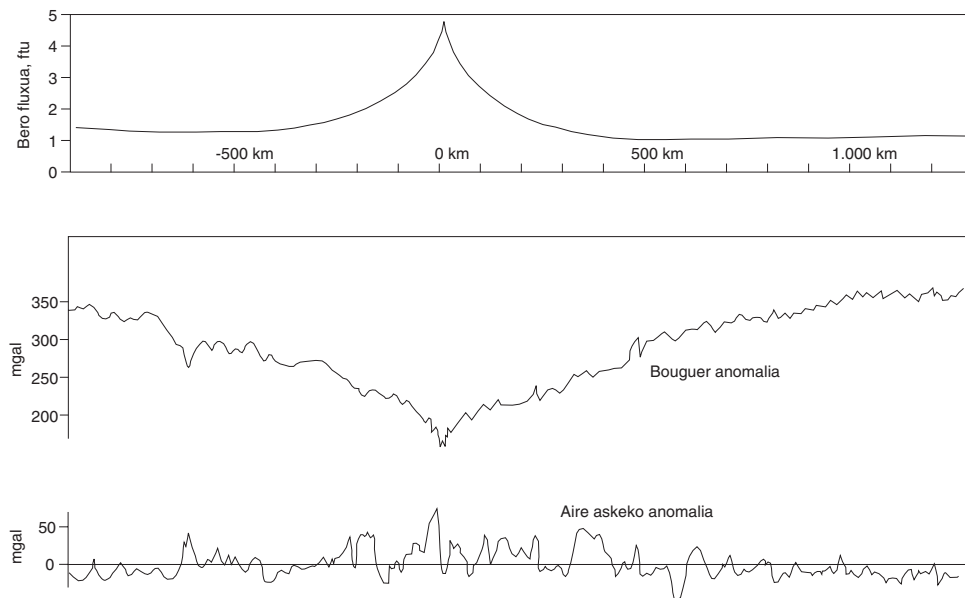
7.1.5. Grabitatea eta bero-fluxua

Ozeano-gandorretan lortutako datu grabimetrikoek simetrikoa den Bouguer anomalia negatibo nabarmena eta aire askeko anomalia positibo txikia erakusten dituzte (7.15. irudia).

Bouguer anomalia negatiboak adierazten du gandorraren azpitik inguruko lurrazal eta mantuarekiko masa-eskasia dagoela. Aldiz, aire askeko anomalia positibo txikiak erakusten du gandorra oreka isostatikotik gertu dagoela eta gandorraren garaiera topografikoa orekan egoteko beharko lukeena baino zerbait handiagoa dela.

Bero-fluxuaren neurketek erakusten dute gandorren gailurretan fluxu termiko nabarmena, 10 ftu-ra hel daitekeena, dagoela. Datuaren garrantziaz ohartarazteko aipa daiteke gandorren gailurretatik at lurrazal ozeanikoaren bero-fluxua 1 eta 1,5 ftu artean aurkitzen dela (7.15. irudia). Datu horiek gandorren ardatzaren azpitik bero-iturri indartsua dagoela iradokitzen dute.

Hala ere, gandorretan galdutako beroa ez da gandorren azpitik konbekzio-korrente gorakorrek daudela onartzen duten eredu teorikoek aurreikusten dutena bezain handia. Urpeko ontziek erakutsi dute gandor aktiboen inguruko lurrazal ozeanikoan ur beroko iturri ugari daudela. Horrek suposatzen du lurrazal ozeanikoan zehar uraren mugimendu konbektiboaren bitartez bero-kopuru inportantea garraiatzen dela. Urak garraiatutako beroa ezin da bero-fluxuaren neurketetan zehaztu, soilik kondukzioz garraiatutako beroa neurtzen baita. Beraz, gandorren inguruan lortutako bero-fluxuaren datuak galdutako bero guztiaren balio minimoak baino ez dira, eta horrela azaltzen da eredu teorikoen eta datuen artean dagoen desfasea. Konbekzio hidrotermalaren eraginez galdutako beroa finkatzea zaila da oso, garraio hidrotermalaren kopurua eta zabalera zehazki ezagutzen ez direlako.

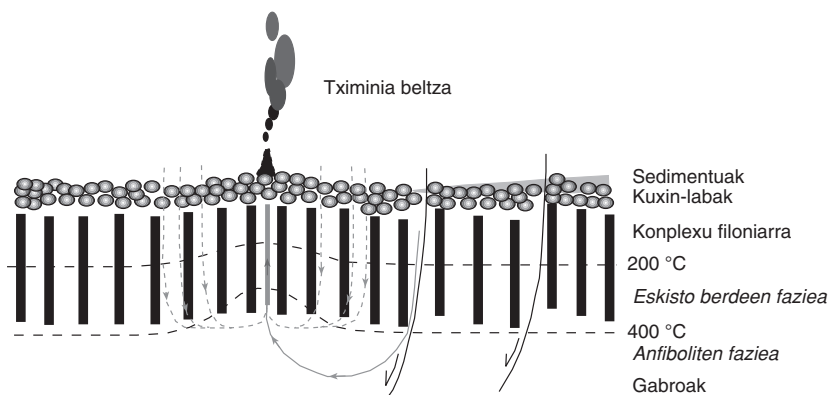


7.15. irudia. Ozeano-gandor tipikoan zehar egon daitezkeen anomalia grabimetrikoen eta bero-fluxuaren aldaketak. (Talwani, 1965).

7.2. GANDORRETA KO HIDROTHERMALISMOA

Ozeano-gandorretan lurrazal sortu berriaren eta itsasoko uraren arteko elkarrekintzak berebiziko garrantzia du. Gandorretako luzapen tektonikoak eta azaleratutako basaltoen hozketa azkarrak failak eta arraildurak sorrarazten dituzte lurrazalaren lehendabiziko kilometroetan. Horieta ez eta filoi bertikalen arteko ukipenez baliatuz ura erraz barnera daiteke 2 edo 3 km-ko sakoneraraino, konplexu filoniarren eta gabroen arteko ukipeneraino (7.16. irudia). Oro har, gabroetan ez da urik barneratzen, zenbait failari jarraituz ez bada, iragaztezinak direlako. Sakonera hauetan ura berotu egiten da 400-450 °C-raino eta gorantz abiatzeko joera lortzen du. Gorantz bidean ura kanalizatu egiten da azalean ur beroko iturriak eratuz (7.17. irudia).

Ibilbide horretan zehar eta uraren tenperatura altuari esker ozeanoetako urak zein basaltoek aldaketa kimiko garrantzitsuak jasaten dituzte. Basaltoetako zenbait elementu lixibiatu ondoren, itsasoko uretara gehitzen dira eta meteorizazio eta higaduraren bitartez urak lortzen dituen sodio eta magnesioa basaltoetara igarotzen dira. Prozesu horretan basaltoen osagai mineral primarioak eraldatu egiten dira. Jatorrizko plagioklasa kaltzikoa plagioklasa sodiko bihurtzen da eta aldaketa hori erakusten duen basaltoari espilita deritzo. Orain dela gutxira arte espiliten sorrera ulertu gabeko gaia izan da, eta horrela jarraituko luke itsasoko uraren eta basaltoen arteko elkarrekintza ikertu izan ez balitz. Basaltoetatik askatutako elementu arruntak silizea, burdina, sufrea, manganesoa, kuprea, kaltzioa eta zinka dira. Elkarrekintza horretan basaltoetako kloroa uretan gelditzen den sodioarekin lotzen da ere, itsasoetako gatz disolbatua eratzeko. Beraz, baliteke ozeanoetako uraren eta basaltoen arteko katioi-trukaketa ozeanoetako gazitasunaren sortzaile nagusia izatea.



7.16. irudia. Lurrazal ozeanikoan urak erretzaile beltzen inguruan duen ibilbidea. Ura pitzadurez eta hausturez baliatuz barneratzen da konplexu filoniarren oinalderaino, oso eskasa da gabroetan barneratzen den ura. Sakonean ura berotu eta gandorretik gertu itzuliko da berriro ozeanora. (Nicolas, 1990).



7.17. irudia. “Erretzaile beltz” (*black smoker*) baten argazkia. Tximiniatik irtetzen den uraren kolore beltza sulfuruaren ondorioa da.

Gandorren gailurren inguruan burututako zundaketetan geologoek ikusi dute azaleko lehendabiziko kilometroetan tenperatura teorikoki izan beharko lukeena baino txikiagoa dela. Zirkulazio hidrotermalak eremu hau hozteko gaitasuna du eta baliteke platenaren hozketa-mekanismo garrantzitsuena berau izatea. Badirudi milioi urte gutxi batzuk nahiko direla ozeanoetako ur guztia lurrazal ozeanikoan birziklatzeko. Birziklatze horren ondorioak ez dira guztiz ezagutzen, baina badirudi eragin nabarmena izan dezakeela ozeanoetako uren konposizioan eta horren erregulazioan, eta zuzenean ez bada ere, baita atmosferan ere. Aurretik aipatu bezala, basaltoek uretatik magnesioa eta urak basaltoetatik kaltzioa lortzen dituzte. Elementu horiek ozeanoetako uretan zeregin garrantzitsua dute; izan ere, kaltzio eta magnesio karbonatoen (CO_2 -ren xurgatzaile nagusien) kristalizazioak eta disoluzioak ozeanoetako CO_2 kopuruaren erregulazioan parte hartzen baitute. Sakonera txikiko uretan karbonatoak kristaldu egiten dira, batez ere bizidunen oskoletan, atmosferako CO_2 -az baliatuz. Sakonera kritiko batetik aurrera, aldiz, egun gutxi gorabehera 5.000 m-tan kokatzen dena (lisoklina), CO_2 -ren portzentajea jaistean oskolak disolbatu egiten dira. Lisoklinaren sakonera, alde batetik, uretako kaltzio- eta magnesio-edukiaren eta, bestetik CO_2 -ren portzentajearen menpe dago, hau da, gandorra-ura eta atmosfera-ura eremuetan gertatzen diren prozesuen menpe. Horrela izanik, gandorretako jarduerak, zuzenean ez bada ere, atmosferako CO_2 kopuruaren oreka kontrola zezakeen. Gauza jakina da gaur egun gizakiok CO_2 larregi isurtzen dugula atmosferara, bertako oreka aldatzeko arriskua-rekin. Gandorrek ozeanoetako ura birziklatzeko duten gaitasuna, nahikoa izango da gizakiok atmosferan sortutako desoreka konpontzeko?

Gandorren inguruko zirkulazio hidrotermala sakonean berotutako ura berriro azaleratzen denean bukatzen da. Azaleratzean urak $450\text{ }^\circ\text{C}$ izan dezake, nahiz eta arruntagoak

izan 350 °C-ko tenperaturak, eta disolbatuta daramatzen metalen ondorioz beltza izaten da, horregatik deritze erretzaile beltzak (*black smokers*). Metalak azaleratu bezain laster sulfuro gisa hauspeatzen dira emisio-gunean bertan, zenbait metrotako garaiera izan dezaketen tximiniak eratuz (7.17. irudia). Era horretan, metal-pilaketa izugarriak sor daitezke, batez ere kobrezkoak. Mota honetako hobi mineralak aspalditik ustiatzen dira ofiolitetako basaltoetan. Kobrezko hobi ezagunenak Ziprekoak dira eta uhartearen izena bera ere hortik dator (*Cypros*, kobrea da grezieraz). Zipreko hobi horiek 1,5 milioi tona kobre inguru pilatu dituzte.

1979ko apirilaren 20an Alvin urpeko ontzi amerikarrak Ozeano Bareko ekialdeko gandorrean zehar burututako bidaian aurkikuntza harrigarria egin zuen. Ur beltza eta beroa isurtzen zuen tximinia baten inguruan, ordura arte ezezagunak ziren bizidunak aurkitu zituen: tutu luzeetatik burua ateratzen duten odol gorriko arrak (7.18. irudia), 10 cm-tik gorako txirlak, karramarroak eta izkirak batez ere. Ondoren, pareko ezaugarriak dituzten bizitokiak aurkitu dira Ozeano Atlantikoko gandorrean eta Fidji iparraldeko uharte-arkuaren osteko arro marjinalako gandorrean ere. Gandor bakoitzak berezko ezaugarri biologikoak dituela dirudi, gandorren arteko espezie-garraiari ez dagoela iradokiz. Ur beroko tximinien inguruko bizidunak 2.400 m-ko sakoneran bizi dira, eguzkiaren argitasunik gabe eta ondorioz ez dute fotosintesia behar bizirik irauteko. Alvin urpeko ontziari esker bizirik irauteko eguzkiaren argitasunik behar ez duten estreinako animalia garatuen komunitatea deskribatu zen. Animalia horiek ur beroko iturrien inguruan bizi diren bakterioez elikatzen dira. Bere aldetik, bakterioek behar duten energia gandorretako energia geotermikotik lortzen dute, *chemosintesis* deritzon prozesuaren bitartez. Prozesu horretan, fotosintesian bezala, karbono dioxido ez-organikoa materia organiko bihurtzen da, baina energia-iturria eguzkia izan beharrean, prozesu kimikoa da.



7.18. irudia. “Erretzaile beltzen” inguruan garatutako zizare bereziak. Tutuetatik irtetzen dira “erretzaile beltzaren” inguruan baldintza erreduzitzaileetan garatzen diren bakterioez elikatzeko.

Baldintza berezi hauetara egokitutako bizidunak aurkitu ondoren, galdera asko plazara daitezke. Lurraren azaleko bizi-baldintzekiko horren ezberdina den inguru batean bizitza badago, zergatik ez da, bada, beste planetetako baldintzetara egokitutako bizidunik egongo? Ur beroko tximinia hauen inguruan 110 °C-tan eta baldintza erreduzitzaileetan

bizi diren bakterio oso primitiboak aurkitu dira. Aipatu da ere eremu hauetako bizidunak direla eguzkiaren energiaren baliatzen ez diren bakarrak, behar duten energia Lurraren barnetik lortzen baitute. Jakin badakigunez Lurraren inguruko oxigenodun atmosfera orain dela 2.000 Mu sortu zela eta aurretik egon zitekeen bizitza guztiak inguru erreduzitzaileetara egokitu beharra zuela, zergatik ez da posible bizitzaren jatorria ozeanoetako gandorren inguruan aurkitzea?

7.3. GANDORRETAKEO GANBERA MAGMATIKOAK

Gandorren garapena ulertzen saiatu ziren estreinako ikertzaileek uste zuten ezen magma basaltikoak gailurretik isuri aurretik gandorren azpitik kokatutako ganbera magmatikoetan pilatuko zirela. Ideia hau hedatu zen ofiolitetako gabro bandeatuak ganbera magmatiko baten oinean kristalen “hauspeatzeaz” sortzen zirela iradoki zenean. Ondorioz, gandorren azpitik prozesu hau sortzeko behar besteko tamaina (20 km-tik gorako zabalera) izango zuten ganbera magmatikoen agerpena iradoki zen. 70eko hamarkadan geofisikoak ganbera horiek aurkitzen eta ezaugarritzen ahalengidu ziren, baina ez zuten lortu. Geroztik, arrunta da balizko ganbera magmatiko horiei buruzko eztabaida.

Zenbait urte beranduago eta sismologia-tekniken aurrerapenei esker, Ozeano Bareko ekialdeko gandorrean ganbera magmatiko baten agerpena ziurtatu ahal izan zen. Egun, gandor horretan zehar ganbera magmatiko jarraituaren agerpena ziurtatzen duten datu ugari daude, baina lortutako neurriak ofioliten ikerketatik ondorioztatutakoak baino askoz txikiagoak dira. Ozeano Bareko gandorreko ganbera magmatikoan zehazten diren etenu-neak bat datoz azaleko segmentuen muturrekin.

Aipatu den bezala, hasiera batean ikertzaileek gabro bandeatuak ganbera magmatikoen oinean eratzen zirela iradoki zuten, baina hori ezinezkoa da azpiko mantuko materialak magmak baino tenperatura altuagoa duelako eta, beraz, magmak ezin direlako bertan solidifikatu. Aldiz, ganbera magmatikoaren hormek zirkulazio hidrotermalaren eraginez hozketa nabarmena jasaten dute eta horren ukipenean arrunta da magmen kristalizazioa gertatzea. Prozesu horretan zehar mantuko konbekzioak gabroak kanpoalderantz garraiatzen ditu eta goiko aldeko gabro kristalduen eta azpiko mantuko material gogorraren artean zanpatuta gelditzean, erdi-kristaldutako gabroak deformatu egiten dira. Deformazio horrek sorrarazten du gabroen bandeatu horizontala.

Ozeano Bareko ekialdeko gandorrean definitutako ganbera magmatikoak 2-4 km-ko zabalera du eta lodiera ez da km batera heltzen (7.19. irudia). Ganbera magmatikoa oso bero dagoen arroka-estalki batez inguratuta dago. Estalki horretako arrokek fusio partziala jasaten dute eta ganberaren hornitzaile gisa jokatzen dute. Magma-gordailu horren neurriak 6-10 km bitarteko zabalera eta 3-6 km bitarteko lodiera dira. Arroka beroko eremua lurrazal ozeanikoaren oinalderaino heltzen da, eta segur aski, km gutxi batzuetan, goi-mantuan ere barneratuko da. Horren ondorioz ezin da gandorren azpitik Moho etenunea ondo definitu, magmaren eta peridotiten artean jarraitutasun fisikoa dagoelako.

deskonpresioz sortzen den magma-kopurua txikiagoa izango da. Aldiz, abiadura azkarreko gandarren azpitik astenosfera azaletik gertuago kokatzen da, desconpresioa handiagoa da eta ganbera magmatikoa etengabe hornitzeko beste magma sor daiteke.

7.4. GANDORRETATIK ISURITAKO BASALTOEN JATORRIA

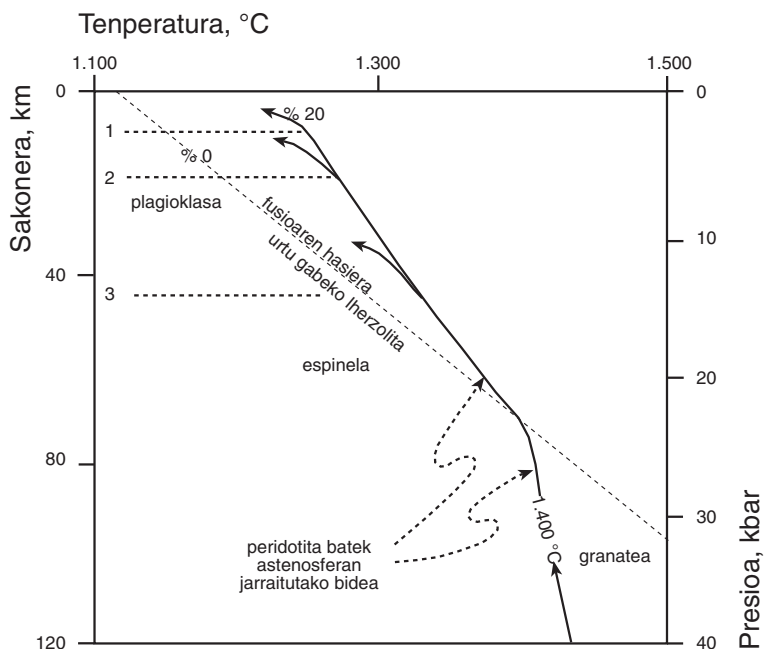
Gandarren azpitik mantu astenosferikoak mugimendu gorakorra du eta horrek peridotiten fusio partziala eragiten duen desconpresioa dakar. Peridotiten fusio partzialak magma basaltikoak sortzen ditu eta hauek, hozketa jasan ondoren, 6 km-ko lodiera duen lurrazal ozeanikoa eratzen dute. Ondoren, mantuko peridotiten fusioaren bitartez magma basaltikoak nola eratzen eta pilatzen diren aztertuko da.

Gandarren azpitik mantuak mugimendu gorakorra duenez gaineko arrokek eragindako gainzama gutxitu egiten da, eta peridotitek gorantz egiten duten kilometro bakoitzeko 300 atmosfera inguruko desconpresioa jasaten dutela kalkulatu da (datu hau km bateko eta $3,3 \text{ g/cm}^3$ -ko dentsitatea duen mantuaren zutabe batek azpian eragiten duen presioa neurtuz lortzen da). Deskonpresioak peridotiten fusio-puntua jaitea eragiten du. Mantuko baldintza termikoak aztertuz kalkulatu da peridotiten fusioa gutxi gorabehera 75 km-ko sakoneran hasten dela. 7.20. irudiko diagraman sakoneraren arabera peridotiten fusio-lerroa (solidus lerroa) eta tenperaturaren bilakaera (gradiente geotermikoa) ikus daitezke. Gradiente geotermikoaren lerroak (lerro beltza) edozein sakoneratan peridotitek izango duten tenperatura adierazten du. Mantuan gora datorren peridotita batek diagraman irudikatutako lerro beltzari jarraituko lioke. Bi lerroek 75 km inguruko sakoneran elkar zeharkatzen dute. Horrek erakusten du gorantz datorren peridotita batek une horretan fusioaren estreinako prozesuak jasango dituela. Gradiente geotermikoak inguru geodinamikoaren arabera direnez, peridotiten fusioa ez da beti sakonera berean hasi behar.

Ezaugarri hauek gorantz datorren peridotita astenosferan mantentzen den bitartean betetzen dira, bertan ez delako kondukzioz berorik galtzen. Baldintza hauetan fusioa desconpresio adiabatikoaren bitartez sortzen da. Aldiz, peridotita litosferan barneratuz gero, litosferako peridotita hotzagoen eraginez beroa galduko du kondukzioz. Tenperatura jaistean fusioa ezin izango da gertatu eta peridotita hori litosferaren barnean geratuko da.

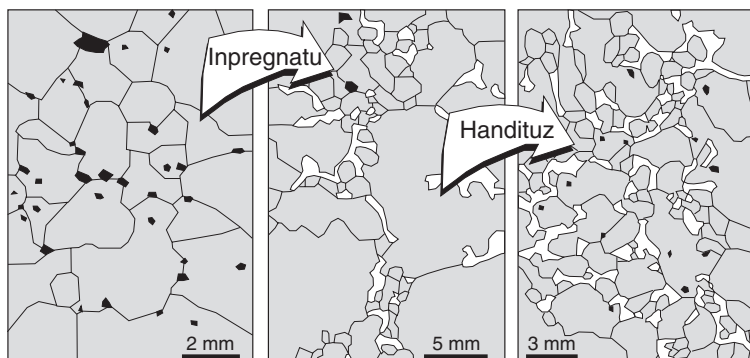
Beraz, mantuko peridotiten fusioa hasteko nahikoa da astenosferako zati bat 75 km-ko sakoneran kokatzea. Horrek azaltzen du fusioa 75 km baino meheagoa den eta beraz erlatiboki gaztea den litosferaren azpitik gerta daitekeela eta, ez aldiz, litosferak bere 100 km-ko lodiera arrunta erakusten duen eremuetan.

Mantu astenosferikoak zenbat eta sakonera txikiagoa lortu, gero eta handiagoa izango da fusio partzialaren portzentajea. Suposatuz peridotitak azaleraino garraituak izan daitezkeela bero-galerarik gabe, hau da, litosferarik ez balego, 7.20. irudiko diagramaren arabera peridotiten fusioa % 25ekoa izango litzateke. Gandorretan, non litosfera inon baino meheagoa baita (zenbait km baino ez), gehien jota % 20ko fusio-portzentajeak lor daitezke.



7.20. irudia. Mantuko peridotitek azalerantz doazela jasaten dituzten tenperatura- eta fusio-graduaren aldaketak erakusten dituen diagrama. Peridotiten ibilbidea gezidun lerro beltz jarraitua da. Peridotiten galdatzea lerro ez-jarraituko baldintzetara heltzean hasten da. (Boudier eta Nicolas, 1995).

Peridotiten fusiotik sortutako likidoek kristaltzean gabroak ematen dituzte, nahiz eta hozketa azkarra izan. Gabroen osagai nagusietako bat plagioklasa zuria da eta oso erraz bereizten da peridotita ilunaren barne. Horri esker zehaztu dira peridotiten fusioan diren urratsak (7.21. irudia). Fusiotik sortutako likidoa, hasiera batean, peridotitan zehar banatuta dauden tanta solteetan aurkitzen da, ondoren deformazioaren eraginez pelikula finetan biltzen da. Fusio-portzentajea handitu ahala, pelikula horiek gehitu, bildu eta arroaren barnean likidoz osatutako sare jarraitu bat eratuko dute, urez bustita dagoen belaki baten gisa. Fusioak aurrera eginez gero, likidoa arrokatik irten, eta 1-40 cm bitarteko filoiak osatuz gorantz egiteko joera izango du. Sakonean filoi hauek oso irregularrak dira eta gorantz elkartuz joaten dira zuhaitz baten sustraian gisa. Azkenean, askoz ere filoi zuzenagoak, orri-geometriakoak, izaten dira, peridotiten barnean oso erraz bereizten direnak. Filoi horietatik magmek ganbera magmatikoa horni dezakete edo azaleraino hel daitezke.

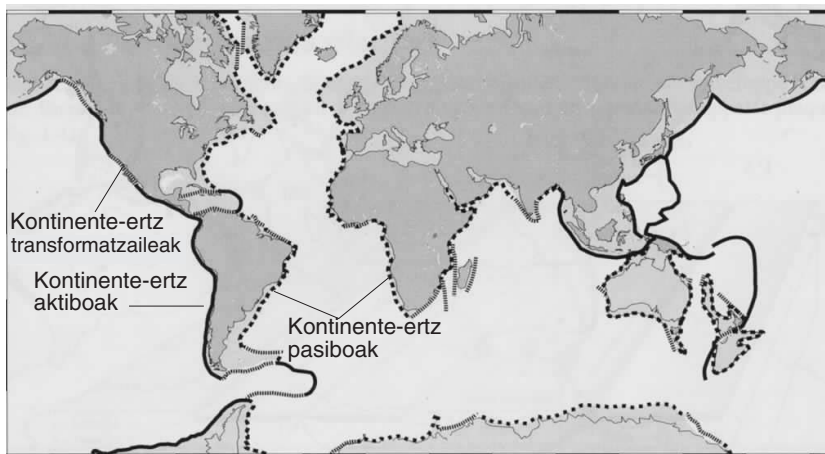


7.21. irudia. Peridotitek likido basaltikoz (kolore zuria) inpregnatu ahala xafila mehean erakusten duten itxura. Ezkerrean, likidorik gabeko peridotitan, olibinozko kristalak eta kromitazko kristal txikiak baino ez dira bereizten. (Nicolas, 1989).

Magmari mantutik azaleraingoko bidea egiten dion haustura azkar hedatzen da, mugimendu sismikoak eraginez. Ikertzaileek mugimendu sismiko hauek erabiltzen dituzte magmen azaleratzea aurreikusteko. Magmak mantuan zehar haustura-filoietatik bidaiatzen duen bitartean orduko kilometro bateko abiadura izaten du, baina azaletik gertu abiadura azkar daiteke likidotik askatzen diren gasen eraginez. Behin azaleraingoko heldu ondoren, filoi batek aste pare bat aski du metro bateko lurrazal berria eratzeko. Metroko lodiera ez da zorizkoa, filioiek mantutik basaltia ateratzean eta konplexu filoniarraren goiko aldera heltzean duten batez besteko lodiera da. Beraz, lurrazal ozeanikoa pultsoka eratzen da mantutik datorren magma basaltikoa, haustura-filoi bat erabiliz, azaleratzen den bakoitzean. Lurrazalak metro bateko aldentzea jasaten du aste gutxi batzuetan, eta ondoren lasaitu egiten da hurrengo haustura-filoia eratu arte.

8. Dibergentziatik jaiotako ertz egonkorrak

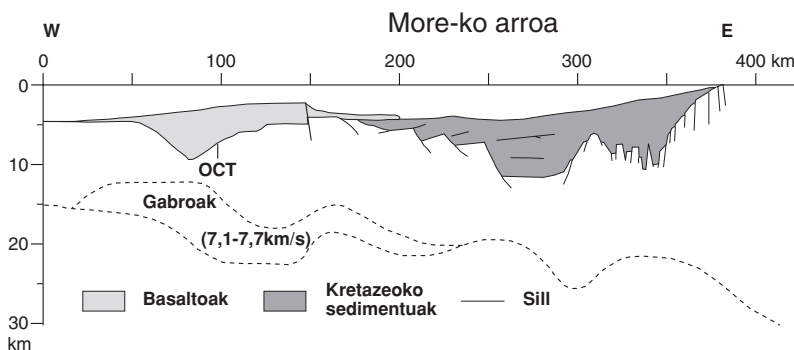
Ertz egonkorrek (edo pasiboek), izenak adierazten duen bezala, ez dute jardura tektoniko berezirik aurkezten. Oro har, zabaltzen ari diren ozeanoak inguratzen dituzte eta ez dute zerikusirik gaur eguneko plaken arteko mugekin (8.1. irudia). Iraganean, aldiz, plaken arteko muga baten gainean kokatuko ziren, beraien garapena rift kontinentalen bilakaerarekin hasten baita. Beraz, lurralde hauek ez dira beti egonkorrak izan, ozeanoen garapena hasi ondoren egonkortzen dira, eta geroztik, litosfera kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko mugan aurkitzen dira. Muga horretan adinez eta izaeraz oso ezberdinak diren bi litosfera eta bi lurrazal elkarren ondoan aurkitzen dira. Ertz egonkorren garapenean bi urrats nagusi ezberdintzen dira: rift urratsa eta ozeano-zabalkuntza urratsa. Urrats hauen arteko muga dibergentziaren ondorioz estreinako lurrazal ozeanikoa sortzean kokatzen da.



8.1. irudia. Kontinente-ertz aktiboen, egonkorren eta transformatzailen hedapen geografikoa. (Boillot eta Coulon, 1998).

Ertz egonkorrak bi multzo nagusitan banatzen dira arroka bolkanikoen agerpenaren arabera. *Ertz egonkor ez-bolkanikoak* litosferaren dibergentzia motela edo oso motela izan denean garatutako ertzak dira. Kasu honetan rift urratsak 20 Mu-tik gorako iraupena izan dezake. *Ertz egonkor bolkanikoak*, aldiz, luma gorakorren eraginaren edo riftaren zabalkuntza-abiadura oso azkarraren ondorioz sortzen dira. Noski, hauek muturreko bi egoerak dira, baina arroka bolkanikorik ez duten eta arroka bolkanikoz soilik osatuta

dauden ertz egonkorren artean bitarteko egoera guztiak aurki daitezke. Baliteke ere, Norvegiako ertzean gertatzen den bezala, ertz egonkor bera bolkanismorik gabeko urrats batetik sumendi-erupzio ugari urrats batera igarotzea (8.2. irudia). Norvegiako ertzaren ekialdeko eremua bolkanismorik gabeko rift batean garatuta dago, baina ozeano alderantz, mendebaldeko eremuak ertz bolkanikoen ezaugarri guztiak ditu (basaltoak azalean eta gabroen pilaketak lurrazal mehetuaren azpitik).



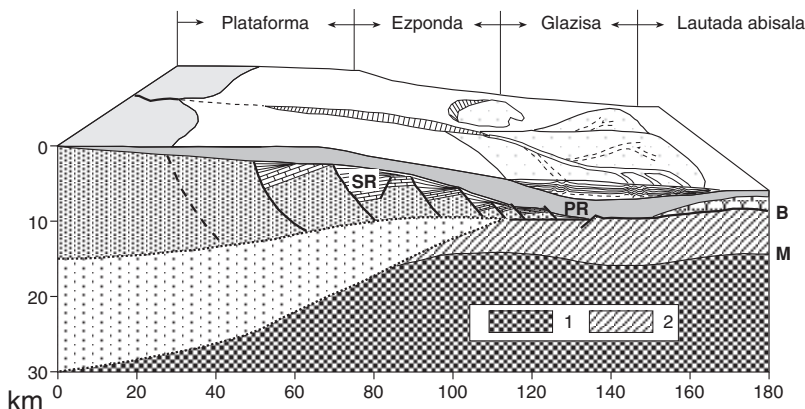
8.2. irudia. Norvegiako ertz egonkorren zehar-ebaki eskematikoa. 200. kilometrotik ekialdera ertza ez-bolkanikoa da eta mendebaldera, aldiz, bolkanikoa. OCT: ozeanoaren eta kontinentearen arteko trantsizioa. (Skogseid eta Eldholm, 1995).

Ertz egonkorretako prozesu nabarmenetariko bat subsidentzia da. Subsidentzia hitzak adierazten du denbora-tarte nahiko zabalean arro sedimentario baten (ez da zertan itsas arro bat izanik) hondoaren hondoratzeko progresiboa erregular edo ez-erregularra. Ertz egonkorretan kontinenteetako higaduraren ondorioz sortutako metakinak jatorri biologikoko sedimentu ugariekin nahasten dira, munduan ezagutzen diren sedimentu-pilaketa lodienak (10-15 km) sortuz.

8.1. ERTZ EGONKOR EZ-BOLKANIKOEN MORFOLOGIA

Ertz egonkor ez-bolkanikoetan ezaugarri geometriko zein sedimentario oso ezberdinak dituzten eremuak bereizten dira (8.3. irudia).

Uraren gaineko lurrak inguratuz batez beste 70-80 km bitarteko zabalerara eta 0 eta 130 edo 180 m bitarteko sakonera duen **kontinente-plataforma** dago. Oro har, plataformak handitu egiten dira ozeanoaren zabalkuntzak aurrera egin ahala. Gaur eguneko kontinente-plataformen goiko muga kostaldea da. Muga horrek aldi baterako esanahi geologikoa baino ez du, kostaldeko lautada eta arro ugari, beraien egitura eta historio sedimentarioek adierazten duten bezala, kontinente-plataformaren bilakaeran garatuta daudelako. Bestalde, beheko muga egitura geomorfologiko eta estrukturala da, malda-aldaketa baten ondorioz identifikatzen dena. Ikerketa geologiko guztiek kontinente-plataformak kontinenteen uraren azpiko luzapena direla adierazten dute eta horrekin dituzten ezberdintasun bakarrak gaineko ur-geruza mehea eta beronek baldintzatutako prozesu sedimentarioak dira.



8.3. irudia. Ertz egonkor ez-bolkanikoen morfologia eta azaleko egitura.

1: Mantuko peridotita; 2: Partzialki serpentinizatutako peridotita; B: Basalto ozeanikoa; M: Moho etenunea. (Boillot eta Coulon, 1998).

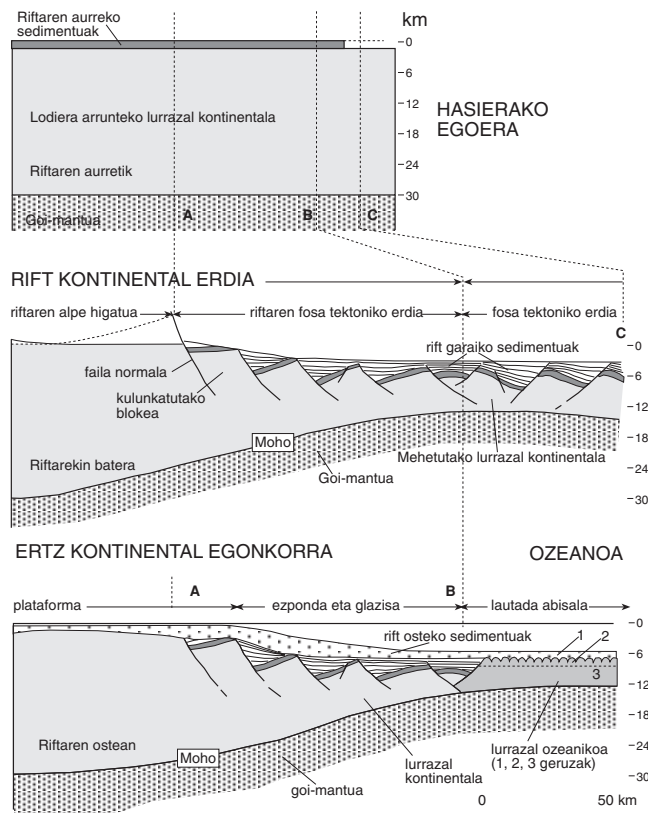
Kontinente-ezponda 200 m-tik 3.000 edo 4.000 m-raino hondoratzen da 2° eta 4° -ko batez besteko maldarekin. Izatez malda oso txikia da, baina oso nabarmena askoz ere okerdura txikiagoa (20 aldiz txikiagoa) duten kontinente-plataformaren eta glazis edo lautada abisalaren artean. Gehienetan, kontinente-ezpondaren malda txikitu egiten da sakonerarekin, geometria ahurra erakutsiz. Kontinente-ezponda zeharkatzen duten arroilak dira eremu hauetako ezaugarri morfologiko adierazgarrienak.

Kontinente-ezpondaren azpiko aldean okerdura oso txikia (% 1 eta % 0,15 bitartekoa) duen **kontinente-glazisa** aurkitzen da. 4.000 eta 5.000 m artean kokatutako eremua da, eta geometria dibergentea erakusten duen haran- eta ubide-sare batek zeharkatzen du. Sarea arre-korronteen eraginez sortzen da. Glazisa lurrazal kontinental mehetuaren zein lurrazal ozeanikoaren gainean kokatuta egon daitekeen pilaketa sedimentarioa da.

Ondoren, jada lurrazal ozeanikoaren barnean kokatzen den lautada abisala dugu.

8.2. ERTZ EGONKORRETAKEO ESTALKI SEDIMENTARIOA

Ertz egonkorretako sedimentuak, estentsioarekin duten adin-erlazioaren arabera, erraz bana daitezke hiru multzo nagusitan (8.4. irudia). Alde batetik, **rift aurreko sedimentuak** estentsio tektonikoaren aurretik lurrazal kontinental estaltzen zutenak dira. Metakin hauek, sarritan estentsioa baino askoz zaharragoak izan daitezkeenak, estaltzen duten zokaloarekin batera deformatuko dira. **Rift garaiko sedimentuak** estentsioa aktiboa den bitartean egituraren erdiko grabenean metatutakoak dira. Beraz, rift egitura sortzen den bitartean metatuko dira. Riftaren horma garaien higaduratik sortutako metakinez osatuta daude batez ere, eta sedimentu zaharrenak faila normalen eraginez hondoratuta eta baskulatuta aurkitzen badira ere, gazteenek graben guztia estal dezakete. Azkenik, **rift osteko sedimentuak** jarduera tektonikoa bukatu ondoren pilatutakoak dira. Jarduera tektonikoa desagertu daiteke bai estentsioa gelditu delako, bai lurrazal kontinentalaren apurketa gertatu delako, eta bai riftaren bi aldeak ertz egonkor bihurtu direlako.



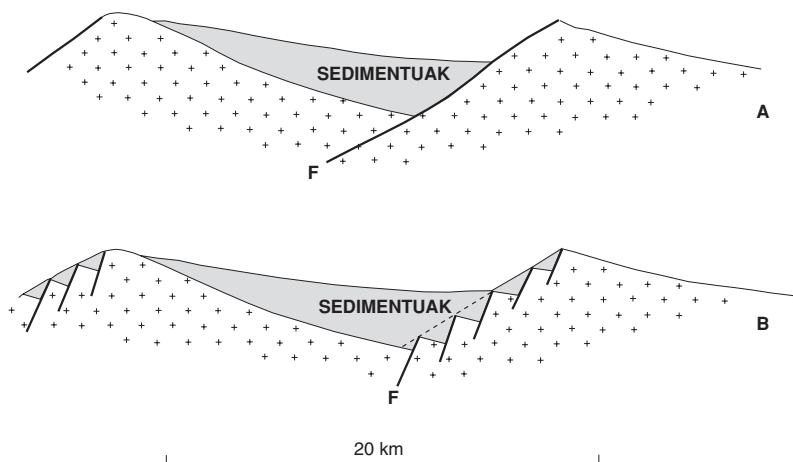
8.4. irudia. Rift kontinentalen bilkaeraren eredua. Kasu honetan litosferaren mehetzea zizaila puruaren bitartez gertatzen da. Lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko ukipena arbitrarioki irudikatuta dago. (Boillot eta Coulon, 1998).

Rift aurreko, rift garaiko eta rift osteko sedimentuek osatutako lodiera erabiliz ertz egonkor “elikagabeak” (2-4 km-ko lodiera plataforma eta glazisean) eta ertz egonkor “elikatuak” (10-15 km-ko lodiera plataforman eta 3-6-koa glazisean) bereizten dira. Ozeano Atlantikoko ertz europar gehienak elikagabetzat, eta aldiz, mendebaldeko ertzak, sedimentu-pilaketa handiagoen eraginez, elikatutzat hartzen dira.

8.3. ERTZ EGONKORRETAKEO AZALEKO EGITURAK

Ertz egonkorrek lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko trantsizio-eremuak dira. Normalean, 35-40 km-ko lodiera duen lurrazal kontinentalaren eta 6-7 km-ko lodiera duen lurrazal ozeanikoaren arteko trantsizioa lurrazal kontinentalak mehetzean gertatzen da. Mehetzea eragiten duten estentsio-indarrek oso egitura ezberdinak sorrarazten dituzte ertz egonkorretako lurrazalaren goiko eta azpiko eremuetan. Goiko eremuan garatzen diren egitura hauskorak atal honetan deskribatuko dira eta azpiko eremuan sortzen den deformazio moldakorra hurrengo atalean.

8.5. irudian ertz egonkorretako zokaloaren azaleko failen geometriari buruzko eredu bi aurkezten dira. Lehendabizikoa, lurrazalaren bi bloke baskulatu eta hondoratuak banatzen dituen etenune sismikoa okerdura txikiko (20° inguru) faila normal bati dagokio. Etenune honen gainean labaintzen da gaineko blokea. Bigarrenean, etenune sismikoa okerdura handiko ($60-70^\circ$) faila normal ugariaren bitartez osatutako malda baten irudia erakusten da.

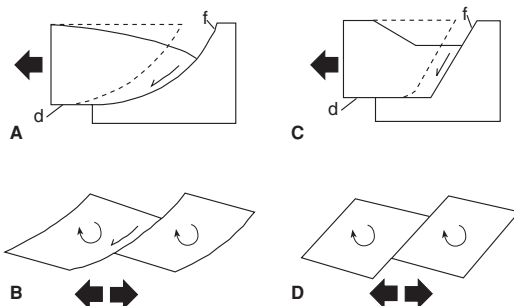


8.5. irudia. Kulunkatutako lurrazal kontinentalaren bi blokeen arteko mugen balizko interpretazio bi. A: Bi blokeen arteko muga okerdura txikiko faila normal bakarrari dagokio; B: Bi blokeen arteko muga okerdura handiko faila normal txiki askoren ondorioa da. (Boillot eta Coulon, 1998).

Ertz egonkor ugarietan burututako profil sismikoen interpretazioetan lehenengo ereduak gailendu da. Hala ere, eredu horrek arazo bat du, gaur eguneko riftetan erdiko grabenerantz hondoratzen diren lurrazaleko blokeak $60-70^\circ$ bitarteko okerdurako faila normalen bitartez banatuta daudelako eta ez 20° -ko failen bitartez. Azken urteotan, batez ere Iberiar penintsularen mendebaldeko ertz egonkorrean, lortutako datu sismiko zehatzek bigarren ereduak egokiagoa dela iradokitzen dute.

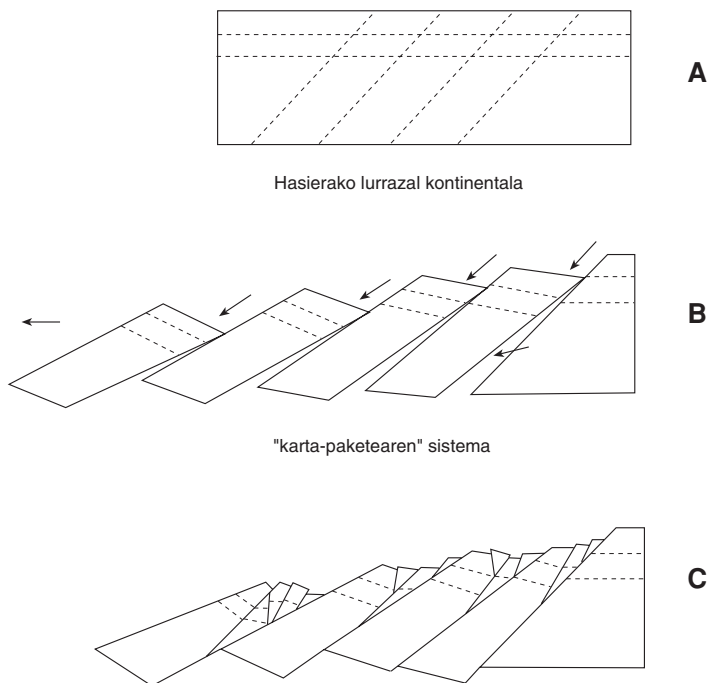
Irudi sismikoen bitartez ezinezkoa da lurrazalaren azalean ertz egonkorrek jasandako luzapena guztiz zehaztea. Ikerketa sismikoetan islapen-azalera nagusiak baino ezin dira zehaztu eta ertz egonkorretan horren ugariak diren eskala txikiko failak ezagutu gabe ezin da estentsioaren aurreko geometria berreskuratu.

Ertz egonkorretan lurrazal kontinentalaren blokeak banatzen dituzten faila normalen izaera eta geometriari buruzko eredu bi daude ere (8.6. irudia). Aspalditik, bloke horien kulunkamendua faila listrikoen mugimenduaren bitartez azaldu izan da (8.6.A., B. irudiak), baina ereduak konponbide erraza ez duten arazo geometrikoak planteatzen ditu. Egun, lurrazalean faila listrikoen agerpena guztiz arbuatzen ez bada ere, faila normal planoen ereduak era egokiagoan azaltzen dituzte azalean deskribatutako egiturak (8.6.C., D. irudiak).



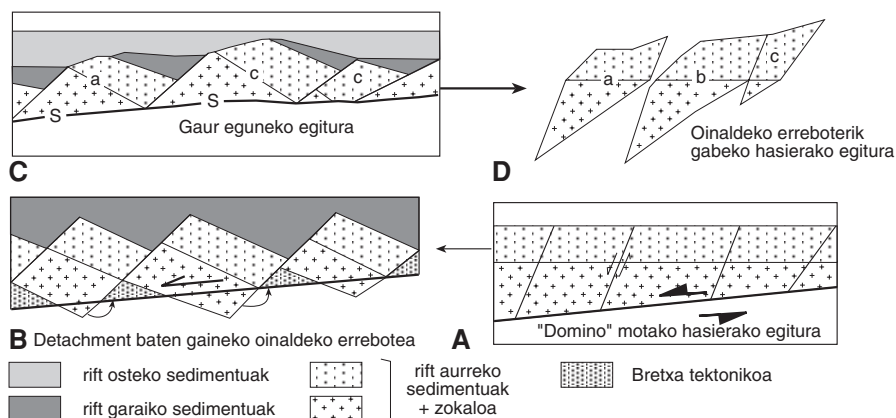
8.6. irudia. Lurrazal kontinental hauskorren estentsioa azaltzeko erabiltzen den “domino-fitxen” eredua. Faila normalak (f), listrikoak (A eta B) edo planoak (C eta D) detachment (d) izeneko sakoneko faila batean izan dezakete sustraia, eta blokeen kulunkamendua eragiten dute (B eta D). (Faure eta Chermette, 1989).

Lurrazaleko blokeen kulunkamendua azaltzeko erabiltzen den adibidea domino-fitxena da (8.7. irudia). Failen okerdura txikitu ahala fitxak progresiboki hondoratzen dira (8.7.A, B irudiak). Baina, eredu honetan blokeen kulunkamendua gertatu ahala halabeharrez bete beharreko hutsuneak sortzen dira. Zenbait mekanismo proposatu dira kulunkamenduan zehar sortutako hutsuneak betetzeko:



8.7. irudia. “Domino-fitxen” edo “karta-paketeen” ereduan blokeen baskulamenduekin sortutako hutsuneak azaleko faila normalen bidez konpontzen dira. (Le Pichon eta Sibuet, 1981).

- Hutsuneak blokeen gainetik betetzen dira (8.7.C. irudia). Kasu honetan azaleko faila normal txiki ugariaren jarduerak gehi behe-lurrazal moldakorraren mugimenduak desagerrarazten dituzte hutsuneak. Blokeen azpiko hutsuneak behe-lurrazal moldakorraren bitartez betez gero, blokeen azpiko muga lerro uhinkaria izango litzateke, baina irudi sismikoek erakusten dute faila normal guztien sustraia den muga hau lerro zuzena dela.
- Hutsuneak blokeen azpitik betetzen dira (8.8.A., B. irudiak). Kasu honetan, S azaleraren gaineko hutsuneak betetzeko “oinaldeko errebotea” deritzon prozesua erabiltzen da. Prozesu horren bitartez S azaleraren azpiko materiala garraiatzen da hutsuneetaraino, bretxa tektonikoak sortuz. Orain dela gutxi, S azaleraren gainean aurkitutako bretxa tektonikoak eredu honen alde daude.



8.8. irudia. Detachment azalera (S) baten gaineko kulunkamendua eta errebotea. Gaur eguneko zehar-ebakiaren (C) lehengoratzte hutsak ezinezkoa den zerbaitera eramaten gaitu (D). Aldiz, blokeen oinaldetik askatutako materiala bretxa tektoniko gisa sortutako hutsuneetara garraiatuz gero (B), “domino” motako hasierako geometriarekin (A) bat dator. (Hofmann eta Reston, 1992).

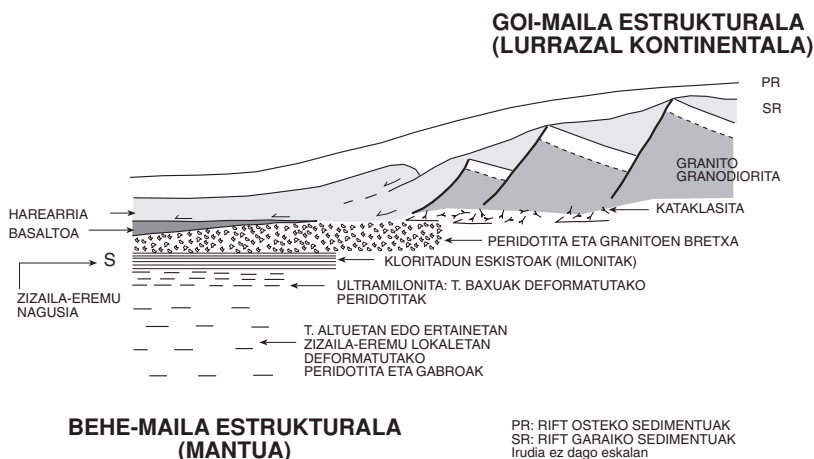
Beraz, goi-lurrazaleko blokeak banatzen dituzten okerdura handiko faila normalak deformazio handia xurgatzen duen azalera batean biltzen dira. Azalera horrek goi-lurrazal hauskorra eta behe-lurrazal moldakorra bereizten ditu eta **detachment** modura da ezaguna. Ertz egonkor elikagabeetako irudi sismikoetan goi-lurrazaleko bloke hauskorren eta litosferako maila moldakorren arteko muga hau da etenunerik nabarmenena.

8.4. ERTZ EGONKORREN EGITURA SAKONA

Ertz egonkorretako sedimentu eta goiko maila estruktural hauskorren azpiko behe-lurrazaleko eta mantu litosferikoko arroak zuzenean behatu eta ikertzea oso zaila da. 1980ko hamarkadan Nautilus urpeko ontziak Galiziako mendebaldeko ertzean burututako bidaietan eremu hauei dagozkien laginak biltzea lortu zuen estreinakoz. Laginek balio izan dute ertz egonkorretako behe-lurrazalari eta mantu litosferikoaren deformazioari buruz aurretik zeuden hipotesiak baieztatze edo ezeztatze.

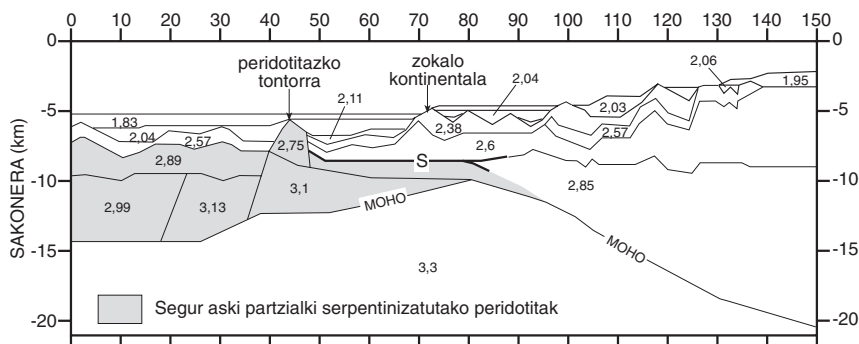
Galiziako ertz egonkorrean aurkitutako “sakoneko materialen leiho” honetako laginak peridotita serpentinitatuak eta gabroak dira, beraz, mantuako materialak azaleratzen dira. Lagin hauek mantuari zegozkioa baieztatu ondoren arazo larria planteatu zen, zeren eremu honetan burututako ikerketa sismikoez Moho etenunea 10 km-ko sakoneran kokatzen baitzuten. Arazoa azaleratutako arroken petrologia eta ezaugarri geofisikoak aztertuz konpondu zen. Peridotitak zirkulazio hidrotermalaren eraginpean hidratatu egiten dira, mineralak itsasoko urarekin aldatu egiten direlako. Nabarmena da, batez ere, olibinoak, peridotiten osagai nagusia, itsasoko uraren aurrean serpentinarara eraldatzeko duen erraztasuna. Aldaketa mineralogiko horren bitartez peridotitak serpentinita bihurtzen dira, bolumena irabazten dute eta, beraz, dentsitatea murriztu egiten da. Guztiz serpentinitizatutako peridotitak arroka erlatiboki arinak dira ($2,7 \text{ g/cm}^3$) eta dituzten ezaugarri fisikoak (baina ez osaera kimikoa) goi-lurrazalaren parekoak dira. Gehienetan, aldiz, peridotiten serpentinitazioa partziala baino ez da ($2,9\text{-}3,0 \text{ g/cm}^3$) eta erakusten dituzten abiadura sismikoa ($7,0\text{-}7,4 \text{ km/s}$) behe-lurrazalari dagozkionak dira. Beraz, ikuspegi sismikotik serpentinitizatutako peridotitak lurrazalaren barnean kokatuko lirake eta, kasu honetan, “Moho etenunea” peridotita freskoen eta serpentinitatuaren arteko mugari dagokio. Ez dira nahastu behar deskribatutako “Moho sismikoa”, hau da, abiadura sismiko ezberdina duten bi eremuen arteko muga, eta izaera guztiz ezberdineko lurrazalaren eta mantuaren arteko ukipena adierazten duen benetako Mohoa.

Ertz egonkorretan kulunkatutako blokeekin osatutako goi-lurrazal hauskorren azpitik S azalera islatzailea dago, detachement deritzon etenune sismiko nabarmena. Etenune sismiko hau horizontaletik gertu dagoen ukipen tektoniko bati dagokio. Ukipen horretan zehar goi-lurrazal kontinentaleko granito, granodiorita eta riftaren aurreko sedimentuen zatiak, eta bretxa tektoniko gisa mantutik eratorritako peridotita serpentinitatuak eta gabroen zatiak aurkitzen dira (8.9. irudia). Detachment etenuneak hainbat egitura dituen deformazio-eremua osatzen du. Detachment eremuko goiko materialek deformazio hauskorra jasaten dute, baina sakonerarekin deformazioak ezaugarri moldakorrek beregatatzen ditu berehala.



8.9. irudia. Ertz egonkor batean goi-lurrazalaren eta serpentinitizatutako peridotiten arteko ukipenaren ezaugarriak erakusten dituen zehar-ebaki eskematikoa. (Boillot *et al.*, 1995).

Zizaila-eremu honen geometria eta ezugarriak bat datoz datu geofisikoekin (8.10. irudia). Failez mugatutako goi-lurrazaleko bloketan eta sedimentuetan P uhinen abiadura 6 km/s baino txikiagoa da, dentsitateak 2,3 eta 2,6 g/cm³ bitartean daudelarik. Aldiz, azalean aurkitutako serpentinitetan zein detachment azpikoetan P uhinen abiadura 7,0 eta 7,4 km/s eta dentsitateak 2,9 eta 3,1 g/cm³ bitartekoak dira. Detachment edo S azalera zehar sumatutako bat-bateko P uhinen abiadura-aldaketak azaltzen du azalera horren islapen indartsua (8.11. irudia).

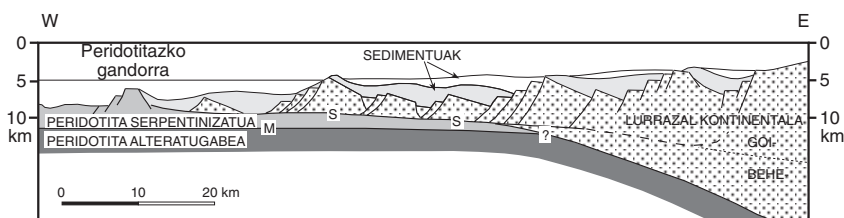


8.10. irudia. Galiziako ertz egonkorreko lurrazalaren egitura datu grabimetrikoen arabera.

Zenbakiak eremu bakoitzeko materialen batez besteko dentsitatea adierazten dute.

2 eta 2,3 arteko dentsitateak sedimentuei dagozkie; 2,3 eta 2,6 bitartekoak goi-lurrazal kontinentalarenak edo lurrazal ozeanikoko basaltoenak dira; 2,6 eta 3,1 bitartekoak behe-lurrazal kontinentalarenak edo partzialki serpentinizatutako peridotitenak dira.

(Whitmarsh *et al.*, 1996).



8.11. irudia. Galiziako ertz egonkorraren zehar-ebaki eskematikoa. Peridotitazko gandorraren mendebaldera serpentinizatutako peridotitek eta berauen gaineko basalto-geruza mehe batek eratzen dute itsas hondoa. Gandorraren ekialdera, aldiz, goi-lurrazal kontinental zuzenean serpentinizatutako peridotiten gainetik kokatzen da ukipen mekaniko (detachment) baten bitartez (S azalera). Lurrazal kontinentalaren blokeen artean kokatutako faila normalak okerdura handikoak dira (60-70°) eta sakonean blokeen oinaldean kokatutako detachment faila sub-horizontalean dute sustraia. (Boillot *et al.*, 1995).

8.5. LURRAZAL KONTINENTALAREN ETA OZEANIKOAREN ARTEKO TRANTSIZIOAREN EZAUGARRI GEOFISIKOAK

Lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko trantsizio progresiboa ertz egonkorretan baino ez da gertatzen. Horretarako lurrazal kontinentalak estentsioaren eraginpean mehetze progresiboa jasaten du. Era berean, mehetze-eremuak bezalako subsidentziarik ez da beste inon gertatzen. Ezaugarri nagusitzat subsidentzia duen lurrazal kontinentaleko eremu mehetua hirugarren motako lurrazal edo bitarteko lurrazal gisa izendatu da. Bitarteko lurrazalaren zabalera oso aldakorra izan daiteke. Adibidez, Galiziako ertz egonkorrak 20 km-ko zabalera baino ez du eta, aldiz, hegoalderago, Lisboaren parean, 100 km ditu. Jarraian hirugarren motako lurrazalean edo bitarteko lurrazalean burututako ikerketa geofisikoen emaitzak aurkeztuko dira.

8.5.1. Anomalia magnetikoak

Galiziako mendebaldean burututako zehar-ebakian (8.10. irudia) anplitude handiko anomalia linealak peridotiten azaleramenduetatik mendebaldera agertzen dira, hau da, ozeanoaren hondoan basaltoak aurkitzen direnean. Aldiz, peridotiten azaleramenduek eta peridotitetatik kontinente alderantz neurtutako datuek anomalia puntualak edo anplitude ahulekoak baino ez dituzte erakusten. Beraz, anomalia magnetiko nabarmenak basaltoetan baino ez dira sortzen, lurrazal ozeaniko arruntean.

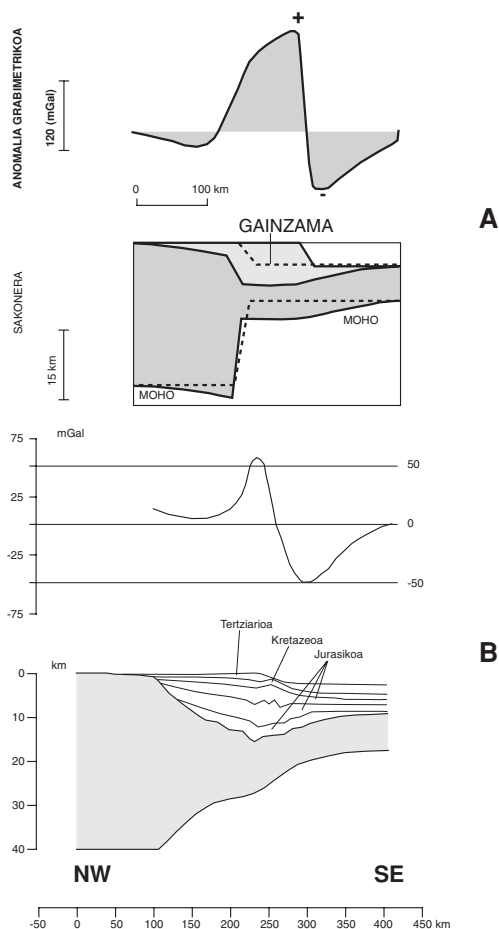
Sarritan ertz egonkorretan zehar burututako zehar-ebaki magnetikoetan lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren artean ezaugarri magnetiko bereziak dituen eremua bereizi izan da, “lasaitasun magnetikoaren eremua” hain zuzen ere. Bertan, lurrazal ozeaniko arruntaren anomaliak baino anomalia txikiagoak neurtzen dira, baina ez dira lurrazal kontinentalean neurtzen direnak ere. Kasu gehienetan eremua sedimentuz estalita dagoenez ezin da anomalia berezien arrazoia zehaztu. Ideia ugari plazaratu dira “lasaitasun magnetikoaren eremua” azaltzeko asmoz: eremu berezi hau ekuatorearen inguruan baino ez dela sortzen; ozeanoen zabalkuntza oso motela denean sortzen dela soilik; lurrazal ozeanikoaren metamorfismoaren ondorioa dela, edota Lurreko eremu magnetikoaren alderanzketak gertatzen direnean sortutako basaltoetan baino ez dela eratzen. Denborarekin ideia hauek guztiak baztertu dira eta, aldiz, Galizian egindako ikerketen arabera, “lasaitasun magnetikoaren eremua” hirugarren motako lurrazalarekin lotu da.

8.5.2. Anomalia grabimetrikoak

Iberiar penintsulan mendebaldean lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren artean ez da inolako anomalia grabimetriko nabarmenik behatzen. Erlike nabarmenagoko elikatu gabeko beste zenbait ertz egonkorretan, aldiz, kontinente-ezpondaren inguruan tokian tokiko anomalia grabimetrikoak definitu izan dira.

Ertz elikatuetan, aldiz, anomalia grabimetrikoak nabarmenki anplifikatuta daude (8.12. irudia). Kasu arruntenetan ozeanoa eratu ahala ertzaren litosfera loditu egiten da eta gero eta hauskorragoa bihurtzen da. Gainean pilatutako sedimentuen zamak ertzaren flexura dakar, hau da, zamaren azpiko litosfera hondoratu egiten da baina oreka isostatikoa mantentzearen zamaren inguruan litosfera konkortu egiten da (8.12. irudia). Beraz, sedimentuak pilatzen diren tokian masa-soberakina dago (anomalia grabimetriko positiboa) eta zamaren inguruan masa-eskasia (anomalia grabimetriko negatiboa). Anomaliak zama

sedimentariotik ozeanorantz dira batez ere nabarmenak, eta oso ondo definitu dira Estatu Batuetako ertz atlantikoan (8.12. irudia).



8.12. irudia. Ertz egonkor elikatuetan neurtutako anomalia grabimetrikoak.

A: Eredu teorikoa; **B:** Ipar Amerikako ertz egonkor atlantikoaren adibidea. (Watts eta Marr, 1995).

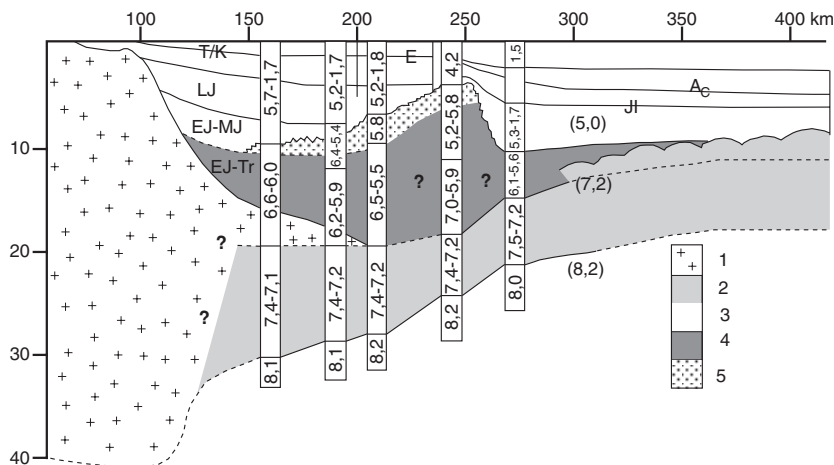
8.5.3. Bero-fluxua

Beste zenbait baldintzaren artean, Lurraren azalean neurtzen den bero-fluxua litosferaren lodieraren (hau da, adinaren) eta lurrazalaren izaeraren (kontinental edo ozeanikoaren) menpe dago. Bero-fluxuaren zati bat astenosferatik igorritako beroari dagokio, baina beste zati bat elementu erradiaktiboek askatutako beroak eragiten du. Lurrazal kontinentaleko elementu erradioaktiboen proportzioa lurrazal ozeanikoan baino askoz ere handiagoa denez, baldintza arruntetan lurrazal kontinentalaren bero-fluxua lurrazal ozeanikoarena baino handiagoa izan ohi da. Litosferaren adina ezagututa (kasu honetan ertz egonkorarena), teorikoki, sustratu ozeanikoan eta kontinentalean neurtutako bero-fluxuak ezberdin

zitezkeen eta era horretan lurrazal ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko muga identifikatu. Baina teorikoki erraza dirudiena praktikan jartzeak arazoak sortzen ditu, gaineko pilaketa sedimentarioak isolatzaile termiko gisa jokatzen duelako eta goi-lurrazalaren egitura tektonikoek, failetan gertatzen den fluidoaren zirkulazioaren bidez, bero-garraioa kanalizatzen dutelako.

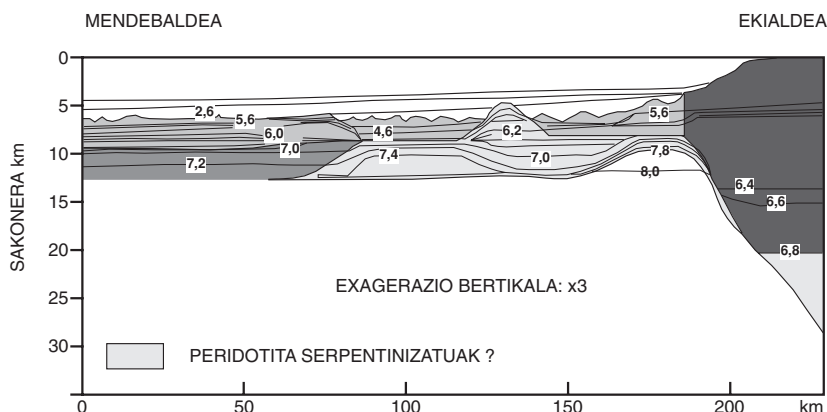
8.5.4. Behe-lurrazaleko abiadura sismikoak

Mota guztietako ertz egonkorretan neurtu dira behe-lurrazaleko abiadura sismikoak. Ertzaren eta eremu ozeanikoaren arteko trantsizioan behe-lurrazaleko abiadura sismikoak sarritan maila estruktural honetan neurtutako azkarrenak dira, 7,2 eta 7,4 km/s bitartekoak (8.13. irudia). Abiadura hauek gertuago daude lurrazal ozeanikoaren 3. geruzak dituenetik behe-lurrazal kontinental arruntean neurtzen direnietatik baino (6,5-7 km/s). Datu hauek erabiliz, betidanik proposatu izan da riftaren estreinako prozesu magmatikoetan sortutako gabroak mehetutako lurrazal kontinentalaren azpian daudela pilatuta. Ondorioz, ertz egonkorretan lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga riftarekin batera sortutako gabroekin osatuko litzateke. Rift garaiko gabro hauek ez dute zerikusirik lurrazal ozeanikoaren 3. geruza osatzen dutenekin, aurrekoak lurrazal ozeanikoa sortu aurretik pilatu ziren eta besteek ozeano-gandorrean dute jatorria.



8.13. irudia. Estatu Batuetako ekialdeko ertz egonkorrean, Baltimorreko arroilaren inguruan, neurtutako sakonera ezberdinetako abiadura sismikoak. 1: Lurrazal kontinental; 2: Lurrazal ozeanikoa; 3: Rift osteko sedimentuak; 4: Rift garaiko sedimentuak; 5: Sedimentu karbonatatuak. (Diebold *et al.*, 1988).

Baina Galiziako ertz egonkorrean bildutako datuen arabera beste hipotesi bat ere plazara daiteke. Baliteke behe-lurrazala (hitzaren esanahi sismikoa erabiliz), zenbait kasutan behintzat, peridotita serpentinizatuen bitartez eratuta egotea, arroka horiek gabroen abiadura sismiko bera dutelako. Gauza bera proposatu da Groenlandiaren hego-mendebaldeko ertz egonkorrerako (8.14. irudia).



8.14. irudia. Groenlandiaren hego-mendebaldean kokatutako ertz egonkorreko lurrazalaren egitura, errefrakzio-sismikaren datuen interpretazioaren arabera. Gris argiko gandorra serpentinizatutako peridotitaz eratuta dagoela interpretatu da. (Chian eta Louden, 1997).

Hala ere, hipotesiak ez dira bateraezinak, ertz egonkorretan gabroak eta serpentinitak sarritan elkarren ondoan agertzen direlako. Material horien arteko proportzio erlatiboak riftaren azpiko mantuko peridotiten fusio partzialaren portzentajearen arabera alda daitezke. Zenbat eta fusio partziala handiagoa izan, gabro-kopurua handiagoa izango da.

8.6. NON KOKATU ERTZ EGONKORRETAKE KONTINENTEEN ETA OZEANOEN ARTEKO MUGA?

Litosfera osoa kontuan hartuz, riftarekin batera sortutako eta egun ertz egonkorretan agertzen diren peridotita serpentinizatuak eta gabroak kontinentearen barnean kokatu beharko lirateke. Ondorioz, benetako lurrazal ozeanikoaren (gandorrean sortutakoa) eta benetako lurrazal kontinentalaren arteko muga bitarteko lurrazalean (hirugarren motako lurrazala) kokatuko litzateke.

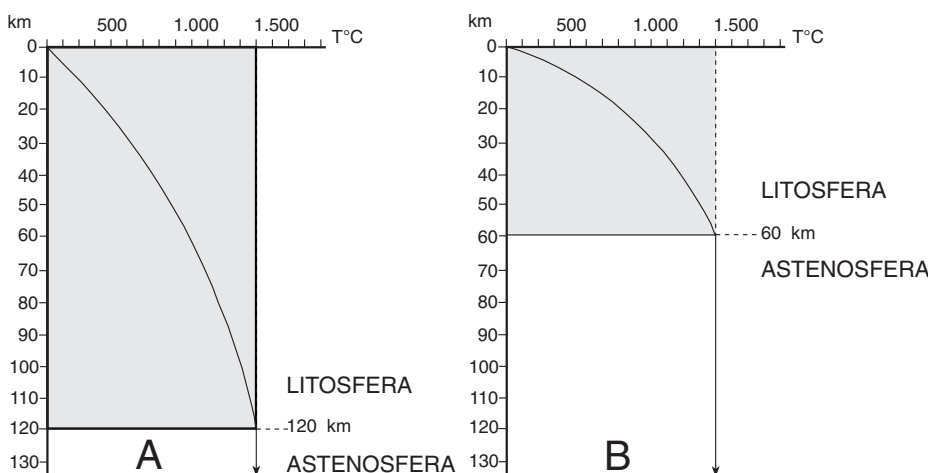
Bi eremuen arteko muga gehiago zehaztearren, eremu ozeanikoa defini daiteke kontinentearen apurketaren ostean plaken dibergentziak eratutako lurralde gisa. Era horretan, kontinenteen azpiko mantuan jatorria duten eta ertz egonkorretan aurkitzen diren peridotita serpentinizatuak ozeanoaren barnean koka daitezke. Definizio hau erabiliz, kontinenteen eta ozeanoen arteko mugak ez du zalantzarik sortzen: goi-lurrazal kontinental eta riftaren bukaeran azaleratutako peridotita serpentinizatuak edo gabroak banatzen dituen ukipen tektonikoa (detachment azalera) izango litzateke. Beraz, lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga egitura tektoniko nagusi bat da, zeina litosfera estentsioaren eraginpean dagoen bitartean aktiboa den eta ondoren pasiboa. Beraz, lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga zenbait kilometrotako zabalera izan dezakeen bitarteko lurrazala edo zenbait metrotako deformazio-eremua sortzen duen egitura tektonikoa (detachment) izan daiteke. Bata zein bestea aukeratzen dira erabili beharreko eskalaren arabera.

8.7. ERTZ EGONKORRETA KO SUBSIDENTZIA

Lurreko subsidentzia handieneko inguruneak ertz egonkorak dira. Bertan, subsidentziak litosferaren hondoratze progresiboa eragiten du, munduko arro sedimentario handienak garatuz. Subsidentzia litosferaren dentsitatea handitzen delako edo berorren gainean zama astuna kokatzen delako litosferak jasaten duen erantzun isostatiko lokal edo erregionalaren ondorioa da.

Dentsitatearen handitzea. Ertz egonkorretan aldi berean gertatzen dira litosferaren dentsitatea handitzen duten zenbait prozesu:

- Lurrazal kontinentalaren mehetzea. Lurrazal kontinentalak arina da ($d = 2,8 \text{ g/cm}^3$) mantu litosferikoarekin ($d = 3,3 \text{ g/cm}^3$) konparatuz gero. Beraz, lurrazala mehetzen bada litosferaren lodiera berdin mantentzen den bitartean, litosferaren batez besteko dentsitatea handitu egiten da. Prozesu honek azaltzen du rift-haranetako subsidentzia. Lurrazalaren mehetze tektonikoak eragindako subsidentziari *hasierako subsidentzia* (edo riftarekin batera emandako subsidentzia) deritzo.
- Litosferaren hozketa. Kasu honetan inguruko baldintza termikoen aldaketa da subsidentziaren eragilea. Rifting prozesuan zehar litosfera mehetzen denez, litosferaren eta astenosferaren arteko muga azaletik gertu aurkitzen da (6.7. irudia). Horrek lurraldeko gradiente geotermikoa normala baino handiagoa izatea dakar (8.15. irudia). Ozeanoko zabalkuntzak aurrera eginez gero, rifteko bi alpeak berotututik urruntzean, oreka termikoa berreskuratzeko joera izango dute; apurka-apurka hoztuko dira eta litosferak bere lodiera berreskuratuko du. Litosferak gutxi gorabehera 70 Mu behar ditu bere lodiera eta baldintza termiko arruntak berreskuratzeko. Beraz, tarte horretan ertz egonkorra hoztu egiten da, dentsitatea irabazi eta riftaren ostean gertatzen den *subsidentzia termikoa* eragiten du.



8.15. irudia. Tenperaturaren banaketa lodiera arrunteko litosferan eta erdira mehetutako litosferan.

- Metamorfismoa. Rift garaian lurrazalak (zokaloak zein estalki sedimentarioak) metamorfismoa jasaten du. Metamorfismoak arroken dentsitatea handitzen duenez, subsidentzia eragina izango du. Baina, prozesu honen eragina oso motela da, kasu gehienetan zokaloa rifta hasi aurretik metamorfizatuta zegoelako jada.
- Magmatismoa. Mantuko fusio partzialak bertako peridotiten dentsitatea handiagoa izatea eta lurrazalaren azpian kokatutako magmen eraginez lurrazala loditzea dakar. Baina, prozesu magmatiko hauek guztiak litosferan bertan jazotzen direnez, ez dirudi litosferaren batez besteko dentsitatearen gainean eragin nabarmenik izango dutenik.

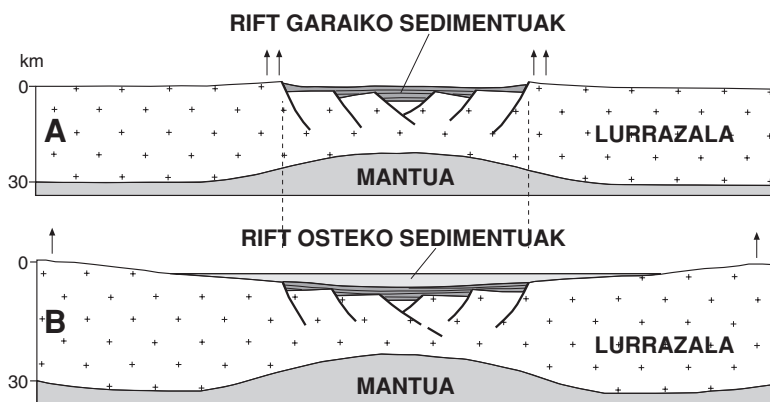
Gainzamak sortutako subsidentzia tektonikoa. Ertz egonkorretako subsidentzia areagotu egiten da urez edota sedimentuz estali ahala. Kasu honetan subsidentzia lurraldeko oreka isostatikoa bilatzeko gertatzen da ere, baina ez litosferaren barneko prozesuen bitartez (dentsitatearen aldaketa), baizik eta litosferatik at gertatutako material-pilaketari esker.

Sarritan subsidentziari buruz hitz egitean, *Lurraren gaineko subsidentzia tektonikoa* eta *uraren azpiko subsidentzia tektonikoa* bereizten dira. Hurrenez hurren, Lurraren azalean ez urik ez sedimenturik egon ezean gertatuko litzatekeena, eta uraren azpitik sedimentu-pilaketarik egongo ez balitz eta ozeanoen hondoa laua izango balitz gertatuko litzatekeena dira.

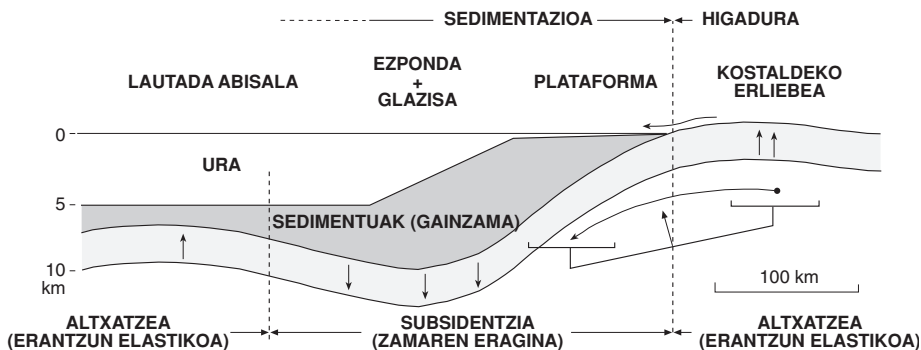
Rifteko ertzen altxatzea. Rifting prozesuan riftaren hormek mugimendu gorakorra dute eta erdiko harana, aldiz, subsidentzia indartsuaren eraginpean dago. Zein da bata bestearen alboan dauden bi eremu horien aurkako jokabidearen arrazoia? Bi dira proposatzen diren hipotesiak.

- Hipotesi termikoa (8.16. irudia). Litosferaren eta astenosferaren arteko muga (1.300 °C-ko isograda) azaletik gertu dago riftaren ardatzaren azpitik, edo beste era batera esatearren, riftaren ardatzaren azpitik litosfera mehetuta dago erabat. Beraz, lurraldeko tenperatura handitzean arroken dentsitatea murriztu egingo da eta oreka isostatikoa mantentzearen lurraldeak gorakada bat jasango du. Baina erdiko haranean, altxatzea baino askoz ere eraginkorragoa da lurrazalaren mehetze tektonikoak eragiten duen hondoratzea (hasierako subsidentzia bi baldintza horien ondorioa da). Riftaren hormetan, aldiz, failek sortutako hondoratzerik ez dagoenez tenperaturaren igoerak sortutako altxatzea gordetzen da.
- Hipotesi mekanikoa (8.17. irudia). Lurrazalaren mehetze tektonikoak eragindako desoreka isostatikoa konpentsatzeko Moho etenuneak eta mantu litosferikoak gorakada bat jasaten dute. Gorakadaren ondorioz lurrazala konkortu eta riftaren hormak altxatu egiten dira, riftaren eremu garaienak izanik. Kasu horretan, konkordura lurrazalaren estentsioaren ondorioa da eta ez horren sortzailea. Prozesua arrunta da rift pasiboetan; rift aktiboetan, aldiz, astenosferaren mugimendu gorakorrak sortutako konkordura egitura tektonikoen aurrekoa da.

litosferaren hondoratzea sedimentuen gainzama dagoen tokitik at ere hedatzen da eta, aldiz, litosferak altxatzea jasaten du hondoratzearen inguruan (8.18.B. irudia). Sedimentazioa aktiboa izanik, hau da, gainzama progresiboki handitzen bada, erliebeak berez mugituko dira oreka isostatikoaren bila. Ertz egonkorretan prozesu bera ikus daiteke, sarritan kostaldetik gertu eta kostaldeari jarraiki erliebe positibo jarraitua definitzen baita (8.19. irudia).



8.18. irudia. A: Rift kontinental abortatzean sortutako arro sedimentarioa. **B:** Litosferako flexuraren eraginez rift osteko arroaren inguruan erliebeak irauten dute. Gezi bertikalek altxatzea non gertatzen den adierazten dute. (Boillot eta Coulon, 1998).



8.19. irudia. Gainzama sedimentarioaren eragina ertz egonkorren morfologian. Sedimentuen azpitik ertzak jasaten duen hondorapenak eragindako litosferaren erantzun elastikoaren ondorioa da kostaldeko erliebea. (Boillot eta Coulon, 1998).

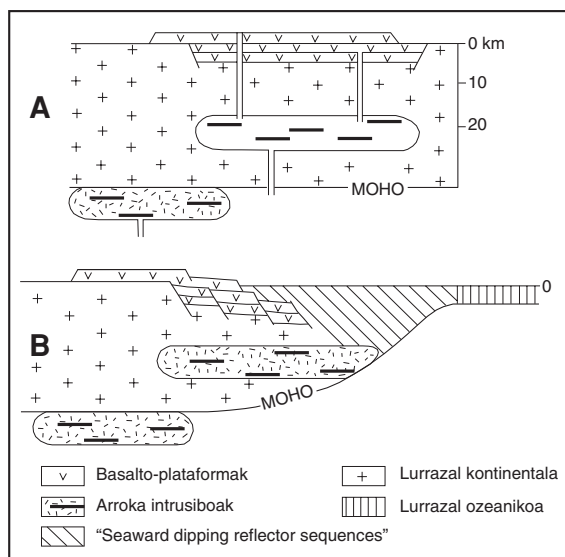
Laburbilduz, ertz egonkorretako eta arro sedimentarioetako subsidentzia sedimentarioari atea irekitzen dion prozesu geodinamikoa dela esan daiteke. Subsidentzia litosferaren dentsitatea handitzean edota azalean gainzama bat pilatzean gertatutako erreakzio isostatikoaren ondorioa da. Rifting garaian sortutako estentsio-egiturak, sarritan, subsidentziaren eraginez metatutako estalki sedimentario lodien bitartez estalita daude. Ertz egonkorren morfologiak subsidentziarekin lotutako ezaugarri estruktural eta sedimentarioen eragina jasaten du eta ertzaren garapen osoan izango da nabarmena.

8.8. ERTZ EGONKOR BOLKANIKOAK

8.8.1. Ertz egonkor bolkaniko eta ez-bolkanikoak

Kontinenteetako ertz egonkorak rifting prozesuarekin hasi eta ozeano handien bila-kaera guztian zehar garatzen dira. Ertz hauek bolkaniko edo ez-bolkanikotzat har daitezke, jatorrian jasandako prosezua magmatikoen (batez ere, basaltikoen) kopuruaren arabera. Zergatik ezberdintasun hau? Badirudi ertzaren izaera baldintza dezaketen parametroak bi direla: kontinentearen apurketa gertatuko den eremuaren azpitik astenosferak duen egoera termikoa eta astenosferaren goratze-abiadura.

Ertz egonkor bolkanikoak, gehienetan, astenosferako anomalia termiko bati lotuta daude. Fusio partzialaren bitartez basalto-kopuru izugarriak sortzeko nahikoa da 50 eta 100 °C bitarteko anomalia astenosferaren tenperatura arruntarekiko. Astenosferaren tenperatura-igoera horiek, eta handiagoak ere, luma gorakorren eraginez sor daitezke. Beste alde batetik, riftaren zabalkuntza-abiadurak ere zeresan garrantzitsua izan dezake, sarritan ertz bolkanikoak rift azkarren (zenbait Mu-ko iraupena) ondorio zuzena direla onartzen baita. Zabalkuntza-abiadura handia denean, astenosferaren igoera azkarrak deskonpresio isotermikoa sorrarazten du, kondukzio termikoaren eraginez jasandako hozketa txikia delako, eta ondorioz, magmen sorrera areagotu egiten da. Horrela izanik, ertz egonkor bolkaniko gehienak eremu ozeanikoen inguruan kokatutako basalto-plataformei lotuta daude (adibidez, Deccan eta Parana). 8.20. irudian ertz egonkor bolkanikoen sorrera azaltzen duen eredu sinplifikatua ikus daiteke. Egun, ezin daitezke esan ertz egonkor bolkanikoei eta ez-bolkanikoei dagozkien portzentaje zehatzak, baina ertz egonkorretako geologia aztertzeke zenbat eta zundaketa-kanpaina gehiago egin, gero eta ertz egonkor bolkaniko gehiago definitzen ari dira.

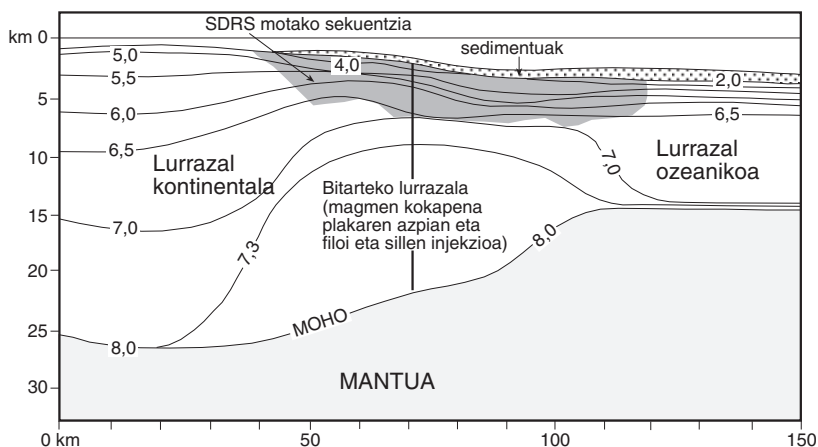


8.20. irudia. Kontinente-ertz egonkor bolkaniko baten eraketa. A: Kontinentearen apurketaren aurreko egoera. Basalto-plataformak eta arroka intrusiboak. B: Kontinentearen apurketaren ondorengo egoera. SDRS motako segida bolkaniko bereizgarriak erakusten dituen ertz bolkanikoa. (Saunders *et al.*, 1996).

Ertz egonkor ez-bolkanikoak tenperatura normala (1.300°C) duen astenosferaren gainetik garatzen dira eta rift motelen (hamarnaka Mu) garapenaren ondorio dira. Baldintza hauetan astenosferak deskonpresio motela jasaten du eta hozteko denbora gehiago duenez, sor daitekeen magma-kopurua aurreko kasuan baino askoz txikiagoa da. Iberiar penintsularen mendebaldeko ertza adibide egokia da, lurralde horretako rifting prozesuak 25 Mu inguru iraun zuelako eta epe horretan sortutako arroka bolkaniko bakarrak lurrazal kontinentalaren azpitik definitutako gabroak dira. Aldiz, Ipar Atlantikoko ertzak bolkanikoak dira, egun Islandiaren azpitik kokatutako luma gorakorren eraginpean sortu zirelako.

8.8.2. Ertz egonkor bolkanikoen ezaugarri nagusiak

Ertz egonkor bolkanikoen ezaugarriak Ipar Atlantikoan burututako ikerketa geofisikoei esker ezagutzen dira batez ere. Bertan, kontinentearen eta ozeanoaren arteko trantsizioa lurrazalaren izaeraren albo-aldaketa batek adierazten du (8.20. irudia). Aldaketa progresiboa da eta lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren artean erlatiboki lodia den (20-25 km) izaera bereziko bitarteko lurrazala definitzen da. Izatez, lurrazal kontinental mehetuak eta berorren azpitik pilatutako basaltoek gehi sill, filoi edo intrusioetan barneratutako gabro-kopuru garrantzitsuek osatzen dute bitarteko lurrazala. Plakaren azpian pilatzen dira zeren lurrazal kontinentalaren eta magma basaltikoen arteko dentsitate-kontrastea gero eta txikiagoa baita, mugimendu gorakorra geldiaraziz. Islandiaren hegoaldean kokatutako Rockall plataforman adibidez, plakaren azpitik pilatutako material bolkanikoak 15 km-ko lodiera du (8.21. irudia). Datu horrek argi erakusten du horrela pilatutako materialen garrantzia. Baina era berean, azalean ere lurrazala loditu egiten da, itsasorantz okertzen diren basalto-koladak bata bestearen gainean pilatzen direlako. Basalto-koladak uraren gaineko basalto-plataformen ur azpiko jarraipena dira. Pilaketa horiek itsasorantz okertzen diren azalera sismikoei esker definitu dira eta SDRS (*Seaward Dipping Reflector Sequence*) deritze. SDRS sekuentziak ertz egonkor bolkanikoen ezaugarri adierazgarriak dira.



8.21. irudian datu sismikoen interpretazioan oinarritutako Ipar Atlantikoko eremu baten zehar-ebaki geologikoa erakusten da. Bertan, lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko trantsizioa definitzen da. Sakonerarekin bitarteko lurrazalak erakusten dituen abiadura sismikoen aldaketak ere irudikatu dira. Abiadura sismikoetan oinarrituta hiru unitate bereiz daitezke goitik behera. Goiko unitateak 6 km inguruko lodiera du eta sedimentuak tartekatzen dituzten basalto-kolada ezberdinek osatzen dute, hain zuzen ere SDRS sekuentzia da. Tarte horretan abiadura sismikoak azkar handitzen dira, lehendabiziko kilometroetan 3,7 km/s-tik 5 km/s-ra, eta eremu sakonenetan 6 eta 6,5 km/s-ko abiadurak lortzen dira. Bigarren unitatearen goiko aldean 6,5 eta 6,7 km/s inguruko abiadurak neurtzen dira, eta goiko aldean basalto-filoiez eta beheko aldean gabroz eratuta egon daiteke. Azpiko unitatean abiadura sismiko azkarrenak neurtzen dira (7,1 eta 7,7 km/s ertz egonkorren arabera); eta segur aski lurrazal kontinentalaren azpian pilatutako material basaltikoaren ondorio dira.

Ertz egonkor bolkanikoen beste ezaugarri bat rifting prozesuaren estreinako urratsetan jasandako subsidentzia ahula da. Hasiera batean, gainera, mantu astenosferiko beroaren gorakada eta litosferaren berotzea dela eta, litosferak lokalki altxatzea jasaten du. Beraz, rifting prozesuan zehar etorkizuneko ertz egonkorrak itsas mailaren gainetik aurkitzen dira. Beranduago, aldiz, lurrazal ozeanikoa eratu ostean, subsidentzia termiko indartsua gertatzen da, hozketaren zein litosferako loditzearen eraginez. Ertz egonkor ez-bolkanikoetan aurkakoa gertatzen da, batez ere lurrazalaren mehetzearekin erlazionatutako hasierako subsidentzia riftaren erdiko haranean delako nabarmena.

Laburbilduz, ertz bolkanikoak luma gorakorren eta kontinenteetako apurketaren arteko lotura zuzenaren lekuko direla esan daiteke. Ertz hauetan neurtutako arroka magmatikoen bolumen izugarriak (basalto-plataformak, itsas azpiko serie bolkanikoak, lurrazal kontinentalaren azpiko material bolkanikoa) astenosferako anomalia termiko baten bitartez baino ezin dira azaldu. Beraz, kontinenteen apurketak luma gorakorren jarduerarekin egon behar du lotuta beti? Argi dago erantzuna ezezkoa dela. Ertz egonkor ez-bolkanikoek erakusten dute luma gorakorrek ez direla beharrezkoak ez nahikoak kontinenteen apurketa sorrarazteko.

8.8.3. Ertz egonkor bolkanikoa: Groenlandiaren hego-ekialdeko ertza

Groenlandiako ertz egonkorra Ipar Atlantikoko zabalkuntza eragin zuen rifting prozesuarekin garatutako Tertiarioko lurralde bolkanikoari dagokio. Kontinentearen zatiketa zein erlazionatutako bolkanismoa, egun Islandiaren azpian kokatutako luma gorakorrarekin daude lotuta. Tertiarioko lurralde bolkaniko honetan Groenlandiaz gain, Eskozia, Irlandako iparraldea, Rockalleko itsas azpiko plataforma, Feroe uharteak, Norvegiako ertza (Voring plataforma) eta Islandia daude barneratuta. Bi urrats bolkaniko nagusi bereizten dira. Lehenengoa, orain dela 62 Mu gertatu zen; hasiera batean Groenlandiaren mendebaldean izan zuen eragina eta ondoren ekialdean garatu zen. Bolkanismoaren migrazioa luma gorakorraren gainean kokatutako plaka kontinentalaren mendebalderanzko mugimenduaren ondorioa da. Urrats horretako prozesu bolkanikoak 2.500 km-ko erradioa duen lurralde zabalean gertatzen dira, eta luma gorakorraren buruak litosferaren azpian eragin zuen anomalia termikoarekin lotzen dira. Bigarren urratsa lurrazal ozeanikoaren sorrerarekin hasi eta egun Islandian gertatzen diren prozesu bolkanikoekin bukatuko litzateke.

Ozeanoa zabaldu aurreko bolkanismoa, basalto-plataformak eta SDRS sekuentziak eratu dituen pultsua, segur aski, 3-4 Mu-tan baino ez zen aktiboa izango eta arroka bolkaniko gehienak milioi bat urtetan eratuko ziren. Urrats horretan sortutako arroka bolkanikoen bolumenak izugarriak dira ($6,6 \times 10^6 \text{ km}^3$). Groenlandiaren ekialdeko basalto-plataformen batez besteko lodiera 1,5 eta 2 km artean dago, baina non edo non 7 km ere neurtu dira.

SDRS sekuentziek 6-8 km bitarteko lodiera dute eta Groenlandiako ertzean Norvegiakoan baino garapen handiagoa erakusten dute. Itsaso Gorrian ere definitu den asimetria magmatiko hau erabili izan da lurrazal kontinentalaren apurketa zizaila sinplearen bitartez azaltzen duen eredua (6.12. irudia) indartzeko.

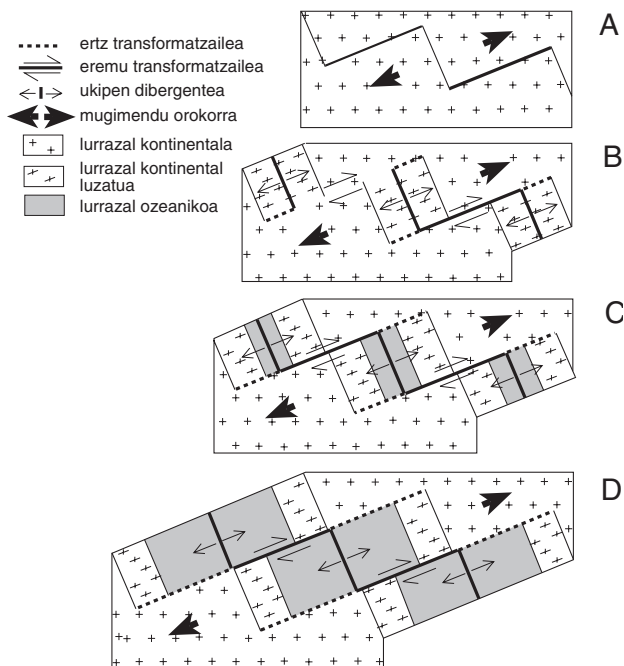
Lurralde honetan zenbait zundaketa-kanpaina burutu dira eta beraietatik lortutako emaitza nagusiak ondoren laburbildutakoak dira:

- Pilaketa bolkanikoak, batez ere, uraren gainean gertatu ziren eta ondorengo subsidentziaren eraginez lortu dute gaur egun uraren azpian duten kokapena.
- Norvegiako ertzean, goiko unitateko basaltoek lurrazal kontinental mehetua zein eratu berria zen lurrazal ozeanikoa estaltzen dituzte (8.2. irudia). Aldiz, Groenlandiako ertzean goiko unitateko basaltoak eta kontinentearen apurketa simultaneoak dira, baina basalto horiek lurrazal ozeanikoa osatzen dutenak baino zaharragoak dira. Beraz, batean zein bestean lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko mugan daude kokatuta.
- Groenlandiako ertzean definitutako bigarren eta hirugarren unitateetako labek 62-60 Mu-ko adina dute. Beraz, basalto-plataformetako basaltoen eta kontinentearen apurketaren aurrekoak dira.
- Arroka bolkanikoen ezaugarri geokimikoak aztertuz nabarmena da Islandiako luma gorakorretik zenbat eta gertuago egon, gero eta handiagoa dela magmen sorreran duen eragina.

8.9. ERTZ EGONKOR TRANSFORMATZAILEAK

Bi plaka litosferikoen arteko banaketa progresiboaren ondorioz sortutako ertz egonkor arruntenak orain arte deskribatutakoak dira, zeinek zabalkuntzaren norabidearekiko angelu handia eratzen baitute. Hala ere, askoz hedapen urriagoko ertz egonkorren bigarren mota bat ere badago, faila transformatzaileen eraginez sortzen diren ertz egonkor transformakorrak (8.22. irudia). Mota honetako ertzen proportzioa txikia bada ere, nahiko ugariak dira (8.1. irudia). Agian, guztien artean ezagunenak eta ikertuenak Gineako golkoan kokatutako Boli Kosta eta Ghanako ertzak dira (8.23. irudia).

Hasiera batean, faila transformatzaileen mugimendu horizontala bi eremu kontinentalen artean gertatzen da, mugimenduarekiko gutxi gorabehera paraleloak diren norabide-faila ugari sortuz. Mugimendu horizontalak aurrera joz gero, faila transformatzailearen zati bat lurrazal kontinentalaren eta sortu berria den lurrazal ozeanikoaren artean kokatutako da, ozeano-gandorrekiko perpendikularki edo angelu handia eratuz (8.24. irudia). Gandorra kontinenteetatik urruntzean, failaren zati bat plakaren barnean kokatuko da ertz egonkor edo ertz pasibo gisa. Garai horretan subsidentzia termikoaren eraginpean arituko da.



8.24. irudia. Ertz transformatzaileen garapen-urratsak. A eta B urratsetan mugimendua horizontala da bi plaka kontinentalen artean. C urratsean mugimendu horizontalaren zati bat litosfera kontinentalaren eta litosfera ozeanikoaren artean gertatzen da. D urratsean, aldiz, mugimendu horizontala eremu ozeanikoaren artean gertatzen da. (Mascle eta Blarez, 1987).

8.9.1. Ertz transformatzaileen garapen-eredua

Ertz transformatzaileetan bereiz daitezkeen garapen-urratsak 8.24. irudian islatu dira.

- Bi plaken arteko banaketaren hasieran faila transformatzaileak lurrazal kontinentalaren bi eremu banatzen ditu (8.24.A., B. irudiak). Egia esan, bi eremu horien arteko muga oraindik faila transformatzailearen mailarik ez duten eta zenbait kilometrotako luzera duten norabide-failen pilaketa da. Baldintza hauetan arrunta da transtentsio- eta transpresio-eremuetan sortzen diren egituren agerpena. Beraz, ertz transformatzaileen lehendabiziko garapen-urratsak kontinenteen barnean gertatzen dira oso-osorik.

- b. Bigarren urrats batean, ozeanoaren zabalkuntza hastean, etorkizunean ertz transformatzaileak izango diren faila transformatzaileen eremuak lurrazal ozeaniko sortu berriaren alboan aurkitzen dira (8.24.C. irudia). Kasu honetan, gandorra gutxi gora-behera perpendikularra da ertzarekiko, eta ez paraleloa ertz egonkor dibergenteetan bezala. Ingurune honetan, bero-iturri gisa jokatzen duen gandorraren hurbiltze, igarotze eta urruntzeak gidatutako ertzaren bilakaera termiko konplexua iradoki daiteke. Era berean, bilakaera estrukturala ere konplexua izango da, zeren toki eta unearen arabera mugimendu tektonikoak lodiera arrunteko bi litosfera kontinentalen artean, lodiera arrunteko eta mehetutako bi litosfera kontinentalen artean edo litosfera kontinentalaren eta ozeanikoaren artean gertatzen baitira (8.24.D. irudia).
- c. Gandorra ertz transformatzaileetatik urruntzean, plaken barnean kokatuta gelditzen dira subsidentzia termikoaren eraginpean (tektonikaren osteko subsidentzia). Orain dibergentziatzko ertz egonkorren antza du baina ezberdintasun nagusi batekin: faila transformatzaile fosilak lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko oso muga estua adierazten du.

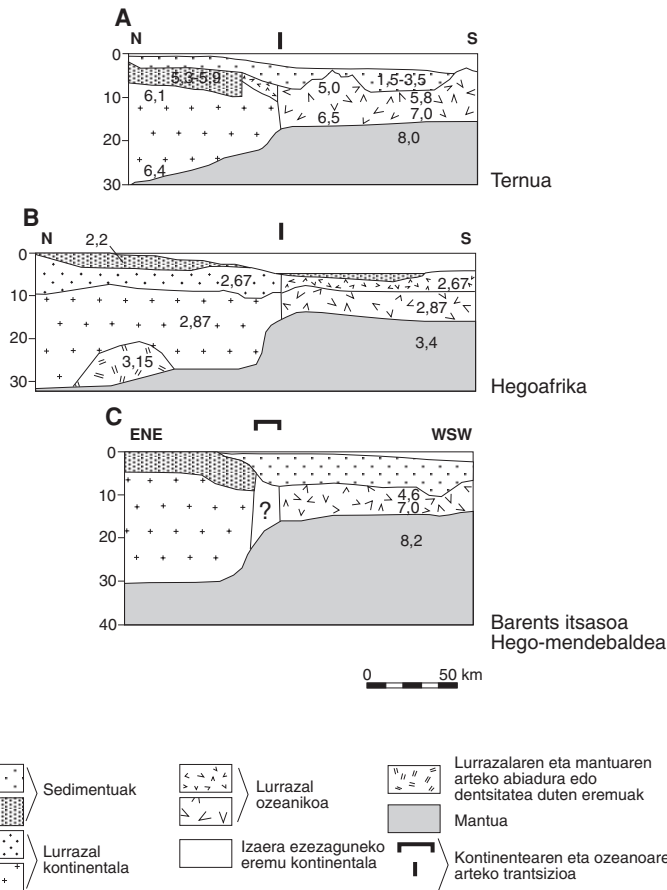
Dibergentziatzko ertz egonkorren garapen-urratsak bereizteko erabili diren rift aurreko, rift garaiko eta rift osteko multzoak ez dira oso egokiak ertz transformatzaileetarako. Kasu honetan egokiagoa dirudi ondorengo urratsak bereizteak:

- kontinente-kontinente urrats sin-tektonikoa
- kontinente-ozeano urrats sin-tektonikoa
- tektonikaren osteko urratsa, plaken arteko muga izatetik aldentzen denean eta benetako ertz egonkor gisa onar daitekeenean

8.9.2. Ertz transformatzaileen ezaugarriak

Ertz transformatzaileen arteko ezberdintasunak ugari badira ere, zenbait ezaugarri komun ere badituzte, zeinak dibergentziatzko ertz egonkorretatik erraz bereizteko erabil baitaitezke (8.25. irudia).

- a. Lurrazal kontinentalaren mehetzea oso distantzia laburrean gertatzen da. Kontinente-plataformaren azpitik ertz transformatzaileetako lurrazala gehienetan lodia da (20-30 km), baina ezpondaren azpitik azkar mehetzen da alboko lurrazal ozeanikoaren lodiera lortu arte (5-7 km). Moho etenuneak ere distantzia berean 10-15 km-ko desnibela erakusten du. Horrek ertz transformatzaileen morfologian eragina du, zeren kontinente-ezpondaren malda mehetze progresiboagoa erakusten duten dibergentziatzko ertz egonkorrena baino askoz ere handiagoa baita.
- b. Ertz transformatzailearen eremu kontinentalean bereizi behar dira, alde batetik, ezpondaraino lurrazal erlatiboki lodia duen ertz-zatia, eta bestetik, estentsio tektonikoak mehetu duen lurrazal kontinentalez eratuta dagoen zatia, ezaugarri arras ezberdinak dituztelako. 8.24. irudian islatzen den legez, litosfera ozeanikoa aipatutako lurrazal kontinental bien alboan ager daiteke: bai mehetzerik jasan ez duen zatiaren alboan baita rifting prozesuan zehar mehetu den litosfera-zatiaren ondoan ere. Adibidez, Ghanako ertza lurrazal kontinental lodia eta lurrazal ozeanikoaren arteko ertz transformatzaile tipikoa da; aldiz, Boli Kostako ertz transformatzailea lurrazal kontinental mehetuaren eta lurrazal ozeanikoaren arteko muga da (8.23. irudia).

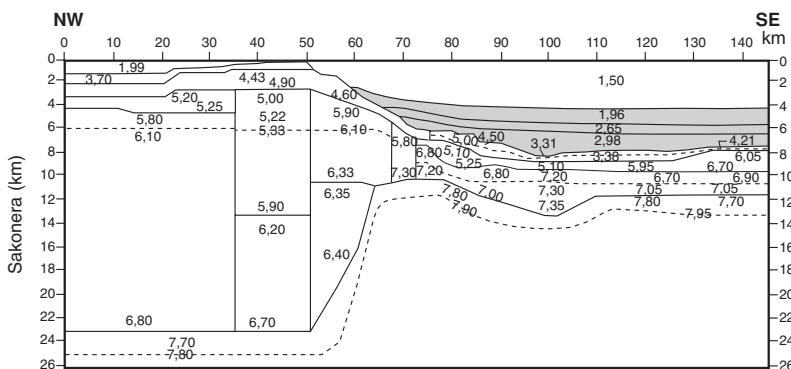


8.25. irudia. Zenbait ertz transformatzailerren zehar-ebaki eskematikoak (exagerazio bertikalik gabe). Zehar-ebakietako datuak uhin sismikoen abiadurei (A eta C) edo dentsitatei (B) dagozkie. (Todd *et al.*, 1988; Scrutton, 1976; Jackson *et al.*, 1990).

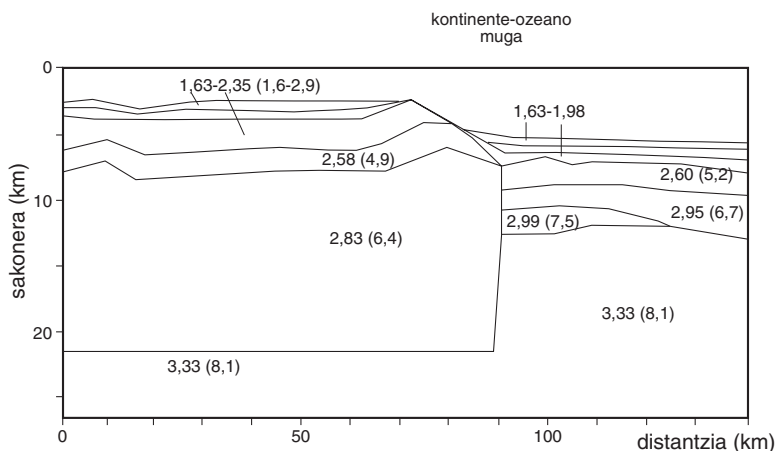
- Ertz transformatzaileek geometria zuzena dute eta arrazoi bilatu beharra dago estreinako garapen-urratsetan sortutako faila transformatzaile zuzen edo motelki arkeatuan. Gehienetan, ertz transformatzaileek lurrazal ozeanikoan zehar dute jarraipena, oso nabarmenak diren faila transformatzaileetan zehar. Ghanako eta Boli Kostako ertz transformatzaileak, adibidez, Ozeano Atlantikoko gandorra zeharkatzen duen Romanche faila transformatzailean du jarraipena (8.23. irudia).
- Litosfera ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko muga ia bertikala da. Ertz egonkor arruntetan litosfera kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga malda txikiko zizaila-eremu litosferiko batean kokatzen den bezala, ertz transformatzaileetan muga jatorrizko faila transformatzaileari dagokio eta bertikaletik gertu dagoen azalera bakarra da.
- Lurrazal kontinentalaren alboan dagoen lurrazal ozeanikoa atipikoa da, batez ere ertzari jarraituz luzatzen den xingola estu batean zehar. Baina xingola estuaren beste aldean uhin sismikoen abiadurak lurrazal ozeaniko arruntarenak dira.

8.9.3. Kontinenteen eta ozeanoaren arteko muga

Ertz egonkor transformatzailen artean, segur aski, zehaztasun handienarekin ikertuta dagoena Gineako golkoan aurkitzen da, Ghanako kostaldean zehar. Lurralde horretan, 20 km inguruko lodiera duen lurrazal kontinentalaren eta normala baino meheagoa (4-5 km) den lurrazal ozeanikoaren arteko trantsizioa berehala gertatzen da, 3 eta 15 km-ko tartean (8.26., 8.27. irudiak). Badirudi trantsizio azkar hau ertz egonkor transformatzailen guztiei atxikitako berezitasuna dela. Trantsizio-eremuan Moho etenunearen malda nabarmena da, % 40-50 ingurukoa.



8.26. irudia. Ghanako ertz transformatzailaren egitura. Irudian kokatutako zenbakiak abiadura sismikoaren datuak dira km/s-tan. (Edwards eta Whitmarsh, 1997).



8.27. irudia. Boli Kostako kostaldeko ertz transformatzailaren lurrazaleko egitura. Irudian adierazitako balioak hainbat eremutako dentsitate eta abiadura sismikoak (parentesi artean) dira. (Sage, 1995).

Ghanako ertzaren kasuan, mugatik ozeanorantz lurrazal ozeanikoaren lodiera erdira murriztuta dago (4 km inguru), 20 km-ko xingola batean. Badirudi lurrazal ozeaniko mehe honen arrazoia litosfera kontinentalak inguruko mantu beroan sortutako hozketan bilatu

behar dela. Hozketaren eraginez mantuko peridotiten fusio partziala murriztu egiten da, lodiera normaleko lurrazal ozeanikoa sortzea eragotziz.

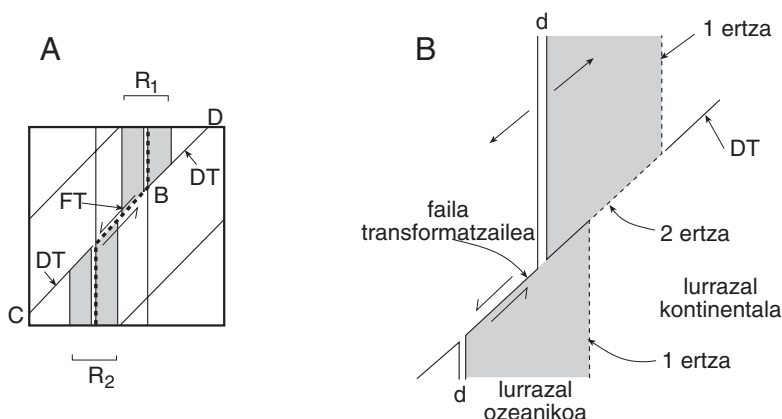
Ghanako kostaldean lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren artean abiadura sismiko handiak dituen xingola estu bat definitu da (7,3 km/s; 8.26. irudia). Abiadura horiek garbi erakusten dute eremu hau ezin dela lurrazal kontinental sakoneko arrokez eratuta egon, beraien abiadura sismikoak motelagoak direlako. Beraz, bertako arrokek jatorri ozeanikoa izan behar dute. Bi aukera proposatu izan dira abiadura horiek azaltzeko. Alde batetik, haustura-eremuetan barneratutako gorputz magmatiko astunak izan daitezkeela iradoki izan da. Baina litekeena da arroka horiek ozeanoetako hidrotermalismoaren eraginez sortutako peridotita serpentinizatuak izatea.

Beraz, Gineako golkoan lurrazal ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko muga, beste ertz transformatzaileetan bezala, bertikaletik hurbil dagoen eta oso estua den muga tektonikotzat har daiteke. Gaur eguneko muga tektonikoa kontinentearen apurketarekin batera garatutako faila transformatzailearen ondorengo zuzena da.

8.9.4. Ertz egonkorren segmentazioa

Orain arte ertz egonkor dibergenteak zein transformatzaileak deskribatu dira eta nahiz eta proportzionalki lehenengoak askoz ere ugariagoak izan, bigarrenak ere arruntak dira. Beraz, ertz egonkorretan estentsioaren eraginpean dauden lurraldeak norabide-mugimenduen menpe daudenekin txandakatzen dira. Bien arteko trantsizio-eremuetan ertz egonkorren deskribatzen diren egitura zehar ugari garatzen dira. Gaur eguneko ertz egonkorren segmentazioa ulertzeko hasierako garapen-urratsetara jo behar da, kontinentearen apurketa hasten deneko unera.

Erz egonkor dibergenteetako rift garaian subsidentzia tektoniko gehiena erdiko grabenean gertatzen da, eta hortik aldenduz progresiboki murriztu egiten da. Apurketaren aurretik kontinenteak duen haustura-sareak baldintzatuko du etorkizuneko ertz egonkorren geometria (8.28. irudia).



8.28. irudia. Dibergentziako ertz egonkorren (1 ertzak) eta ertz transformatzaileen (2 ertza) arteko erlazioak. A) Rift urratsa; B) Rift osteko urratsa. R1-R2: jatorrizko rift kontinentalak; d: ozeano-gandorraren ardatza; DT: norabide-faila edo transferentzia-faila; FT: faila transformatzailea. (Boillot eta Coulon, 1998).

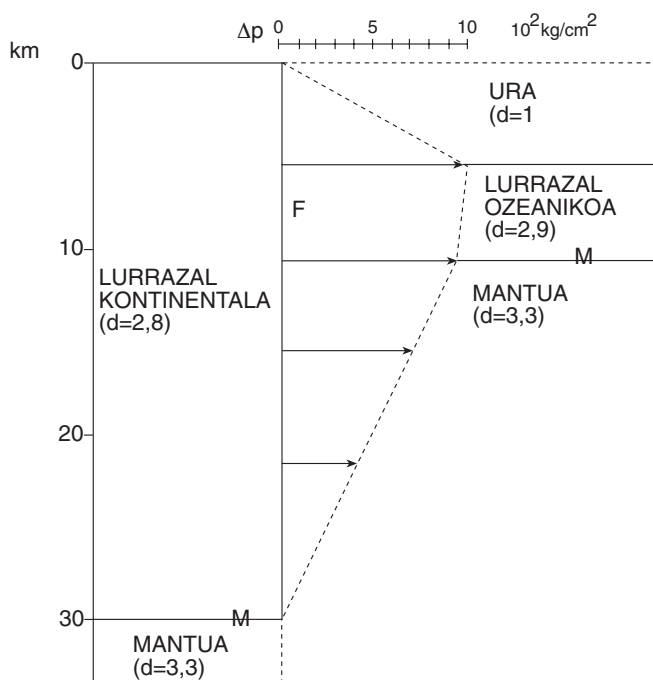
Kontinentearen jatorrizko apurketa-traza ez da zorizko fenomeno. Kontinente bat estentsioaren eraginpean apurtzean, rifta litosferaren ahultasun-eremuak baliatuz garatuko da, hau da, egitura geologiko zaharrei (failei, sutura-eremuei...) jarraituz. 8.28.A. irudian kontinente bat N-S eta NE-SW norabideko faila zaharrez josita dagoela suposatu da. E-W norabideko estentsioaren eraginpean kontinentea N-S norabideko failei jarraituz apurtuko da. Antzinako C-D haustura-eremua, aldiz, faila transformatzaile gisa (FT) berraktibatuko da, rifta bitan zatituz (R_1 eta R_2).

R_1 - R_2 segmentuak batzen dituen lerroaren alde batera eta bestera C-D hausturak ez du benetako faila transformatzailearen baliorik. Haustura-eremu horrek subsidentzia-kopuru ezberdina duten lurrazal kontinentaleko bi eremu baino ez ditu bereizten. Beraz, xurgatzen duen mugimendua, batez ere, bertikala da. Riftaren jardura mantentzen den bitartean, failak altxatzen ari den A lurrazal kontinentalaren zatia zerbait egonkorragoa den B zatitik banatuko du (8.28. irudia). Beranduago, failak subsidentzia termiko ezberdina izango duten bi eremuen arteko muga izango da eta A blokearen hondoratzea B blokearena baino azkarragoa izango da.

8.9.5. Ertz egonkor transformatzaileen egitura sakona

Dibergentziatzko ertz egonkorren egitura sakona oso ondo ezagutzen bada ere, ertz egonkor transformatzaileena oraindik hastapenetan dago. Ertz dibergente ez-bolkanikoen maila estruktural sakonak ezagutzen dira, batez ere, estentsio tektonikoak irekitako “leihoetan” agertzen diren lurrazal kontinental sakona eta mantua aztertzen direnetik. Aldiz, ertz transformatzaileetan azaleko sedimentuak eta egiturak baino ez dira zuzenean ezagutzen zundaketa eta urpeko ontzien laguntzari esker. Inguru hauetako egitura sakonari buruz hitz egiteko datu geofisikoez eskaintzen dutena baino ezin da erabili, eta proposatutako eredu geodinamikoak oraindik frogatu gabeko hipotesiak baino ez dira.

Ertz transformatzaileetako litosfera kontinentalaren eta sortu berria den litosfera ozeanikoaren arteko muga plano bertikaltzat hartuz, mugaren alde batera eta bestera dauden presio-ezberdintasunak neur daitezke (8.29. irudia). 30 km-ko sakoneraraino aurreikus daitezkeen ezberdintasunek lurrazaleko fluxua eragin beharko lukete, eremu kontinentaletik ozeanorantz. Fluxua nabarmenagoa izango litzateke litosfera kontinental ozeano-gandor gaztearen parean aurkitzen denean, hau da, zuzenean astenosferarekin kontaktuan dagoenean (C egoera, 8.24. irudian). Baldintza hauetan, 8.29. irudiko eskeman erakutsitako muga bertikala ez da egonkorra. Alde bateko eta besteko lurralde litosferikoen egoera termikoak arroken biskositatea murriztu eta mugikortasuna handitu egiten du. Baldintza arruntetan, jatorrizko muga bertikala ozeanorantz zabaltzen den sabelduran eraldatuko litzateke. Suposatuz fluxu horizontalaren anplitudea litosfera kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko presio-ezberdintasunek baino baldintzatzen ez dutela, sabeldura horren geometria bektoreek erakusten dutena izango litzateke (8.29. irudia; erkatu 8.26. irudiarekin). Eredu honek azaltzen ditu kontinente-ezpondaren garapena eta sakoneko Moho etenunearen bat-bateko gorakada, hau da, lurrazal kontinentalaren bat-bateko mehetzea.



8.29. irudia. Ertz transformazio baten (F) bi aldeetako litosfera kontinental eta ozeanikoaren artean dauden presio-ezberdintasunak (Δp). Onartzen da litosfera-mota bien arteko ukipena bertikala dela eta lurrazal kontinentalak ez duela mehetzerik jasan. (Boillot eta Coulon, 1998).

8.10. ERTZ EGONKORREN BEREZITASUN MORFOLOGIKOAK ETA TEKTONIKAREN OSTEO SEDIMENTAZIOA

Gai honen hasieran aipatu bezala ertz egonkorren morfologia hiru lurralde nagusitan banatuta dago: kontinente-plataforma, kontinente-ezponda eta kontinente-glazisa. Behaketa-eskala guztietan eta hiru lurraldeetan itsasoaren azpiko erliebea bi baldintza nagusiren menpe aurkitzen da:

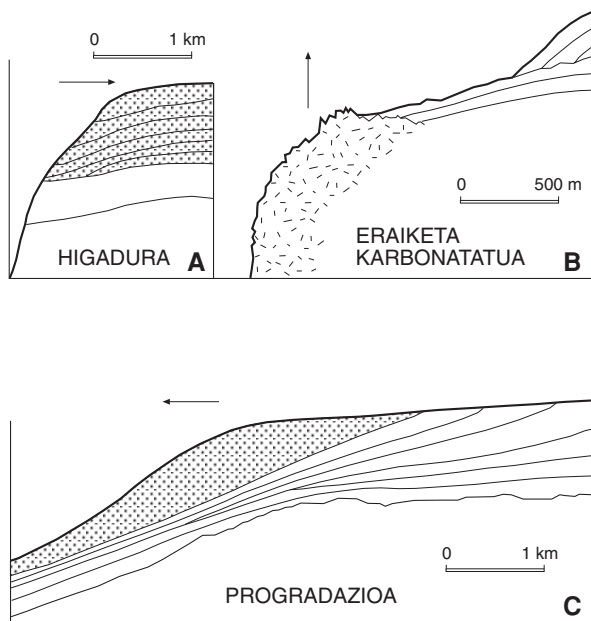
- *Tektonikak* (estentsioak sortutako egiturak) ertzaren geometria eta morfologia baldintzatzen du.
- Riftaren osteko *sedimentazioak*, nolabait esatearren, leundu egiten du egitura tektonikoek inposaturiko geometria. Kontinenteen erliebearen morfologia baldintzatzen duen higadurak ez du garrantzi bera uraren azpitik, baina ez da arbuia behar, plataforman eta ezpondan lokalki eragin nabarmena izan dezakeelako.

8.10.1. Kontinente-plataforma

Plataformen zabalera oso aldakorra izan daiteke: txikia edo oso txikia kostalde menditsueta (Frantziako kostaldeko Alpeetan, adibidez) edo handia (ehunka kilometro) garaiera eskaseko kostaldeetan (Argentinaren ekialdean, adibidez). Plataformaren batez

besteko zabalerara 70-80 km-koa da, eta denboran zehar hainbat prozesuren eraginpean hedatzeko joera badu ere, zenbait kasutan murriztu egin daiteke.

- Kasu arruntenean plataformaren eta ezpondaren arteko muga sedimentazioaren eraginpean dago. Era horretan, plataformaren zabalerara handitzen duten *progradazio-prismak* garatzen dira (8.30.C. irudia) (8.10.1.3 atala).
- Kontinente-ezpondako higaduraren edo hondorapen grabitatorio edo tektonikoaren ondorioz, plataformaren muga kontinente alderantz desplazatzen da (8.30.A. irudia).
- Baldintza klimatiko egokietan, plataformaren eta ezpondaren artean hesi-arrezife bat koka daiteke (egun Australiaren ekialdeko “hesi erraldoiaren” kasua da). Kasu horretan, uraren sakonera eskasa mantendu egiten da eraiketa koralinoari esker. Beraz, baldintza horietan, plataformaren zabalerak ez du aldaketarik jasaten denboran zehar (8.30.B. irudia).



8.30. irudia. Plataforma kontinentaletako hiru muga-motak. Geziek mugaren desplazamenduaren noranzkoa adierazten dute. (Mougenot *et al.*, 1983).

8.10.1.1. Tektonikaren osteko plataformako sedimentuak

Plataforman jatorri oso ezberdineko sedimentuak elkarren ondoan aurki daitezke.

Sedimentu biogeniko edo bioklastikoak. Kontinente-plataforma bizi-baldintza egokiak dituen ingurunea da. Alde batetik, sakonera txikiak baimentzen du bizidun klorofilikoen jarduerarako behar den beste argitasuna egotea eta, bestetik, beharrezko diren elikagaiak gertu dagoen kontinentetik heltzen dira. Era berean, uraren etengabeko mugikortasunak inguruaren oxigenazio egokia bermatzen du. Beraz, kontinente-plataforma leku ezin hobea

da sedimentu biogeniko edo bioklastikoak pilatzeko. Jatorri biologikodun sedimentazio honetan eragin nabarmenena bizidun bentonikoena da. Algak edo algekin sinbiosian bizi diren animaliak (arrezifetako koralak, adibidez) oso ugari dira sakonera txikiko inguruneetan (0 eta -50 edo -100 m artean uraren gardentasunaren arabera). Beste organismo bentonikoak plataforma guztian zehar hedatzen dira, kontinente-ezpondako goiko alde-raino. Ur bero eta epeletan jarduera biologiko horrek karbonatozko sedimentuak sortzen ditu (batez ere kareharriak); latitude handiagoko ur hotzetan, aldiz, kareharrien sorrera eragotzi egiten da, sedimentazio biogenikoa silizeo bihurtuz (diatomitak, adibidez).

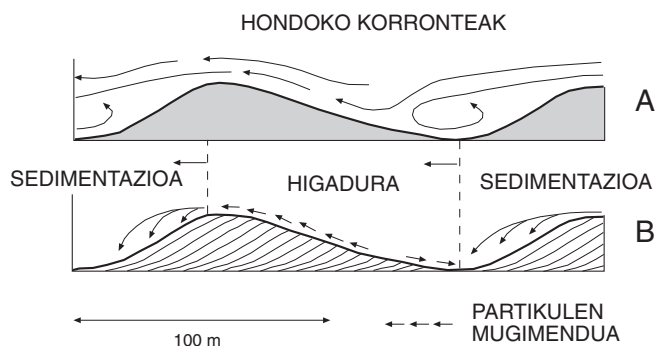
Hondar-partikula sedimentarioek guztiz jatorri ezberdina dute. Itsasoaren barneko higaduraren eraginez sortzen dira, hau da, sedimentu gazte bigunen edo arroka kontsolidatu zaharragoen berrantolaketaren ondorioz. Sedimentu hauek sedimentazio-baldintzak aldatzen direlako jasan dezakete higaduraren eragina. Hondar-sedimentu tipikoenak dira transgresioen hasieran sedimentu kontinentalak berrantolatetik sortutakoak. Plataformaren urgaineratze-garaitan metatutako alubialak, hondo-morrenak, sedimentu periglaziar eta proglaziarak, eta dunak itsasoak ingurune horiek berreskuratzen dituenean desplazatuak, garraiatuak eta birsedimentatutak izango dira eta serie transgresiboen oinaldea eratuko dute.

Sedimentu detritikoak, aldiz, uraren gaineko higaduraren ondorio dira, garraibide ezberdinak erabiliz plataformaraino heldu direnak.

Metakin autigenoak askoz eskala txikiagoan metatzen diren materialak dira hala nola glaukonitak edo ebaporitak. Itsasoko uretan disolbatutako substantziak erabiliz hondoan prezipitatutako sedimentu eratu berriak dira.

8.10.1.2. Partikulen migrazioa kontinente-plataforman

Uretan, partikula sedimentarioak korronteen bidez garraiatzen dira, esekiduraz zein trakzioz hondoaren gainetik. Plataforman eragina duten korronteak ondorengoak dira: tirainak eta olatuek sortutakoak (20-25 m sakonerraino); mareek eragindakoak (100 edo 150 m bitarteraino); eta lokalki, barne-uhinen bidez sortutakoak (kontinente-ezpondatik gertu).

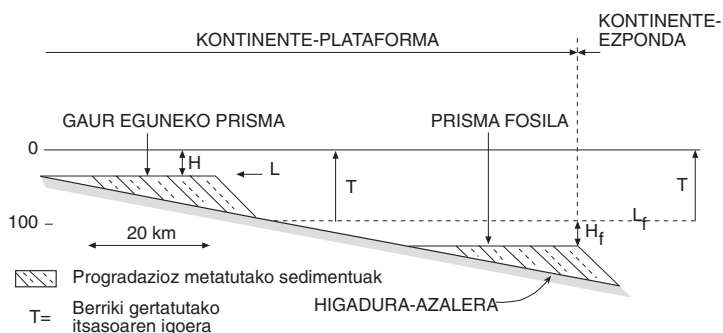


8.31. irudia. Likidoaren (A) eta partikula sedimentarioen (B) mugimendua itsasoaren hondoan eta hare-kizkurren barne-egitura. Kizkurra bera mugikorra da korrontearen noranzkoan baina partikulena baino askoz abiadura motelagoan. (Boillot eta Coulon, 1998).

8.31. irudian marea-korronteen jarduera irudikatu da. Duna hidrauliko hauetan korrontearen alde orientatutako malda txikiko alpe luzea higadura edo garraioaren eraginpean dago; aldiz, korrontearen aurka orientatutako malda handiko alpe laburra metaketa-

eremutat har daiteke. Dunaren barne-egitura sustratuarekiko zeharra da, geruza bakoitza malda handiko alpearekiko paraleloa delarik. Beste eskala batean, hondartzetan mareek oso sakonera txikietan sortutako ripple marka dezimetrikoek joera bera erakusten dute.

Oro har, energia hidrodinamikoa murriztu egiten da sakonerarekin. Partikulen tamainaren eta inguruko energiaren arabera partikulen egonkortasun-mugari (L) dagokion H sakonera bat zehatz daiteke (8.32. irudia). H baino sakonera handiagoan tamaina horretako partikulak ezin izango dira hondoan zehar mugitu. Aldiz, H baino sakonera txikiagoan plataformen ertzerantzko partikulen bidaia motela etengabea izango da. Baina H sedimentazio-tasaren eraginpean dago ere: ibaiek isuritako sedimentu-kopurua zenbat eta txikiagoa izan, gero eta errazago bermugituko dituzte itsasoko korronteek. Marea indartsuko itsasoak baztertuz, L muga tirainak eta olatuek eragindako korronteen jardura maximoko sakoneran koka daiteke, hau da, hoguei bat metrotara gutxi gorabehera. Olatuen “oinaldeko maila” litzateke. Hala ere, sedimentu-emaria handia eta azkarra denean, H zerotik hurbil egon daiteke.



8.32. irudia. Progradazio-prismen eraiketa kontinente-plataforman. H uraren sakonera baterako partikula sedimentarioek L egonkortasun-muga bat dute. L_f eta H_f : partikulen egonkortasun-muga eta uraren altuera itsasoaren mailak gaur eguneko altuera izan aurretik. (Boillot eta Coulon, 1998).

8.10.1.3. Kontinente-plataformen progradazioa

Partikula sedimentarioak plataforman zehar desplazatu eta uraren sakonera H -ra hel-tzen denean gelditu eta bertan sedimentatzen dira. Suposa dezagun H konstante mantentzen dela, hau da, itsas maila egonkorreko eta subsidentziarik gabeko lurraldea dugula. Baldintza hauetan, L -ri dagokion azaleran (8.32. irudia) ez da partikula sedimentario-rik metatzen, partikulak aurrealdeko ezponda sedimentarioaraino garraiatzen direlako, apurka-apurka plataforma handituz. Horrela eratzen dira *progradazio-prismak*.

Aldiz, plataforma subsidentziaren eraginpean balego edo itsasoaren maila igoko balitz, itsas hondoa L azaleraren azpitik aurkituko litzateke, eta plataformaren gainean geruza horizontala metatuko litzateke. Era horretan, plataformara heldutako sedimentuen kopuru bat geruza hau sortzeko erabiltzen da eta prismaren aurreko aldera soberan dauden sedimentuak baino ez dira garraiatuko. Adibide batean zein bestean prisma sedimentarioak plataforma osoa estaltzen du. Progradazio-frontea bat dator kontinente-ezpondaren goiko aldearekin eta bertako malda geomorfologikoa geruzarekiko paraleloa da.

8.10.1.4. *Itsas mailaren aldaketen eragina*

Historia geologikoan itsas mailak aldaketa ugari eta garrantzitsuak izan dituela gauza jakina da. Aldaketen arrazoiak oso ezberdinak izan daitezke: klimatikoak, poloetako izotzmasek gordetzen duten ozeanoetako ur-bolumenaren arabera; geodinamikoak, ozeanoen zabalkuntza-abiaduren aldaketek eragindako ozeano-gandorren bolumen-ezberdintasunaren arabera; Lurraren barneko prozesuak, luma gorakorrek bat-batean sortutako basalto-plataforma erraldoien arabera.

Itsas mailaren jaitsiera erlatiboaren ondorioak. Itsas maila jaitsiz gero, plataformaren gainean metatuta dauden sedimentuak L egonkortasun-mugatik gora aurkituko lirateke, bermugituak izateko gaitasuna berreskuratuz. Orduan, itsas azpiko higadura gertatuko da eta plataforma partzialki edo osorik uraren gainetik kokatzen bada, ur gaineko higadura ere eman daiteke. Kasu horretan, ondorengo ziklo eustatikoan berriro hondoratzen denean, uraren gainetik egon deneko aztarnak gordeko ditu, bai sedimentuen izaeran (hondar-sedimentuak) bai morfologian (alubioi zaharrekin edo metakin gazteekin estalitako ibai-haranak, plataforma osatzen duten materialak karbonatatuak direnean karstak gara daitezke, oraska glaziarrek, ildo marjinalak, zokalo eta estalki sedimentarioen arteko mugan zulatutako depresioak, eta abar).

Plataformaren urgaineratzeak sedimentuen litifikazioa ekar dezake ere. Urgaineratzearen ostean, itsas azpitik sedimentatutako materialak ur freatikokoaren zirkulazio bertikalaren eraginpean gelditzen dira eta zementatuak izan daitezke aurretik disolbatutako karbonatoen zein silikatoen hauspeatzearekin.

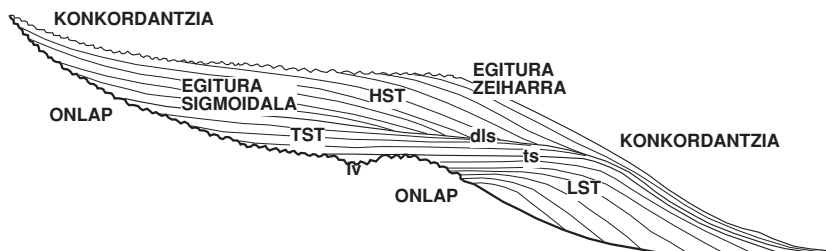
Laburbilduz, itsas mailaren jaitsieraren ondorio nagusiak bi direla esan daiteke. Bata, aurretik plataforman metatutako sedimentuen garraio masiboa ezponda eta kontinente-glaziserantz. Bestea, itsas azpitik zein itsas gainetik plataforman eratutako higadura-azalera baten sorrera.

Itsas mailaren igoera erlatiboaren ondorioak. Hauek, lehendabizi, 8.32. irudiko ertz egonkor elikagaberako deskribatuko dira. Hasiera batean, erregresioaren eraginez eratutako higadura-azalaren gainean eta itsas mailaren gorakada nagusiaren aurretik *maila baxuko prisma* bat eratzen da (irudiko prisma fosila). Ondoren, itsas mailaren igoera azkar baten ondorioz (T) *maila altuko beste prisma* bat eratzen da (gaur eguneko prisma). Irudian, garapen-urrats goiztiarra islatu da, maila altuko prismaren hastapena baino erakusten ez duena.

Serie sedimentario lodiko ertz elikatu bati dagokion 8.33. irudian, aldiz, prozesu bera jasan duen plataformaren zehar-ebaki errealago eta konplexuagoa irudikatu da. Behetik gora honako eremu hauek bereiz daitezke:

- *Beheko prisma* (LST: *Lowstand System Track*), itsas mailaren gorakada erlatiboa hastean eratutakoa. Egitura sigmoidala gorakada motelaren eraginez sortzen da, apurka-apurka geruza horizontalak sortzen dira plataformaren gainean, baina sedimentu gehienek prismaren aurreko alderaino jo behar dute geruza okertuak eratuz. Geruza horizontalek aurreko erregresioan eratutako higadura-azalera estaltzen dute, progresiboki gorantz migratuz (*onlap*); geruza okertuek, aldiz, azalera hau estaltzen dute ere, baina gero eta eremu sakonagoetan (*downlap*).

- *Horizontaletik gertu dagoen serie transgresiboa* (TST: *Transgressive System Track*), itsasoaren gorakada azkarra denean sortzen da. Baldintza hauetan sedimentu guztiak plataformaren gainean metatuko dira eta, ondorioz, aurreko progradazioa oso txikia da edo ez dago. Serie hau “transgresio-azalera” (ts) baten gainean kokatzen da.
- *Gaineko prismak* (HST: *Highstand System Track*) geometria sigmoidala du ere eta itsas mailaren gorakada motelduz doanean sortzen da. Prisma honen itsaso aldeko eremua TSTren gainetik kokatzen da (*downlap*) baina kontinente aldekoa aurreko erregresioan eratutako higadura-azaleraren gainetik (*onlap*) (8.33. irudia). Transgresioaren bukaeran, itsasoaren maila egonkortzean edo jaisten hasiz gero, sedimentuek etengabe hornituko dute prismaren frontea.



8.33. irudia. Itsas mailaren gorakadaren eraginez plataforma kontinentalean sortzen den rift osteko serie sedimentarioaren egitura. (Christie-Blick, 1991).

Hiru prisma sedimentarioen elkarteak, LST, TST eta HST, azpitik eta gainetik higadura-azalerek (diskordantzia edota hutsune estratigrafikoa) mugatutako sekuentzia sedimentario oso bat eratzen du. Bertan, ziklo eustatiko oso baten garapena gordetzen da (itsas mailaren gorakada, egonkortasun-garaia eta beherakada). Kontinente-plataformetako riftaren osteko serie sedimentario osoa mota honetako sekuentzien pilaketaz dago eratuta.

8.10.1.5. Konklusioa: kontinente-plataformaren egitura

Kasu gehienetan ertz egonkorretako kontinente-plataformak jatorrizko rift zaharren alboetan kokatzen dira. Riftaren erdiko grabena mugatzen duten erliebeak higaduraren eraginpean daude rifta aktibo mantendu bitartean. Ondoren, riftaren jarduera amaitzean ertzak hondoratu egiten dira itsas mailaren azpitik kokatuz (subsidentzia termikoa). Garai horretan ertzak arroaren erdiko alderantz loditzen den eta zuzenean ertzaren zokalo kontinentalaren gainean kokatzen den riftaren osteko serie sedimentario batek estalita gelditzen dira. Serie sedimentario meheko elikatu gabeko ertzetan plataformaren eta ezpondaren arteko muga jatorrizko riftaren lehendabiziko failari dagokio, hau da, rift garaiko sedimentuak gordetzen dituen erdiko grabenaren mugari. Baina normalean, sekuentzia sedimentarioen progradazioari esker rifteko failak eta bloke kulunkatu guztiak estalita gelditzen dira (8.3., 8.4. irudiak). Era horretan, plataformaren kanpoko aldean riftaren osteko serie sedimentarioak bloke kulunkatuen artean pilatutako rift garaiko sedimentuak estaltzen ditu. Muturreko zenbait kasutan ertz egonkorretara sedimentu-kopuru izugarriak hel daitezke, eta orduan riftaren osteko sedimentuek osatutako prisma itsasoan barnera daiteke, lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga ere estaliz (Nigerreko delta).

Ertz egonkorretara heltzen den sedimentu-kopuruak nabarmenki baldintzatzen du ingurune hauetako morfologia orokorra. Nahiz eta gorputz sedimentarioen tamaina oso ezberdina izan ertz elikatu eta elikagabeetan, beraien geometria eta sekuentzia ezberdinen arteko erlazioak parekagarriak dira. Azken batean, ertz egonkorretako rift osteko garapen morfologiko eta sedimentarioa baldintza berdinen eraginpean dago, nahiz eta bakoitzaren garrantzia tokian toki eta garai ezberdinetan aldatu:

- Subsidentziak (termikoak) neurri batean progradazio-prismaren izaera baldintzatzen du, baina batez ere rift osteko serie sedimentarioaren lodieran du eragina.
- Itsas mailak jasaten dituen aldaketa eustatikoek serie sedimentarioa ez-jarraitua izatea baldintzatzen dute, era horretan diskordantzien bidez mugatutako sekuentzia sedimentario ezberdinak sortzen dira.
- Ekarpen sedimentarioaren kopuruak plataformaren eta ezpondaren arteko mugaren kokapena baldintzatzen du. Muga hori ertz dibergenteetan zein ertz transformakorretan faila normal edo norabide-failetatik lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko muga bitartean egon daiteke kokatuta.

8.10.2. Kontinente-ezponda

Kontinente-ezpondaren malda ez da normalean irudiek erakusten duten bezain nabarmena. Ozeano Atlantiko inguruko ertz egonkor garatueta ezponden batez besteko malda $3^{\circ}05'$ -koa da; ertz egonkor gazteagoak dituen Mediterraneoaren mendebaldean batez bestekoa $3^{\circ}34'$ -koa da; eta delta handien isurialdean (Niger, Mississippi, Nilo) ezponda sedimentu aske eta ezegonkorren bitartez eratuta dagoenean okerdura txikiagoa da, $1^{\circ}20'$ -koa. Datu hauek -180 eta -1.800 m artean neurtu dira. Sakonerarekin ezpondako okerdura motelduz doa geometria ahurra irudikatuz.

8.10.2.1. Sedimentuen mugikortasuna eta sedimentazioa kontinente-ezpondan

Kontinente-ezpondan energia hidrodinamikoa azkar moteltzen da sakonerarekin, plataformaren eta ezpondaren arteko mugan partikula hareatsuak metatzen diren bitartean, sakonera handitzean gero eta sedimentu detritiko finagoak pilatzen dira. Sedimentuak hondoaren gainetik trakzioz, edo uraren barnean esekiduraz (sedimentazio pelagikoa) garraiatuak izan daitezke. Jatorri ezberdineko mota honetako sedimentuak nolabait definitzeko “sedimentu hemipelagiko” terminoa erabiltzen da.

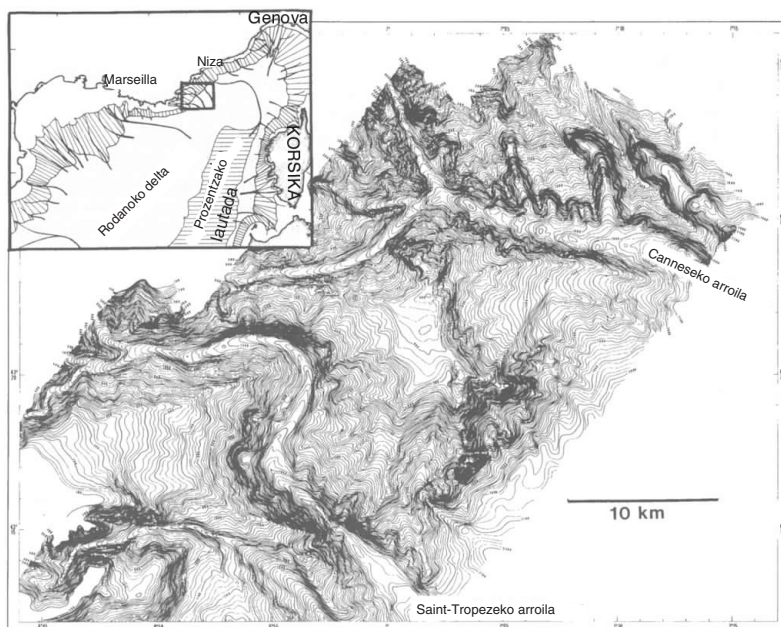
Ezpondaren gaineko sedimentuak ezegonkorrak izan ohi dira eta bertan ugariak dira sedimentuen lur-jausiak. Lur-jausia gorputz sedimentario baten irristatzearekin hasten da. Irriatzea ertz egonkorreko sustratoaren gainean edo serie sedimentarioaren barnean kokatuta dagoen maila trinkoago baten gain gertatzen da. Lur-jausiaren eraginez jatorrizko egitura sedimentarioa ezabatu egiten da, eta brexa sedimentario kaotiko bat sortu. Irriatzea bizkortuz lur-jausia uhertasun-korrante bihurtu daiteke. Orduan, sedimentuak glazisera zein lautada abisalerraino garraiatzen dira eta bertan metatzean turbiditak eratzen dira. Korrante hauek malda handieneko lerroari jarraitzen diote, eta nagusiki itsas azpiko arroilez baliatuz bideratzen dira.

Ezpondako bizidun bentikoen kopurua plataformakoa baino askoz ere txikiagoa da. Hala ere, toki aproposa da ekinodermoen garapenerako eta horren ondorioz ugariak dira sedimentu terrigenoekin nahasten diren partikula karbonatodunak. Sedimentazio pelagikoaren garrantzia sakonerarekin handitu egiten da beste partikulen kopurua murriztu ahala. Era horretan, kontinente-ezpondan agertzen diren erliebe isolatuak (banku edo plataforma marjinalak; aktibitaterik gabeko sumendiak edo rifting prozesutik eratorritako horst egiturak) basa pelagikoz estalita egon ohi dira.

8.10.2.2. Itsas azpiko arroilak

Oro har, ozeano guztietan kontinente-ezponda arroilez zeharkatuta dago. Egia da zenbait arroilak horma malkartsuak izaten dituztela baina gehienek okerdura txikiko magalak baino ez dituzte izaten, horregatik arroila terminoa tentuz erabili behar da. Arroilen jatorria azaltzeko bi aukera daude: batzuk urperatutako haran kontinentalak dira baina, gehienak, ahultasun estrukturalaz baliatuta, itsas azpiko higaduraren ondorio dira.

Mediterraneoko arroilak. Mediterraneoko arroilak (8.34. irudia) zalantzarik gabe uraren gainetik eratutako eta ondoren urperatutako haranak dira. Ur gaineko higaduraren ondorio diren pilaketa detritikoak (konglomeratuak) eta geometriaren aztarnak zalantzagabeko frogak dira. Egun uraren azpitik zenbait mila metrotara kokatutako haran hauek, nola sor zitezkeen uraren gainetik?



8.34. irudia. Mediterraneoko mendebaldeko unitate morfologiko nagusiak eta itsas azpiko arroilak azaltzen dira gaineko mapan. Mapa nagusian, aldiz, Saint-Tropezeko eta Canneseko arroilen topografia zehatza irudikatu da. (Bellaiche, 1993).

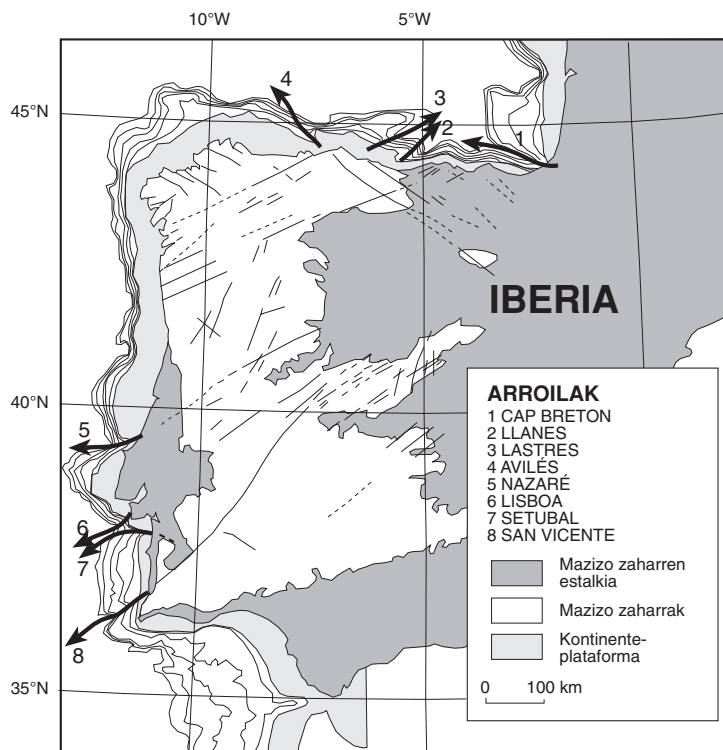
Datu sismikoez zein zundaketek erakusten dute Mediterraneoko arroan Messiniar adinako gatzdun serie bat aurkitzen dela gaur eguneko ur-mailaren azpitik –4.000 m-ra gutxi gorabehera. Ezaguna da mota horretako serieak itsasoko ura ebaporatzean hauspeatutako gatz bitartez eratuta daudela, baina horretarako halabeharrez sakonera oso txikia izan behar du (asko jota zenbait metro). Era horretan pilatutako ebaporiten lodiera 1.500 m-koa da, eta gaur egun Mediterraneoko uretan disolbatuta dagoen gatz guztia pilatuta ere, ez ginateke inolaz ere bolumen horietara hurbilduko. Datu hauek azaltzeko aukera bakarra dago, Mediterraneoko arroa Ozeano Atlantikoko urarekin hornitu beharko litzateke, etengabe edo ziklikoki. Datu geologikoez baieztatu egin dute Pliozenoko transgresioaren aurretik ia arro osoa lehortuta egon zela, eta ordutik hona arroaren geometria aldaketa handirik gabe mantenduenez, halabeharrez ezpondak uraren gainetik egongo ziren kokatuta. Baldintza horietan, ezpondako malda inguruko eremuetakoa baino handiagoa denez, haran sakon eta estuenak bertan eratuko ziren eta, ondoren, Pliozenoan, berriro urez estalita geldituko ziren.

Hipotesi honetan itsas maila zenbait kilometro jaisten duen erregresioa eta ondoren maila bereko transgresioa erabiltzen dira. Prozesu horiek azaltzeko Gibraltarreko itsasartearen itxiera eta irekiera erabiltzen dira. Gibraltarreko itsasartearen ingurua tektonikoki aktiboa da, eta mugimendu tektoniko batek pasabidea itxiz gero, gaur eguneko baldintza hidrogeologikoen arabera, Mediterraneo 3.000 urtetan lehortuko litzatekeela kalkulatu da. Lehortea gertatuko litzateke arroaren ebaporazioa bertara erreken eta euriaren bidez heltzen den ur-kopurua baino handiagoa delako. Beraz, Messiniarreko erregresioa eta Mediterraneoko arroilen sorrera tektonika aktiboaren eta klima lehorren ondorioa izan ziren.

Baina Mediterraneoko adibidea kasu berezia da eta ezin da ozeano guztietako arroilen sorrera azaltzeko erabili. Ezinezkoa da erabiltzea askoz handiagoak diren eta ur-zirkulazio zabalagoa duten beste ozeanoetako arroilen sorrera azaltzeko Mediterraneo arrorako proposatutako erregresioa. Baina orduan, nola sortu dira beste arroila horiek?

Itsas azpiko higaduraz eratutako arroilak. Oro har, ozeano handietako arroilak apurketa tektoniko handien inguruan itsas azpiko higadurak sortutako egitura geomorfologikoak dira. Adibidez, oso ezagunak eta sakonak diren Iberiar penintsulako kostalde atlantikoko arroila guztiak ertzaren bilakaeran zehar birmugitutako haustura eta norabide-faila zaharren jarraipenean aurkitzen dira (8.35. irudia; Cap Bretoneko arroila salbuespen gisa agertzen dela badirudi ere, ipar Pirinioetako zamalkaduraren jarraipenean sortutakoa da). Egitura tektonikoetan zehar sortutako faila-arroka bera bigunagoa delako edo ondorengo alrazioak biguntzen duelako, higadurak beti aurkitzen ditu erraztasunak bere lana aurrera eramateko. Beraz, higadura non gertatzen den jakinik orain bakarrik falta da arroilak sortzeko beste indar duten prozesuak bilatzea.

Uhertasun-korronteez, baina era berean hondoratze eta irristatze masiboek, indar higatzailea dutela ezin da ukatu. Hau baieztatzeko arroilak sedimentuz beteta ez daudela aipatzea nahikoa da. Arroilak garbi daude indar horiek bertan metatutako sedimentuak garraiatzeko gaitasuna dutelako.



8.35. irudia. Iberiar penintsulako ertz atlantikoko arroila nagusiak eta haien erlazioa Paleozoikoko arroren gainean eragina duten norabide-failekin. (Boillot *et al.*, 1974).

8.10.2.3. Konklusioa: kontinente-ezpondaren egitura

Ertz egonkor dibergenteetako ezpondaren egitura desberdina da bertan pilatutako sedimentu-kopuruaren arabera. Ertz elikagabeetan ezponda bat dator rifting prozesuan zehar garatutako faila normalen multzoarekin. Kasu horretan, ezponda zuzenean jatorrizko rifteko geometriaren ondorioa da. Baina kasu gehienetan rift garaiko sedimentuak zein estentsio-egiturak rift osteko sedimentuen bitartez daude estalita. Beraz, ertz elikatuetan kontinente-ezponda ozeano alderantz desplazatuta dago eta sarritan lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko mugatik gertu kokatzen da. Plataformaren eta ezpondaren arteko muga eraiketa koralino bati dagokionean, koralen hazkuntzak ertzaren subsidentzia konpentsatzen du, eta ezponda bat dator eraiketa koralino horren kanpoko hormarekin.

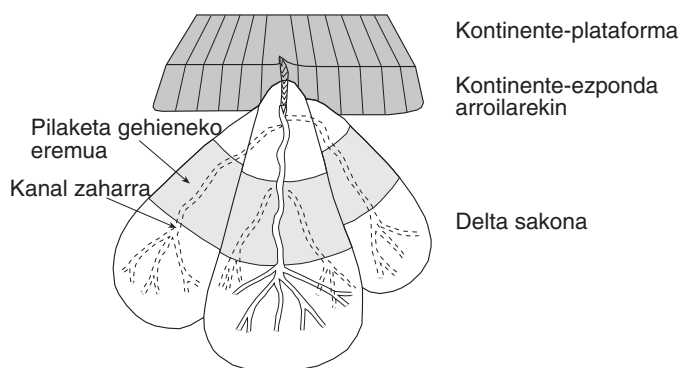
Kontinente-plataforma rift osteko sedimentuetarako edo sedimentu post-zinematikoe-tarako metaketa-toki bat den bitartean, ezponda garraio-eremu bat baino ez da. Arroilak sedimentuak garraiatzen dituzten uhertasun-korronteen pasabideak dira. Aldiz, kontinente-glazisa metaketa-tokia da ere; izan ere, ezponda zeharkatzen duten uhertasun-korronteeek eta basa-irristatzeek bertan askatzen dute garraiatutako zama solidoa.

8.10.3. Kontinente-glazisa

Kontinente-glazisek goranzko soslai ganbil oso zabala erakusten dute. Oso malda txikia eta erregularra dute (% 1-% 0,1), eta lautada abisalarekiko muga 5.000 m-ko sakoneran kokatzen da batez beste. Azken batean, bertako pilaketa sedimentarioa mendimagaletan eratzen diren mendi-oinekoen antzekoa da. Sedimentuak ezpondako irristatze sedimentarioetatik eta uhertasun-korronteen bidez heltzen dira glaziseraino, non hondoko korronte ozeanikoek birmugituak izan baitaitezke. Glazisetako serie turbiditikoien lodiera zenbait kilometrotakoa izan daiteke (8.36. irudia). Serie lodienak ezponda zeharkatzen duten arroilen bokalean neurtu dira. Ingurune horietan glazisek lokalki ezponda osoa estal dezakete, orduan ertza hipertrofiatu dela esaten da, itsas azpiko delta sakona (*deep sea fan*) bezala ezagutzen den egitura eratuz.

Delta sakon horiek hiru zatitan banatzen dira. Kontinente aldetik ozeanorantz hauek dira:

- Goiko konoa haran bakar batek edo kanal nagusitik datozen sedimentuek osatzen dute. Kanala arroilak glazisean duen jarraipen zuzena da, uhertasun-korronteak bertatik bideratzen baitira. Kanala, sarritan disimetrikoa, sedimentuz osatutako eremu goratuak (zenbait hamarkada metro) inguratzen dute. Kanaletako erdiko aldean sedimentu lodienak (legar eta harea tamainakoak) metatzen dira eta tamaina finagokoak, berriz, kanalen alboetako eremu goratuetan.
- Erdiko konoa, kanal nagusia adarkatzen deneko eremua da, bertan kanalen ertzetako eremu goratuak desagertu egiten dira progresiboki. Soslai longitudinalak ganbila izaten jarraitzen du, baina malda gero eta txikiagoa da. Turbiditen pikor-tamaina handiago da kanaletan (harea fina) kanal arteko eremuetan baino (pelitak).
- Beheko konoan kanalak gero eta urriagoak dira eta inguruan ez dute inoiz eremu goraturik erakusten. Apurka-apurka lautada abisalaren ezaugarriak azaltzen dira eta turbiditen pikor-tamaina kontinentetik urruntzean gero eta finagoa da.

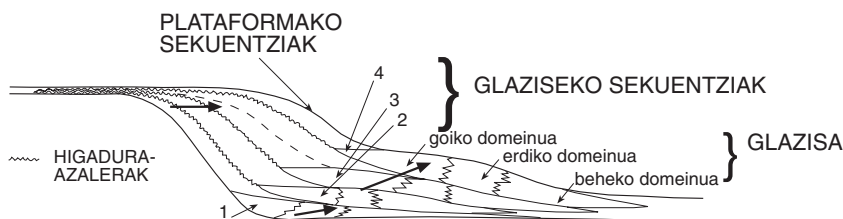


8.36. irudia. Itsas azpiko delta sakon baten eskema. (Droz, 1983).

Sarritan, metatu ondoren turbiditak berriz mugitzen dira kontinente-ezpondaren oinari jarraituz dauden hondoko korronteen bidez. Kontinente-plataforman aritzen diren hondoko korronteak baino mantsoagoak eta ahulagoak direnez, pikor finak (harea finak eta pelitak)

birmugitzeko gaitasuna baino ez dute, eta hori birmetatzean “contouritak” deritzen sedimentuak sortzen dira. Sedimentu horiek ertzarekiko paralelo edo zeharkari kokatuta egon daitezkeen oso eremu zabalak estaltzen dituzte, ehunka kilometrotakoak, eta inguruko lautada abisalarekiko zerbait goratuta egoten dira.

Kontinente-glazisa rift osteko eraiketa sedimentariotzat har daiteke. Normalean glazisaren tamaina ehun kilometro ingurukoa izan ohi da, baina itsas azpiko arroil handien bokalean askoz handiagoa izan daiteke (ehunka kilometro Amazonas ibaiaren parean, mila kilometrotik gora Ganges ibaiaren bokalean). Ertzeko lurrazal kontinental mehetuenaren zein lurrazal ozeanikoaren gainean garatzen da, bien arteko trantsizio-eremua estaliz. Oszilazio eustatikoaren zikloen barnean itsas maila baxuko garaiak egokienak dira glazisaren garapenerako. Garai horietan plataformaren gaineko sedimentuak birmugitu egiten dira, ezponda zeharkatu eta delta sakonetan metatzen dira. Oro har, delta sakon jarraituak eta plataformako sekuentzien arteko higadura-azalerak garaikideak direla esan daiteke (8.37. irudia), nahiz eta lege hau ez den beti betetzen.



8.37. irudia. Kontinente-plataforma eta kontinente-ezpondetako sekuentzia sedimentarioak eta kontinente-glazisean metatutako 1-4 sekuentzia sedimentarioak banatzen dituzten higadura- edo ez-metaketa-azalaren arteko erlazioak. (Boillot eta Coulon, 1998).

IV. PLAKEN ARTEKO MUGA TRANSKURRENTEAK ETA PUNTU HIRUKOITZAK

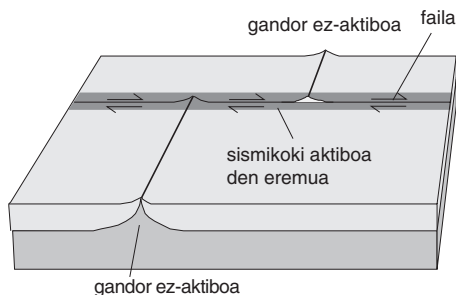
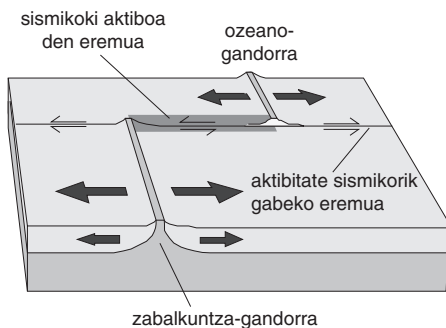
9. Plaken arteko muga transformatzaileak

Plaken arteko muga transformatzaileetan ez da litosferarik eratzen (gandorretan bezala) edo litosferarik suntsitzen (subdukzio-eremuetan bezala), beraz, plaka litosferikoaren materia kontserbatu egiten dela esan daiteke. Faila hauek litosfera osoa zeharkatzen duten haustura subertikalak dira, ondorioz faila-planoaren norabidean zehar mugimendu gutxi gorabehera horizontala izaten dute, eta plaketako mugen artean luzatzen dira. Lurrazal ozeaniko zein kontinentalean zehar luza daitezke eta, batean eta bestean, ezaugarri morfologiko eta garapen-prozesu oso ezberdinak izaten dituzte.

Litosferaren alboranzko higidura erlatibo handiei buruzko estreinako berriak Ozeano Bareko ipar-ekialdeko anomalia magnetikoen behaketatik etorri ziren. Bertan ziurtatu zen anomalia magnetikoen xingola linealak hondo ozeanikoan oso nabarmenak ziren egitura topografiko linealen bitartez desplazatuta zeudela. Ondoren, egitura topografiko hauek mugimendu horizontaleko haustura-eremu gutxi gorabehera bertikalen ondorioa zirela frogatu zen. Adibidez, Ozeano Bareko ipar-ekialdean kokatutako Mendocino eta Pioneer faila transformatzaileen artean 1.450 km-ko mugimendua sorrarazten dute.

Faila transformatzaileen muturrak beste muga litosferikoekin elkartuta daude eta elkarren artean osatutako angelua zuzena izan ohi da. Beraz, faila transformatzaileek ozeano-gandorrak, subdukzio-eremuak eta, ezohikoagoak diren kasuetan, beste faila transformatzaileak ere elkartzen dituzte. Plaken arteko geometria ezberdineko muga-motak elkar dezaketenez, muga transformatzaileetan zehar mugimendua transformatu egiten dela (hemendik izena) esan daiteke. Hasiera batean, faila transformatzaile terminoa mota honetako failentzat baino ez zen definitu, ondoren terminoaren esanahia zabaldu egin da eta egun, zabalkuntza-ozeanikoaren ondorioz eratutako mugimendu horizontaleko faila orotarako erabiltzen da.

Faila transformatzaileek banatzen dituzten plaka litosferikoetan eragindako mugimendua hasiera batean pentsa litekeenaren aurkakoa da, 9.1. irudian azaltzen den bezala. Diagraman ozeano-gandor bat irudikatu da, kasu batean norabide-faila batekin zeharkatuta (9.1.A. irudia) eta bestean faila transformatzaile baten bitartez moztuta (9.1.B. irudia). Norabide-failak plano bertikal baten luzeran zehar eskuin-alboranzko (erloju-orratzen noranzkoan) desplazamendua eragiten du, gandorren gailurren arteko eremutik at ere luzatzen dena. Faila transformatzailea, haatik, gandorren gailurren artean baino ez da aktiboa, eta bertan sortzen duen mugimendua ezker-alboranzkoa (erloju-orratzen aurkako noranzkoan) da.

A. Norabide-faila**B. Faila transformatzailea****9.1. irudia. Faila transformatzaileen eta norabide-failen arteko ezberdintasun nagusiak.**

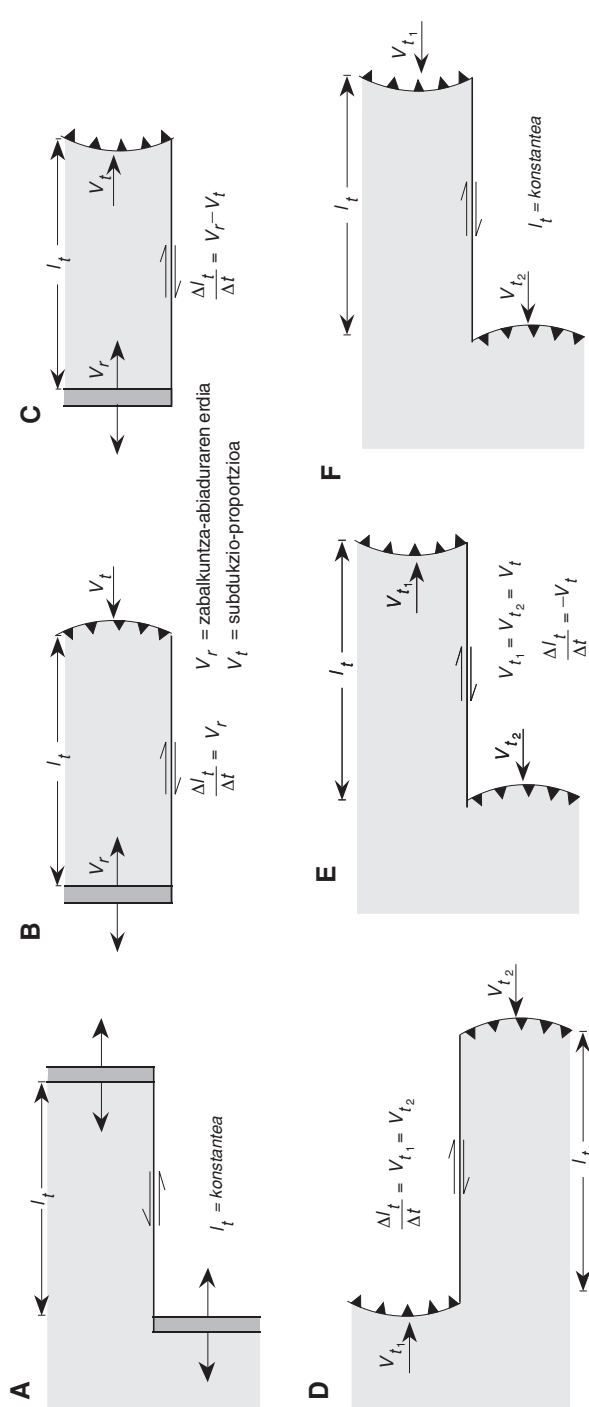
Norabide-failetan bi blokeen arteko mugimendua beti bera da; faila transformatzaileetan, aldiz, aldakorra da eta blokeen arteko aurkako mugimendua ozeano-gandorren artean baino ez da gertatzen.

Faila transformatzaileek, plaken arteko muga guztien artean baina ozeano-gandorrek mozten dituztenak kontuan hartu gabe, gutxi gorabehera % 15a errepresentatzen dute. Gandorren gailurra gehiago edo gutxiago mugiarazten duten faila hauen guztien desplazamendu-pilaketa izugarria izan daiteke.

Faila transformatzaileen ezaugarri bereizgarri bat jarduera magmatikorik ez izatea da, faila hauen luzera guztian zehar ez da sumendirik ez intrusiorik bereizten. Beste alde batetik, ozeanoetako gandorren inguruan gertatutako lurrikaren fokuen kokapena eta zergatia aztertuta, bi baldintzatan gertatzen direla ikusi ahal izan da. Lurrikaren lehenengo multzoa gandorren ardatzean zehar kokatzen da eta faila normalen mugimenduaren ondorio dira, mugimendu-norabidea failaren okerdurarekiko paraleloa delarik. Bigarren multzoa, aldiz, faila transformakorren inguruan kokatzen da. Kokapen honetako lurrikarak askoz arrunta-goak dira, beraien fokuak sakonera eskasekoak dira eta erabiltzen duten energia, gutxi gorabehera, aurrekoena baino 100 aldiz handiagoa da. Aldiz, oso urriak dira faila hauen luzapenetan, hau da, gandorren gailurretatik at, gertatutako lurrikarak. Beraz, sismizitatearen ikerketa mekanismo transformatzailea egiaztatzen duen frogatzat har daiteke.

9.1. FAILA TRANSFORMATZAILEEN SAILKAPENA

Wilson-ek (1965) faila transformatzaileen artean 6 mota ezberdindu zituen, faila transformatzaileek batzen dituzten plaken arteko mugen arabera (9.2. irudia). Muga horiek bi ozeano-gandorren artean koka daitezke (9.2.A.), gandorren eta fosaren artean (9.2.B., C.) edo bi fosen artean (9.2.D., E., F.). 9.2.A. marrazkian, eskuin-alboranzko mugimendua duten faila transformatzaileen artean egon daitezkeen 6 motak aurkezten dira; logikoki ezker-alboranzko mugimendua duten beste 6 mota ere existitzen dira. 9.3. irudiak faila transformatzaile nagusien eta haiekin lotutako haustura-eremuen kokapen geografikoa zehazten duen mapa erakusten du.



9.2. irudia. Plaken arteko muga konbergenteak eta dibergenteak lotzen dituzten balizko eskuin-alboranzko 6 faila transformatzaileak.

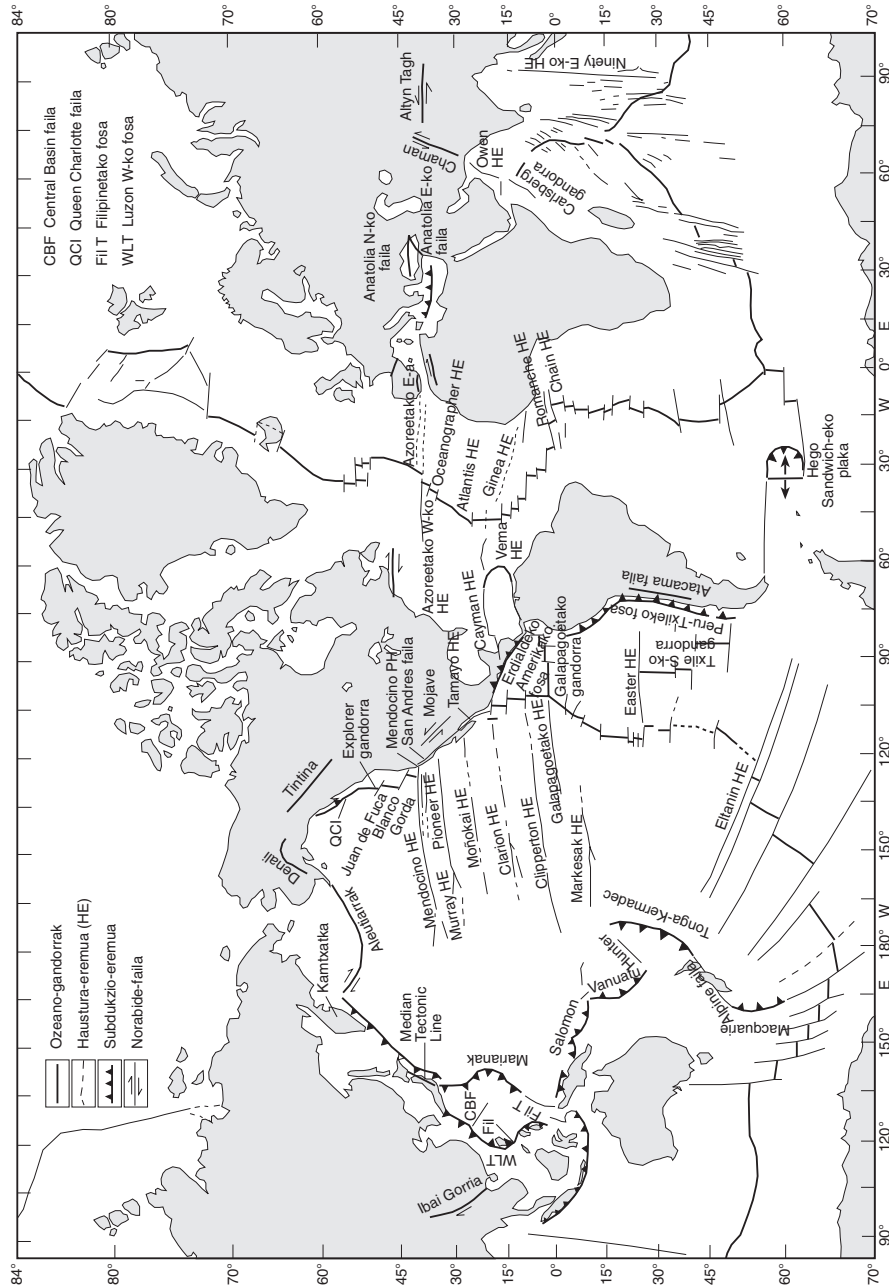
A. Gandor-gandor faila transformatzailea. Faila transformatzailea abiadura erlatiboaren Euler-en poloarekiko distantzia angeluar konstantera dago; faila ez da aktiboa gandorren arteko eremutik at. B. Gandor-fosa faila transformatzailea. Faila transformatzaileak gandor bat eta subdukzio-eremuko bloke zamalkatzailea lotzen ditu. Denborarekin failaren tamaina handitu egiten da zabalkuntza-ozeanikoaren erdiko proportzioarekin. C. Gandor-fosa faila transformatzailea. Faila transformatzaileak gandor bat eta subdukzio-eremuko bloke hondoratua lotzen ditu. Denboran zehar izango duen luzera-aldaketa zabalkuntza-abiadura erdiaren eta subdukzio-proportzioaren arteko kenketaren bitartez lortzen da. D. Fosa-fosa faila transformatzailea. Faila transformatzaileak bata bestearekiko okertzen diren bi subdukzio-eremu elkartzten ditu. Subdukzio-proportzioek berdina izan behar dute ($V_{t1}=V_{t2}$). Faila subdukzio-proportzioaren arabera hazten da. E. Fosa-fosa faila transformatzailea. Faila transformatzaileak elkarren aurkako okerdura duten bi subdukzio-eremu lotzen ditu. Subdukzio-tasak berdina dira eta failaren luzera murriztu egiten da subdukzio-tasaren arabera. Geometria honek denborarekin D irudian erakutsitakora eraldatu beharko luke. F. Fosa-fosa faila transformatzailea. Faila transformatzaileak polaritate bereko bi subdukzio-eremu lotzen ditu. Subdukzio-tasak berdina izanik, failak ez du tamaina-aldaketarik izango. (Moore eta Twiss, 1995).

Gandor-gandor faila transformatzaileak. Mota honetako failek (9.2.A. irudia) plaken arteko muga dibergenteen gandorretako bi zati elkartzen dituzte, eta zalantzarik gabe, faila transformatzaileen artean arruntenak dira. Faila hauek, 100 km-ko batez besteko tartearekin, ozeano guztietako gandorretan zehar aurki daitezke, baina agian egitura nabarmenenak Ozeano Atlantikoko eta Indiako Ozeanoko ekuatore inguruan eta Ozeano Bareko hegoaldean aurki daitezkeenak dira. Oro har, ozeanoetako zabalkuntza-norabidea gandorrekiko perpendikularra eta faila transformatzaileekiko paraleloa izanik, faila transformatzaileen tamainak ez du, denboran zehar, aldaketarik jasango. Faila transformatzaileak, sortzen diren unean behintzat, lerrokatu egiten dira bi plaken arteko errotazio erlatiboaren bat-bateko Euler-en poloaren inguruko paraleloekin. Haustura-eremu hauek lurrazal ozeanikoaren apurketa nabarmenak dira eta bi zatitan daude banatuta: faila transformatzaile aktiboan eta zizaila aktiboko eremutik at, plaka barnerantz, luzatzen diren horien zati ez-aktiboetan (9.1.B. irudia).

Gandor-fosa faila transformatzaileak. Fosako polaritatearen arabera mota honetako bi faila transformatzaile bereizten dira. Batak gandorra lotzen du muga konbergentearen eremu zamalkatzailearekin (9.2.B. irudia). Baldintza horietan faila transformatzailea luzatu egiten da denboran zehar eta luzapenaren abiadura gandorrak duen zabalkuntza-abiaduraren erdia izango da. Hego Amerikako hegoaldeko muturretik ekialdera mota honetako failen adibide bi aurki daitezke. Bertan ikus daiteke Hego Sandwich-eko plaka txikiaren iparralde eta hegoaldeko mugak adierazten dituzten faila transformatzaileek elkartzen dituztela fosa ozeanikoa eta horren ostean kokatutako ozeano-gandor txikia (9.3. irudia).

Bigarren motako gandor-fosa faila transformatzaileak muga konbergentean hondoratzen den eremuarekin lotzen du gandorra (9.2.C. irudia). Kasu honetan, denboran zeharreko failaren tamaina-aldaketa gandorraren zabalkuntza-abiaduraren erdiaren eta subdukzio-proportzioaren arteko kenketak adieraziko luke. Era horretan, zabalkuntza-abiaduraren erdia subdukzio-proportzioa baino handiagoa izanik, gandorra subdukzio-eremutik urrundu eta, ondorioz, faila handitu egingo da. Aldiz, subdukzio-eremuk xurgapen-tasa gandorraren zabalkuntza-abiaduraren erdia baino handiagoa izanik, gandorra eta fosa hurbildu egingo dira eta faila transformatzailearen tamaina murriztu. Ondoren, mota honetako faila transformatzaileen adibide ezagunenak aipatzen dira: Explorer gandorra eta Estatu Batuetako ipar-mendebaldeko kostaldeko subdukzio-eremua lotzen dituen Queen Charlotte Island faila; Txile hegoaldeko gandorra eta Hego Amerikako subdukzio-eremua batzen dituen faila; eta Galapagoetako gandorra Erdialdeko Amerikako subdukzio-eremuarekin lotzen duena (9.3. irudia).

Fosa-fosa faila transformatzaileak. Mota honetako hiru faila transformatzaile bereizten dira muga konbergenteetako polaritatearen arabera. Subdukzio-eremu biak bata bestearikiko norabidean okertuz gero (9.2.D. irudia), bietako xurgapen-tasak, halaber, berdina izan behar du, eta failaren tamaina proportzio berean handituko da. Macquaire eta Tonga-Kermadec subdukzio-eremuen artean Zeelanda Berrian zehar luzatzen den Alpine faila eta West Luzon eta Filipinetako fosen artean eratu berria den faila, mota honetako faila transformakortzat hartzen dira.



9.3. irudia. Lurrazal ozeanikoan kokatutako haustura-eremu nagusiak, faila transformatzaile aktiboak eta kontinentetako aktiboak diren eta aktibitate gabeako norabide-faila nagusiak munduko mapa orokor batean (Mercator proiektzioa) kokatu dira. (Menard eta Chase, 1970).

Subdukzio-eremu biek, bata bestearekiko aurkako norabidean okertuz gero (9.2.F. irudia), xurgapen-tasa bera izango dute ere, eta proportzio horretan faila transformatzailea txikitu egingo da. Gaur eguneko plaken arteko mugen artean ez da mota honetako failarik ezagutzen, agian denborarekin 9.2.D. irudiko geometriarantz eraldatu beharra duelako.

Azkenik, subdukzio-eremu biak norabide berdinarekin okertuz gero (9.2.E.), faila transformatzailearen tamainak ez du aldaketarik jasaten. Faila-mota honetako adibidea mendebaldeko Aleutiar uharteen eta Kamtxatka penintsularen artean kokatutakoa izan daiteke, Ozeano Bareko plakaren iparraldeko mugan zehar (9.3. irudia).

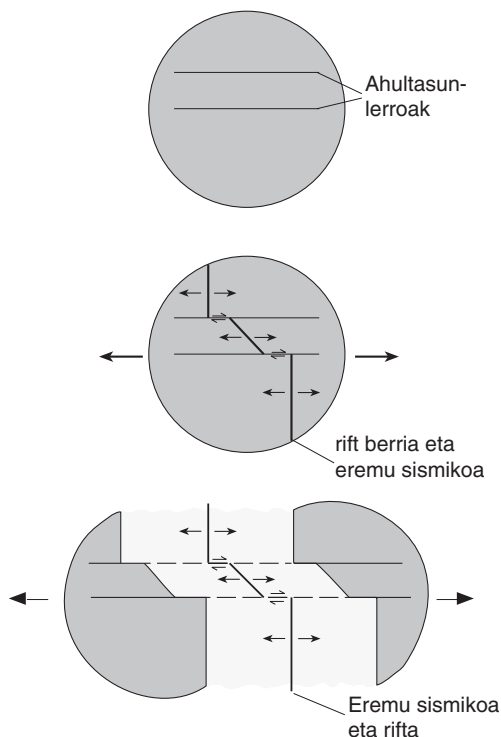
Plaken arteko bi muga elkartuz sor daitezkeen faila transformakor mota guztiak aipatutakoak dira. Badaude puntu hirukoitzetan bukatzen diren faila transformatzaileak, baina ezinezkoa da horien garapena ziurtatzea, puntu hirukoitzaren geometria ezagutu gabe. Mota horretako faila transformatzaileen bilakaera eta ezaugarriak 10. gaian aztertuko dira.

9.2. FAILA TRANSFORMATZAILEEN JATORRIA

Faila transformatzaileak nola sortzen diren adierazteko erarik errazena, agian, Ozeano Atlantikoko faila transformatzaileak aztertzea izan liteke, oraindik subdukzio-eremuen eraginik jasan ez duen ozeano bakarra delako, eta bilakaera-urrats guztiak zehaztasun handiarekin defini daitezkeelako. Faila horien bilakaera harremanetan dago Ozeano Atlantikoaren zabalkuntzaren aurretik gertatutako rift prozesuarekin. 9.4. irudian, ahultasun-lerro bi dituen kontinente idealizatu bat erakusten da. Lerro horiekiko gutxi gorabehera paraleloak diren estentsio-indarrak sortuz, estentsioaren norabidearekiko perpendikularrak diren haustura-eremuak sortuko dira, eta ahultasun-lerroak berraktibatu egingo dira norabide-faila gisa. Hau da, kontinentearen apurketan zehar jadanik garatuta dauden ahultasun-lerroak erabiltzeko joera dago (9.4.B.). Rift prozesuaren ondoren (9.4.C.), gandorraren gailurrak jatorrizko riftaren eitea gordeko du, eta ahultasun-lerro horiek gandorraren gailurren artean soilik aktiboak diren faila transformatzaile bihurtuko dira. Beraz, faila transformatzaileen kokapena jatorrizko rift prozesuen ondorioa da, eta gandorrek zabaltzen dagoen ozeanoaren erdian irauten duen bitartean, mekanismo bera mantenduko dute.

Faila transformatzaileen kokapena ahultasun-eremu zaharren kokapenaren ondorioa dela egiaztatzeko, Itsaso Gorriaren gandorra zeharkatzen duten faila transformatzaileak kontinenteraino jarraitzea nahikoa da. Faila horiek kontinentean dauden antzinako haustura-eremuekin harreman zuzena dute.

Faila transformatzaileen haustura-eremuak litosfera ozeanikoan zein kontinentalean aurkitzen dira. Ozeanoetan haustura-eremu hauek oso nabariak dira estalki sedimentarioa oso mehea izaten delako eta beti material berdinen gainean dutelako eragina; kontinenteetan, aldiz, eremu horiek jarraitzea askoz konplexuagoa da. Adibidez, Ozeano Atlantikoko gandorra moztan duten faila transformatzaileen deformazio-eremuek, batez beste 300-1.000 m-ko zabalera dute; lurrazal kontinentalean, aldiz, deformazio bera xurgatzeko km askotako deformazio-eremua sortuko litzateke eta, gainera, askoz ere egitura konplexuagoarekin. Konplexutasunaren arrazoi nagusien artean daude lurrazal kontinentalaren lodiera handiagoa eta materialen heterogeneotasuna. Bi baldintza horiek dakarte esfortzuen aurreko portaera oso ezberdina izatea.

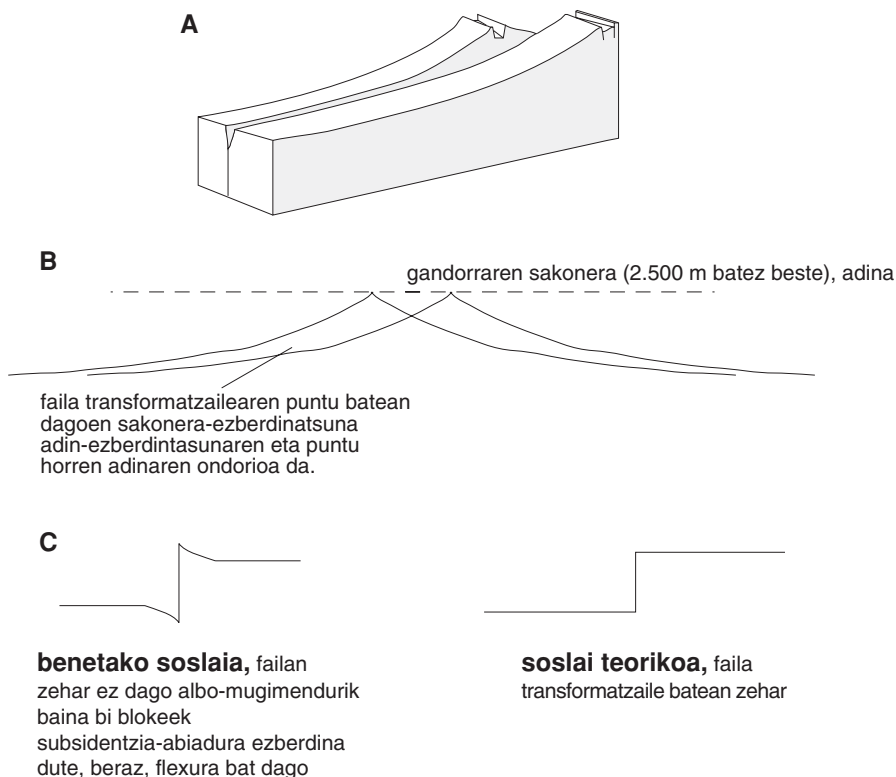


9.4. irudia. Kontinenteetako rift prozesuan zehar faila transformatzaileen garapenarekin lotuta bereiz daitezkeen hiru urrats. (Wilson, 1965).

9.3. OZEANOETAKO FAILA TRANSFORMATZAILEEN ETA HAUSTURA-EREMUEN FISIOGRAFIA ETA EGITURA

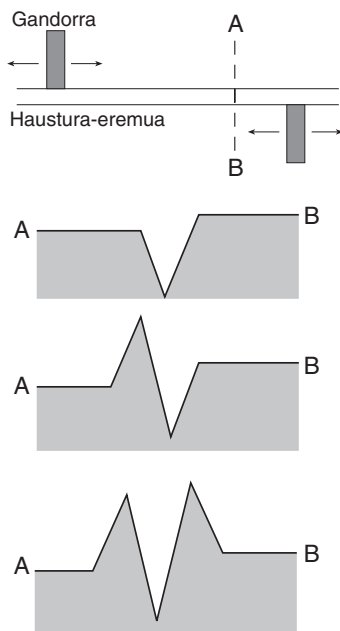
Gaur egun ozeanoetako haustura-eremu transformatzaileez dugun ezagutza neurraketa batimetrikoen, ikerketa geofisikoen, dragatzeen bidez lortutako laginketen eta urpeko ontzien zenbait bidaiaren ondorio dira. Ikerketa zehatzagoak, baino askoz ere mugatuagoak, ofiolitetan definitu diren faila transformatzaileetan burutu izan dira.

Ozeanoetako faila transformatzaileak, oro har, aldaketa topografiko nabarmeneko lurraldeak dira. Gehienetan, faila transformakorraren norabidean zehar malda handiko gailurrez inguratutako arro sakon eta estu bat agertzen da (9.5., 9.6. irudiak). Faila transformatzaile batek gandorra zatitzen duenean gandorraren alboan baina failaren beste blokean gelditzen den lurraldea normalean baino beroago dago, gandorreko korrante gorakorretatik gertuago aurkitzen delako. Berotasunak dentsitatea murrizten du eta lurraldeko sakonera izan beharko lukeena baino txikiagoa izatea eragiten du (9.5. irudia). Beste norabide-failetan bezala, faila transformatzaileen haustura-eremua ez da plano bakarra, zenbait kilometrotako zabalera duen eremu deformatua baizik.



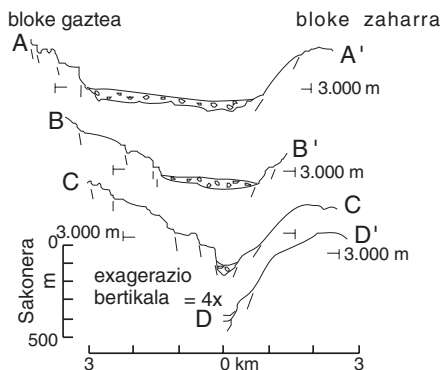
9.5. irudia. A. Faila transformatzaile batek gandorren artean eta eremu horretatik at blokeen artean eragiten duen topografia (Delong *et al.*, 1977). B. Adinarekin litosfera ozeanikoak duen bilakaera eta faila transformatzaile batek eragin dezakeen topografiaren aldaketaren arrazoia adinean datzala erakusten duen eskema. C. Blokeen arteko subsidentzia-abiaduren arteko ezberdintasunak soslai batimetrikoa aldarazten duen flexura bat eragiten du. (Sandwell eta Schubert, 1982).

Faila-malkarrak gandar-gandar faila transformatzaileetan dira bereziki nabarmenak, eta are nabarmenagoak faila transformatzaile handien haustura-eremuetan, zeren elkarren ondoan kokatutako lurrazal ozeanikoaren arteko adin-desberdintasuna handia baita. Itsas hondoaren sakonera lurrazal ozeanikoaren adinaren lerro karratuaren menpe dago, beraz, toki horietan malda bat sortuko da alde gazte eta altuagoaren eta alde zahar eta baxuagoaren artean (9.5. eta 9.6.B. irudia). Hortaz, gandorraren alde batean eta bestean malkarraren noranzkoa kontrakoa izango da (9.5. irudia). Era berean, litosfera ozeanikoaren subsidentzia-proportzioa adinaren lerro karratuaren menpe dago ere, eta ondorioz alde gazte eta altuagoak alde zahar eta baxuagoak baino subsidentzia-abiadura handiagoa izango du. Beraz, plano bertikalean gertatzen den kontrakzioak gehi gandarretatik urruntzean plano horizontalean gertatzen denak osagai bertikala duten mugimenduak eragingo dituzte faila transformatzaile aktibotik at. Mugimendu horien eragin sismikoa txikia da oso.



9.6. irudia. Faila transformatzaile baten haustura-eremuan zehar aurki daitezkeen morfologiak. (Bonatti, 1978).

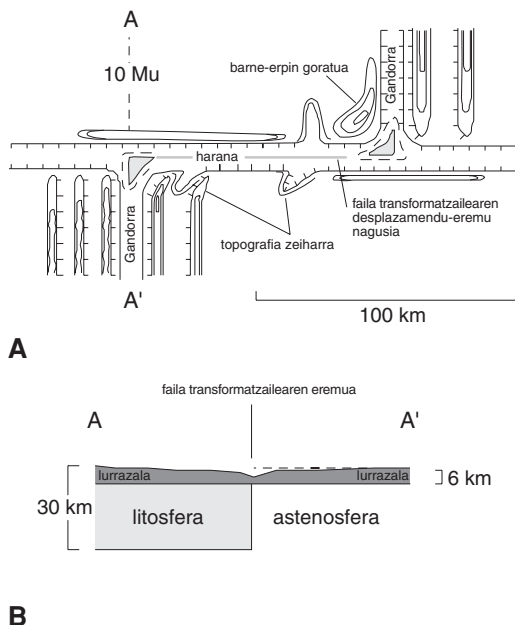
Tamayo haustura-eremua gandar-gandar motako faila transformatzailea da eta aipatu-tako ezaugarrien adibidetzat har daiteke. Kaliforniako golkoan kokatuta dago eta Ozeano Bareko ekialdeko gandarren zati bi elkartzen ditu. 9.7. irudiak failan zehar burututako hiru soslai topografiko erakusten ditu. Haustura-eremu honen zabalera oso aldakorra da, kilometro batetik (gandarren ardatzetik gertu) 30 kilometrotaraino alda daiteke. Normalean, haustura-eremuaren alde gazteak alde zaharrak baino garaiera handiagoa izaten du. Iparralderago kokatutako Mendocino faila transformatzailean 35 Mu-ko adin-ezberdintasuna neurtu da bata bestearen alboan kokatuta dauden bloke ezberdinetako bi punturen artean, eta denbora-epe horrek 2 km-ko malkarra sor dezake.



9.7. irudia. Kaliforniako golkoaren inguruan kokatutako Tamayo faila transformatzaileko haustura-eremuaren soslai topografikoak. (Macdonald *et al.*, 1979).

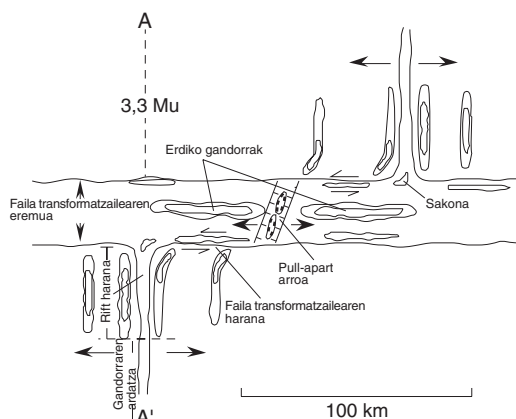
Ozeanoetako faila transformatzaileetako haustura-eremuen topografia eta lurrazalaren egitura zabalkuntza-abiaduraren eta failaren alde bakoitzean kokatutako litosferaren adinaren menpe daude neurri batean. Eskematikoki, ezberdintasun horiek 9.9., 9.10. eta 9.11. irudietan islatu dira, zabalkuntza-abiadura moteleko, ertaineko eta azkarreko gando-rretarako, hurrenez hurren.

Zabalkuntza-abiadura moteleko gandrak (< 5 cm/u) elkartzen dituzten faila transformatzaileak. Hemen, haustura-eremuek nabarmenki garatuta dute erdiko harana, faila-eremua estua da, oro har, kilometro batetik beherakoa, eta desplazamendu gehiena bertan xurgatzen dela dirudi (9.9.A. irudia). Haustura-eremuaren bi aldean adin-ezberdintasunaren ondorioz, litosferaren lodiera-ezberdintasun nabarmenak neurtzen dira. Litosfera zaharra gaztea baino hotzagoa eta, ondorioz, lodiagoa da. Adibidez, 9.10. irudiko A-A' zehar-ebakian zabalkuntza-abiadura moteleko (2 cm/u) bi zati elkartzen dituen 100 km-ko faila transformatzailearen egitura irudikatu da. Gandraren azpiko litosfera gaztea ez da lurrazala bera baino lodiagoa, baina faila transformatzailearen beste aldean litosferak 10 Mu ditu eta 30 km-ko lodiera. Lodiera-ezberdintasun horrek faila transformatzailearen deformazio-eremuaren zabaltzea galarazten du eta, ondorioz, haustura-eremua beti estua izango da.

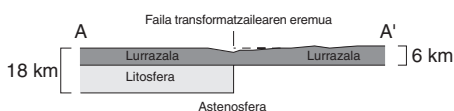


9.9. irudia. Norabide-mugimendu moteleko ($< 5 \text{ cm/u}$) faila transformatzaileen ezaugarriak. A. Faila transformatzailearen harana eta mugimendu-eremu nagusi bat erakusten dituen mapa topografiko eskematikoa. B. Faila transformatzailearen bi aldean arteko litosferaren lodiera- ezberdintasun nabarmena eta lurrazal ozeanikoak gandorraren azpian eta faila transformatzaileen inguruan duen mehetze bereizgarria erakusten dituen zehar-ebaki estruktural eskematikoa. Litosferaren lodiera-ezberdintasunak galarazi egiten du failaren lekualdatzea eta gandorraren gailurraren luzapena beste blokean zehar. (Fox eta Gallo, 1984).

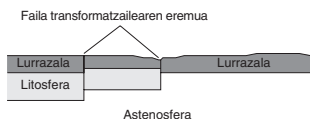
Zabalkuntza-abiadura ertaineko gandarrek (5-9 cm/u) elkartzen dituzten faila transformatzaileak. Hauek aurrekoak baino deformazio-eremu zabalagoak izaten dituzte (9.10.A. irudia). Faila-eremuaren barruan intrusio- eta estentsio-eremuak adierazten dituzten gandarrek eta arroak tartekatzen dira. Ingurune honetan aktiboa den faila-eremu bat baino gehiago aurki daiteke. Faila transformatzailearen bi blokeen litosferaren lodiera-ezberdintasuna zabalkuntza-abiadura moteleko gandarretan aurki daitekeena baino txikiagoa da (9.10.B. irudia), failaren bi blokeen adin-ezberdintasuna txikiagoa delako. Adibide gisa, 6 cm/u-ko abiadura duten bi gandar elkartzen dituen 100 km-ko faila transformatzailea aukeratu da (9.10.A. irudia). Horretan, A-A' zehar-ebakiko litosferaren adin-ezberdintasuna 3,3 Mu-koa da eta litosferaren lodiera lurrazalarena (6 km) da gandarren azpian eta 18 km-koa baino ez faila transformatzailearen beste aldean. Faila-eremua segmentatuta dagoenean, segmentu bakoitzaren litosferaren lodiera ezberdina izan daiteke (9.10.C. irudia).



A



B

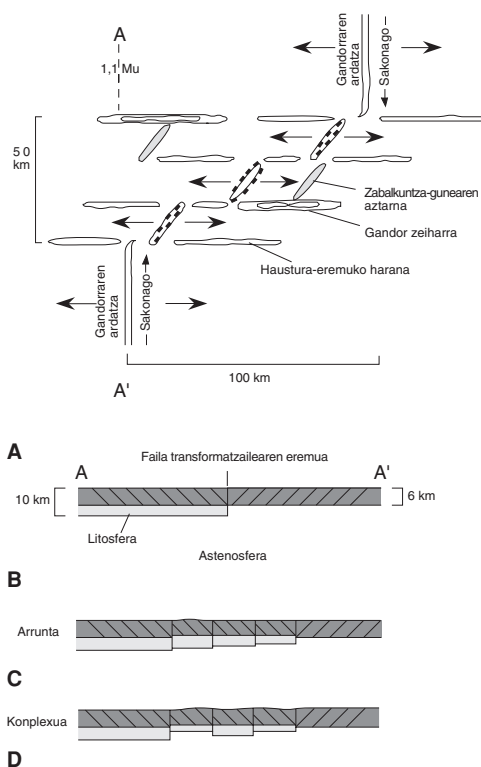


C

9.10. irudia. Norabide-mugimendu ertaineko (5-9 cm/u) faila transformatzaileen ezaugarriak.

A. Norabide-mugimenduko eremu zabalagoaren barnean gandar eta haran paraleloak eta pull-apart arro bat edo gehiago erakusten dituen mapa eskematikoa. **B.** Faila transformatzailearen bi aldean artean dagoen litosferaren lodiera-ezberdintasuna eta gandarren azpiko lurrazalaren mehetzea. **C.** Faila transformatzailearen eremu zabalaren barnean zizaila bat baino gehiago gara daitezke. Zizaila horien arteko litosfera-zatiek lodiera ezberdina izan dezakete. (Fox eta Gallo, 1984).

Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorrak (9-18 cm/u) elkartzen dituzten faila transformatzaileak. Hauek faila-sistema korapilatsuak dituzten deformazio-eremu zabalez daude eratuta (9.11.A. irudia). Deformatutako eremuaren zabalera oso aldakorra da, 10 km-tik 100 km-ra bitartekoa izan daiteke, eta bertan zabalkuntza-norabidearekiko elkarzutak ez diren gandor-zati laburrak agertzen dira. Faila-eremuan zehar litosferaren lodierak ez du aldaketa nabarmenik jasaten, adin-ezberdintasuna txikia delako. Adibidez, 12 cm/u-ko abiadura duen 100 km-ko faila transformatzaileako A-A' zehar-ebakian neurtutako gehienezko adin-ezberdintasuna 1,1 Mu-koa da (9.11.A. eta 9.11.B. irudiak). Gandorren azpiko litosferak lurrazalaren 6 km inguruko lodiera arrunta du eta failaren beste aldean litosferaren lodiera 10 km-koa izan daiteke (9.11.B. eta 9.11.C. irudiak). Beraz, faila transformakotzaileen kokapena ez dago aurreko adibideetan bezain ondo definituta. Gainera, litosferaren lodieraren aldaketa progresiborik ez balego, egitura zeharo korapilatu liteke (9.11.D. irudia).



9.11. irudia. Norabide-mugimendu azkarreko (9-18 cm/u) faila transformatzaileen ezaugarriak.

A. Faila transformatzailearen eremua hamarka kilometroko zabalera duen xingola konplexua da, bertan gandor eta haran zehiarrak, aktibitatearik gabeko eta aktiboak diren pull-apart arroak edo zabulkuntza-guneak aurki daitezke. B, C, D. Zehar-ebaki eskematiko batzuk.

Lehenengoan, faila transformatzailearen eremuan zehar litosferak duen lodiera-aldaketa txikia ikus daiteke. Bigarrenean, lodiera ezberdineko litosfera-zatiak irudikatu dira. Hirugarrenean, faila transformatzailetik gertu gandorraren azpiko lurrazalak mehetze txikia jasaten du.

(Fox eta Gallo, 1984).

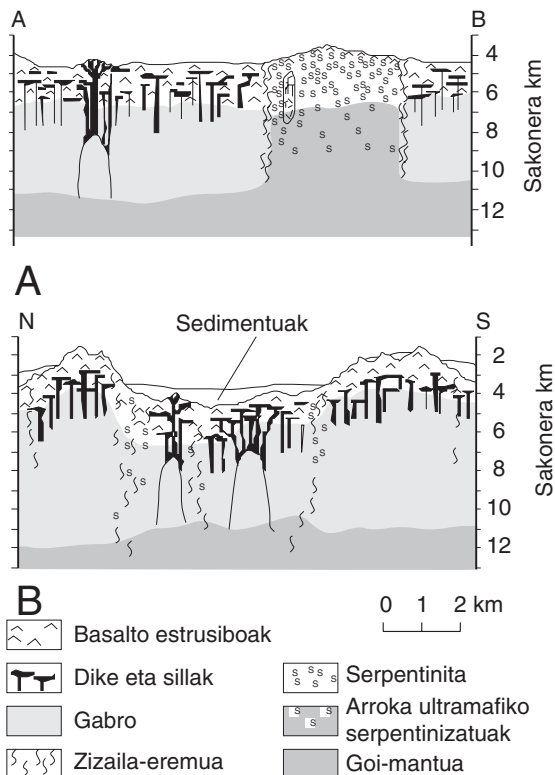
Laburtuz, esan daiteke zabalkuntza-abiadura txikiko gandorretako faila transformatzaileak ondo definitutako egiturak direla eta plaken arteko mugan duten kokapena erlatiboki egonkorra dela. Aldiz, gandorren zabalkuntza-abiadura handitu ahala bloke ezberdinen arteko litosferaren lodiera-ezberdintasunak murriztu egiten dira eta faila transformatzailearen eremua gero eta konplexuago eta zabalago bihurtzen da. Bertan, zizaila-eremu ugari, zabalkuntza-eremuaren zati txikiak edo tartekatutako arro sedimentarioak defini daitezke.

Faila transformatzaileen konplexutasuna ofiolitetan deskribatutako mota hauetako egituretan ere baieztatu ahal izan da. Ofiolitetan faila transformakortzat definitutako egitura ezagunenak, agian, honako hauek dira: Zipren kokatutako Troodos ofiolitan definitutako Arakapas faila, Newfoundlandeko Coastal konplexuan deskribatutakoa eta Korsikako ofiolitan definitutakoa. Ofiolitetako faila transformatzaileetan behatutako berezitasunak ofiolita-segida arrunt batek dituen ezaugarrietatik zeharo urruntzen dira. Eremu hauetan, adibidez, arrunta da arroka plutoniko mafiko eta ultramafiko deformatuak azaleratzea eta bretxen bitartez estalita egotea. Era berean, sekuentzia hori dike mafikoek edo arroka bolkaniko estrusiboez intruituta edo estalita ager daiteke.

9.4. OZEANOETAKO FAILA TRANSFORMATZAILEEN BESTE ZENBAIT EZAUGARRI

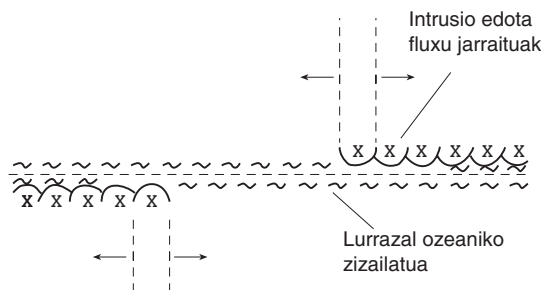
Nahiz eta haustura-eremu transformatzaileak zeharo korapilatsuak izan, 9.12. irudian eremu hauetako ezaugarri nagusiak laburbiltzen dituzten failarekiko paraleloa den zehar-ebaki eskematikoa (A-B, 9.12.A. irudia) eta failarekiko elkarzuta den beste bat (N-S, 9.12.B. irudia) irudikatu dira. Faila transformatzaileetan litosfera ozeanikoaren sekuentzia arrunta, hau da, pillow labak eta koladak gainean, dike eta sillak, gabroak eta peridotitak azpian, partzialki metamorfizatuta dago. Era berean, gehienetan serpentinitizatuta dauden deformazio-eremuek zeharkatzen dute. Gainera, zenbait eremutan lurrazala serpentinitazko diapiroek zeharkatuta egon daiteke eta failek sortutako ezkata edo horst egiturek lurrazal ozeanikoaren sekuentzia arrunta desitxuratu egiten dute. Azaleko higakinen metaketak arruntak dira malkarren oinaldean eta kolada gazteek arroka deformatuak zein malkarretako higakinak estal ditzakete.

Faila transformatzaileetan zehar behatutako konplexutasun geologiko zein topografikoa, partzialki behintzat, failek Euler-en poloaren inguruko paraleloak izateko duten joeraren ondorioz azal daiteke. Faila transformatzailea sortzen denean, unean uneko Euler-en poloaren inguruko paralelo garatuko da. Baina ozeanoetako zabalkuntzak aurrera egin ahala, Euler-en poloaren kokapena aldatu egiten da eta faila transformatzaileek etengabe aldatu behar dituzte beraien geometria eta zinatika kokapen berrira moldatzeko. Prozesu horren ondorioz haustura-eremuan zehar konpresiozko eta estentsiozko deformazioak pairatzen dituzten lurraldeak aurki daitezke, eta bakoitzak egitura bereizgarriak aurkeztuko ditu.



9.12. irudia. Zundaketetan lortutako laginen bitartez ondorioztatutako Oceanographer faila transformatzailearen balizko ezaugarri geologikoak. **A:** Zehar-ebaki longitudinala. **B:** Zehar-ebaki perpendikularra. (Fox *et al.*, 1976).

Haustura-eremu transformatzaileetako konplexutasunaren beste arrazoi bat, 9.13. irudian eskematikoki adierazitakoa da. Failak banandutako gandor-zati bakoitzean lurrazal ozeaniko arrunta eratzen da intrusio eta estrusio magmatikoen bitartez. Ondoren, zabal-kuntza ozeanikoaren eraginez eratutako lurrazal berria gandorretatik urrundu egiten da. Faila transformatzailearen gainean hedatzen diren arroka bolkanikoak, aldiz, deformatu egiten dira. Higakin-bretxak faila transformatzaileko malkarraren oinaldean pilatzen dira eta pillow labak zein kolada deformatuak estaltzen dituzte. Ondoren, higakin-bretxa horiek ere deformazioaren eragina jasan dezakete. Arroka horiek beste blokeko gandorraren paretik igarotzen direnean, magma berriek berriro inruiatu edota estal ditzakete deformatutako lurrazala zein higakin-bretxak. Gandor horretatik urruntzean, berriz, haustura-eremu transformatzailearen zizaila-mugimendua desagertu egiten denez, eratutako arroka bolkaniko berriek ez dute deformaziorik pairatuko. Beraz, haustura-eremu transformatzaileetan deformatutako eta deformatu gabeko arroka igneoen eta sedimentarioen artean ukipen intrusibo eta estrusibo konplexuak egotea espero daiteke.

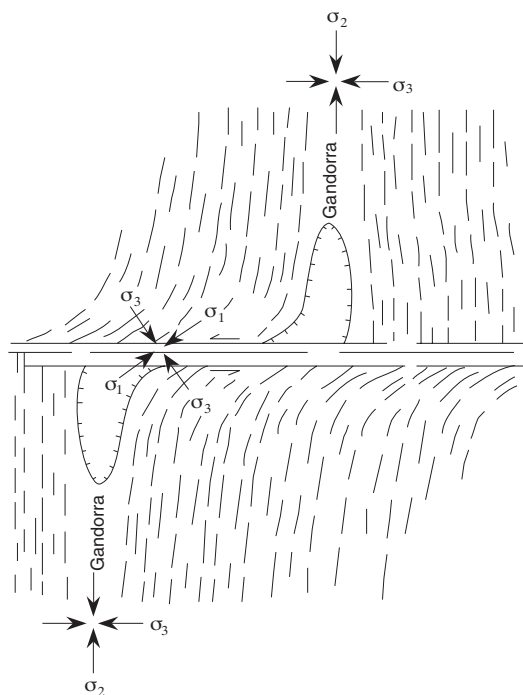


9.13. irudia. Faila transformatzaileretan zeharreko intrusioen eta zizailen arteko erlazio konplexuak erakusten dituen irudia. Gandorren arteko faila transformatzailer aktiboak lurrazal ozeanikoa deformatzen du. Gandorren artean kokatuta ez dauden haustura-eremuetan, aldiz, aurretik deformatutako lurrazalaren barnean intrusio igneo konplexuak edo lurrazalaren gaineko magma-fluxu konplexuak ikus daitezke. (Moores eta Twiss, 1995).

Faila transformatzaileren inguruan lurrazalaren lodiera normala baino meheagoa da, segur aski, failen inguruan astenosferako korrante gorakorra litosfera hotzagoak inguratzen duelako. Baldintza hauetan gorantz datorren astenosfera azkarrago hoztuko litzateke eta horrek fusio partzialaren portzentajea murriztuko luke. Ondorioz, faila transformatzaileraren alboko gandorretik azaleratzen den magma-kopurua txikiagoa denez, halabeharrez, lurrazal ozeanikoak meheagoa izan behar du.

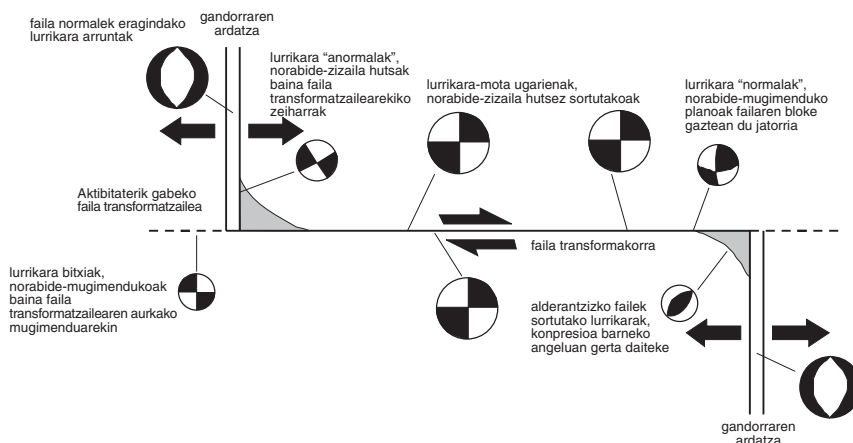
Zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorrek faila transformatzaileretatik gertu garatzen duten haran axiala pareko prozesu baten ondorioz azal daiteke. Mantuko zutabe gorakorrek albo batetik zein gainetik normala baino litosfera hotzagoa aurkitzean, failen inguruko zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorren egitura termikoa zabalkuntza-abiadura motelakoen pareko bihurtzen da, eta horrek haran axialaren sorrera dakar (9.14. irudia).

Faila transformatzaileretatik gertu lurrazal ozeanikoaren egitura linealak, failak, egitura topografikoak zein gandorrekiko paraleloak diren dikeak okertu egiten dira beste blokearen gandorren noranzkoan. Ezaugarri hau nabarmena da 9.9.A., 9.10.A. zein 9.11.A. irudietan. Norabide-aldaketa horren arrazoia gandorretan zehar dagoen esfortzu-eremu orokorreko orientazio-aldaketa progresiboan bilatu behar da (9.14. irudia). Gandorretan eta faila transformatzaileretatik urrun, esfortzu-eremua gandorren ardatzarekiko paraleloak diren faila normalek adierazten dutena da: esfortzu konpresibo maximoa (σ_1) bertikala da, bitarteko esfortzu konpresiboa (σ_2) horizontala eta gandorrekiko paraleloa, eta gutxieneko esfortzu konpresiboa (σ_3) horizontala eta gandorrekiko elkarzuta. Baldintza horietan konplexu filoniarreko dikeak gandorrekiko paralelo kokatuko dira, σ_3 gutxieneko esfortzu konpresiboarekiko elkarzut eta σ_1 eta σ_2 -rekiko paralelo. Faila transformatzaileretan, aldiz, esfortzu nagusien orientazioa norabide-failek dutena da: σ_2 bertikal, σ_1 horizontala eta failarekiko 30° -tik 45° -ko angelua osatuz, eta σ_3 horizontala eta failarekiko 45° -tik 60° -ko angelua osatuz. Beraz, esfortzu nagusien orientazio-aldaketa izan daiteke topografiak, failak zein dikeek faila transformatzaileretatik gertu jasaten duten orientazio-aldaketaren arrazoia.



9.14. irudia. Fila transformatzailetik gertu rift-haran axial baten garapena erakusten duen abiadura azkarreko ozeano-gandor baten planoaren ebakidura zehar. Dikeek, failek eta topografiak markatutako ezaugarri estrukturalen orientazio-aldaketa ere islatu da. Egituren birorientazioaren zergatia tokian tokiko esfortzu nagusien orientazioan bilatu behar da eta adibide gisa esfortzu horien kokapena adierazi da faila transformatzailetik gertu eta urrun. (Moores eta Twiss, 1995).

Era berean, esfortzuen orientazio horiek faila transformatzaileetan gertatzen diren, eta hasiera batean berezitat har daitezkeen, zenbait lurrikaratako foku-mekanismoak azaltzeko erabil daitezke. Logikoa denez, faila transformatzailean zehar gertatzen diren lurrikara gehienetako foku-mekanismoek mugimendu horizontala baino ez dute adierazten. Hala ere, beste motatako foku-mekanismoak ere gerta daitezke. 9.15. irudian islatu dira Ozeano Atlantikoaren erdiko aldean kokatutako Vema failan erregistratutako lurrikaren foku-mekanismo teorikoak. Espero zitekeenez gandorretan faila normalek eta eremu transformatzailean norabide-failek eragindako mugimenduak dira nagusi, baina gandorrek eta faila transformatzaileak elkartzen diren barneko angeluan bitarteko ezaugarriak dituzten lurrikarak zein konpresio hutsez sortutakoak ere behatu dira (9.15. irudia).



9.15. irudia. Faila transformatzailerako baten inguruan gerta daitezkeen lurrikara guztien kokapenak. Lurrikara gehienak faila transformatzailerako zehar gertatutako norabide-mugimenduek edo gandarren faila normalek sortutakoak dira. Bi lurrikara-mota horien arteko ezaugarriak dituztenak ere, gandarra eta faila transformatzailerako elkarren diren inguruetan sor daitezke. Baldintza konkretuetan konpresioa sortutako lurrikarak ere gerta daitezke. (Engeln *et al.*, 1986).

9.5. FAILA TRANSFORMATZAILE KONTINENTALAK

Orain arte aipatutako ezaugarri eta prozesu gehienak lurrazal ozeanikoetan garatutako faila transformatzailerako eta horien haustura-eremuei dagozkie. Baina plaken arteko muga transformatzailerak lurrazal kontinentalean zehar ere heda daitezke, eta hemen, sortutako egitura eta gertatutako prozesu tektonikoak zeharo ezberdinak dira. Ikusi dugunez, faila transformatzailerako ozeanikoak konplexuak dira baina are sistema konplexuagoak sorrarazten dituzte kontinenteetan barneratzen direnean. Logikoki, ezberdintasun hauek azaltzen dira lurrazal kontinentalaren eta ozeanikoaren arteko lodiera, litologia eta portaera erreologiko zeharo ezberdinei erreparatuz.

Faila transformatzailerako kontinentalak desplazamendu handiko, ehunka km-tik gorako, norabide-failek izaten dira. Norabide-failek duten sakonera eztabaidagai arrunta da geologoaren artean, baina plaken arteko mugatzat hartuz gero, faila transformatzailerako nahitaez litosfera osoa zeharkatu behar dute. Kaliforniako San Andres failarekin lotutako lurrikara sakonak, gutxi gorabehera, 12-15 km-koak dira eta lurrikaren hedapena zein izaera faila bertikal baten mugimendu horizontalarekin bat dator. 15 km-tik behera lurrazalak portaera moldakorra du eta, ondorioz, failaren mugimendua jario moldakorraren bitartez xurgatzen da. Datu ez-zuzenen bidez ondorioztatu da behe-lurrazalean eta mantuan zehar faila zizaila-eremu gisa luzatzen dela. Faila transformatzailerako kontinentalen geometria sakona oraindik ondo ezagutzen ez den egitura geologikoa da.

Lurrazal kontinentalean hedatutako faila transformatzailerako aspaldiko ahultasun-eremuei jarraituz hedatzen dira, adibidez, edozein motako faila zaharren trazari jarraituz. Oro har, mota honetako failek ez dira biraketa erlatiboko Euler-en poloaren inguruko paraleloak izaten, ozeanoetako faila transformatzailerako bezala. Ondorioz, failaren norabidea

eta plaken arteko mugimendua ez direnez zertan paraleloak izanik, failan zehar estentsiozein konpresio-eremuak garatzen dira.

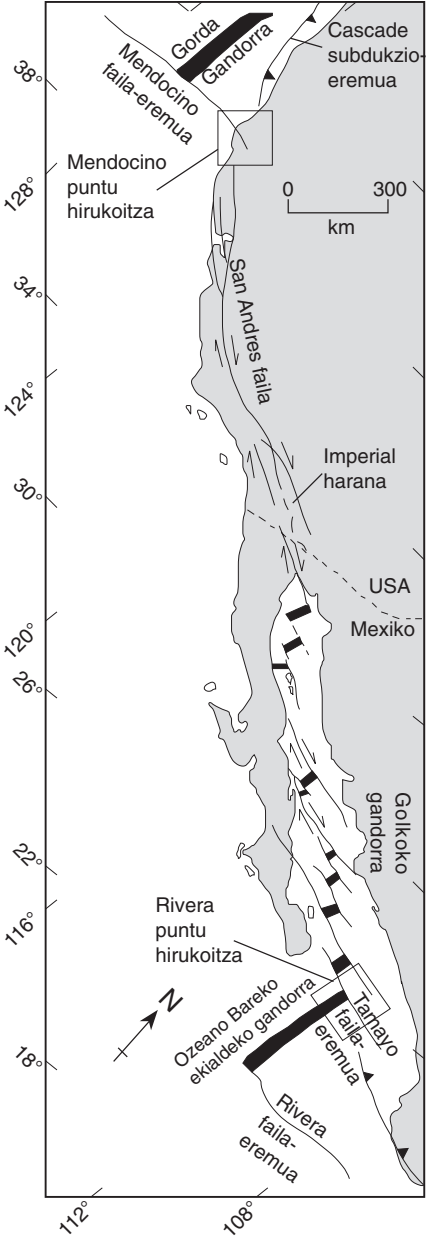
Faila transformatzaile kontinentalekin erlazionatutako deformazioa eta egiturak aztertzeke failaren eragina jasan duen lurraldea hiru eremutan banatzen da: (1) faila transformatzailea bera, hau da, haustura nagusia; (2) faila transformatzailearen eremua, haustura nagusiarekiko gutxi gorabehera paraleloak diren failak eta berarekin lotura zuzena dutenak (10 km inguruko zabalera izaten du); (3) faila transformatzailearen sistema, bertan kokatutako failak okerdura handikoak eta haustura nagusiarekiko gutxi gorabehera paraleloak izaten dira, nahiz eta horrekin angelu handia duten failak ere aktiboak izan (500 km-ko zabalera ere izan dezake).

Ondoren, faila transformatzaile kontinental aktiboen artean, agian, adibide ikusgarrien ezaugarri nabarmenenak aztertuko dira: Kaliforniako San Andres faila-sistema, Zeelanda Berriko Alpine faila eta Itsaso Hileko faila-sistema.

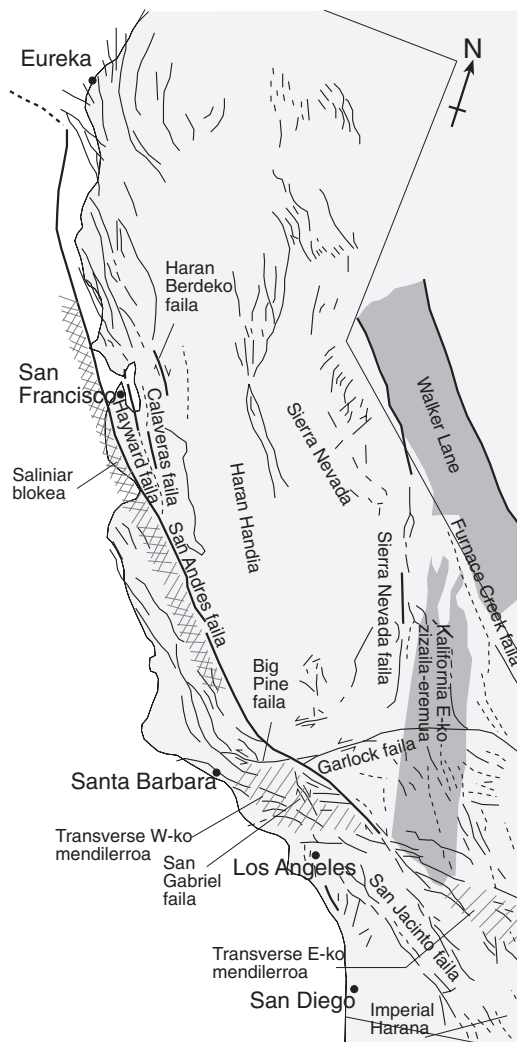
9.5.1. San Andres-Kaliforniako golkoa faila-sistema

San Andres-Kaliforniako golkoa faila transformatzailearen sistema Kaliforniako kostaldearen ipar-mendebaldean kokatutako Mendocino faila-faila-fosa puntu hirukoitzetik Kaliforniako golkoaren hegoaldeko lurmuturretik gertu kokatutako Rivera gandor-fosa-faila puntu hirukoitzearaino, 3.000 km inguruan zehar luzatzen den eremua da (9.16. irudia). Faila transformatzailearen sistema bi eremu nagusitan bereizten da. Alde batetik, San Andres norabide-failaren eremua ipar-mendebaldean eta, bestetik, zeharkako riftinga jasaten duen Kaliforniako golkoaren eremua, hego-ekialdean.

San Andres norabide-failaren eremua Mendocino lurmuturretik hego-ekialderago kokatuta dagoen Imperial haraneraino luzatzen da. Faila-sistemak kontinentearen barnean duen kokapenak aspaldiko ahultasun-eremu baten ondorio izan behar du, bestela, litosfera ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko portaera erreologiko ezberdinak kontinente-ertzean kokaraziko luke faila. Failaren eremu hau noizean behin aktiboak diren eskuinalborantzko mugimenduko zenbait norabide-faila gutxi gorabehera paraleloz eratuta dago (9.17. irudia). Mota honetako faila ezagunen artean aurkitzen dira Hayward eta Calaveras failak iparraldean eta San Jacinto eta San Gabriel failak hegoaldean. Sistemako mugimenduaren zati handi bat, eta azken aldiko mugimendu gehienak, faila-eremu hauen inguruan gertatu dira eta ez San Andres faila nagusiaren gainean. Hego Kalifornian gaur egun aktibitate nabarmena duten beste bi faila, gutxi gorabehera, ekialde-mendebalde norabidea duten Garlock eta Big Pine ezker-alborantzko mugimenduko failak dira (9.17. irudia). Faila horiek guztiak sistema tektoniko orokor beraren barnean kokatuta daude, Ozeano Bareko eta Ipar Amerikako plaken arteko mugimenduek gobernatzen dutena.



9.16. irudia. San Andres-Kaliforniako golkoa faila transformatzailearen sistema. (Macdonald *et al.*, 1979).



9.17. irudia. Kalifornia estatuko failen mapa sinplifikatua. San Andres faila-sistema eta iparraldetik zein hegoaldetik horri lotutako adar nagusiak irudikatu dira. (Anderson, 1971).

Hegoalderantz, San Andres failaren jarraitutasuna galdu egiten da eta Kaliforniako hegoalderaino luzatzen diren norabide-faila paraleloen serieek ordezkatzen dute. Hortik eta Kaliforniako golkoan zehar Rivera puntu hirukoitzearaino faila transformatzailearen sistema gandar-zati oso laburrak banatzen dituzten faila transformatzaile luzangekin dago eraturtuta (9.16. irudia).

Kaliforniako golko gehiena sakonera txikikoa da eta hondoan aurki daitekeen lurrazala, batez ere, lurrazal kontinental mehetua da. Itsas azpiko zundaketek **mehetzea** faila normal listrikoen bitartez gertatu dela ziurtatu dute. Faila-arroetan pilatutako sedimentuak sillez intruituak izan dira eta, era berean, izaera basaltikozko jarioekin estalita egon

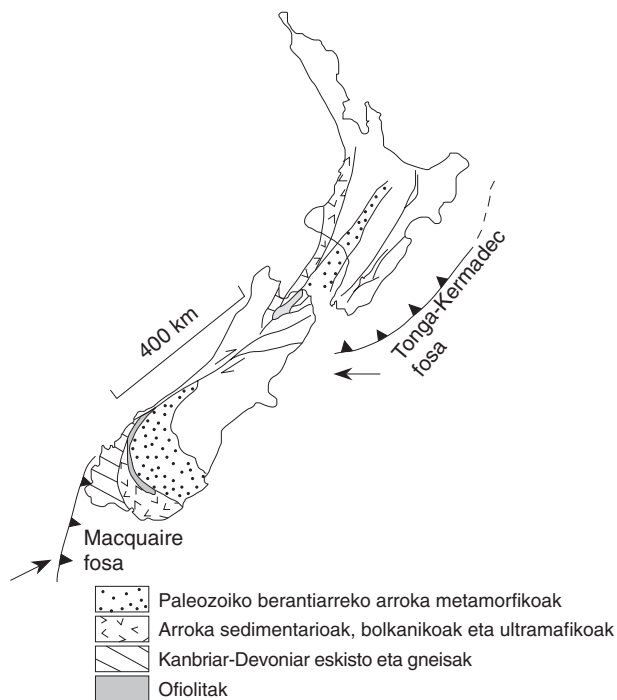
daitezke. Golkoko sakonera abisalak gandorren inguruan lortzen dira soilik eta bertako lurrazalak lurrazal ozeanikoaren lodiera arrunta du. Golkoko eremu sakonenetan neurtutako anomalia magnetikoek adierazten dute golkoko lurrazal ozeanikoaren sorrera, gutxi gorabehera, orain dela 5 Mu hasi zela. Orduz geroztik, 250 km inguruko zeharkako zabalkuntza eta faila transformatzaileen gaineko pareko desplazamendua gertatu dira, non 5,0 cm/u-ko abiadurak kalkulatu diren. Gaur egun, faila-sistamarako onartzen den mugimenduaren abiadura 5,5 cm/u-koa da.

Deskribatutako egituraren eraginez Kalifornia Beherea esaten zaion lurmuturra Ipar Amerikako kontinentetik banatzen hasia da mikrokontinente berria sortzeko. Oro har, San Andres-Kaliforniako golkoa sistema lurrazal ozeanikoz inguratutako kontinente-zati txikien eraketarako eredu gisa erabil daiteke. Prozesua, historia geologikoan zehar, arras arrunta izan dela dirudi, batez ere, kontinenteak zeharkako rift prozesu baten eraginpean egon izan direnean. Adibidez, Madagaskar edo Seychelle uharteak, noizbait Afrika eta Indiarekin elkartuta egon ziren kontinente bakarrean, eta egun beraiegandik guztiz bananduta daude, segur aski, Kaliforniarako deskribatu den antzeko eredu baten eraginez.

Faila transformatzaile kontinental baten desplazamendu orokorra neurtzea ez da ozeanoetako faila transformatzaileena kalkulatzeko bezain erraza, lurrazal kontinentalean anomalia magnetikoen xingolarik eratzen ez delako. Oro har, San Andres faila-sistemak eremu kontinentalean, Oligozenoaz geroztik (30 Mu gutxi gorabehera), izan duen eskuinalboranzko mugimendua 1.500 km-koa izan da. Lurralde osoan zehar jarraitua den faila bakarra San Andres faila da eta 1.200 km-ko luzera du, baina xurgatzen duen desplazamendua 300 km ingurukoa baino ez dela kalkulatu da. Beste 1.200 kilometroak NW norabideko sistemako beste failek eta arroketako tolesturek xurgatu behar izan dituzte.

9.5.2. Zeelanda Berriko Alpine faila

Zeelanda Berriko bi uharte nagusien luzera guztian zehar hedatzen da Alpine faila transformatzailea, eta geometria ezberdineko bi fosa ozeaniko lotzen ditu. Iparraldeko fosan, Tonga-Kermadec subdukzio-eremuan, hondoratzen den plaka mendebalderantz okertzen da eta, aldiz, hegoaldean kokatutako Macquaire subdukzio-eremuan ekialderantz (9.18. irudia).



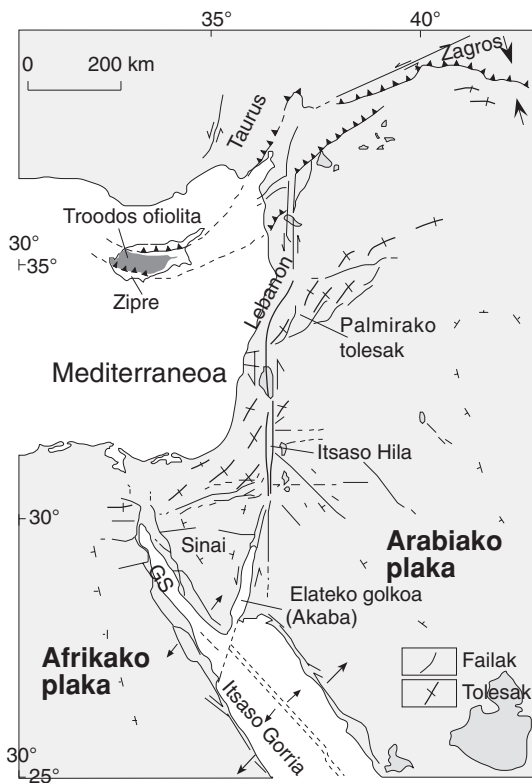
9.18. irudia. Zeelanda Berriko Alpine failaren ezaugarri tektonikoak. Mendebalderantz hondoratzen den Tonga-Kermadec eta ekialderantz hondoratzen den Macquaire subdukzio-eremuak, Alpine faila eta gerriko litologiko nagusiak erakusten dituen mapa geologikoa. Failaren desplazamendua gerriko litologikoen arteko banaketa-tartea neurtuz kalkulatu da. (Grindley, 1974).

San Andres faila-sistema baino sistema konplexuagoa da, faila sekundarioen ugartasuna eta aldakortasuna aintzat hartuta. Hasiera baten, bi blokeetako arroka ultramafiko serpentinitizatuen eta gerriko metamorfikoen artean dagoen distantziaren bitartez, eskuinalboranzko mugimenduaren ondorioz bi blokeen arteko desplazamendua 480 km-koa dela iradoki zen. Geroztik, ikertzaileek erakutsi dute faila eta unitate tektoniko hauen arteko okerdura failaren mugimenduaren ondorioa dela, eta unitate bakoitza jatorrizko orientazioan kokatuz gero suertatzen den desplazamendua, 800-1000 km ingurukoa dela.

Alpine faila Antartikako, Australia-Indiako eta Ozeano Bareko plaken arteko mugimendu erlatiboaren ondorioa da. Zeelanda Berria Australiako plakaren ekialdean aurkitzen diren zenbait masa kontinentalen barnean kokatuta dago (Lord Howe mendi-lerroakadura, Norkfolk gandorra eta Campbell plataforma). Lurralde horretan, itsasoaren zabalkuntza 80 eta 38 Mu bitartean gertatu zen (Kretazeo berantiar-Eozeno berantiarrean). Orduan, Gondwanaren barnean kokatuta zegoen eta Australia-Antartikako kontinente-ertzetik zenbait masa kontinental banatzen hasi ziren Tasmaniako itsasoa sortuz. 38 eta 10 Mu bitartean Zeelanda Berriko hegoaldean gertatu zen zabalkuntza-zeiharraren ondorioz, Alpine failak jardura transformatzailea lortu zuen. Azkeneko 10 Mu-tan, aldiz, mugimendu transformatzaileari Alpine failan zehar gertatzen den konpresioa gehitu zaio eta, gaur egun, baldintza transpresiboak dira nagusi.

9.5.3. Itsaso Hileko faila-sistema

Egitura geologiko hau Itsaso Hileko rifta izenez da ezagunagoa, baina berez ez da rift egitura bat plaka-tektonikaren zentzuan, faila transformatzailea baizik. Suezko golkoa-Itsaso Gorria zabalkuntza-eremua Taurus-Zagros mendietako lurralde konpresiboarekin lotzen duen 1.000 km-ko luzerako eta ezker-alboranzko mugimenduko faila-sistema transformatzailea da (9.19. irudia). Faila transformatzailearen mugimendua Tertziarioan zehar hasi zen, Itsaso Gorriaren sorrerarekin batera, Afrika eta plataforma arabiarren apurketa gertatu zenean. Transtentsioz sortutako bi pull-apart arro nagusi ikus daitezke failan zehar, Elateko golkoa (Akaba) eta Itsaso Hila bera. Failak erakusten duen Lebanoneko eskuinalderanzko bihurgunean baldintza transpresiboak dira nagusi eta bertan Palmirako mendikatea sortu da.



9.19. irudia. Itsaso Hileko “riftaren” mapa tektonikoa. Faila nagusia eta beronekin lotutako egitura nagusiak irudikatu dira. (Garfunkel, 1981).

Hegoaldean neurtutako faila-sistemaren desplazamendua 105 km-koa da; iparraldean, aldiz, txikiagoa da, desplazamenduaren zati bat Palmirako mendikatean sortutako tolesak xurgatzen dutelako.

10. Puntu hirukoitzak

Atal honen hasieran puntu hirukoitzak zer diren, nola sailkatzen diren eta beraien geometria eta zinematika aztertzen dira. Ondoren, puntu hirukoitzek egonkorak izateko, hau da, nahiz eta puntu hirukoitza inguratzen duen plaka batekiko edo gehiagorekiko mugitu, denboran zehar geometria-aldaketarik jasan gabe irauteko, bete behar dituzten baldintzak aipatuko dira.

Gandorrez eta faila transformatzaileez eratutako puntu hirukoitzak aztertzeko Patriat eta Courtillot-ek (1984) eredu zehatzago bat definitu zuten. Horren bitartez, mota honetako puntu hirukoitzek denboran zehar izango duten garapena erraz uler daiteke. Bukatzeko, gaur egun existitzen diren mota ezberdineko zenbait puntu hirukoitzen ezaugarri geologikoak eta azken milioi urteetan izandako bilakaera deskribatuko dira.

10.1. PUNTU HIRUKOITZEN DEFINIZIOA ETA SAILKAPENA

Lurraren litosferak elkarreraginean aritzen diren plaken mosaikoa islatzen duenez, zenbait eremutan hiru plaka aurki daitezke elkarren ondoan. Eremu horiek puntu hirukoitzak dira. Puntu hirukoitzak bertan elkartzen diren plaken arteko mugen izaeraren arabera sailka daitezke. Adibidez, gandar-gandar-gandar puntu hirukoitzean 3 ozeano-gandorrek (RRR) elkar aurkitzen dute eta gandar-fosa-faila transformatzaile puntu hirukoitzak gandar baten, fosa baten eta faila transformatzaile baten (RTF) arteko intersekzio-puntua adierazten du.

Puntu hirukoitza plaken arteko oinarritzko hiru muga-moten (konbergente, dibergente eta transformatzaileen) edozein konbinazioren ondorioa izan daiteke. Konbinazioak bost plaken arteko mugen artean gauzatuko dira: aurkako bergentziadun bi muga konbergente, aurkako zizaila noranzkodun bi faila transformatzaile eta ozeano-gandorra. Puntu hirukoitzetan hiru plaka elkarren ondoan kokatuta daudenez, bakoitzaren balizko 5 geometriak erabiliz mota ezberdineko 125 puntu hirukoitz ($5 \times 5 \times 5$) lor daitezke. 125 puntu hirukoitz horien artean zinetikoki posible direnak 16 baino ez dira, eta gaur egun, geologikoki esanguratsua den denbora-tarterako 14 baino ez dira existitzen. Puntu hirukoitzen 14 mota hauek *puntu hirukoitz egonkorak* dira. Puntu hirukoitz egonkorak hemeretzi izan daitezke, egonkorak izateko plaken arteko angelu konkretuak behar dituzten puntu hirukoitzak kontuan hartzen badira.

10.1. irudian gaur eguneko plaken arteko geometriarekin definitzen diren puntu hirukoitz garrantzitsuenak erakusten dira. Arruntenak gandorrez soilik (Indiako Ozeanoko eta Galapagoetako puntu hirukoitzak) edo gandorrez eta faila transformatzaileez osatuta daudenak dira (Afar, Bouvet, Azoreetako eta Txileko puntu hirukoitzak). Fosa ozeanikoak

Nahiz eta denboran zehar puntu hirukoitzaren kokapen absolutua aldakorra izan, bere geometriak aldaketarik jasaten ez badu, puntu hirukoitz hori egonkorra dela diogu. Aldiz, denboran zehar plaken mugimendua xurgatu ahal izateko bere geometria aldatu egin behar duenean, puntu hirukoitza ezegonkorra izango da. Puntu hirukoitzak ezegonkortzen direnean, adibidez plaken arteko mugimenduan norabide-aldaketa bat dagoenean, beti egonkortasuna bilatzeko joera izango dute. Era berean, plaken mugimenduaren ondorioz noizbehinka eratzen diren puntu laukoitzak beti dira ezegonkorak, eta, berehala, bi puntu hirukoitz sortzeko joera izango dute.

Beraz, puntu hirukoitzak egonkorak izateak ez du esan nahi Lurraren azalean duten kokapena finkoa denik, geometria egonkorra mantentzearren plaken arteko mugetan zehar bidaiatzeko gaitasuna dutela baizik. Mugimendu horretan zehar puntu hirukoitza osatzen duten plaken arteko muga izaera alda daiteke eta, ondorioz, puntu hirukoitzaren izaera ere.

10.2. PUNTU HIRUKOITZEN ZINEMATIKA

4. gaiko 4.3. atalean deskribatutako plaken zinematika berriro abiapuntutzat harturik, puntu hirukoitzen zinematika gobernatzen duten legeak komentatuko dira laburki.

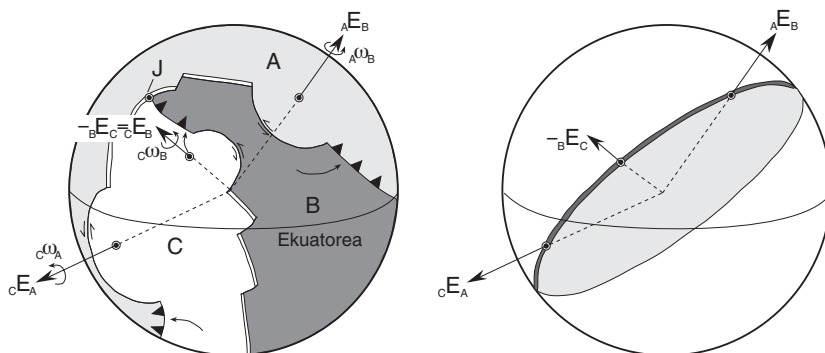
10.2. irudiko diagrametan hiru plaken arteko geometria irudikatu da, non A, B eta C plakak beraien arteko mugimendu erlatiboan baitaude. Plaken artean osatutako bikote bakoitzaren mugimendu erlatiboa berezko Euler-en poloak definitzen du, ${}_A\mathbf{E}_B$, ${}_B\mathbf{E}_C = {}_C\mathbf{E}_B$, eta ${}_C\mathbf{E}_A$. Euler-en polo bakoitzak dagokion abiadura angeluar erlatiboa izango du, ${}_A\boldsymbol{\omega}_B$, ${}_B\boldsymbol{\omega}_C$ eta ${}_C\boldsymbol{\omega}_A$. Puntu hirukoitzaren inguruko edozein ibilbidek plaken arteko hiru mugak zeharkatuko ditu. Hiru muga horietako abiadura erlatiboaren batuketak zero izan behar du, azken batean, batuketak plaka batek bere buruarekiko duen abiadura islatzen baitu. Beraz, abiadura angeluar erlatiboetarako,

$${}_A\boldsymbol{\omega}_B + {}_B\boldsymbol{\omega}_C + {}_C\boldsymbol{\omega}_A = 0 \quad (10.1.)$$

Eta, era berean, abiadura lineal erlatiboetarako,

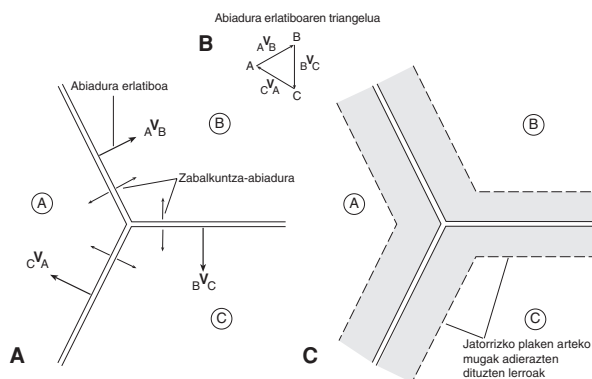
$${}_A\mathbf{V}_B + {}_B\mathbf{V}_C + {}_C\mathbf{V}_A = 0 \quad (10.2.)$$

Erlazio horien arabera, abiadura angeluarraren hiru bektoreek, eta ondorioz Euler-en hiru poloek, planokideak izan behar dute (10.2.B. irudia). Beraz, hiru plaken arteko geometrian bi plaken abiadura erlatiboak ezagunak badira, hirugarrenaren abiadura zehatz daiteke bektoreen batuketa arrunt baten bidez.

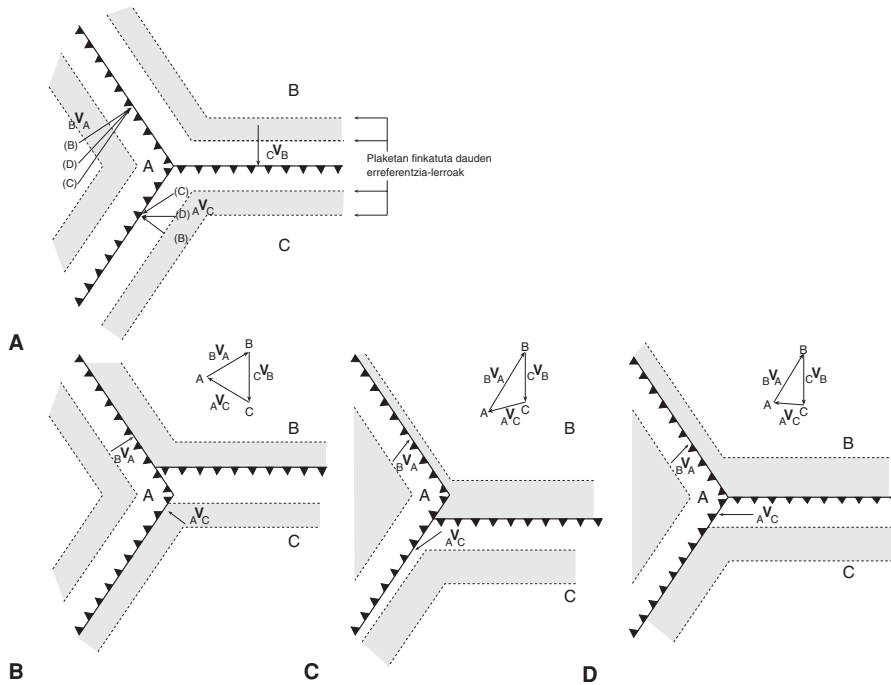


10.2. irudia. Esfera baten gainean A, B eta C plakak kokatu dira. Irudiak plakaren arteko mugak eta bakoitzari dagokion errotazio-poloa $A E_B$, $-B E_C$ eta $C E_A$ gehi abiadura angeluarra $A \omega_B$, $B \omega_C$ eta $C \omega_A$ erakusten ditu. $B E_C$ eta $B \omega_C$ ardatzaren alde negatiboa islatu da irudia garbiagoa eta ulergarriagoa egitearren. $B E_C$ eta $B \omega_C$ bektoreak $-B E_C = C E_B$ eta $C \omega_B$ bektoreen aurkako noranzkoan kokatuta egongo lirarteke. B. Irudi honek hiru errotazio-poloak planokideak direla erakusten du. (Moore eta Twiss, 1995).

Puntu hirukoitzen egonkortasuna plakaren abiadura erlatiboaren eta plakaren mugetako orientazioaren menpe dago. Puntu hirukoitzen egonkortasunaren oinarriak 10.3. eta 10.4. irudietan erakusten dira, puntu hirukoitzen geometria ezberdineko adibideak baliatuz. Adibide bakoitzerako abiadura erlatiboaren bektoreak $A V_B$, $B V_C$ eta $C V_A$ mugaren gainean irudikatu dira. Abiadura erlatiboaren bektoreen geziak eta geziarik gabeko puntuak elkartuz gero, triangelu itxia eratu behar dute 10.2. ekuazioa bete dadin, eta abiadura erlatiboaren triangelu hauek irudikatu dira 10.3. eta 10.4. irudietako puntu hirukoitz bakoitzerako.



10.3. irudia. Plakaren arteko hiru muga dibergentez (RRR) eratutako puntu hirukoitzaren garapena. A: Plakaren arteko mugen orientazio erlatiboa eta plakaren abiadurak erakusten dituen irudia. Zabalkuntza-abiadurak (gezi finak) zein plakaren arteko abiadura erlatiboak (gezi lodiak) irudikatu dira. B: Abiadura-bektoreen batuketak triangelu itxia osatu behar duela erakusten duen abiadura-triangelua. C: Puntu hirukoitza denbora-epe bat igaro ondoren. Eredu grisak epe horretan eratutako lurrazal berria adierazten du. Ikusten denez, puntu hirukoitzaren geometriak ez du aldaketarik jasan. (Moore eta Twiss, 1995).



10.4. irudia. Hiru muga konbergente elkartzen direneko puntu hirukoitzaren garapena eta egonkortasuna. A: Fosa-fosa-fosa (TTT) puntu hirukoitzaren jatorrizko geometria orokorra.

Lerro ez-jarraituak plaketan finkoak diren erreferentzia-lerroak dira. Hiru mugetako abiadura erlatiboaren bektoreak ere erakusten dira. $\vec{V}_A$ eta $\vec{V}_C$ -rako proposatutako hiru abiaduren ondorioak (B), (C) eta (D) irudietan islatu dira. B: $\vec{V}_C$ -k A plakarekiko mugimendu gorakorra izanik, puntu hirukoitza ezegonkorra da, eta A eta B plaken arteko mugan zehar mugituko da kokapen egonkorren bila. C: $\vec{V}_C$ -k A plakarekiko mugimendu beherakorra izanik, aldez, puntu hirukoitza ezegonkorra da ere baina A eta C plaken arteko mugan zehar beherantz bidaiaituko du kokapen egonkorren bila. D: $\vec{V}_C$ B eta C plaken arteko mugarekiko paraleloa bada, puntu hirukoitza egonkorra izango da. (Moores eta Twiss, 1995).

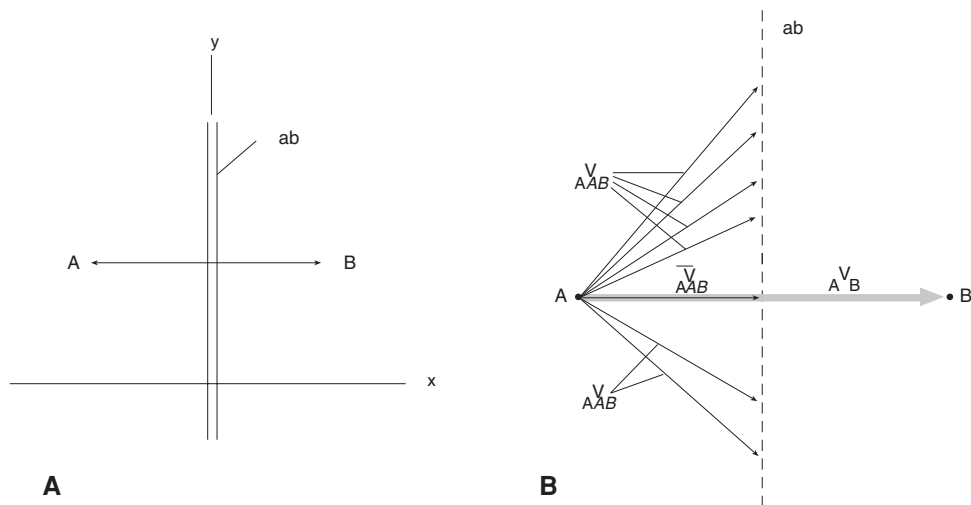
10.3. irudiko puntu hirukoitza plaken arteko hiru muga dibergentek osatzen dute, eta gandar-gandar-gandar edo RRR puntu hirukoitza deritzo. Abiaduraren triangelua 10.3.B. irudian agertzen da. Denbora-tarte baten ondoren, gandarretan eratutako lurrazal ozeaniko berriak puntu hirukoitzaren inguruko eremu grisa betetzen du (10.3.C. irudia), baina puntu hirukoitzaren geometriak aldaketarik pairatzen ez duenez, puntu hirukoitz egonkortzat hartzen da.

10.4.A. irudian plaken arteko hiru muga konbergentez eratutako puntu hirukoitza irudikatu da, fosa-fosa-fosa edo TTT puntu hirukoitza deritzona. Geometria honetan C plakak B plaka zamalkatzen duenez eta A plakak beste plaka biak zamalkatzen dituenez, puntu hirukoitzaren bilakaera geometrikoa C plakak A plakarekiko duen abiadurak, $\vec{V}_C$, zehazten du. $\vec{V}_C$ abiadura erlatiboak AC mugarekiko duen orientazioaren arabera puntu hirukoitzaren bilakaera geometrikoa 3 eratakoa izan daiteke, 10.4.B., 10.4.C. eta 10.4.D. irudietan ikus daitekeen bezala.

${}_A V_C$ -ren mugimendua AC mugarekiko perpendikularra denean (10.4.B. irudia), C plakaren muga finkotzat jotzen duen BC mugak goranzko desplazamendua jasaten du A plakarekiko. Egonkortasuna mantentzearen puntu hirukoitzaren geometria aldatu egiten da, jatorrizko geometria ez dela egonkorra erakutsiz. Era berean, diagramaren gainean ${}_A V_C$ -k A plakarekiko beheranzko osagai bat izanez gero (10.4.C. irudia), BC muga A plakarekiko beherantz desplazatu behar da, puntu hirukoitzaren geometria berriro aldatuz. Puntu hirukoitzaren jatorrizko geometria ${}_A V_C$ abiadura-bektorea BC mugarekiko paraleloa denean soilik izango da egonkorra (10.4.D. irudia). Abiadura-bektore eta plaken arteko mugaren paralelotasun zehatza ez da ikus daitekeen oso egitura arrunta. Beraz, 10.4.A. irudiko puntu hirukoitza egitura ezegonkorra izango da.

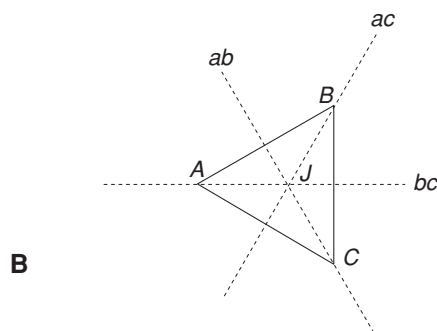
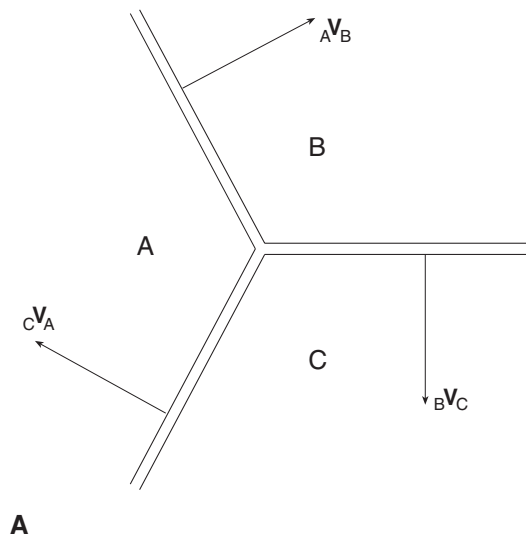
10.3. PUNTU HIRUKOITZEN EGONKORTASUNA FINKATZEKO EREDUA

Puntu hirukoitzen geometriak egonkorrak diren ala ez finkatzeko, beharrezkoa da abiadura erlatiboaren bektoreak zein plaken arteko muga-motak eta beraien norabideak kontuan hartzea (10.4. irudia). Lehendabizi, muga dibergente lineal batek banatutako bi plakek (A eta B) osatzen duten sistema aztertuko da (10.5. irudia). Erreferentzia-sistema (x, y) muga dibergentearen gainean kokatuz eta erreferentzia-sistemaren ardatzen eta mugaren arteko angelua konstante mantenduz, mugak sistema horretan beti izango du itxura bera. Beraz, erreferentzia-sistema mugarekiko finkoa izanik, edo horrek mugarekiko paraleloa den edozein abiadura badu, mugaren geometriak ez du aldaketarik izango.



10.5. irudia. Plaken arteko muga bakar baten egoera egonkorra. A: Irudian A eta B plakak lerro bikoitzaz adierazita dagoen muga dibergentearen bitartez banatuta daude. x-y koordinatu-sistemak mugaren gainean du jatorria. Jatorriak mugaren gainean irauten duen bitartean eta ardatzek mugarekiko errotatzen ez duten bitartean, abiadura edozein izanik ere, ardatzek bidaia dezakete, eta mugak koordinatu-sistema horretan berdina dirudi. **B:** A plakarekiko abiadura erlatiboaren diagrama. ${}_A V_B$ B plakak A plakarekiko duen abiadura da; ${}_A V_{AB}$ AB mugak A plakarekiko duen abiadura minimoa da; ab ${}_A V_{AB}$ abiadura-bektore guztien jatorria da, zeinetarako mugaren izaerak berdina baitirudi. (Moores eta Twiss, 1995).

Mugako geometriaren egonkortasuna zehazteko, arrunta da plaken arteko abiadura-bektoreak irudikatzea (10.5.B. irudia). A erreferentzia-plakatzat hartuz, B-k A-rekiko duen abiadura ${}_A V_B$ gisa adierazten da. Gandorrak A plakarekiko duen abiadura ${}_A V_{AB}$ bektorearen bitartez adierazten da, non AB -k A eta B plaken arteko muga adierazten baitu. Zabalkuntza simetrikoa izanik, ${}_A V_{AB}$ -ren balioa ${}_A V_B$ -k duenaren erdia izango da. ab lerroa ${}_A V_{AB}$ abiadura-bektore guztien kokapena da eta gandorreko gutxieneko abiaduraren berdina den osagaiarekin (${}_A V_{AB}$) gehi AB mugarekiko paraleloa den beste osagai arbitrarioarekin osatuta dago. Erreferentzia-sistema honetako zenbait abiadura-bektore 10.5.B. irudian islatu dira.



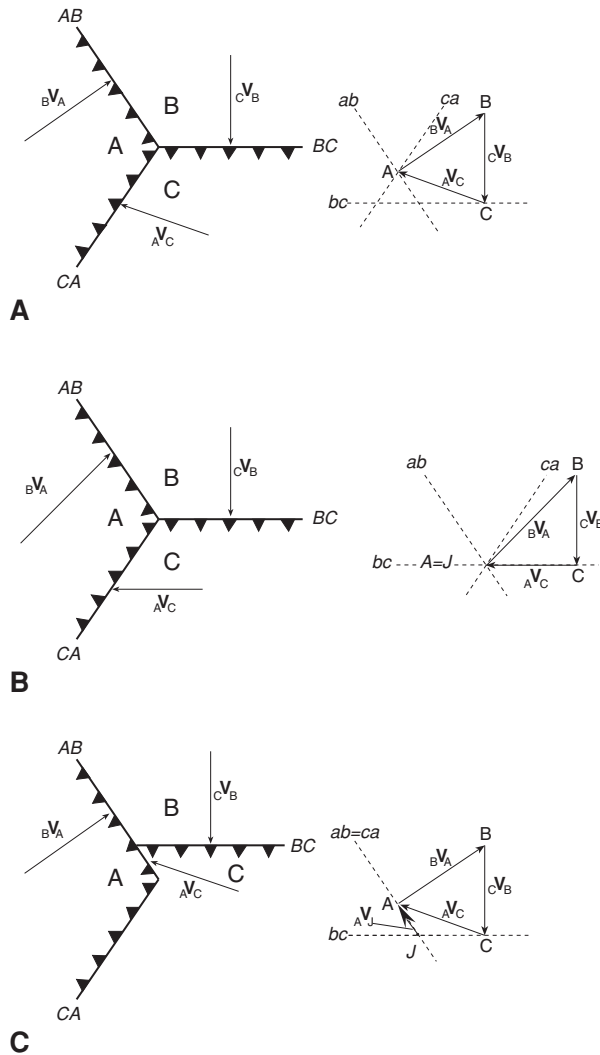
10.6. irudia. RRR motako puntu hirukoitzaren egonkortasuna. A: Irudiak plaken arteko mugen kokapena eta abiadura-bektore erlatiboak erakusten ditu. B: A, B eta C plaken ${}_A V_B$, ${}_B V_C$ eta ${}_C V_A$ abiadura erlatiboak erakusten dituen abiadura-diagrama. ab , bc eta ca lerroek erreferentzia-sisteman kokatutako abiadura-bektoreen jatorria adierazten dute, zeinetan AB , BC eta CA mugek, hurrenez hurren, egitura egonkorra gordetzen baitute. Hiru lerro horiek J puntuan dute intersekzioa eta horrek esan nahi du badagoela erreferentzia-geometria bat non hiru mugek egitura egonkorra mantentzen duten. ${}_A V_J$, ${}_B V_J$ eta ${}_C V_J$ abiadurek puntu hirukoitzak A, B eta C plakekiko, hurrenez hurren, duen mugimenduaren proportzioa zehazten dute. (Moores eta Twiss, 1995).

Puntu hirukoitzen egonkortasuna zehazteko kontzeptu berdinak erabil daitezke. Puntu hirukoitzen geometria egonkortzat har daiteke baldin gutxienez plaken arteko hiru mugen geometria egonkor iraunarazten duen erreferentzia-sistema bat badago. Gandor-gandor-gandor (RRR) motako puntu hirukoitz bat erabiliko da puntu hirukoitzen egonkortasuna zehazteko erabiltzen den ereduaren adibidetzat (10.6.A. irudia). 10.6.B. irudiak hiru plaken abiadura-bektoreek osatzen duten abiadura-triangelua erakusten du. ab lerroak ${}_A V_{AB}$ abiaduren erreferentzia-sistema onargarrien esparrua erakusten du, zeinean A eta B plaken arteko gandorraren geometriak ez baitu aldaketarik jasaten. Era berean, bc eta ca lerroek ${}_B V_{BC}$ eta ${}_C V_{CA}$ abiaduren erreferentzia-sistemak definitzen dituzte, non BC eta CA mugen geometriak egonkor mantentzen diren. Abiaduren erreferentzia-sistema onargarrien hiru kokapenek, ab , bc eta ca lerroek, J puntuan elkar gurutzatzen dutenez, badago erreferentzia-sistema bat zeinean hiru mugen geometriak, eta beraz puntu hirukoitzak, aldaketarik jasaten ez baitu. Ondorioz, puntu hirukoitzaren geometriak egonkorra izan behar du.

${}_A V_J$, ${}_B V_J$ eta ${}_C V_J$ bektoreek adierazten dute erreferentzia-sistemak A, B eta C plaka bakoitzeko, hurrenez hurren, duen abiadura. Puntu hirukoitzaren geometria erreferentzia-sistema horretan egonkorra denez, abiadura horiek zehazten dute puntu hirukoitzak plaka bakoitzarekiko duen mugimendua.

Eredu bera erabil daiteke 10.4.A., 10.4.B. eta 10.4.C. irudietan islatutako fosa-fosa-fosa (TTT) motako puntu hirukoitzaren gain. Lehendabizi, 10.4.B. irudiko abiadura-bektoreak erabiliz, puntu hirukoitzaren jatorrizko geometria aztertuko da (10.7.A. irudia). Ondoren, abiadura-triangeluaren gainean abiaduren erreferentzia-sistema onargarrien kokapena irudikatuko dugu. C plakak B plaka zamalkatzen du eta A plaka beste bi plaken gainean kokatzen da. Beraz, AB eta CA plaken arteko mugak A plakaren gainean finko daude, eta BC muga, aldiz, finko dago C plakaren gain. AB mugarako, geometria egonkorra duen erreferentzia-sistema bat A plakarekiko zehazten da. Abiadura-diagraman erreferentzia-sistemako abiadura onargarrien kokapeneko lerroak, ab , A puntutik zehar igaro behar du, horrek A plakarekiko duen abiadura zero dela adierazten du eta, era berean, ab lerroak AB mugarekiko paraleloa izan behar du. Arrazoi berarengatik, ca lerroaren kokapenak A puntua zeharkatu eta AC mugarekiko paralelo izan behar du eta bc lerroak C puntutik zehar igaro eta BC mugarekiko paraleloa izan behar du. Erreferentzia-sistemako abiadura onargarrien lerroek puntu bakarrean zeharkatzen ez dutenez, puntu hirukoitza ez da egonkorra izango.

Puntu hirukoitz horren egonkortasun-baldintzak zehaztea erraza da erreferentzia-sistemako abiadura onargarrien hiru lerroek, ab , bc eta ca , puntu bakarrean elkar zeharkatu behar dutelako. Plaken arteko mugen orientazioa aldaezina dela onartuz gero, ab , bc eta ca lerroen orientazioa ere finkoa izango da. Lerro horiek puntu bakarrean elkar daitezen dagoen aukera bakarra ${}_A V_C$ abiadura erlatiboa BC mugarekiko paraleloa izatea da (10.7.B. irudia). Kasu horretan, hiru lerroak $J=A$ puntuan gainezartzen direnez, puntu hirukoitza egonkorra da eta ez du mugimendurik izango A plakarekiko.



10.7. irudia. TTT motako puntu hirukoitzaren egonkortasun-ezaugarriak. A: 10.4.A. irudiko geometria eta 10.4.B. irudiko abiadura erlatiboak dituen TTT puntu hirukoitza. Abiadura-triangeluaren bitartez lortutako puntu hirukoitzaren balizko ibilbideak puntu bakarrean zeharkatzen ez direnez, puntu hirukoitzaren geometria ez da egonkorra. B: TTT puntu hirukoitz hau egonkorra izango da soilik baldin C plakaren abiadura A plakarekiko, V_C , BC mugarekiko paraleloa bada. Baldintza horietan, puntu hirukoitzaren balizko ibilbideak puntu bakarrean ($J=A$) zeharkatuko dira. C: A irudiko TTT puntu hirukoitzaren bilakaera egonkortasunaren bila. Kasu honetan puntu hirukoitza egonkorra da AB eta AC mugak paraleloak direlako eta, ondorioz, puntu hirukoitzaren ab eta ca balizko ibilbideak gainezartzen direlako. Puntu hirukoitzaren balizko hiru ibilbideek, ab , bc eta ca , J-ren gainean elkar zeharkatzen dute, eta V_J abiadurak adierazten du A plakako mugan zehar puntu hirukoitzak duen abiadura.

Mota	Geometria	Abiadura-triangelua	Egonkortasuna	Adibideak
RRR			Norabide guztiak egonkorak	Ozeano Bareko ekialdea, Galapagoetako puntu hirukoitza, Great Magnetic Bight
TTT(a)			Egonkorra ab eta ca lerroak gainezarriz edo bc CA abiadura-bektorearekiko paraleloa izanik	Boso puntu hirukoitza, Japonia
TTT(b)			Egonkorra oso baldintza berezietan, ab , bc eta ac puntu bakarrean gainean zeharkatzen baldin badira	
FFF			Inoiz ez da egonkorra izango	
RRT			ab -k ABC hirukiaren erdiko puntutik igaro behar du	
RRF			Desegonkorra, FFR puntu hirukoitzera eraldatuko da	
TTR(a)			Egonkorra ab -k C-tik zehar igarotzen badu, edo ac eta bc lerroak	
TTR(b)			Egonkorra soilik oso baldintza berezietan	

10.8. irudia. Puntu hirukoitz posible guztien geometria eta egonkortasun-baldintzak. ab , bc eta ca lerro ez-jarraituek abiaduraren erreferentzia-sistemaren kokapena adierazten dute, bertan bakoitzari dagokion plaken arteko muga (AB, BC edo CA) egonkorra da. Puntu hirukoitza egonkorra izateko lerro horiek puntu bakarrean elkar gurutzatu behar dute. Baldintza hau beti betetzen da RRR puntu hirukoitzentzat; besteez, aldiz, baldintza geometriko bereziak bete behar dituzte ab , bc eta ca lerroak puntu bakarrean zeharkatzeko. FFF motako puntu hirukoitza, aldiz, ezin da inoiz egonkorra izan. (McKenzie eta Morgan, 1969).

Mota	Geometria	Abiadura-triangelua	Egonkortasuna	Adibideak
TTR(c)			Egonkorra izango da <i>ab</i> eta <i>ac</i> eta <i>bc</i> -ren arteko angeluak, hurrenez hurren, berdinak badira edo <i>ac</i> eta <i>bc</i> lerroak gainezarriz gero	
TTF(a)			Egonkorra izango da <i>ac</i> eta <i>bc</i> -k lerro zuzena osatzen badute, edo <i>C</i> <i>ab</i> -ren gainean kokatuz gero	Peru-Txileko fosa eta Txileko mendebaldeko gandarren intersekzioa.
TTF (b)			Egonkorra izango da <i>ab</i> eta <i>bc</i> -k lerro zuzena osatzen badute, edo <i>ac</i> <i>B</i> -tik zehar igarotzen baldin bada	
TTF(c)			Egonkorra izango da <i>ab</i> eta <i>ac</i> -k lerro zuzena osatzen badute, edo <i>ab</i> eta <i>bc</i> -k gauza bera eginez gero	
FFR			Egonkorra izango da <i>C</i> <i>ab</i> lerroaren gain kokatuz edo <i>ac</i> eta <i>bc</i> -k lerro zuzena osatuz	Owen haustura-eremua eta Carlsberg gandarra, Txileko PH, Bouvet PH
FFT			Egonkorra izango da <i>ab</i> eta <i>bc</i> -k lerro zuzena eratzen badute, edo <i>ac</i> eta <i>bc</i> -k gauza bera eginez gero	Mendocino PH
RTF(a)			Egonkorra izango da <i>ab</i> lerroa <i>C</i> -ren gainetik igaroz gero, edo <i>ac</i> eta <i>bc</i> -k lerro zuzena eratuz gero	Rivera PH
RTF(b)			Egonkorra izango da <i>ac</i> eta <i>ab</i> lerroek <i>bc</i> -ren gainean gurutzatuz gero	

10.8. irudia. Jarraipena.

10.7.A. irudian erakutsitako abiadura erlatiboak erabiliz, puntu hirukoitza 10.7.C. irudian islatutako geometriara eraldatzen da. Irudi horretako abiadura-triangelua 10.7.A. irudiko bera da, baina ab eta ac lerroak orain berdinak dira, puntu hirukoitzaren inguruan AB eta AC mugak berdin orientatuta daudelako. ab , bc eta ca hiru lerroek J puntuan elkar aurkitzen dutenez, puntu hirukoitza egonkorra da. Puntu hirukoitzak A plakarekiko duen abiadura ${}_A V_J$ bektoreak adierazten du.

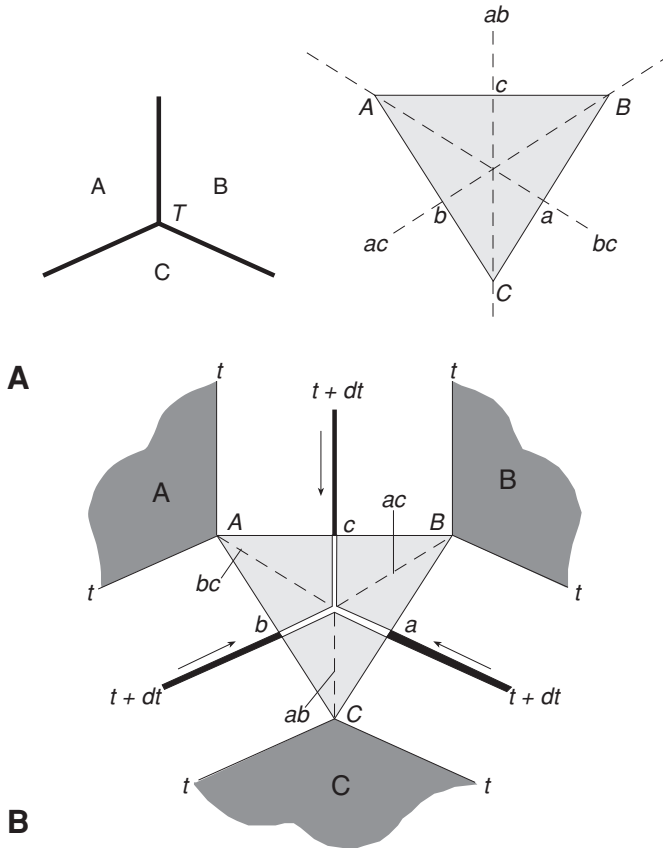
Adibide hauek puntu hirukoitz baten egonkortasuna zehazteko jarraitu beharreko prozedura erakutsi dute, ondoren deskribatzen diren hiru urratsetan laburbil daitekeena:

1. Puntu hirukoitzaren geometria diagrama zehatz baten bidez islatu. Bertan, plaken arteko muga norabideak, muga-motak eta plaka-bikoteek puntu hirukoitzaren inguruan dituzten abiadura erlatiboak irudikatu behar dira.
2. Abiadura-triangelua eraiki.
3. Plaken arteko muga bakoitzeko, mugaren geometria egonkorra deneko erreferentzia-sistemako abiaduren kokapena irudikatu. Hiru lerroak puntu bakarrean zeharkatuz gero, puntu hirukoitza egonkorra izango da.

Gaur eguneko plaken artean ez dira balizko 16 puntu hirukoitzak existitzen. 10.8. irudiak puntu hirukoitz posible guztiak erakusten ditu, bakoitzaren egonkortasun-baldintzak zehaztuz eta gaur eguneko plaken artean existitzen diren adibideak aipatuz.

10.4. ABIADURA-TRIANGELUAK ESPAZIO FISIKOAN

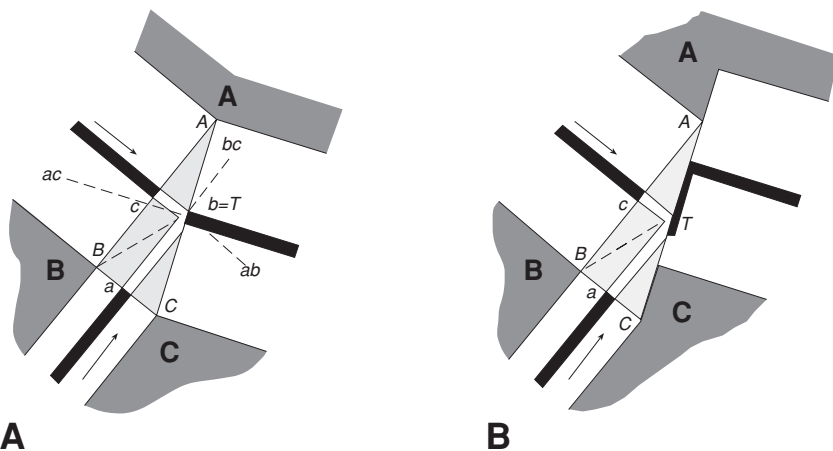
Orain arte puntu hirukoitzen geometria eta egonkortasuna, hurrenez hurren, plaken arteko muga kokapen zehatzaren bidez eta puntu hirukoitzaren inguruko plaken arteko abiadura erlatiboaren bektoreen multzoak erabiliz zehaztu dira (10.9.A. irudia). Gandorrez eta faila transformatzaileez soilik eratutako puntu hirukoitzetarako, geometria eta egonkortasuna diagrama bakarrean zehazten dituen ereduak erabiltzen da (Patriat eta Courtillot, 1984). 10.9.B. irudian gandar-gandar-gandar (RRR) motako puntu hirukoitza aurkezten da. Horretan, zuriz irudikatutako eremuek gandar bakoitzean dt denboran eratutako litosfera berria adierazten dute. Erdiko triangeluaren bitartez hiru gandarren arteko elkarrekintzaren eraginez eratutako lurrazal ozeanikoaren zatia islatzen da. Horrek 10.9.A. irudian erakutsitako abiadura-triangeluaren geometria bera du. 10.9.B. irudiko triangeluaren barnean dauden gandarretako zati zuriek (aT , bT eta cT izendatutakoek) dt denbora-epan ozeano-gandar bakoitzak jasan duen hazkuntza erakusten dute. Adibidez, AB izendatutako lerroak A eta B plaken arteko abiadura erlatiboa adierazten du eta, ondorioz, AB gandarra ezaugarrituko du. Beraz, diagraman espazioaren eta denboraren arteko erlazioak zehazten direnez, abiadurak ere ondoriozta daitezke.



10.9. irudia. Gandor-gandor-gandor (RRR) puntu hirukoitz baten geometria. A. Puntu hirukoitzaren geometria espazioan eta abiadura-triangeluan. T: puntu hirukoitza; ab , bc , ac ; A eta B, B eta C eta A eta C plaken arteko mugetako erreferentzia-lerroak, hurrenez hurren. B. Kokapen fisikoa eta abiadura-triangelua eskema bakarrean erakusteko modua. Eremu zurian dt denbora-tartean sortutako litosfera berriaren zatiak islatu dira. Gris argiko triangelua puntu hirukoitzaren inguruko hiru gandorren artean osatutako litosfera berria da. Triangelu horrek abiadura-triangeluaren geometria bera du. Triangeluan barneratutako gandorren luzapen zuriak dt denbora-tartean gandorrek jasandako hazkuntza adierazten dute. (Patriat eta Courtillot, 1984).

10.9. irudiak simetrikoki eta abiadura berean zabaltzen diren hiru ozeano-gandor erakusten ditu, eta ondorioz, abiadura-triangelua aldeakidea izango da. Baina hiru gandorrez eratutako puntu hirukoitz gehienek ez dute geometria hau erakusten eta mota honetako puntu hirukoitzek aldaketak jasaten dituzte gandorren arteko kokapen erlatiboen eta gandorren zabalkuntza-abiaduren arabera.

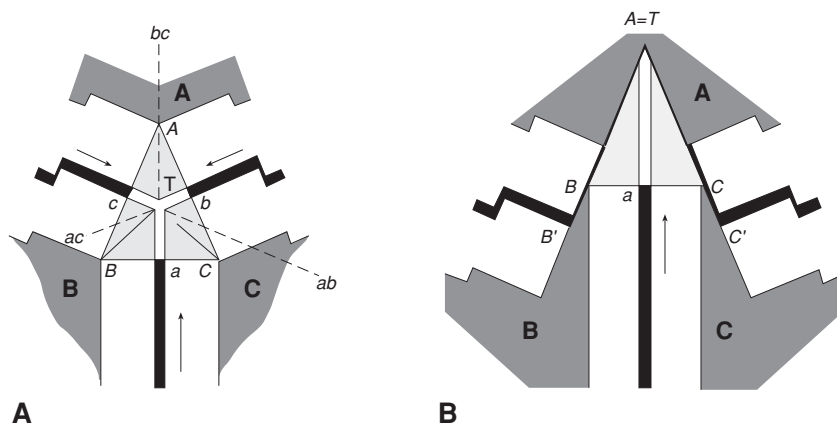
Adibide gisa, abiadura erlatiboki azkarreko gandar bi (AB eta AC) abiadura moteleko batekin (BC) elkartzen dituen RRR puntu hirukoitza aztertuko da (10.10. irudia). Kasu honetan abiadura-triangelua angeluzuzena da, eta T puntu hirukoitza zehazki hipotenusaren gainean kokatuta dago. Diagraman ikus daitekeen bezala, AB eta BC gandarrek denboran zehar luzatu egiten dira, baina T puntu hirukoitza abiadura-triangeluko AC muga kokatuta dagoenez, AC gandarra ez da luzatuko. Hiru plaka horien arteko puntu hirukoitza, abiadura-triangeluaren geometria aldatu gabe, RRF motakoa ere izan daiteke (10.10.B. irudia).



10.10. irudia. Zabalkuntza-abiadura azkarreko bi gandarrek eta zabalkuntza-abiadura moteleko beste batek osatutako puntu hirukoitzaren geometria eta denboran zehar duten bilakaera erakusten duen adierazpen grafikoa. Abiadura-triangeluak angelu zuzena du. Ikurak 10.9. irudiarenak dira. A: RRR geometria. AB eta BC gandarrek cT eta aT adierazten dituzten neurrian hazten dira, hurrenez hurren; AC gandarrek neurri bera mantentzen du. B: Puntu hirukoitz beraren RRF geometria. A eta C plaken arteko muga jatorrizko puntu hirukoitzetik urrundu egiten da faila handitu ahala. (Patriat eta Courtillet, 1984).

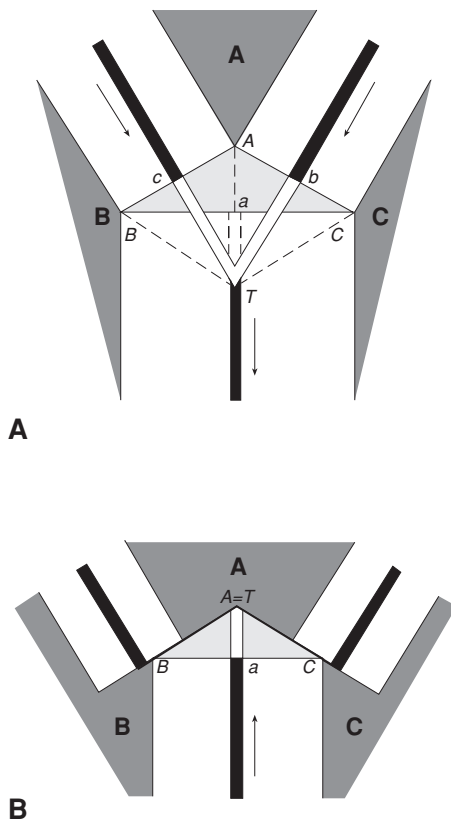
10.11. irudian beste puntu hirukoitz baten geometria erakusten da. Bertan, aurreko adibidean bezala, zabalkuntza-abiadura azkarreko bi gandar (AB eta AC) eta abiadura moteleko bat (BC) elkartzen dira, baina geometria- eta abiadura-baldintza ezberdinetan. Ondorioz, abiadura-triangeluak triangelu isoszele zorrotza osatzen du. Kasu horretan, abiadura-triangeluaren geometria bera mantenduz, puntu hirukoitza RRR motakoa (10.11.A. irudia) zein FFR motakoa (10.11.B. irudia) izan daiteke. Puntu hirukoitza RRR motakoa izanik, gandar bakoitzak luzapen-proportzio bat dauka (eremu zuria); aldiz, FFR geometriarekin zabalkuntza-abiadura moteleko gandarra da hazten den bakarra, eta zabalkuntza-abiadura azkarreko gandarrek ez dute tamaina-aldaketarik jasaten.

Puntu hirukoitza zabalkuntza-abiadura moteleko bi gandorrez eta zabalkuntza-abiadura azkarreko batez eratuta egonez gero, abiadura-triangelua kamutsa izango da (10.12. irudia). Aurreko adibidean bezala, hemen ere, balizko bi geometria osa daitezke. Puntu hirukoitza RRR motakoa bada (10.12.A. irudia) zabalkuntza-abiadura moteleko bi gandorrek (AB eta AC) luzatuko dira, eta zabalkuntza-abiadura azkarrekoa, aldiz, laburtu, lerro ez-jarraituarekin adierazita dagoen gandor-zatiak erakusten duen beste. Aldiz, puntu hirukoitza FFR motakoa bada (10.12.B. irudia) zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorra (BC) luzatuko da eta beste biek ez dute aldaketarik jasango.



10.11. irudia. Zabalkuntza-abiadura azkarreko bi gandorren eta zabalkuntza-abiadura moteleko baten artean eratutako puntu hirukoitza. Beraien artean osatutako abiadura-triangeluak triangelu isoszele zorrotzaren geometria du. A: RRR geometria. Puntu hirukoitza abiadura-triangeluaren zentroidean kokatuta dago, eta AB , BC eta AC gandorrek, hurrenez hurren, cT , aT eta bT tartean luzatu dira T denbora-epe konkretuan. B: FFR geometria. BC gandorra aT tartean luzatzen den bitartean, failak AB' eta AC' tartean garatzen dira. Puntu hirukoitza A puntuan kokatuta dago. (Patriat eta Courtillot, 1984).

Gandorren inguruko anomalia magnetikoen geometriak aztertu ondoren, zenbait puntu hirukoitzetan 10.11. eta 10.12. irudietako A eta B geometrien arteko alternantzia gerta daitekeela ondorioztatu da. Baliteke puntu hirukoitzek RRR motako geometria izatea gandorren hedapena mantentzeko beste magmaz horni daitezkeenean. Aldiz, magma-kopuruaren emaria motelduz, FFR motako puntu hirukoitzak nagusituko dira, faila transformatzailen tamaina izanik luzatzen dena. Puntu hirukoitzaren inguruan magma-pultsu berria gertatzen denean, gandorrek failak zeharkatuz luzatuko dira eta puntu hirukoitza berriro RRR motakoa bihurtuko da.

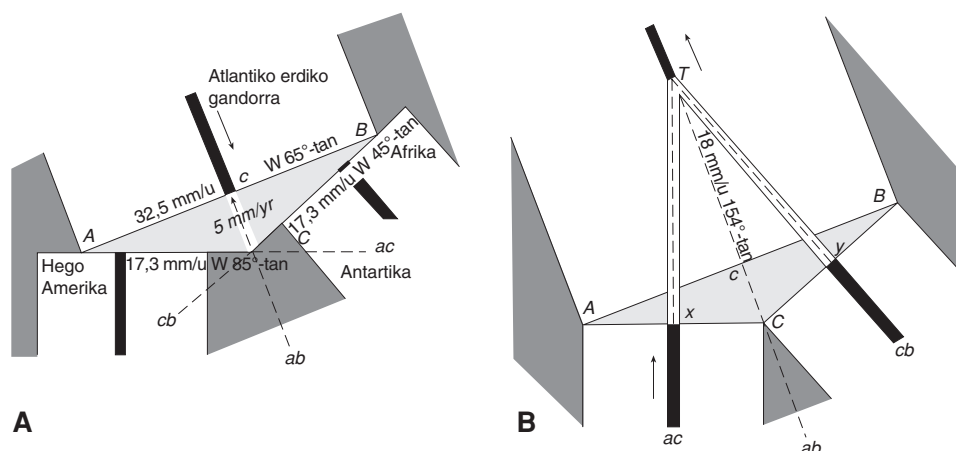


10.12. irudia. Zabalkuntza-abiadura moteleko bi gandorrez eta zabalkuntza-abiadura azkarreko batez eratutako puntu hirukoitza. Abiadura-triangelua triangelu isoszele kamutsa da. A: RRR geometria. AB eta AC gandorrak cT eta bT tartean handitzen dira, hurrenez hurren. BC gandorra, aldiz, laburtu egiten da aT tarteak adierazten duen proportzioan. B: FFR geometria. BC gandorra aT tartean handitzen da. Failak ere denboran zehar handitu egiten dira. (Patriat eta Courtillot, 1984).

10.5. BENETAKO PUNTU HIRUKOITZEN AZTERKETA

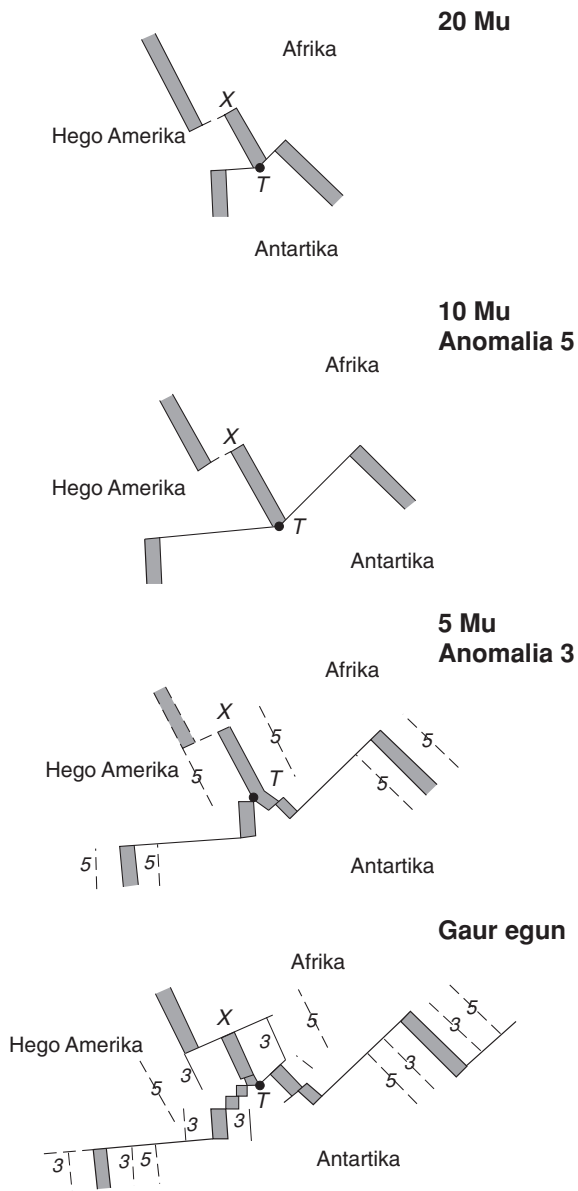
10.5.1. Bouvet puntu hirukoitza

Bouvet puntu hirukoitza Ozeano Atlantikoko hegoaldean kokatuta dago, Bouvet uhartetik gutxi gorabehera 250 km-ra mendebalderantz, $1^\circ W$ longitudean eta $55^\circ S$ latitudean. Bertan Hego Amerika, Afrika eta Antartikako plakak elkartzen dira (10.1. irudia). Puntu hirukoitzean Atlantiko erdiko gandorraren hegoaldeko muga Hego Amerika eta Antartikako eta Afrika eta Antartikako plaken arteko gandor-faila transformatzaile muga-mota-rekin elkartzen da. Lurraldeak topografia konplexua du eta puntu hirukoitzetik gertu Atlantiko erdiko gandorrek ez du haran axialik erakusten.



10.13. irudia. Bouvet puntu hirukoitzaren bi balizko geometriak. A: FFR geometria. Atlantiko erdiko gandorra $cT = 168 \text{ mm/u}$ hasten da. B: RRR geometria. Atlantiko erdiko gandorra $cT = 18 \text{ mm/u}$ hasten da. AC eta BC gandorrek $xT = 16 \text{ mm/u}$ eta $yT = 16 \text{ mm/u}$ hasten dira, hurrenez hurren. (Patriat eta Courtillot, 1984).

10.13. irudian Bouvet puntu hirukoitzaren abiadura-espazio triangelua erakusten da. Bertan, hiru plaken arteko mugen norabideak eta zabalkuntza-abiadurak ikus daitezke. Irudia aztertuz garbi dago puntu hirukoitza egonkorra izan daitekeela FFR (10.13.A. irudia) zein RRR (10.13.B. irudia) geometriarekin. 10.14. irudian, aldiz, puntu hirukoitzak azkeneko 20 Mu-tan jasandako bilakaeraren eredua erakusten da. Eredua anomalia magnetikoen erregistroko interpretazioan oinarrituta dago. Ereduen arabera, azkeneko 20 Mu-ko puntu hirukoitzaren geometria FFR motakoa izan da nagusiki. Hala ere, epe labur bat egon zen orain dela 5 Mu non puntu hirukoitza RRR motakoa izan baitzen. Ereduak ere erakusten du X izena duen haustura-eremuaren eta T puntu hirukoitzaren arteko distantzia handitu egin zela 20 eta 10 Mu bitartean, eta ondoren, aldiz, distantzia murriztuz joan da.



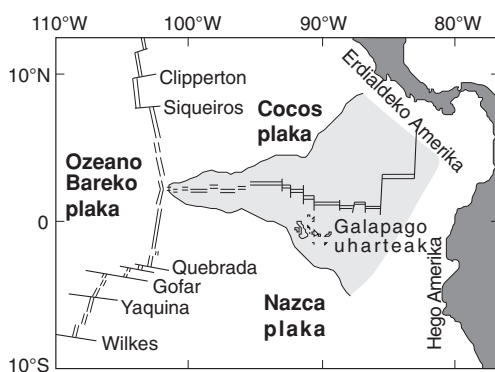
10.14. irudia. Azkeneko 20 Mu-tan Bouvet puntu hirukoitzak izan duen bilakaeraren eredua.

Oso ondo ikus daiteke nola puntu hirukoitza denboran zehar aldatu egiten den FFR geometriatik RRR-ra eta berriro FFR-ra. Era berean, nabarmena da nola *X* hausturatik *T* puntu hirukoitzera dagoen tartea lehendabizi handitu egiten den eta ondoren murriztu.

Gaur eguneko *X* eta *T*-ren arteko tartea 180 km-koa da. (Sclater *et al.*, 1976).

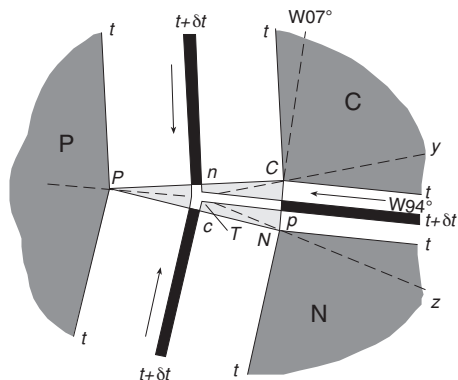
10.5.2. Galapagoetako puntu hirukoitza

Galapagoetako puntu hirukoitza RRR motakoa da eta Ozeano Bareko, Cocos eta Nazca plakak banatzen ditu Ozeano Bareko ekialdeko erdialdean (10.15. irudia). Zabalkuntza-abiadura azkarreko Ozeano Bareko ekialdeko gandorrak, gutxi gorabehera, N-S norabidea du lurralde horretan. Aldiz, Nazca eta Cocos plaken arteko muga adierazten duen Galapagoeta-ko gandorraren zabalkuntza-abiadura motelagoa da eta aurrekoarekiko perpendikularra. Ozeano Bareko gandorrean zehar eratzen den lurrazal ozeanikoaren topografia laua bada ere, Galapagoetako gandorrean eratutakoa gorabeheratsuagoa eta failatuagoa da. Topografia laua eta gorabeheratsua duten lurraldeen arteko mugak V baten geometria du, V-a ekialderantz zabaltzen da (tramadun eremua 10.15. irudian) Galapagos Gore deituriko lurraldea barneratuz. Anomalia magnetikoen arabera, Galapagos Gore lurralde horretako lurrazala zaharragoa da ekialdean mendebaldean baino. Horrek adieraziko luke puntu hirukoitzaren garapenean zehar Galapagoetako gandorra ekialdetik mendebaldera hedatu dela.



10.15. irudia. Plaka nagusiak, plaken arteko mugak eta Galapagoetako puntu hirukoitzaren kokapena erakusten dituen Ozeano Bareko ekialdearen eremu ekuatorialeko mapa tektonikoa. Trama argidun eremuak erliebe gorabeheratsuen azalera adierazten du. (Searle eta Francheteau, 1986).

10.16. irudian Galapagoetako puntu hirukoitzaren geometria eta denboran zeharreko bilakaera uztartu dira diagrama bakarrean. Diagraman ikus daiteke Ozeano Bareko eta Cocos plaken arteko zabalkuntza-abiadura 137 mm/u-koa dela eta Ozeano Bareko eta Nazca plaken artekoa 135 mm/u-koa. Galapagoetako gandorraren zabalkuntza-abiadura, aldiz, motelagoa da, 41 mm/u-koa, eta horren muturra mendebalderantz hedatzen da 66 mm/u-ko abiadurarekin.



$PC = 137 \text{ mm/u}$	$cT = 14 \text{ mm/u}$
$PN = 135 \text{ mm/u}$	$pT = 66 \text{ mm/u}$
$CN = 41 \text{ mm/u}$	$Ty\text{-ren angelua} = 077,5^\circ$
$nT = 6 \text{ mm/u}$	$Tz\text{-ren angelua} = 112,5^\circ$

10.16. irudia. Galapagoetako puntu hirukoitzaren (T) geometria eta plaken arteko abiadurak konbinatzen dituen diagrama. P, Ozeano Bareko plaka; C, Cocos plaka; N, Nazca plaka.

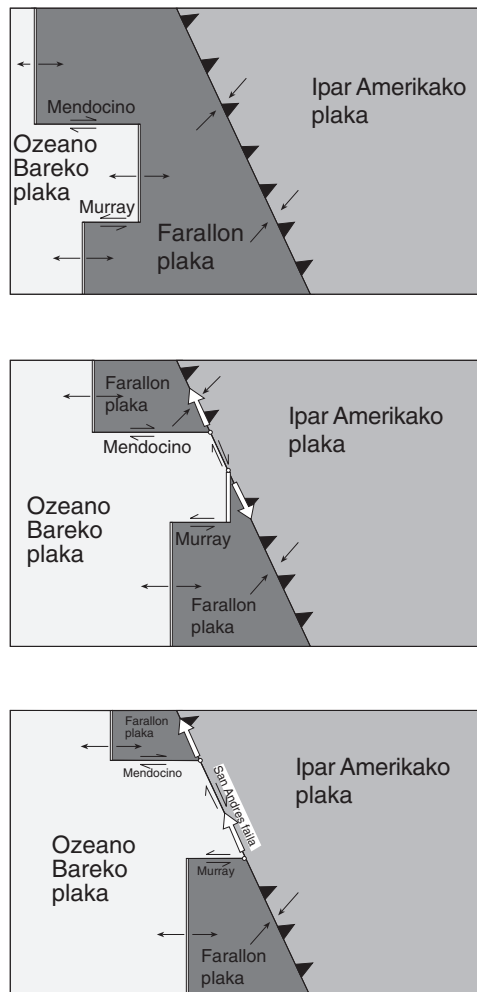
Barea-Cocos eta Barea-Nazca gandorrek 6 mm/u eta 14 mm/u luzatzen dira, hurrenez hurren. Galapagoetako gandorren (Nazca eta Cocos plaken arteko muga) hedapena mendebaldeantz, aldez, 66 mm/u-koa da. (Searle eta Francheteau, 1986).

Lurraldearen egitura geologikoak aztertuz gero, oso erraz ezberdin daitezke Ozeano Bareko gandorrenekin eta Galapagoetako gandorrenekin lotutakoak zein diren, N-S norabidekoak lehenengoarekin eta E-W norabidekoak bigarrenarekin erlazionatzen baitira. Puntu hirukoitzaren inguruan gandorren morfologia aldatu egiten da eta faila gehiago agertzen dira. Ozeano Bareko ekialdeko gandorra zabalkuntza azkarreko morfologiatik zabalkuntza ertaineko morfologiara eraldatzen da, graben axiala garatuz. Beste aldetik, Galapagoetako gandorrek mendebaldeantz sakontzen den erdiko harana erakusten du, non 4.000 m-ko sakonerak neurtu diren. Gandorren arteko intersekzio-eremuan gandorrik gabeko 25 km inguruko hutsune bat dago. Zergatik hutsune hori? Galapagoetako gandorren garapen episodikoarekin edo magmaren kopuruarekin lotuta dago? Edo, plaken sakoneko geometriak azalean sortzen duen zerbait da?

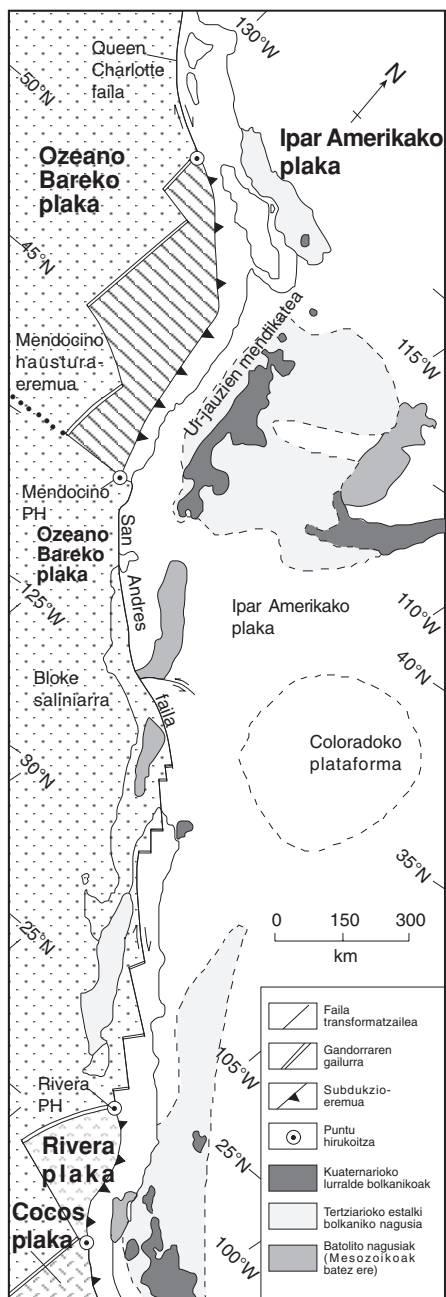
10.5.3. Mendocino puntu hirukoitza

San Andres failaren bilakaerak erakusten du puntu hirukoitzek lurralde baten bila-kaera geologikoan zehar izan dezaketen garrantzia. Oligozenoan Ozeano Bareko ekialdeko gandorrek Ozeano Bareko plaka eta Farallon plaka banatzen zituen (10.17.A. irudia). 10.17. diagraman gandorrenekin erlazionatutako faila transformatzaileak sinplifikatzearen Mendocino eta Murray haustura-eremuak baino ez dira irudikatu. Oligozenoan Farallon plakak Ipar Amerikako plakaren azpitik jasaten zuen subdukzioa eta subdukzio-abiadura gandorren zabalkuntza-abiadura baino azkarragoa zenez, denborarekin gandorra fosarantz hurbiltzen joan zen. Fosara heldutako gandorren lehendabiziko muturra Mendocino haustura-eremuaren hegoaldeko zatia izan zen. Ondorioz, orain dela 28 Mu puntu laukoitza eratu zen, berehala bi puntu hirukoitzetara eraldatuz (10.17.B. irudia). Iparraldeko puntu hirukoitza FFT eta hegoaldekoa RTF motakoak ziren, biak egonkorak. Sistemaren geometria dela medio, iparraldeko puntu hirukoitza iparraldeantz mugitzen zen fosan

zehar eta hegoaldekoa hegoalderantz. Beraz, San Andres faila destroa bi puntu hirukoitz horien migrazioaren ondorioz sortu zen. Hegoaldeko puntu hirukoitzaren hegoalderanzko bidaia bukatu zen Murray haustura-eremuaren ekialdeko muturra fosara heltzean (10.17.C. irudia). Une horretan puntu hirukoitza FFT motakoa bihurtu eta iparralderantz mugitzen hasi zen. Hala ere, geometria berriro aldatzen da, aurreko baldintzetara bueltatuz, Murray haustura-eremuko hegoaldean kokatutako gandorra fosaraino heltzen denean. Orduan, puntu hirukoitza berriro RTF motakoa izatera bueltatzen da (Rivera puntu hirukoitza) eta hegoalderanzko mugimendua izango du berriro fosan zehar. Tarte horretan, Farallon plakak San Andres failaren iparraldean (Juan de Fuca plaka) eta hegoaldean (Rivera plaka) subdukzio-prozesua mantentzen du (10.18. irudia). Horiek dira, gaur egun, Kaliforniako golkoan beha daitezkeen mugimenduak. Lurralde horretako mapa geologikoa aztertuz gero (10.18. irudia), garbi ikus daiteke Farallon plakaren aztarnak diren Juan de Fuca eta Rivera plakak desagertzeaz daudela, eta subdukzioarekin lotutako prozesu bolkanikoek denboran zehar izan duten kokapen geografikoa.

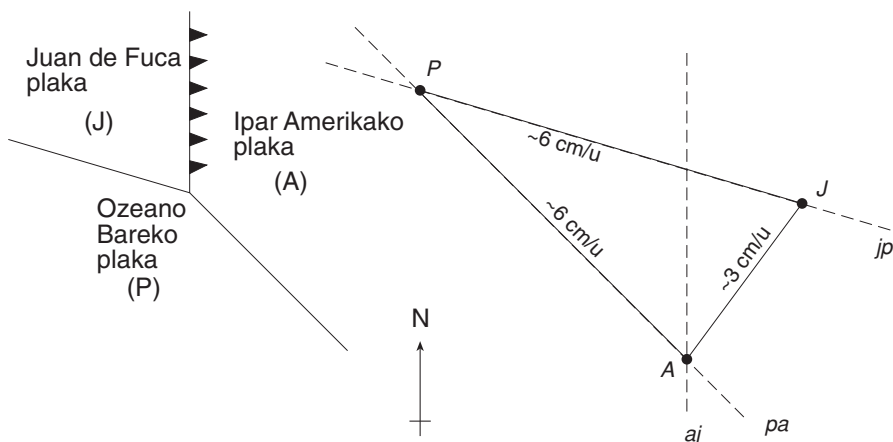


10.17. irudia. San Andres failaren bilakaera eskematikoa denboran zehar. (Cox eta Hart, 1986).

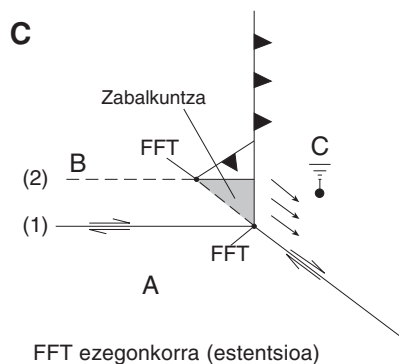
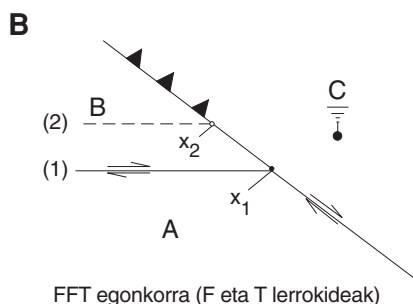
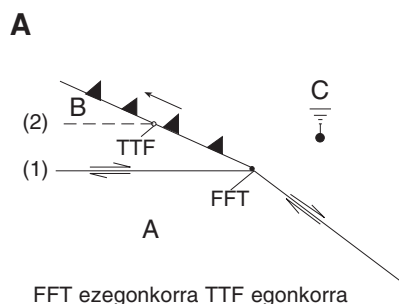


10.18. irudia. Ipar Amerikako mendebaldeko mapa tektonikoa. Bertan plaken arteko mugak, Mendocino eta Rivera puntu hirukoitzak eta plaken arteko mugekin lotutako arroka bolkaniko eta plutoniko nagusien azaleramenduak erakusten dira. (Dickinson eta Snyder, 1979).

Orain, Mendocino puntu hirukoitzaren bilakaera zehatzago aztertuko da. Denboran zehar, Farallon eta Ipar Amerikako plaken mugimendu erlatiboarekiko plaken arteko mugaren orientazioa aldatzen den bitartean, Mendocino puntu hirukoitzaren egonkortasuna eta kokapena aldatuz joan dira ere. FFT motako puntu hirukoitza egonkorra izateko fosak faila baten norabide bera izan behar du, eta hori ez da gaur egun Mendocino puntu hirukoitzean ikus daitekeena (10.19. irudia). 10.20. irudian Mendocino motako FFT puntu hirukoitz batek izan ditzakeen balizko hiru mugimendu-aukerak erakusten dira. 10.20.A. irudian puntu hirukoitza ez da egonkorra, ondorioz egonkortasunaren bila migratzen du eta geometriaz aldatu, FFT puntu hirukoitzetik TTF motako puntu hirukoitzera. 10.20.B. irudian BC (fosa) eta AC (faila) mugak kolinealak direnez, puntu hirukoitza egonkorra da. 10.20.C. irudian, faila eta fosa paraleloak ez direnez, puntu hirukoitza ezin da egonkorra izan. Adibide horretan, puntu hirukoitzak ipar-mendebalderantz migratzen du, estentsio-arro bat zabalduz horren atzeko aldean eta fosaren geometria zeharo konplikatur. 10.20.C. irudiak erakutsitako eredua gaur egun Mendocino puntu hirukoitzak duenaren antzekoa da eta puntu hirukoitzaren ipar-mendebaldean kokatutako Juan de Fuca plakan sortzen diren lurrikara ugariak horren ondorio dira.



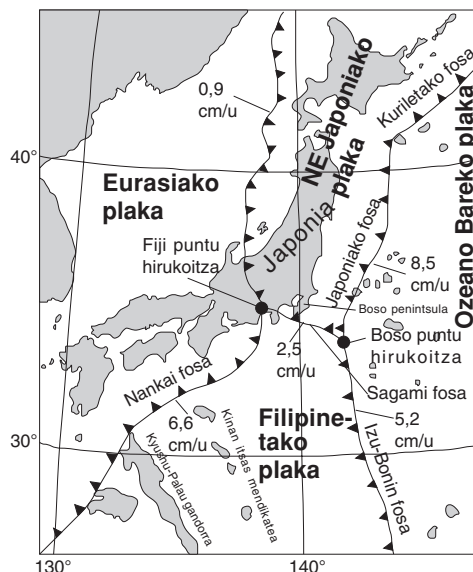
10.19. irudia. Mendocino puntu hirukoitzaren geometria eta plaken arteko abiadurak uztartzen dituen diagrama. *aj* (Ipar Amerika - Juan de Fuca), *pa* (Ozeano Barea - Ipar Amerika) eta *jp* (Juan de Fuca - Ozeano Barea) erreferentzia-lerroek ez dute puntu bakarrean elkar zeharkatzen, beraz, puntu hirukoitza ez da egonkorra. (Dickinson eta Snyder, 1979).



10.20. irudia. Diagrama hauek erakusten dute, fosaren orientazio erlatiboaren aldaketak eta Ozeano Barea-Ipar Amerikako plaken mugimendu erlatiboa kontuan hartuz, Mendocino puntu hirukoitzeko geometriak aldatzeko duen gaitasuna. C plaka finkotzat hartzen dugu. Puntu hirukoitza ipar-mendebalderantz mugitzen da hiru diagrametan. A eta B plaken arteko muga 1 kokapenetik (lerro jarraitua) 2 kokapenera (lerro ez-jarraitua) aldatzen da. A: FFT motako puntu hirukoitza TTF motara eraldatzen da, horrela puntu hirukoitzaren inguruko fosa biak kolinealak dira nahiz eta hego-ekialdeko zatia muga transpresibo gisa onartu. B: Fosa eta faila bat kolinealak direnez, FFT puntu hirukoitza egonkorra da. C: Puntu hirukoitza ez da egonkorra eta estentsio-eremua sortzen da, segur aski metaketa-arro baten sorrera eragingo duena. (Dickinson eta Snyder, 1979).

10.5.4. Japoniako puntu hirukoitzak

Japonia inguruan puntu hirukoitz bi daude. Bata, Boso puntu hirukoitza deritzona (Boso penintsulatik gertu dagoelako), Japoniako ekialdean kokatuta dago Izu-Bonin-Japonia fosaren gainean (10.21. irudia). Bestea, gazteagoa eta orain dela gutxi definitutakoa, Fuji puntu hirukoitza (Fuji mendiaren inguruan dagoelako), uraren gainetik kokatuta dago, Honshu uharteko hego-ekialdean. Bi puntu hirukoitz hauek dira munduan aktiboak diren TTT motako puntu hirukoitz bakarrak. Biak TTT(a) motakoak dira (10.8. irudia), hau da, puntu hirukoitz hauetan subdukzio-eremu batek beste bien aurkako polaritatea du, eta plaka batek beste biak zamalkatzen ditu. Boso puntu hirukoitzean elkartzen dira Japoniako ipar-ekialdeko eta Ozeano Bareko plaken arteko muga, Filipinetako eta Ozeano Bareko plaken artekoa eta Filipinetako eta Japoniako ipar-ekialdeko plaken arteko muga. Fuji puntu hirukoitzean, aldiz, Eurasiako, Japoniako ipar-ekialdeko eta Filipinetako plaken arteko mugak elkartzen dira (10.21. irudia).

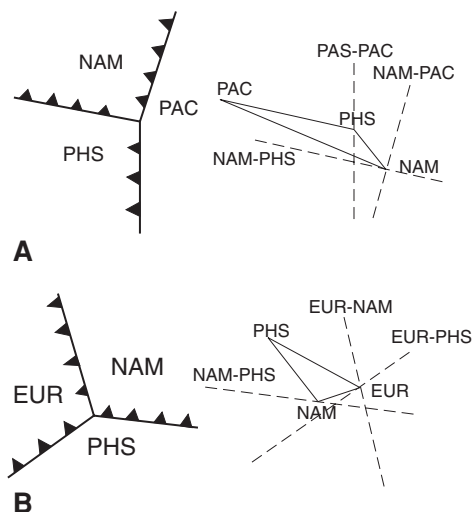


10.21. irudia. Plaken arteko mugak eta puntu hirukoitzen kokapena zehazten dituen Japonia inguruko mapa tektonikoa. (Ogawa *et al.*, 1989).

Japoniako ipar-ekialdeko plakaren jatorriak zalantzak sortu izan ditu ikertzaileen artean. Gehienek, orain dela gutxi arte, Eurasiako plakaren zatitza hartzen zuten, baina gaur egun Ipar Amerikako plakaren barnean kokatzen dute.

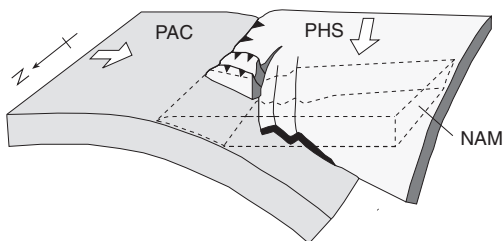
Filipinetako eta Japoniako ipar-ekialdeko plaken arteko mugaren inguruan dagoen lurraldea oso konplexua da. Sagami fosak bi puntu hirukoitzak elkartzen ditu eta bertan Filipinetako plaka Japoniako ipar-ekialdeko plakaren azpitik hondoratzen da, oso zeharria den subdukzio-prozesuaren bitartez (10.22. irudia). Fosa horretan zehar zamalkadurak zein norabide-failak oso arruntak dira.

TTT(a) motako puntu hirukoitzak egonkorak dira soilik baldin plaken arteko muga bi kolinealak badira edo beste bi plaken gainetik zamalkatzen den plakako mugaren bat plakaren azpitik subdukzioa jasaten duten bi plaken arteko mugimendu-bektorearekiko paraleloa bada. 10.22. irudian Boso (10.22.A. irudia) eta Fuji (10.22.B. irudia) puntu hirukoitzen mapak eta abiadura-trianguluak erakusten dira. Era berean, bi puntu hirukoitzen erreferentzia-sistemaren lerroak (lerro ez-jarraituak) irudikatu dira. Irudiak garbi erakusten du gaur eguneko geometriarekin puntu hirukoitzak ez direla egonkorak, erreferentzia-sistemako lerroek ez dutelako puntu bakarrean elkar gurutzatzen.



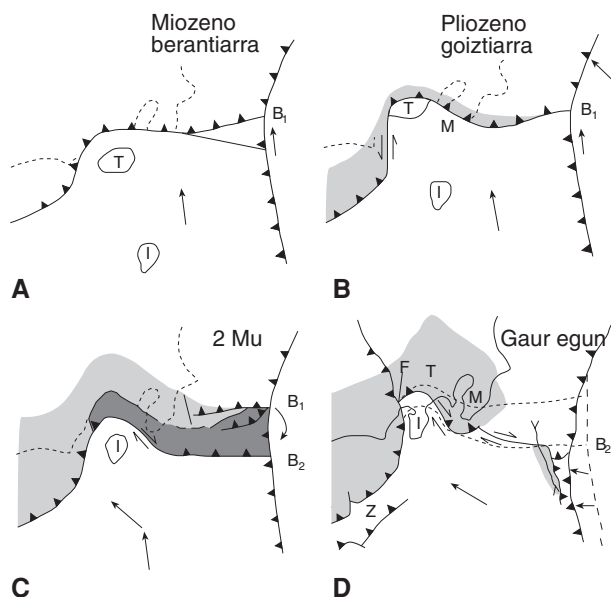
10.22. irudia. Japoniako puntu hirukoitzen geometria eta plaken arteko abiadura uztartzen dituzten diagramak. EUR, Eurasiako plaka; NAM, Ipar Amerikako plaka; PAC, Ozeano Bareko plaka; PHS, Filipinetako plaka. Puntu hirukoitzak bien erreferentzia-lerroek puntu bakarrean elkar zeharkatzen ez dutenez, puntu hirukoitzak ez dira egonkorak. A: Boso puntu hirukoitzaren diagrama. B: Fuji puntu hirukoitzaren diagrama. (Ogawa *et al.*, 1989).

Lurralde honetan badago TTT(a) motako puntu hirukoitzarekin erlazionatutako beste baldintza bat. Japoniako ipar-ekialdeko plaka bi puntu hirukoitzetan beste bi plaken gainean zamalkatzen da, hau da, orotara hiru plaka zamalkatzen ditu. Beraz, plaka bat (Ozeano Bareko plaka Boso puntu hirukoitzean eta Filipinetako plaka Fuji puntu hirukoitzean) beste bien azpitik barnatzen da. Ondorioz, puntu hirukoitz bakoitzerako badago bitarteko plaka bat (Filipinetako plaka Boso puntuan eta Eurasiako plaka Fuji puntuan) beste bien artean zanpatuta gelditzen dena. Bitarteko plaka horiek ez dute mugitzeko erraztasunik aurkitzen eta, ondorioz, deformazio gogorra eta lurrikara ugari eragiten dituzte (10.23. irudia).



10.23. irudia. Ozeano Bareko (PAC), Filipinetako (PHS) eta Ipar Amerikako (PAC) plaken arteko balizko geometria erakusten duen bloke-diagrama. Bertan, Filipinetako plakak beste bi plaken artean mugitzeko espazio handirik ez duenez, jasaten dituen zapalkuntza eta okerdurak adierazi nahi izan dira. Ipar Amerikako plaka lerro ez-jarraituaz adierazi da Filipinetako plaka ikusi ahal izateko. (Huchon eta Labaume, 1987).

Badirudi Boso puntu hirukoitzak kokapen- eta geometria-aldaketa azkarrak izan dituela azkeneko milioi urteetan. 10.24. irudiak puntu hirukoitzaren azken 10 Mu-ko bilakaera-eredua erakusten du. Miozeno berantiarretik eta Pliozeno goiztiarren bitartean, Eurasiako eta Filipinetako plaken arteko mugimendua iparralderanzkoa izan zen eta errotazio-poloa puntu hirukoitzetik gertu zegoen (10.24.A. eta 10.24.B. irudiak). Pliozeno goiztiarrean puntu hirukoitza hegoalderantz mugitu zen Eurasiako eta Filipinetako plaken arteko mugaraino Tanzawa blokea (Izu-Bonin arku-sistemaren uharte bat; T 10.24. irudian) iristen zelako. Ondoren, orain dela 2 Mu, Eurasiako eta Filipinetako plaken arteko mugimendu erlatiboaren norabidea aldatu egin zen eta, ondorioz, Sagami fosaren inguruan norabide-mugimenduak nagusitu ziren. Horrek, plaken arteko mugaren orientazioa erabat aldatu zuen eta, Japoniako ipar-ekialdeko plakaren mendebaldean, plaken arteko muga berriaren sorrera eragin zuen. Plaken arteko mugimendu erlatiboaren aldaketa horien ondorioz, Boso puntu hirukoitzak TTF edo TFF motako puntu hirukoitzera eraldatu beharko luke. Gaur egun, Filipinetako plaka ipar-mendebalderantz mugitzen denez, Ozeano Bareko plakarekin duen muga (fosa) ipar-mendebalderantz mugituko da ere Japoniako ipar-ekialdeko plakarekiko, eta Boso puntu hirukoitza mendebalderantz desplazatu beharko litzateke Sagami fosan zehar.



10.24. irudia. Japoniako puntu hirukoitzaren bilakaera-eredu eskematikoa. A: Miozeno berantiarrean zegoen geometria. T, fosarantz hurbiltzen ari den eta Tanzawa blokea eratzen duen Izu-Bonin arkuko uharte bolkanikoa; I, Izu blokea, uharte bolkanikoa; B1, Boso puntu hirukoitzaren kokapena. B: Pliozeno goiztiarrean zegoen geometria. Tanzawa blokea fosaraino heltzen da eta Mineoka ofiolitaren (M) kokapena gertatzen da. C: Orain dela 2 Mu-ko geometria. Plaketako mugimendu erlatiboaren zein Boso puntu hirukoitzaren norabide-aldaketak. Boso puntu hirukoitza hegoalderantz mugituko da, B2 kokapenerantz. Pliozeno goiztiarrean eta 2 Mu-ren artean gertatutako Filipinetako plakaren mugimenduaren aldaketak eragiten ditu Boso puntu hirukoitzaren hegoalderanzko kokapen-aldaketa, Sagami fosako norabide-mugimenduen agerpena eta Fuji puntu hirukoitzaren (F) sorrera.

D: Puntu hirukoitzaren gaur eguneko geometria. Izu blokea fosaraino heldu da.

(Huchon eta Labaume, 1989).

V. PLAKEN ARTEKO MUGA KONBERGENTEAK

11. Subdukzio-eremuetako morfologia eta egitura

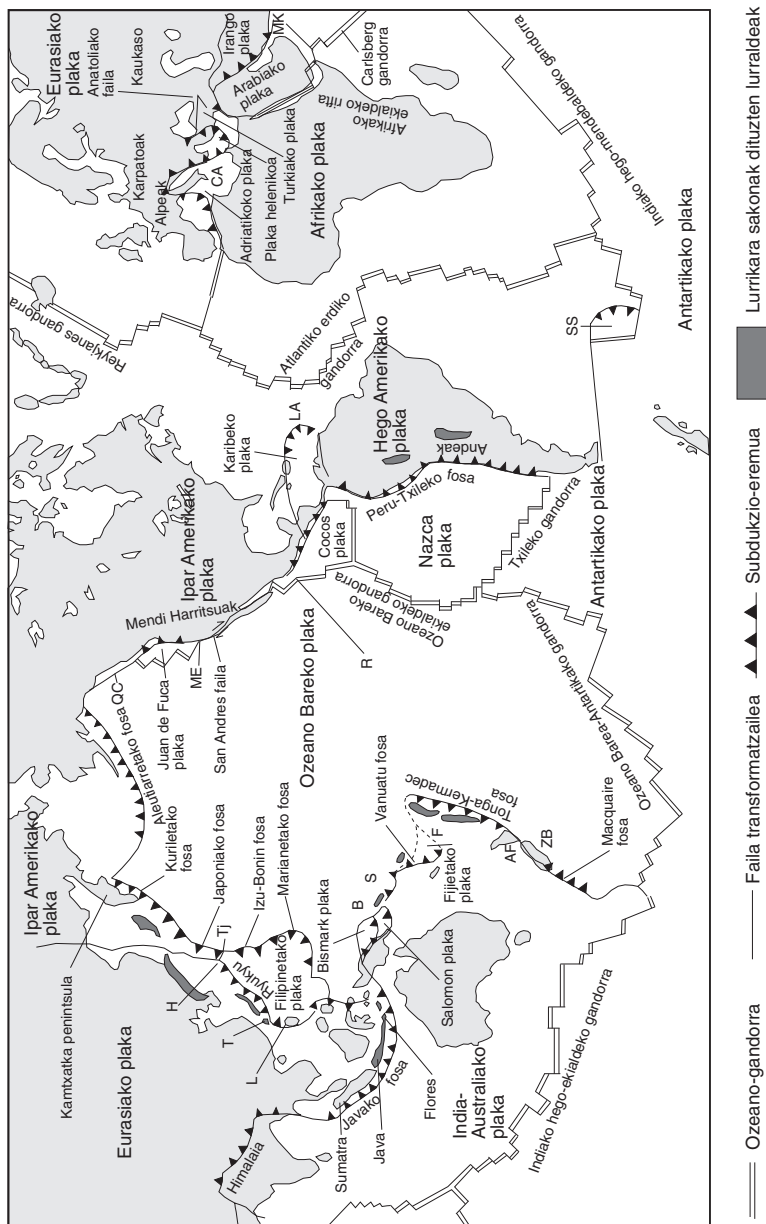
Aurreko gai batean ikusi dugu nola zatitzen den litosfera kontinental riftetan eta, ondoren, nola garatzen diren gandoorrak eta litosfera ozeanikoa. Eratu berri den litosfera ozeanikoa beroa da, dentsitate gutxikoa eta, ondorioz, gandoorrek eremu goratu jarraitua osatzen dute, lautada abisal lautik erraz bereizten dena. Baina gandoorretatik urruntzean hoztu egiten da, litosferari dagokion mantu-zatia loditu, eta ondorioz, litosferaren dentsitatea gero eta handiagoa da. Milioi urteak igaro ahala, une batean litosfera ozeanikoaren dentsitatea azpiko astenosfera beroarena baino handiagoa izango da. Orduan, litosfera ozeanikoak **subdukzioa** jasateko, hau da, astenosferan murgiltzeko gaitasuna izango du. Subdukzioaren hasiera non eta nola gerta daitekeen, oraindik konpondu gabeko arazoa da.

Subdukzioa hastean bi plaken arteko mugimendu konbergentea jaiotzen da eta dentsitate txikieneko plakak dentsitate handienekoa zamalkatzen du. Plaken arteko mugimendu konbergentea erakusten duten mugak **subdukzio-eremu** gisa ezagutzen dira eta bertan litosfera ozeanikoak litosfera kontinentalaren zein litosfera ozeanikoko beste eremu baten azpitik jasan dezake subdukzioa. Horren arabera, subdukzio-eremuak **subdukzio-eremu azpikontinental** eta **azpiozeaniko**etan sailkatzen dira. Astenosferan murgiltzen den plakaren lurrazala beti ozeanikoa izango da, ezinezkoa delako mantuak baino dentsitate txikiagoa duen lurrazal kontinentalaren subdukzioa. Beraz, subdukzio-eremuetan bi plaka kontinentalek topo egitean, subdukzioak ezin izango du denbora luzez iraun eta beste prozesu bat hasten da: mendikate orogenikoak eratzen dituen **kolisioa**. Prozesu horren ezaugarriak 12. gaian deskribatuko dira.

Subdukzio-eremua osatzen duten bi plaken arteko muga **fosa** deritzon ozeanoetako hondoaren depresio lineala da. Bertan, subdukzioa jasaten duen litosfera ozeanikoak okertu eta murgiltze-prozesua hasten du mantuan barna. Gaur egun, subdukzio-tasak 0,9 eta 10,8 cm/u bitartekoak dira. Agian, subdukzio-eremu azpiozeanikoetako ezaugarri bereizgarrienak plaka zamalkatzailean arku-geometriarekin kokatzen diren sumendiak dira: **arku bolkanikoa**, **uharte-arkua** edo **uharte-arku ozeanikoa** hain zuzen ere. Era berean, ertz konbergente azpikontinentalak lurrazal kontinentalean kokatutako sumendi-katearengatik definitzen dira. Ertz horiek **arku kontinentalak** edo **andetar motako kontinente-ertz** gisa ezagutzen dira. Aurrerantzean, batez ere, fosa, uharte-arku eta arku kontinental terminoak izango dira erabilienak. Subdukzio-eremu ozeanikoak eta azpikontinentalak kokapen tektoniko beraren adierazgarri diren ezaugarri berdintsu ugari badituzte ere, ezberdintasunak ere nabarmenak dira, batez ere, plaka zamalkatzaileak daraman lurrazal-motarekin harremanetan daudenak.

11.1. ERTZ KONBERGENTEETAKO HEDAPEN GEOGRAFIKOA: OZEANO BAREAREN INGURUKO SISTEMA

Plaken arteko muga konbergente edo suntsitzaille asko Ozeano Barearen inguruan kokatzen dira (11.1. irudia). Bertan garatutako arku bolkaniko ugarien eraginez, Ozeano Barearen inguruko lurraldeek suaren eratzuna eratzen dutela esan ohi da. Ertz horien azpitik erlatiboki estua den lurrikara ugariko eremu okertua definitzen da, sarritan 700 km-ko sakonerara heltzen dena.



11.1. irudia. Plaken arteko mugak erakusten duen munduko mapa orokorra. Batez ere subdukzio-eremuak erakusteko eratuta dago. A: Egeoko arkua, AF: Alpine faila; B: Bismark artxipelagoa; CA: Calabria; F: Fijietako plataforma; H: Honshu; L: Luzon; LA: Antilla Txikiak; ME: Mendocino puntu hirukoitza; MK: Makran; R: Rivera puntu hirukoitza; S: Salomon uharteak; SS: Hego Sandwich-eko plaka; T: Taiwan; Tj: Boso puntu hirukoitza; ZB: Zelanda Berria. (Dewey, 1976).

Alaskako golkoan has gaitezke ertz konbergenteen geografia aztertzen. Mendebalde-
rantz Aleutiarretako fosa aurkitzen dugu, bertan Ozeano Bareko plaka ipar-mendebalde-
derantz hondoratzen da Ipar Amerikako plakaren azpitik. Arku horren amaiera Kamtxatka
peninsularen ekialdean dago eta bertan hegoalderantz abiatzen den Kuriletako fosa hasten
da. Horren hegoalderanzko jarraipena Japoniako fosa da, zeina hegoalderago fosa-fosa-fosa
(TTT) bi puntu hirukoitzetan bukatzen den (10.5.4 atala). Hortik, bi fosa ozeaniko berri
sortzen dira: hegoalderantz luzatzen den Izu-Bonin-Marianetako fosa eta hego-mende-
balderantz abiatzen den Ryukyu fosa, Filipinetako plakaren ekialdeko eta mendebaldeko
mugak osatuz, hurrenez hurren. Izu-Bonin-Marianetako ertz konbergentean Ozeano Bareko
plaka Filipinetako plakaren azpitik hondoratzen da, eta Ryukyu fosan, aldiz, Filipinetako
plaka da subdukzioa jasaten duena Eurasiako plakaren azpitik. Ryukyuko uharte-arkuaren
sistema Asiako kontinente-ertzean bukatzen da, Taiwan uhartearen (T) inguruan.

Taiwan hegoaldean subdukzioaren geometria konplexuagoa da. Hasteko, subduk-
zioaren polaritatea aldatu egiten da; izan ere, subdukzioa ekialderanzkoa da Taiwan
hegoalde-
tik abiatuta, Luzon mendebalde (L) zeharkatuz, uharte horren hegoalderaino.
Eremu hori Filipina uhartearen ekialdean kokatutako mendebalde-
derantzko subdukzioa duen Filipinetako subdukzio-eremuarekin faila transformatzaile baten bitartez lotzen da. Azken
subdukzio-eremu hori oso egitura konplexuen bitartez galtzen da Indonesiako uharteetan,
non lau plaka nagusien mugek (Filipinetakoak, Ozeano Barekoak, Australia-Indiakoak eta
Eurasiakoak) elkar jotzen baitute.

Lurralde konplexu honen mendebaldean Javako fosa hedatzen da, bertan Australia-
Indiako plaka iparralde-
derantz hondoratzen da Eurasiako plakaren azpitik. Ekialdean, aldiz,
Bismark artxipielagotik (B) eta Salomon (S) eta Vanuatu uharteetatik zehar ipar-
ekialderantzko subdukzioa erakusten duen fosa ozeanikoa hedatzen da. Ekialderago plaka
txiki ugari daude eta horien arteko mugek egitura konplexuak eratzen dituzte. Ondoren,
Fijietako plataformaren (F) bitartez mendebalde-
derantzko subdukzioa duen Tonga-Kermadec
subdukzio-eremuaren iparraldeko muturra dago. Subdukzio-eremu horren hegoaldeko
muturra, aldiz, ekialderantzko subdukzioa erakusten duen Macquaire subdukzio-sistemaren
iparraldeko muturrarekin dago konektatuta Zeelanda Berria zeharkatzen duen Alpine faila
transformatzailearen bitartez. Macquaire subdukzio-eremua Indiako hego-ekialdeko eta
Barea-Antartikako gandorrekin batera osatzen duen puntu hirukoitzean amaitzen da.

Ozeano Barearen ekialdean, Alaskako ertz konbergentea Estatu Batuetako ipar-
mendebaldeko Ur-jauzien mendikatearen parean kokatutako subdukzio-eremu txiki batekin
dago lotuta Queen Charlotte uharteetako faila transformatzailearen (QC) bitartez. Ertz
konbergente horrek Mendocino puntu hirukoitzean (ME) du bukaera. Puntu hirukoitz
horretatik eta Mexiko mendebaldean kokatuta dagoen Rivera beste puntu hirukoitz baten
(R) artean San Andres faila-eremua luzatzen da. Hor jaiotzen da Erdialdeko Amerika eta
Hego Amerikako mendebaldeko ertz guztia osatzen duen subdukzio-eremu azpikontinen-
tala. Gerriko horren bi adar barneratzen dira Ozeano Atlantikoan, ertz suntzitzaile labur bi
eratuz: Antilla Txikietako ertza (LA) Karibeko plakaren ekialdean, eta Hego Sandwich-eko
plaka (SS) Atlantikoko hegoaldean.

Sistema alpetar-himalaiarrean, litosfera ozeanikoaren subduzizioa gertatzen deneko plaken arteko hiru muga konbergente laburrak dira oraindik aktibo. Alde batetik, Mediterraneoan kokatzen diren Calabriako (CA) eta Egeoko (A) mugak, eta bestetik, Irango plakaren hego-mendebaldeko mugan zehar luzatzen den Makraneko subdukzio-eremua (MK).

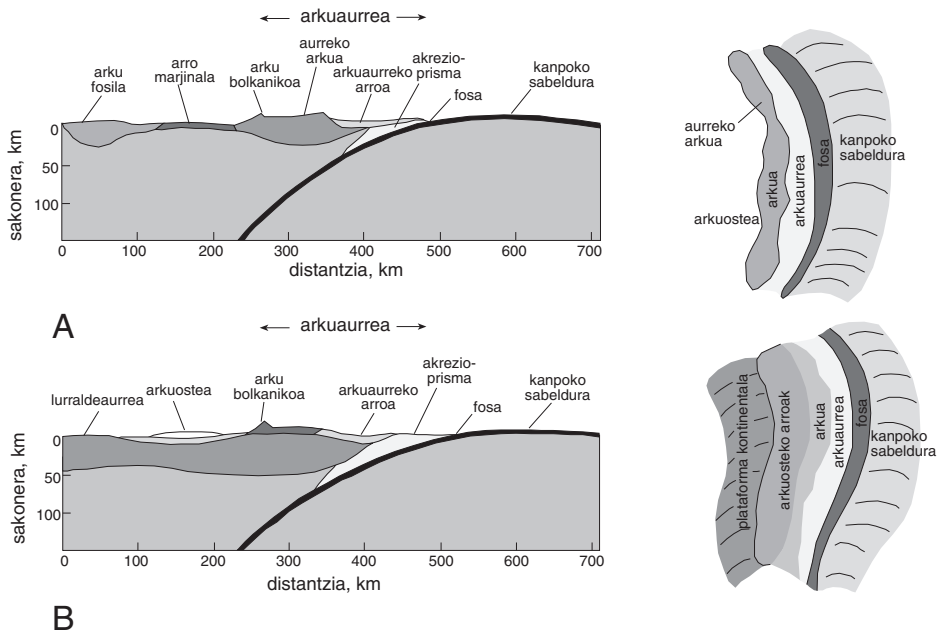
11.2. ERTZ KONBERGENTEENFISIOGRAFIA

Ertz aktibo guztiek (luzera, adina edo eboluzio-egoera alde batera utzirik) eskema topografiko antzekoa erakusten dute, eta horren arabera ezaugarri ezberdineko eremu geologikoak bereizi izan dira. 11.2.A. eta 11.2.B. irudietako ertz konbergente azpiozeanikoaren eta azpikontinentalaren mapan eta zehar-ebaki eskematikoetan eremu geologikoen kokapena eta izaera zehazten dira, bi subdukzio-moten arteko antzekotasun eta ezberdintasunekin batera. Hondoratzen ari den plakatik zamalkatzen denerantz abiatuta, ezberdintzen diren eremuak hurrengo hauek dira:

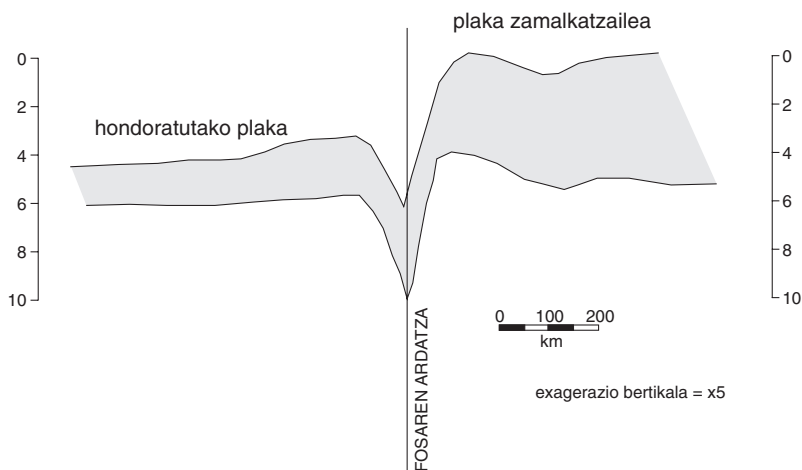
Kanpoko sabeldura. Hondoratzen den litosfera ozeanikoa okertzen hasi aurretik garatutako topografiaren konkordura txiki bat da. Normalean, alboko lautada abisala baino ehunka metro gutxi batzuk altuago egon ohi da (200-400 m). Hondoratzen den plakaren kurbaturak eta gaineko plakak eragindako gainzamak kontrolatzen dute konkorduraren eite orokorra.

Fosaren kanpoko horma. Kanpoko konkorduraren goiko partetik fosa ozeanikoaren ardatzeraino, hau da, plaka zamalkatzailearen eta hondoratzen den plakaren arteko mugaraino luzatzen den eremu ozeanikoa da.

Fosa. Plaken arteko muga konbergentea eratzen duen haran topografiko sakona da, hain zuzen ere. Tipikoki, 10-15 km-ko sakonera izaten du, 5-10 km ozeanoetako lautada abisalen azpitik, beraz, munduko sakonera handienak (Marianetako fosa) ingurune hauetan daude kokatuta. Ehunka edo milaka kilometrotan luzatzen dira (Kermadec-Tonga fosak 700 km ditu eta Peru eta Txilen zehar luzatzen denak 4.500 km). Fosak asimetrikoak izaten dira (11.3. irudia): kanpoko hormaren malda txikia izaten da ($< 5^\circ$) eta barneko hormarena handiagoa ($> 10^\circ$).



11.2. irudia. Plaken arteko muga konbergenteak. A: Litosfera ozeanikoko bi plaken arteko konbergentziaren, hau da, subdukzio azpiozeanikoaren mapa eta zehar-ebaki eskematikoak. B: Litosfera ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko konbergentziaren, hau da, subdukzio azpikontinentalaren mapa eta zehar-ebaki eskematikoak. (Karing, 1974).



11.3. irudia. Ozeano Barearen inguruko uharte-arkuen aurreko fosan zehar burututako 30 profil batimetrikoak barneratzen dituen esparrua grisez irudikatu da. (Hayes eta Ewing, 1970).

Ertz azpikontinentaletan, fosaren ardatza kontinentearen geometria irregularrera moldatzen da. Aldiz, subdukzioa azpiozeanikoa denean, fosek arku-geometria erakusten dute, non plaka zamalkatzailea arkuaren alde ahurrean, eta hondoratzen ari den plaka alde ganbilean kokatzen diren. Fosaren ardatzaren eite kurbatuaren ondorioz, oso arraroa da bi plaka konbergenteen mugan zehar plaken arteko mugimendu erlatiboa fosarekiko perpendikularra izatea. Arkuaren ertzetan, plaken arteko muga eta mugimendua parelelizatu egiten dira, sarritan muga faila transformatzaile bihurtuz.

Barneko horma. Fosaren kanpoaldekoa baino garaiera handiagoa lortzen du (11.3. irudia); nonbait uraren gainetik ere ikus daiteke.

Akrezio-prisma edo akrezio tektonikoaren prisma. Fosaren barneko horma akrezio-prismaren kanpoko mugari dagokio ere. Hondoratzen ari den lurrazal ozeanikoaren gainean garraiatutako sedimentuak eta arku bolkanikotik datozenak, batez ere turbiditak eta material piroklastikoa, deformatu egiten dira plaken arteko ukipenean. Sedimentu horietako batzuk lurrazal ozeanikoarekin hondoratuko dira baina beste kopuru bat azalean geldituko da, akrezio-prisma eratuz arku bolkanikoaren aurretik.

Kanpoko zimur sedimentarioa. Sarritan, akrezio-prismako sedimentu deformatuen pilaketaren ondorioz eratutako garaiera txikiko gandorra da. Zenbait kasutan gandorra uraren gainetik luzatzen da, Barbados uharteak edo Indonesiako Timor eta Ceran uharteak dira adibideak. Eremu topografiko goratu honi esker, arku bolkanikotik datorren sedimentu-kopuru bat ezin da fosaraino heldu eta akrezio-prismaren gainean pilatzen da.

Arkuaurreko arroa. Batez ere, arku bolkanikoen higaduraz sortutako sedimentu ez-helduak eta arroka piroklastikoak dira arro honetan metatzen direnak eta ez dute deformazio edo metamorfismo nabaririk pairatzen. Ondorioz, akrezio-prismako material deformatu eta metamorfizatuetatik berehala ezberdin daitezke, gainera, horien gainetik diskordanteki kokatuta daude.

Arkuaurrea edo arku-fosa eremua. Fosaren ardatzaren eta arku bolkanikoaren artean gelditzen den lurraldea da. Honen barruan geratuko lirateke aipatutako barneko horma, akrezio-prisma zein arkuaurreko arroa.

Arku edo kate bolkanikoa. Arkuaurrearen ostean garatzen da eta nabarmena da topografian **arkuaren basamentua** osatzen duten arroka zaharragoen gainean eratzen duen altugunea. Uharte-arkuetan arkuaren basamentua goratzen ari diren lurrazal ozeanikoa zein sakonera txikiko plataforma itsastarra osatzen dituzten materialak izan ohi dira. Arku kontinentalak, aldiz, itsas mailatik 1 eta 5 kilometro artean goratuta daude eta basamentua lurrazal kontinental heterogeneoak osatzen du. Uharte-arku gehienetako sumendiek 1 eta 2 km bitarteko garaiera izaten dute itsas mailarekiko, arkuko basamentuaren garaiera edozein izanik ere. Aldiz, arku kontinentaletako sumendien altuera basamentuko altueraren araberakoa izango da eta, gehienetan, basamentuaren azaletik gora 3 km luzatzen dira.

Arkuostea. Oro har, arku bolkanikoaren atzean geratzen den eskualdea definitzeko erabilitako terminoa. Uharte-arkuetan litosfera ozeanikoaren egitura sakonera abisalak dituzten arroen bitartez egon daiteke eratuta eta orduan **arro marjinal** deritzogu. Arro hauek uharte-arkuetako lurrazalaren izaera eta lodiera duten eta **arku-fosilak** deritzen gandor topografiko jarraituez inguratuta egon daitezke. Arro marjinaletan litosfera ozeaniko berria sortzen duen ozeano-gandorra ere gara daiteke, edozein ozeano-gandorren pareko

jarduera erakutsiz. Aldiz, arku kontinentaletan arkuostea lurrazal kontinentalaren gainean garatutako arroa da, eta airepekoa zein urak estalitako sakonera txikiko arro itsastarra izan daiteke. Normalean serie bolkaniko eta bolkanosedimentario oso lodiak pilatzen dira bertan.

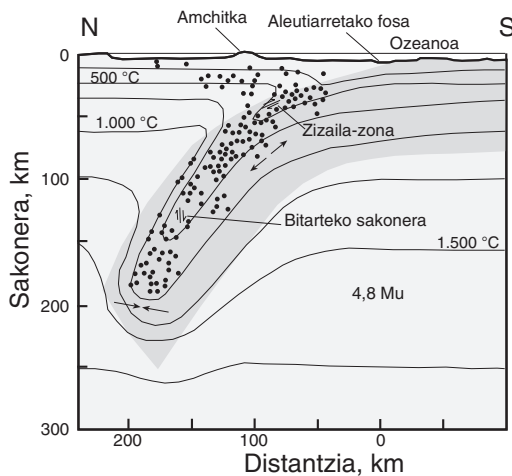
11.3. SUBDUKZIO-EREMUEN EZAUGARRI GEOFISIKOAK

Datu geofisikoeak subdukzio-eremuetako egitura eta lurralde hauetan eragina duten prozesu tektonikoak hobeki ezagutzen lagun dezakete. Ondoren, mota honetako ertzen sismizitatea, egitura sismikoa, bero-fluxua eta anomalia grabimetrikoak aztertuko dira.

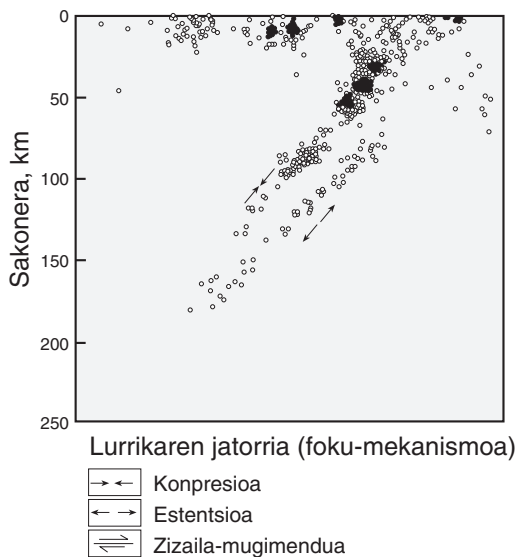
11.3.1. Sismizitatea

Plaken eremu konbergenteetan lurreko energia sismikoaren 3/4-ak baino gehiago erabiltzen dira. Subdukzio-eremuetan, zehazki, lurrikaren fokuak hiru eremutan pilatzen dira: litosfera zamalkatzailean baina batez ere akrezio-prisman eta arku bolkanikoaren azpian; plaka bien arteko mugan; eta hondoratzen ari den plakaren barnean. Fokuen sakonera oso aldakorra da ingurune horietan eta azaleko (0-100 km), sakonera ertaineko (100-300 km) eta ingurune hauetako bereizgarriak diren sakoneko (300-700 km) lurrikarak bereizten dira. 700 km-tik behera, subdukzitutako plakaren tenperatura jada portaera hauskorra mantentzeko oso altua da eta, ondorioz, ez da lurrikararik sortzen.

Kate bolkaniko guztien azpitik, plaken arteko mugan eta hondoratzen ari den lauzaren barnean gertatutako lurrikarek Benioff edo **Wadati-Benioff eremua** deritzon (eremua finkatu zuten sismologoen omenez) xingola sismiko okertua zehazten dute. Eremu horretako lurrikarek hondoratzen ari den litosfera ozeanikoan dute fokua, nahiz eta beraien litosfera ozeanikoaren barneko kokapena sakonerarekin aldatu (11.4. irudia). Hondoratzen den litosfera ozeanikoa inguruko mantua baino hotzago dagoenez, abiadura sismiko handiagoa izango du eta sakonean erakusten duen kokapena normala baino uhin sismikoen abiadura handiagoa duten uhinak aztertuz zehatz daiteke. Hondoratutako lauzaren kokapena eta lurrikaren fokuen erkatuz sakonera eskasean zona sismikoa hondoratutako plakaren goiko gainazalean aurkitzen dela ikus daiteke, bi plaken arteko marruskadura gertatzen den eremuan (11.4.A. irudia). Sakonera handiagoko zona sismikoa lauzaren barnean aurkitzen da, zeren kanpoko aldea, jadanik, esfortzuen aurrean izaera moldakorra izateko bezainbeste berotuta egongo bailitzateke. Gainera, zenbait kasutan, Japoniako ipar-ekialdean adibidez, Wadati-Benioff eremua bi azaleratan bereizita dago: bata lauzaren gainazalean eta bestea plakaren barnean (11.4.B. irudia).



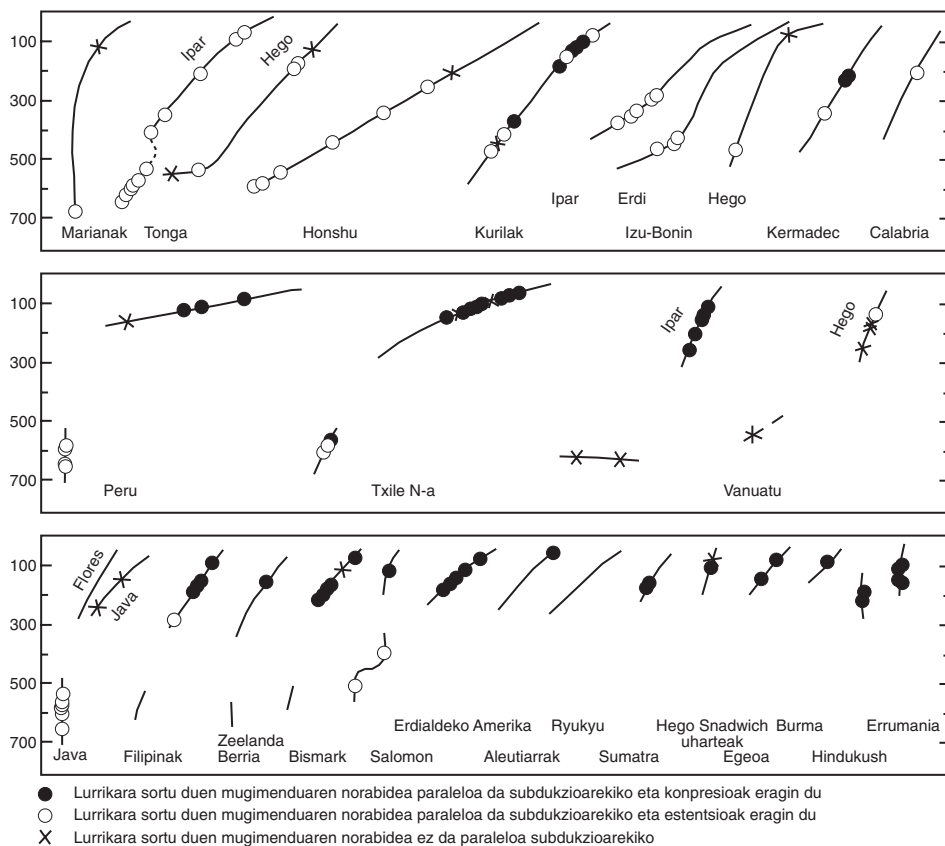
A



B

11.4. irudia. Sismizitatearen banaketa subdukzio-eremuetan. A: Aleutiarretako arkuaren adibidea, bertan benetako eskalan, hondoratutako lauza (gris ilunagoa), lurrikarak (puntuak) eta balizko isotermen banaketa erakusten dira. B: Japoniako adibidea, lurrikarak hondoratzen ari den lauzaen barnean bi planotan banatuta aurkitzen dira. Geziek balizko deformazio-mekanismoak adierazten dituzte. (Toskoz, 1976; Uyeda, 1976).

Eremu sismikoaren okerdura 40° eta 60° bitartekoa izan ohi da, baina ugari dira parametro horietatik urruntzen diren subdukzio-eremuak (11.5. irudia). Gainera zenbait tokitan okerdura-aldaketak sumatu dira, zenbait subdukzio-eremutako okerdura oso txikia da azalean eta sakonerarekin handituz doa (Marianetako subdukzio-eremua), kontrakoa ere gerta daiteke (Tongako subdukzio-eremua), eta angelu txikiko eta handiko tarteen txandakatzea ere (Izu-Bonin subdukzio-eremua). Zenbait subdukzio-eremutan Wadati-Benioff eremuaren etenak ere zehaztu ahal izan dira (Peru, Ipar Txile, Vanuatu edo Javako zona sismikoetan, adibidez). Zalantzak daude okerdura-aldaketen arrazoiak zehazteko orduan; aldiz, argi dago eremu sismikoaren etenak kolisioek edo polaritate aldaketek eragindako subdukzioerik gabeko tartekak adierazten dituztela.



11.5. irudia. Munduko eremu sismikoetan zehar burututako zehar-ebakiak. Lerroek plaken arteko mugen kokapena adierazten dute. (Isacks eta Molnar, 1972).

Lurrikaretako foku-mekanismoak aztertuz, ingurune bakoitzean gertatutako lurrikaren izaera finka daiteke. Sakonera txikietan, hondoratzen ari den lauzaren goiko aldean edo plaka zamalkatzailearen barne, lurrikarak konpresioaren eraginpean sortutako alderantzizko failen ondorioa direla zehatz daiteke. Aldiz, 400 km-ko sakonerara iritsi ez diren lauzetako lurrikara sakonagoak (100-400 km) hondoratzen ari den plakarekiko

paraleloak diren estentsio-indarren eraginez sortzen dira. Sakonera handiagoetaraino hondoratzen diren lauzen barne, azaleko lurrikarak estentsioaren eraginez, eta sakonekoak, aldiz, konpresioaren eraginez sortzen dira. Sakonera handienak lortzen dituzten lauzen barneko lurrikara guztiak konpresioaren eraginez sortzen dira.

Azaleko lurrikaren izaera konpresionalak ez du zalantzarik sortzen, bi plaken arteko mugimendu konbergenteak eragiten duelako konpresioa. Litosfera mantuan barneratzearen arrazoia jadanik hondoratuta dagoen lauza zatiak eragindako bultzada bada, Wadati-Benioff eremuaren azaleko lurrikarak estentsioaren eraginez sortu behar dira. Sakonean, lauza hondorapenari mantuak gero eta eragozpean handiagoak jartzen badizkio, lauza eremu sakonek lauza gaineko eremuen gainzama jasan behar izango dute, eta bertan konpresioz sortutako lurrikarak izango dira.

Japoniako ipar-ekialdean definitutako eremu sismiko bikoitzean gaineko azaleran sortutako lurrikarek hondoratzen den lauza eremuaren konpresio paraleloa erakusten dute; azpiko azaleran sortutakoak, aldiz, lauza eremuaren estentsio paraleloa. Foku-mekanismoen bitartez lortutako datuak, hondoratzen den litosfera okertzean sortutako indarrak aztertuz interpreta daitezke. Litosfera ozeanikoa okertzean estentsio-indarrak sortuko dira azalean eta konpresio-indarrak sakonago (toles baten gontzan bezala), baina sakonean, okerdura desagertzean, konpresio-indarrek eragina izan duten eremuetan estentsioa izango da nagusi eta alderantziz.

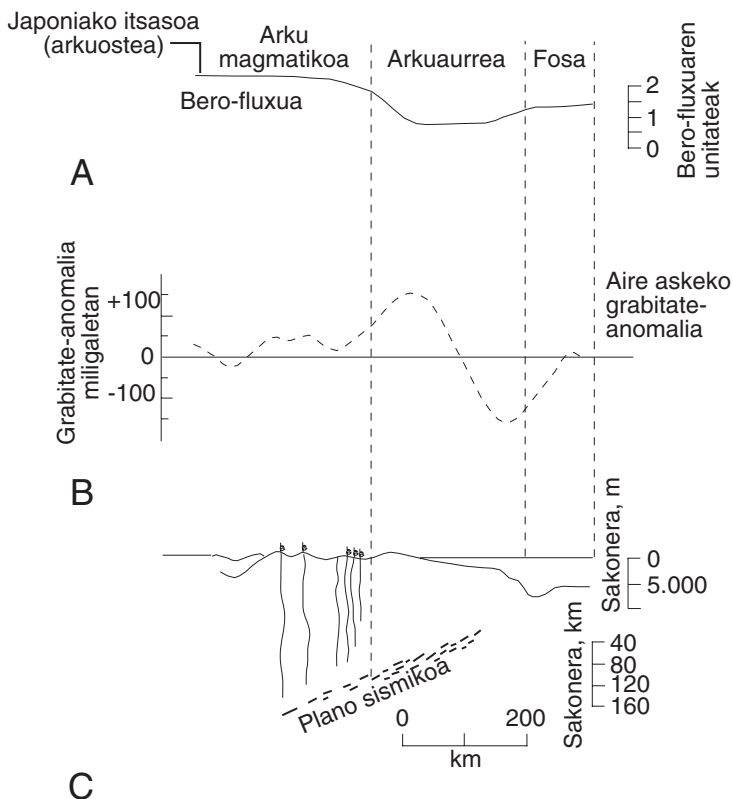
11.3.2. Lurrazalaren izaera eta egitura

Errefrakzio sismikoen ikerketek erakusten dute uharte-arku helduen azpitik dagoen lurrazalaren lodiera 12-36 km bitartekoa dela eta batez bestekoa 30 km-koa. Normalean, denborarekin loditu egiten da, eta batez ere arroka bolkaniko, plutoniko eta bolkanoklastikoek eratzen dute. Arku aurre eskualdeko lurrazalaren lodiera lurrazal ozeaniko estandar eta arku nagusiarenaren bitartekoa izan ohi da. Arro marjinalen, aldiz, lurrazalaren lodiera lurrazal ozeaniko arruntarenaren antzekoa izan ohi da. Arku kontinental gehienetan, aldiz, lurrazalak batez beste 25-40 km bitarteko lodiera izaten du, arku bolkanikoa bera barne. Zenbaitetan, lurrazala askoz lodiagoa izan daiteke (50-70 km), erdiko Andeak kasu.

Lurrazalaren izaerari dagokionez, aipatu behar da hondoratzen den litosferak lurrazal ozeaniko tipikoa daramala beti gainean. Arku bolkanikoa, aldiz, gaur eguneko jardueraren plutonobolkanikoarekin aberasten den lurrazal kontinental zaharrez edo, baita, plutoiak eta sumendiak sortu ahala loditzen eta konposizioz aldatzen den sustratu ozeaniko batez eratuta egon daiteke. Azken prozesu horren bitartez, lurrazal ozeanikoaren eta kontinentalaren arteko ezaugarriak dituen lurrazala lortzen da. Arro marjinalen hondoa, gehienetan, lurrazal ozeanikoz eratuta egoten da, nahiz eta arruntak izan lurrazal kontinentalaren edo bitarteko lurrazalaren aztarnak.

11.3.3. Bero-fluxua eta grabitate-anomaliak

Bero-fluxuaren neurketek, subdukzio azpikontinentaletako zein azpiozeanikoetako eremuetan, fosan eta arkuaren eta fosaren arteko lurraldean anomalia negatiboa erakusten dute, eta anomalia positiboa arku bolkaniko aktiboan eta arkuosteko eremuan (11.6.A. irudia). Datu hauek arrazoitzen dira litosfera hotza fosaren azpitik hondoratzen delako eta magmen jatorria arku bolkanikoen azpian dagoelako.



11.6. irudia. Bero-fluxua eta grabitate-anomaliak Japoniako uharte-arkuan zehar.

A: Bero-fluxuaren anomalia. B: Aire askeko grabitate-anomalia. C: Topografia eta Wadati-Benioff eremua eskala ezberdinetara. (Ernst, 1974).

Plaken arteko eremu konbergenteek beti anomalia grabimetriko handiak eragiten dituzte. Horrek adierazten du lurralde hauetan lurrazala, oreka isostatikotik kanpo, dinamikoki mantentzen dela. Anomaliak eragin dituzten esfortzuak desagertzean lurraldeak mugimendu bertikal nabarmenak pairatuko ditu oreka isostatikoaren bila.

Kanpoko sabelduran anomalia positibo txikia (+50 miligal) neurtu ohi da, litosferaren okerdurak sortutako hondo ozeanikoaren eta Mohoaren igoera lokalarekin azaltzen dena. Fosa ozeanikoan eta arkuaurrean anomalia negatibo gogorrak (-200 miligal) neurtzen dira (11.6.B. irudia). Lurralde horietan, litosfera hondoratuaren eiteak Mohoa eta arroka astunez eratutako mantua azaletik urruntzen ditu eta horren ondorioz sortutako hutsunea ur-geruzak (fosan) edo sedimentu-pilaketak (akrezio-prisman) betetzen dute. Fenomeno biak bateratuz masa- eta dentsitate-murritzeta nabarmenak gertatzen dira eta anomalia grabimetriko negatibo esanguratsuak sortu. Aldiz, arku bolkanikoan 100 eta 200 miligal arteko anomalia grabimetriko positiboa izan ohi da. Anomalia positiboaren arrazoi nagusia da arkuaren azpitik dagoen lauza astun eta hotzak eragindako masa-soberakina. Hala ere, mantuan jatorria izan eta lurrazalean gogortzen diren arroka plutoniko eta bolkanikoei eragindako gainzama ere kontuan hartu beharrekoa da.

Laburbilduz, subdukzio-eremuak desoreka isostatiko nabarmenean daudela esan daiteke eta baldintza horietan, subdukzioa gelditu edo moteltzen bada, ingurune ezberdinetan oreka isostatikoa berreskuratzeko mugimendu bertikal nabarmenak gertatuko dira.

11.4. ERTZ KONBERGENTEETAKO EREMUEN EGITURA

Aurretik deskribatutako eremu fisiografiko bakoitzak egitura bereziak garatzen ditu eta, atal honetan, eremuak eremu deskribatuko dira fosaren kanpoko sabelduratik hasi eta arkuostera.

11.4.1. Fosa eta arkuaurreko eremua

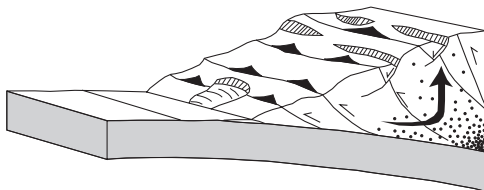
Esan ohi da kanpoko sabeldura sortzen dela litosfera ozeanikoa mantuan barneratzean sortzen duen okerdura elastikoaren eraginez. Oro har, faila normal gutxi batzuk erakusten ditu eta horietatik zenbait ozeanoaren aurreko eboluzio-urratsetan sortuak izan daitezke. Faila zaharrek eta berriek erakusten duten orientazioarengatik bereiz daitezke. Litosferaren hondoratzearekin erlazionatutako failak fosarekiko paraleloak izan ohi dira; aurretik sortutakoek, aldiz, ez dute zertan fosarekiko orientazio berezirik erakutsirik. Kanpoko sabelduran sortzen diren lurrikara eskasek, oro har, hondoratutako plakaren okerdura-ardatzarekiko estentsio-norabide perpendikularra erakusten dute.

Fosa ugari, batez ere, plaka zamalkatzaitetik abiatzen diren fluxu-korronteen eraginez horizontalki kokatutako sedimentu turbiditikoek estalita daude.

Arkuaurrea, aldiz, guztiz ezberdinak diren muturreko bi egoeren artean aurki daiteke. Alde batetik, sedimentu-geruza finez estalitako arkuko basamentuaren arroka deformatuek egon daiteke osatuta. Bestetik, deformatutako sedimentu-kopuru izugarrien pilaketa-eremua izan daiteke, akrezio-prisma deritzon egitura sortuz. Ingurune hauetan akrezio-prismak egitura esanguratsuenak direnez, ondoren xehetasunez deskribatu eta aztertuko dira.

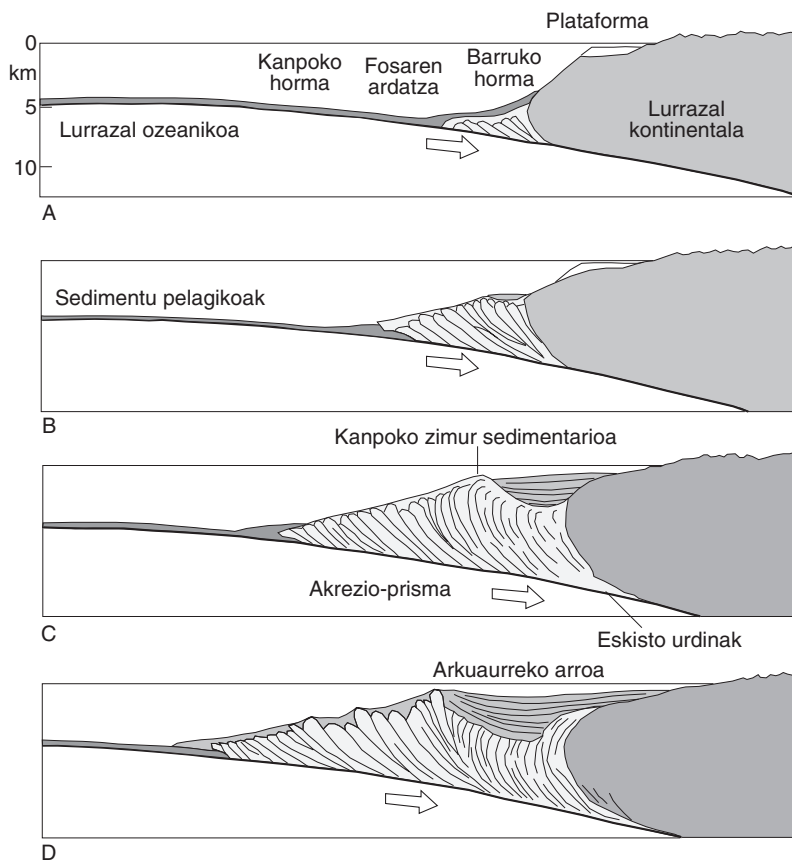
11.4.1.1. Akrezio-prismen egitura

Akrezio-prismen egitura ezagutzea ez da batere erraza izan subdukzio-eremuetako deformazioaren kopuru nabarmena bertan xurgatzen delako. Sedimentuak hain daude deformatuta ezen orain dela gutxi arte ezin izan baita bertako irudi sismiko esanguratsurik lortu. Deformazioa fosaren barneko horman hasten da, beraz, muga topografiko horrek deformazio-frontea markatuko luke. Akrezio-prismaren arrokak, tipikoki, subdukzio-eremuekiko sintetikoak diren —hau da, noranzko berdinean okertzen diren— alderantzizko faila horizontal inbrikatu ugari zeharkatzen dituzte (11.7. irudia). Kasu gutxi batzuetan faila antitetikoak ere —subdukzioaren aurkako noranzkoan hondoratzen direnak— aurkitu dira.



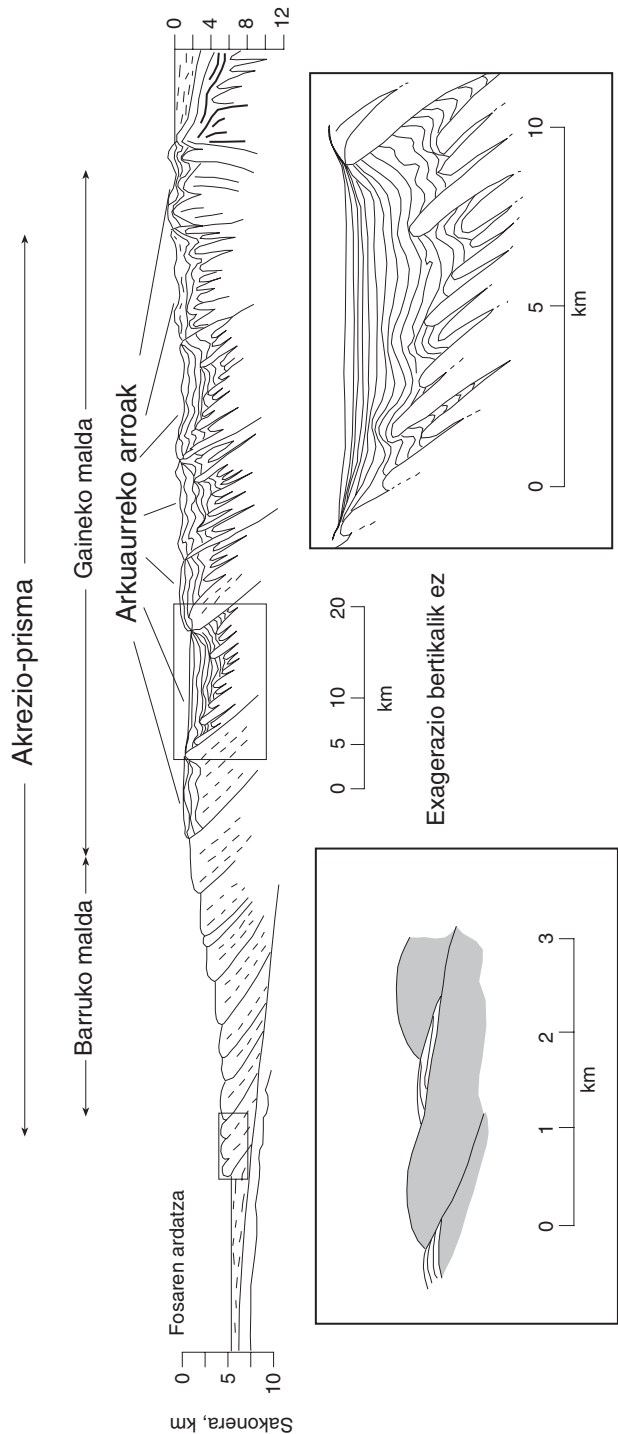
11.7. irudia. Akrezio-prismetan sedimentuek duten fluxu-ibilbide arrunta.
(Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Akrezio-prisma osatzen dute hondoratzen ari den lurrazal ozeanikoaren gainean garraiatutako sedimentu pelagikoek zein arkuan jatorria duten eta korrante turbiditikoek bidez fosaraino garraitu diren sedimentuek (11.8. irudia). Sedimentu-pilaketa handitu ahala, kanpoko zimur sedimentarioa garatzen da eta erliebe topografiko honek arkuan jatorria duten sedimentuak fosaraino heltzea galaraziko du, arkuaurreko arroan konfinatuta geldituko direlarik (11.8. irudia).

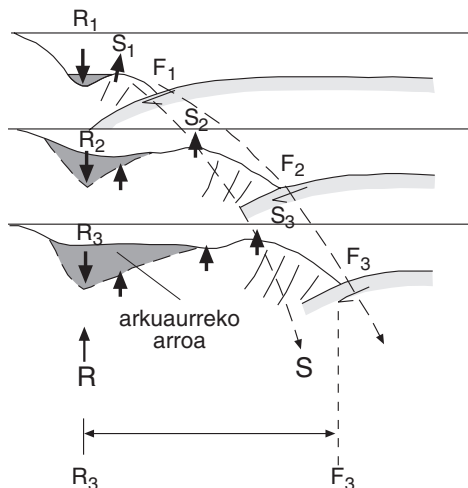


11.8. irudia. Akrezio-prisma baten eraketa-urratsak. Akrezio-prisma garatu ahala fosaren eta arku bolkanikoaren arteko tartea gero eta handiagoa da. (Dickinson eta Seely, 1979).

Alde batetik zein bestetik, fosaraino heltzen diren sedimentuak akrezio-prismara gehituko dira, subdukzioak jadanik eratutako akrezio-prismaren edo plaka zamalkatzailearen azpitik barneratu ahala. Fosara heldutako azken sedimentuek akrezio-prisma zaharraren azpitik barneratuko den ezpal antzeko bat osatuko dute. Ezpalek fosatik urruntzean gero eta okerdura handiagoa duen zamalkadura-sistema inbrikatua osatuko dute (11.9. irudia). Ezpal berrien etengabeko barneratze-prozesuak akrezio-prismaren bolumena handituko du eta baliteke arku zahartzearekin batera subdukzio-eremuko okerduraren murrizketa eragitea ere. Era berean, fosaren ozeanoranzko migrazioak fosaren eta arku bolkanikoaren arteko tartea handitzea eta arkuaurreko arroa zabaltzea eragiten ditu ere (11.10. irudia).

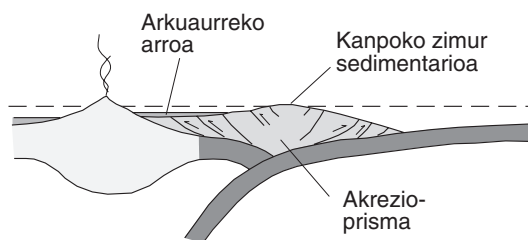


11.9. irudia. Zamalkadura inbrikatuen zehar-ebaki estrukturala eta sedimentu-pilaketa akrezio-prisma batean (Indonesia). Ikerketa sismikoan oinarritutako interpretazioa. Eskala horizontala eta bertikala berdinak dira. (Moore eta Karing, 1976).



11.10. irudia. Akrezio-prisma handitu ahala, fosa ozeanikoaren ardatza hondoratzen ari den plakaren gainean desplazatzen da. $F_{1,2,3}$: Fosaren kokapenak denboran zehar; $R_{1,2,3}$: Erreferentzia-puntu finkoa; $S_{1,2,3}$: Kanpoko zimur sedimentarioaren gailurrak denboran zehar duen kokapena. (Karig eta Sharman, 1975).

Beraz, akrezio-prismaren sorrera eta eraketa, gutxienez, hiru ezaugarri hauek baldintzatzen dute: sedimentazioaren proportzioak (batez ere lur-jausi turbiditikoaren maiztasuna fosaren gain); subdukzioaren abiadurak eta iraupenak; eta subdukzio-eremuraino garraiatzen den sedimentu-proportzioak. Sedimentu ugariko subdukzio-eremuetan akrezio-prismak egitura ezberdineko bi zati izaten ditu (11.11. irudia): ozeano aldeko zatian alderantzizko faila sintetikoak dira nagusi eta arku bolkanikoaren aldeko zatian faila antitetikoak. Baldintza hauetan akrezio-prisma isolatu egiten da, hondoratzen ari den plakatik zein arkuaurreko basamentutik bereiziz.



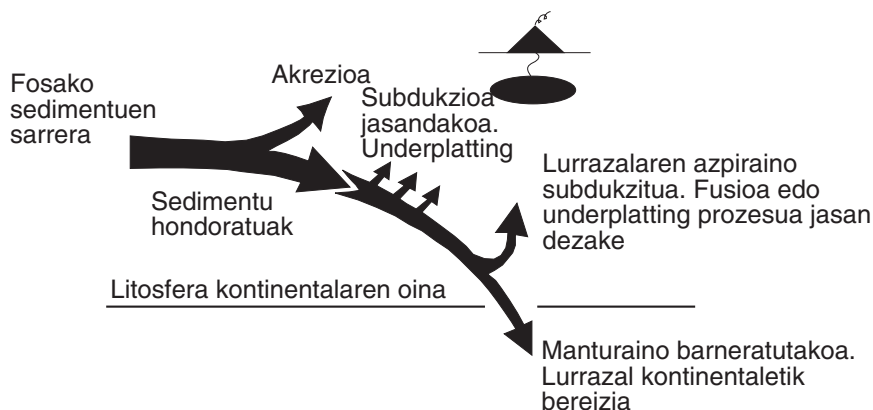
11.11. irudia. Bergentzia bikoitzeko akrezio-prismaren irudia. Plaka zamalkatzailearen gainetik faila antitetikoak dira nagusi eta faila sintetikoak hondoratutako plakaren gainetik. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Zenbait subdukzio-eremutan uharte-arkuetako edo kontinenteen basamentuko arroka zaharrak ikus daitezke fosaren barneko horman. Kasu horietan, akrezio-prisma txiki bat definitzen da, edo sarritan hau ere ez da ikusten (Erdialdeko Amerikako fosan, adibidez); sedimentu-geruza meheak baino ez dira pilatzen fosako eremu zamalkatzailean eratutako

arroetan. Baliteke baldintza hauek subdukzio-eremuetara sedimenturik heltzen ez delako sortzea, baina sedimentu ugari biltzen dituzten zenbait subdukzio-eremutan ere, ez da akrezio-prismarik garatzen edo garatu beharko lukeena baino txikiagoa da. Zergatik?

11.4.1.2. Fosara heldutako material terrigenoen bideak

Lurrazal ozeanikoaren gainean garraiatutako sedimentu pelagikoak fosaraino garraiatuak direnean edo arku magmatikoan jatorria dituzten turbiditak bertan pilatzean, zenbait bideri jarraitzeko aukera izango dute (11.12. irudia). Alde batetik, sedimentu hauek hondoratzen ari den litosferatik banatu eta akrezio-prismara igaro daitezke (akrezioa); bestetik, subdukzioa jasan dezakete, sakonera handiagoetara barneratuz (*underthrust*). Bigarren aukera baliatuz gero, sedimentuek hainbat bide izango dituzte ere. Alde batetik, hondoratu ahala akrezio-prismaren edo plaka zamalkatzailearen azpian atxikitzeko aukera beti izango dute zabalik (*underplating*). Aurrera jarraituz gero, subdukzio-eremuetako prozesu magmatikoetan parte hartu eta arroka plutoniko edo bolkaniko gisa berriro lurrazalera bueltatzeko aukera dute ere. Azkenik, litosfera ozeanikoarekin batera manturaino barneratu eta bertan gelditu daitezke ere (11.12. irudia).

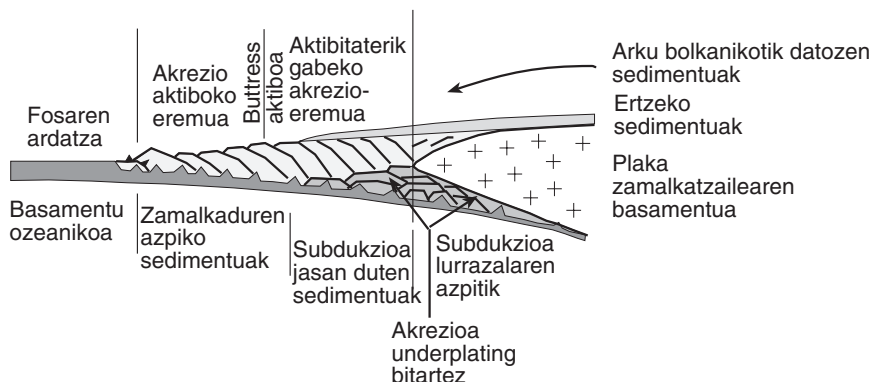


11.12. irudia. Sedimentuek fosaraino garraiatuak direnean jarrai dezaketen bidearen eskema. (Von Huene eta Scholl, 1991).

Arku bolkanikoetako arroka igneoen analisi geokimikoetan lortutako elementu urri eta isotopoen arteko erlazioei esker ziurtatu izan da magmen sorreran subdukzitutako material terrigenoek oso eragin eskasa dutela. Beraz, barneratze-prozesua jasan duten materialek bi bide dituzte: akrezio-prismaren edo lurrazal kontinentalaren azpian atxikita geratzea edo manturaino heltzea.

Akrezio-prisma osatzen duten sedimentuak zehaztasun handiagoarekin aztertuz, bertara bide ezberdinak erabiliz heldutako sedimentuak bereiz daitezke (11.13. irudia). Sedimentu-proportzio bat *buttress* lerroaren aurretik pilatzen da eta akrezio frontala jasaten du. *Buttressa* akrezio-prismaren aktibitatea mugatzen duen lerroa da, mugatik itsasorantz akrezio-prisma progresiboki loditzen da eta jarduera tektonikoa mantentzen du; lerrotik plaka zamalkatzailearentz aldiz ez. Akrezio frontala jasandako materialen azpitik igarotzen direnei barneratze-sedimentuak deritze. Barneratze-sedimentuak, akrezio-frontalaren

azpian pila daitezke, baina *buttress* aktiboa igaro dezakete ere, eta orduan subdukzio-sedimentuak deritze. Horiek, lurrazal ozeanikotik desakoplatu eta plaka zamalkatzailearen azpian edo akrezio-prisma pasiboaren azpian atxikita geldi daitezke underplating prozesuari esker (11.13. irudia). Underplating akrezioa jasan duten sedimentuen azpitik igarotako sedimentuak lurrazalaren azpiko subdukzioa jasandakoak direla aipatu ohi da.

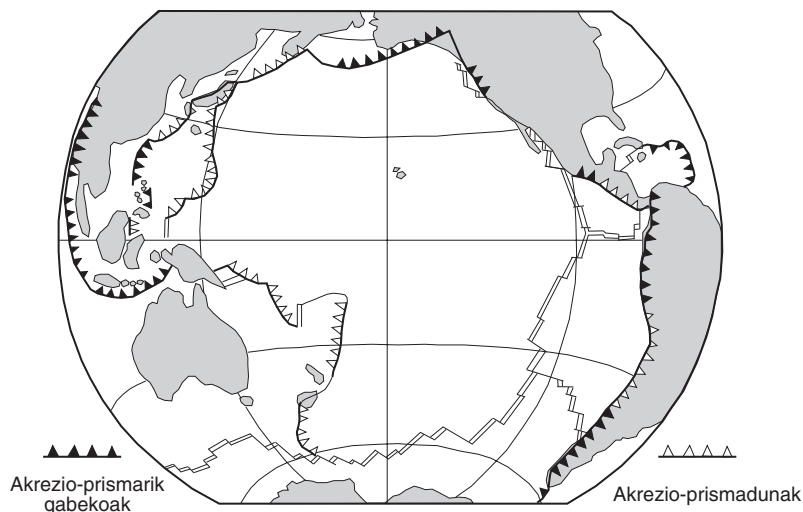


11.13. irudia. Akrezio-prisma garatuetan bereiz daitezkeen eremuak.
(Von Huene eta Scholl, 1991).

Eremu hauek guztiak eta sedimentuen bide ezberdinak definitu ostean, ikertzaileen helburua izan da eremu bakoitzean pilatutako eta bide bakoitzari jarraitutako sedimentu-kopuruaren zenbatekoa zehaztea. Horretarako, batez ere, eredu teorikoak eta zundaketen zein sismikaren bidez neurtutako proportzioak erabili izan dira.

Ondoren, eredu ezberdinen artean aukeratutako batek adierazten duena azalduko da, jakinik eskainitako datuek ez dutela zertan zehatzak izanik. Baina aukeratu izan da erabilitako prozedura egokia delako eta lortutako proportzioak errealitatetik hurbil egon daitezkeelako.

Datuen arabera, urtero lurrazal ozeanikoaren gainetik subdukzio-eremuetara garraiatutako sedimentu solidoen masa-proportzioa $1,9 \text{ km}^3$ -koa da. Ereduan ez dira kontuan hartu higaduraren bitartez sortutako sedimentu-kopuruak. Beste alde batetik, 3 ertz konbergente mota bereizten dira: akrezio-prismarik gabeko ertza, akrezio-prisma txikiko ertza eta akrezio-prisma handiko ertza (11.14. eta 11.15. irudiak). Akrezio-prismarik gabeko ertzak akrezio frontal eskasa dutenak dira eta ertz guztien % 50 osatzen dute (21.000 km luzeran). Subdukzio-eremu hauetara, aurretik higatu delako edo subdukzioa jasaten duen lurrazal ozeanikoa oso gaztea delako, sedimentu terrigeno gutxi heltzen da. Mota honetako ertzetan urtero $0,4 \text{ km}^3$ -ko material-kopuruak jasaten du subdukzioa. Akrezio-prisma txikia (5-40 km-ko zabalerak) duten ertz konbergenteek 16.000 km-ko luzera osatzen dute eta zundaketei eta geofisikari esker jakin badakigu bertara heldutako sedimentuen % 80k barneratze-prozesua jasaten duela. Ertz hauetan, urtero, $0,7 \text{ km}^3$ -ko material-kopuruak jasaten du subdukzioa. Gelditzen diren ertz konbergenteak (6.700 km-ko luzera) akrezio-prisma nabarmenekoak dira (11.13. irudia). Mota hauetako ertzetan egindako ikerketek esaten digute barneratze-prozesua jasandako material guztien artean % 70ek lurrazalaren azpitik subdukzioa jasaten dutela.



11.14. irudia. Akrezio-prismarik gabeko eta akrezio-prisma erakusten duten subdukzio-eremuen kokapen geografikoa. (Von Huene eta Scholl, 1991).

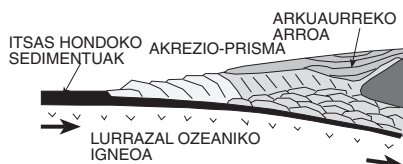
**AKREZIORIK GABE (21.000 KM)
SEDIMENTUEN % 100 SUBDUKZITUTA**



**AKREZIO-PRISMA TXIKIA (16.000 KM)
SEDIMENTUEN % 80 HONDORATUTA**



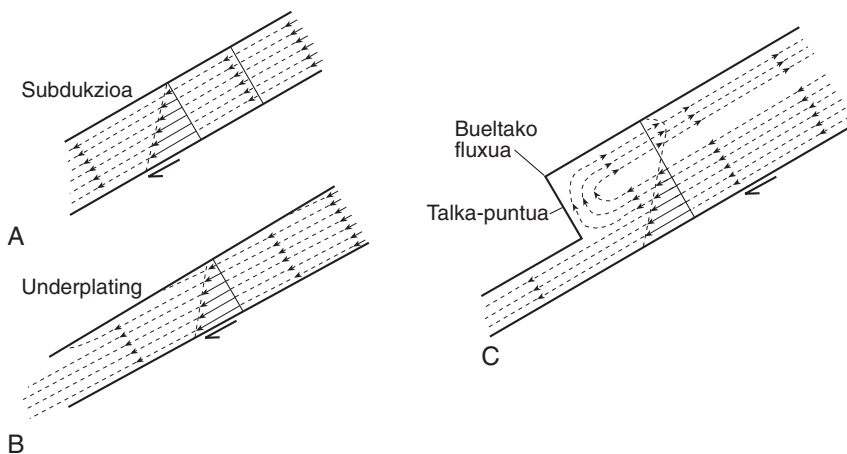
**AKREZIO-PRISMA HANDIA (7.000 KM)
SEDIMENTUEN % 70 HONDORATUTA**



11.15. irudia. Pilatutako sedimentu-kopuruaren arabera bereizten diren akrezio-prismak. (Von Huene eta Scholl, 1991).

Datu hauek erabiliz ozeanoetatik subdukzio-eremuetara heldutako material guztiaren % 20k akrezio frontala eta % 80k barneratzea jasaten dutela iradoki da (11.13. irudia). Barneratzea jasandako materialen % 50 underplating prozesuaren bitartez akrezio-prisma pasiboaren zein plaka zamalkatzaileko lurrazalaren azpian atxikituta gelditzen da; beste erdia, berriz, manturaino barneratzen da.

Subdukzio-eremura heldutako sedimentuen deformazioa fluxu baten antzekoa da. Fluxu-modua ukipenean dauden plaken arteko bi baldintzen menpe egongo da: sedimentuen hornidura-tasaren menpe eta barneratze-prozesuei esker jazotako sedimentuen desagertapenaren menpe. Sedimentuen ekarpena subdukzio-eremuaren xurgapen-gaitasuna baino txikiagoa edo berdintsua bada, orduan, subdukzioa orekan garatuko da (11.16.A. irudia). Sedimentuek barneratze-prozesua jasango dute eta hondoratutako litosferatik deslotu, plaka zamalkatzailean zizaila-esfortzuak ez badu balio kritiko bat gainditzen (11.16.B. irudia). Aldiz, plaka zamalkatzailearen higadura eman daiteke, sedimentuen geruza fina bada eta plaka zamalkatzailean zizaila-esfortzua handia bada, hau da, aipatutako balio kritiko horren gainetik badago. Barneratze-prozesuek akrezio-prismaren loditzea eta handitzea dakarte; plaka zamalkatzailearen higaduraren bitartez, aldiz, akrezio-prismaren mehetzea eta subsidentzia gertatzen dira.



11.16. irudia. Subdukzio-eremu bateko sedimentuen fluxu-moduak. Lerro ez-jarraituek eta geziek korranteak adierazten dituzte, lerro jarraituek abiadura-profila.

A: Oreka-egoerako fluxua subdukzio-eremuaren gaitasuna baino sedimentu-ekarpen berdintsu edo txikiagoarekin. **B:** Underplating prozesuaren bidez sedimentuak subdukzio-eremutik galtzen dira gaineko akrezio-prismara pasatuz. **C:** Bueltako fluxua gertatzen da sedimentu gehiegi dagoenean eta ezin denean dena hondoratu.

(Shreve eta Cloos, 1986).

Subdukzio-eremuaren xurgapen-gaitasun maximoa baino sedimentu gehiago etorritz gero, sedimentu horiek neurri batean hondoratu ondoren berriro gorantz abiatzeko gaitasuna izango dute (11.16.C. irudia). Era horretan azaltzen da akrezio-prismen ezaugarri bereizgarri bat, hain zuzen ere, presio oso altuko eta metamorfismo-gradu baxuko arroken arteko nahasketa. Gainera, gorantz bueltatutako sedimentuek pairatzen duten deformazioa izugarria da; era horretan, akrezio-prismetan definitzen diren **melange tektonikoak** sortzen dira.

Melange tektonikoak foliazio irregularreko matrize batean arroka-mota ezberdi-nen nahasketa kaotikoak dira eta akrezio-prismetan garatzen dira batez ere. Arroka-mota ezberdinen blokeak zenbait milimetrotatik zenbait kilometrotara bitartekoak izan daitezke. Akrezio-prismetako melangetan tipikoak dira peridotita, gabro, basalto, kareharri edo sedimentu pelagikoak elkarren ondoan eta nahastuta agertzea eta, gainera, metamorfismo-gradu oso ezberdinarekin.

11.4.2. Arku bolkanikoa

Arku bolkaniko azpiozeanikoen eta azpikontinentalek geometria ezberdina dute. Arku kontinentalek kontinenteko kostaldearen geometriari jarraitzen diote (Andeak); uharte-arkuek, aldiz, 200-300 km-ko zabalera eta zenbait milaka km-tako luzera izan dezaketen arku-geometriak (Java, Marianak edo Aleutiarretako uharte-arkuak) irudikatzen dituzte (11.1. irudia).

Arku bolkanikoen basamentua oso aldakorra da, batez ere, arkua sortu duten arrokek baino arroka zaharrago, deformatuago eta, sarritan, metamorfizatuagoekin eratuta egon daitekeelako. Tonga-Kermadec edo Marianetako arkuak metamorfizatutako eta deformatutako arroka ozeanikoz eratuta dauden bitartean, Japoniako uharte-arkua Kanbriarraurreko edo Behe Paleozoikoko adina duten arroka igneo eta metamorfikoz eratuta dago, eta Andeatako basamentua, aldiz, lurrazal kontinental heterogeneo arrunta da. Basamentuaren izaera subdukzio-motaren menpe dago. Subdukzioa azpio-zeanikoa izaki, uharte-arkuek basamentu ozeanikoa erakutsiko dute eta, aldiz, subdukzioa azpikontinentala izaki, arku kontinentalaren basamentua lurrazal kontinental arrunta izango da. Japoniako kasua berezia da, historia geologiko luze eta korapilatsua erakusten duelako (ikus 11.7. atala).

Oro har, arku bolkanikoa osatzen duten sumendien lerroakadura hondoratutako litosfera ozeanikoaren azalaren gainetik 100 eta 150 km artean garatzen da (11.4. irudia). Arkuan gora egiten dituzten magmak, ezpala astenosferan hondoratu ahala ezpalaren gainetik edo ezpala bertan sortzen dira. Sakonera horietan ezpalak berak zein ezpalaren gaineko mantuak fusio partziala jasaten dute. Behin fusioa gertatzen hasten denean, magmek inguruko materialek baino dentsitate txikiagoko diapiroak eratzen dituzte eta goranzko bideari ekin. Bolkanismoaren eta hondoratutako ezpalaren sakoneraren artean dagoen erlazio estuak iradokitzen du magmen jatorria, batez ere, presioaren eraginpeko prozesuen menpe dagoela.

Arku bolkanikoa beti subdukzitutako litosfera ozeanikoaren azalaren gainetik 100-150 km-tara aurkitzen bada ere, arkuaren eta fosaren ardatzen arteko tartea, arku-fosa eremua, aldakorra da. Alde batetik, arku-fosa eremuaren tamaina hondoratutako plakak duen okerduraren menpe dago. Arku-fosa eremua estuagoa izango da plakaren hondoratze-okerdura zenbat eta handiagoa izan. Subdukzio-angeluan eragina duten baldintzak ugari dira, baina nagusiak ondoko hauek izan daitezke: hondoratzen den litosferaren adina, zenbat eta zaharragoa izan astunagoa izango da eta angelu handiagoarekin hondoratzeko gaitasuna izango du; konbergentzia-proporzioak konbergentzia-abiadura horizontala zenbat eta handiagoa izan, subdukzio-angelua txikiagoa izango da; astenosferako materialen mugimenduaren norabideak eta abiadurak ere eraginen bat izan dezakete hondoratutako plakaren okerdura. Beste alde batetik, akrezio-prismaren zabalerak ere arku-fosa eremuaren tartean eragina izan dezake. Subdukzio-prozesua denboran zehar luzatuz gero, edo

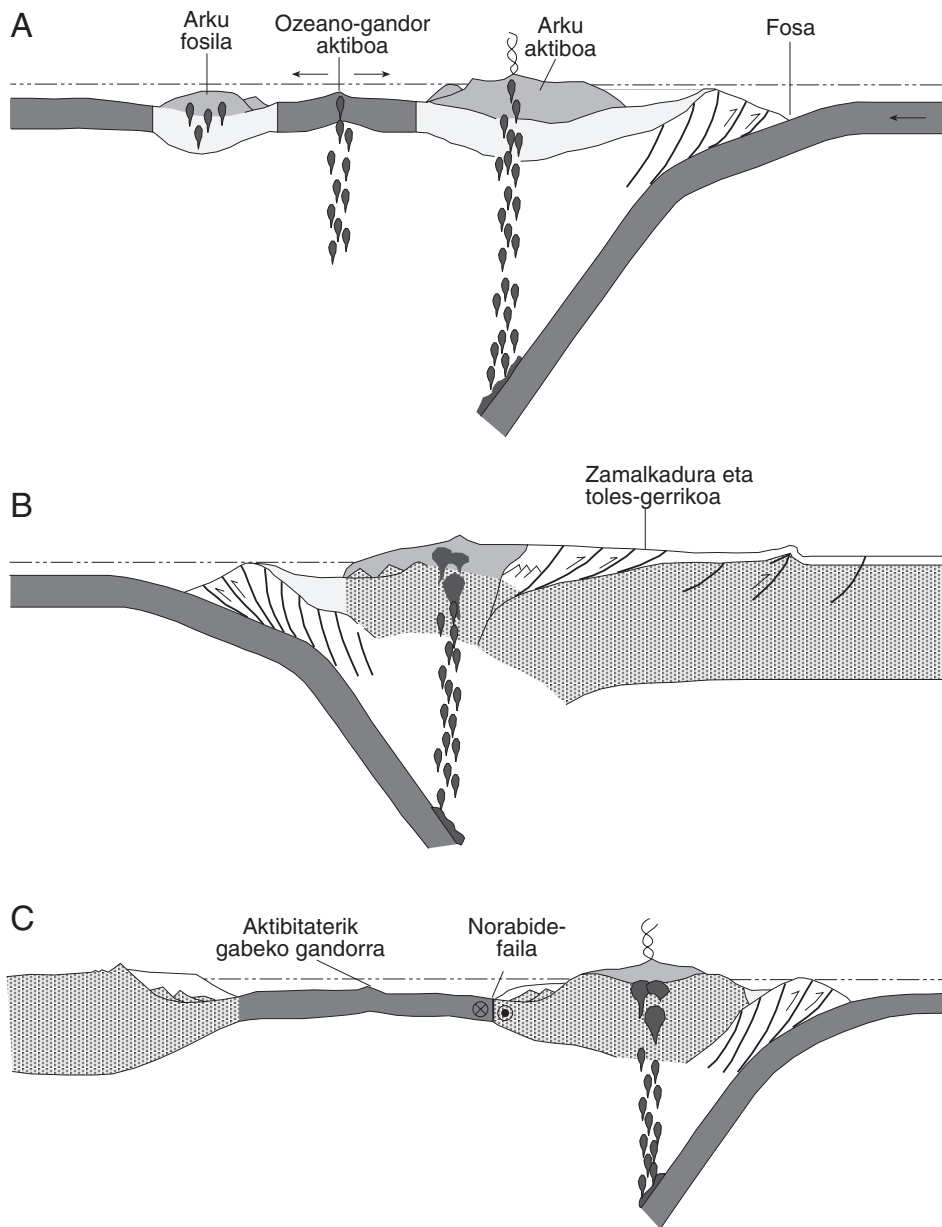
subdukzio-eremura sedimentu-kopuru handiak garraiatuak izanez gero, akrezio-prismaren tamaina izugarri handitu daiteke. Orduan, akrezio-prismaren zamaren eraginez subdukzitutako ezpalak hondoratze flexurala paira dezake, akrezio-prismaren itsaso alderanzko hazkuntza erraztuz eta arku-fosa eremuaren handitzea eraginez.

11.4.3. Arkuosteko lurraldea

Arkuosteko lurraldea arkuaurreko eremuarekiko arku bolkanikoaren aurkako aldean aurkitzen da. Lurraldearen ezaugarri estrukturalak oso aldakorrak dira eta horien arabera 5 arkuoste-mota bereiz daitezke: estentsiozkoak, konpresiozkoak, egonkorak, norabide-mugimendukoak eta subdukzio-eremua sortzean litosfera ozeanikoa isolatu dutenak.

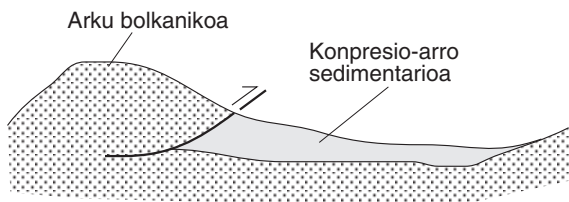
Estentsio-arkuosteak dira zalantzarik gabe ugariak eta bertan riftinga edo itsas azpiko zabalkuntza aktiboak izan daitezke, arro subsidente bat sortuz (11.17.A. irudia). Berez, kontraesankorra dirudi plaken arteko muga konbergentean eskala handiko estentsio-egiturak sortzeak. Estentsioaren jatorria hondoratutako ezpalak sortzen duen igurzketari atxikitzen zaio. Prozesu horren bitartez subdukzioa jasan duen litosferak gaineko mantua berarekin batera hondorazten du eta horren ondorioz sortzen dira arku magmatikoen osteko konbekzio-korronte gorakor lokalak eta estentsio-indarrak (11.17. irudia). Mantuko mugimendu honetan arkuostearen ardatzaren eta hondoratutako litosferaren artean gelditzen den mantu-zati txikia etengabeko mugimenduan egongo da, baina neurri handi batean mantu orokorretik nolabait isolatuta dagoela esan daiteke. Beraz, bero-fluxu altuaren eta mugimendu konbektibo honen nahasketa-indarraren eraginez, litosferaren eta astenosferaren arteko muga ez da ondo garatuta egoten subdukzio-eremuen gaineko mantuko ingurune hauetan.

Uharte-arkuen osteko arroetan arkutik eratorritako sedimentuak arro ozeaniko batean pilatzen dira (arro marjinala). Aldiz, eremu kontinentaletan sedimentu hauek kontinentearen barneko alderantz luzatzen den plataforman garatutako arroen gainean pilatzen dira (arkuoste edo *foreland* arroak). Marianetako uharte-arkuaren osteko arro marjinala estentsio-arkuosteen adibiderik adierazgarriena da (Filipinetako itsasoa), eta ondorioz, mota honetako arkuosteei “Mariana uharteetakoen motakoak” deritze (11.17.A. irudia). Arkuosteko arroetako itsas hondoko zabalkuntza ez dago ozeano-gandorretan bezain ondo antolatuta. Oro har, ez dute anomalia magnetikoen xingola simetrikorik erakusten, eta sarritan zabalkuntza-gunea bera ere identifikatzea ez da batere erraza izaten. Mota horretako zenbait arkuoste aktibotan riftingaren urratsek arku bolkanikoaren zatiak arku aktibotik bereiz ditzakete, zeinak arkuostean kokatuko diren noizbait aktiboak izandako arku fosil gisa (11.17.A. irudia).



11.17. irudia. Arkuosteko lurralde-motak. A: Estentsio-arkuostea (Mariana uharteetako motakoa); B: Konpresio-arkuostea (andetar motakoa); C: Arkuoste egonkorra ($\pm$ norabide-faila; japoniar motakoa). Litosfera ozeanikoz osatutako arkuosteak arro marjinal bezala ezagunak dira ere. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

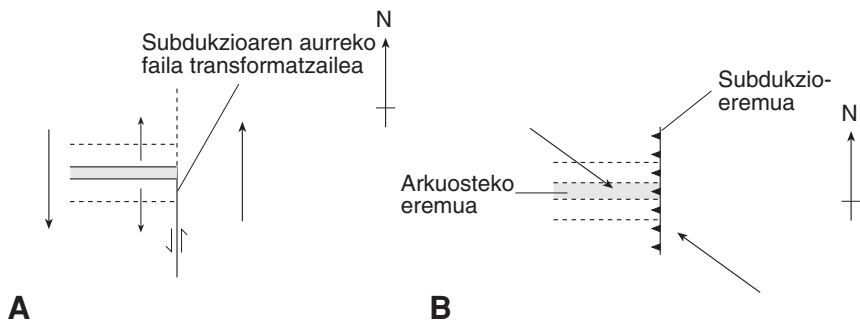
Konpresio-arkuosteetan (11.17.B. irudia) ez da arkuosteko arro zabalik eratzen; aldiz, konpresioaren eraginez toles-zamalkadura gerrikoak edota basamentuko gune goratuak erakusten dituzten gerrikoak gara daitezke. Arkuosteak egitura-mota bat edo bestea subdukzio-angeluaren eta plaka zamalkatzailean lurrazalak duen izaeraren arabera garatuko du. Subdukzio-angelua ertaina edo handia bada kontinentea ertz egonkor zahar batean garatutako geruza sedimentario lodia izanik, esfortzuak bertan xurgatu eta toles-zamalkadura gerrikoa eratuko da, Andeetan bezala. Aldiz, subdukzio-angelua txikia izaki esfortzuak, batez ere, lurrazal kontinental sakonean xurgatzen badira, basamentuan barneratzen diren zamalkadurak garatuko dira, Ipar Amerikako Mendi Harritsuetan bezala. Arku bolkanikotik higitutako materialak eta arkuosterantz bidaiatzen dutenak konpresio-egitura hauek baliatuz garatzen diren konpresio-arro sedimentarioetan metatuko dira (11.18. irudia).



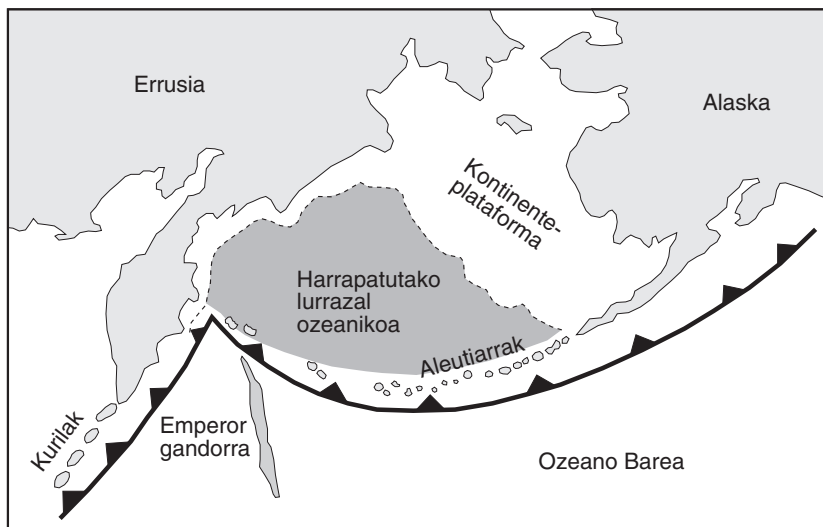
11.18. irudia. Konpresio-arkuosteei lotutako konpresio-arro sedimentario baten irudi eskematikoa.

Arkuoste egonkorretan ez da egitura tektoniko nabarmenik sortzen (11.17.C. irudia) eta *norabide-arkuosteetan*, aldiz, norabide-faila ugari garatuko dira. Norabide-mugimendu hutsezko arkuosteak ez dira oso arruntak; aldiz, ohikoa da mugimendu hauek konpresioarekin (transpresioa) edo estentsioarekin (transtentsioa) konbinatzea.

Subdukzio-eremua sortzean litosfera ozeanikoa isolatu duten arkuosteetan ez da deformazio nabarmenik gertatzen ez eta ozeanoaren zabalkuntzarik. Plaka ozeaniko batean ertz konbergente berria sortzean eratuko den uharte-arkuaren ostean gelditutako litosfera ozeanikoaren zatia erekin egongo da osatuta. Adibidez, plaken zinematikan aldaketaren bat gertatzean subdukzio-eremu berria sor daiteke faila transformatzaile batez baliatuz (11.19. irudia), eta eratuko den uharte-arkuaren ostean subdukzio-eremua baino zaharragoa den litosfera ozeanikoaren zati bat harrapaturik gelditzen da. Horrelako zerbait gertatu zen Bering itsasoaren sorreran. Itsas hondoa Mesozoikoko lurrazal ozeanikoarekin dago eratuta eta Aleutiarretako uharte-arkua garatzean Ozeano Bareko plakatik bereizita gelditu zen (11.20. irudia).



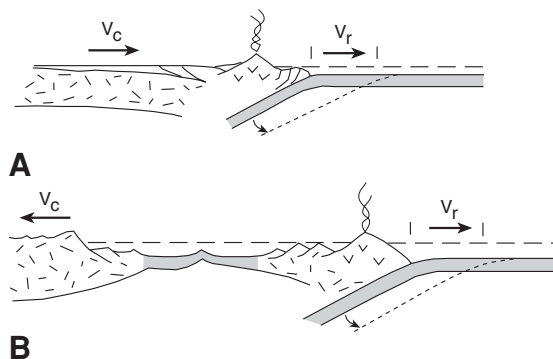
11.19. irudia. Plakaren arteko mugimendu erlatiboak aldatzean lurrazal ozeanikoaren zati bat arro marjinala izatera nola igaro daitekeen erakusten duten eskemak. A: Gandor eta faila transformatzaile baten arteko intersektzioa, plakaren arteko mugimendu erlatiboaren norabidea N-S da. B: Faila transformatzailea subdukzio-eremu bihurtzen da plakaren arteko mugimenduari norabidea aldatzean, orain NW-SE da. Lerro ez-jarraituek anomalia magnetikoak adierazten dituzte. (Moores eta Twiss, 1995).



11.20. irudia. Aleutiar uharte-arkuaren arkuoste edo arro marjinala (Bering itsasoa). Subdukzio-eremua sortzean harrapatutako lurrazal ozeanikoaren bitartez eratutakoa. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Nola da posible arkuosteen horren esfortzu-egoera ezberdinak edukitzea? Erantzuna arku bolkanikoaren eta arkuosteen arteko mugimendu erlatiboak aztertuz aurki daiteke. Subdukzioak aurrera jo ahala hondoratzen ari den plakaren kanpoko-sabeldura arkutik itsaso alderantz desplazatzen da (11.21. irudia). Arkuaren eta hondoratzen ari den litosferaren artean hutsune bat sortzea ezinezkoa denez, arkua ere kanpoko sabeldurarekin batera mugituko da. Plaka zamalkatzaileak mugimendurik ez badu edo arkutik bereizteko joera izanik, orduan egoera estentsionala izango da eta arkuosteko arroa garatuko da. Plaka zamalkatzailea kanpoko sabelduraren norabide eta abiadura berean mugituz gero, arkuosteko

lurraldea egonkorra izango da. Aldiz, plaka zamalkatzailea kanpoko sabelduraren norabide berean baina abiadura azkarragoarekin desplazatuz gero, arkuostea konpresioaren eraginpean geldituko da. Azkenik, plaka zamalkatzailea plaken arteko mugarekiko mugimendu zehharra izanik, arkuosteak ere norabide-mugimenduko osagai bat izango du.



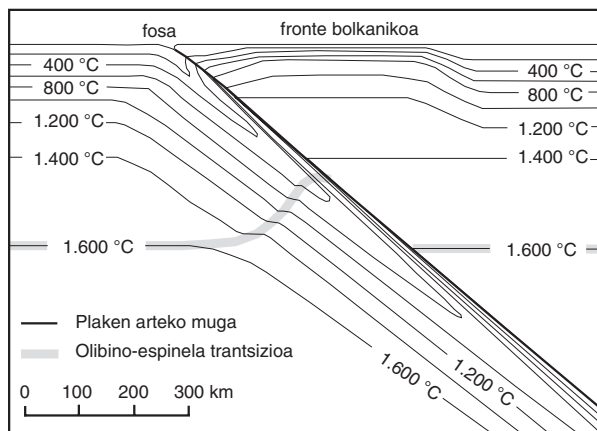
11.21. irudia. Subdukzio-sistema akoplatuen (A) eta ez-akoplatuen (B) bidez andetar motako eta Mariana uharteetako motako ertz konbergenteen arteko ezberdintasunak azal daitezke.

V_r , arku magmatikotik urrunduz kanpoko sabeldurak duen abiadura; V_c plaken arteko mugimendu erlatiboa. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

Azken finean, plaken arteko muga konbergenteak egitura eta ezaugarri ezberdinak aurkezten dituzten muturreko bi subdukzio-sistematan bana daitezke. Lehendabizikoa subdukzio-sistema akoplatua (*coupled subduction system*) litzateke. Honetan, hondoratzen ari den plakaren abiadura, arku magmatikotik urrunduz kanpoko sabeldurak duena eta plaka zamalkatzailearena batuz gero, subdukzio-sistema osoa konpresioaren eraginpean gelditzen da. Kasu honetan plaka zamalkatzailea eta hondoratzen ari dena elkar bultzatuz ari direla esan daiteke (11.21.A. irudia). Ondorioz, plaken arteko muga lurrikara handiak sorrarazten dituzten zizaila-esfortzu izugarriak sortzen dira, akrezioa eta underplating tektonikoa eraginkorrak dira eta akrezio-prismak ondo garatuta egon ohi dira. Egoera honetan garbi dago arkuostearen esfortzu-baldintza arruntenak konpresiozkoak izango direla. Bigarrena, subdukzio-sistema ez-akoplatua (*uncoupled subduction system*) litzateke eta honetan lehen aipatutako abiadurak bilduz gero, subdukzio-sistema osoa estentsioaren eraginpean aurkituko litzateke (11.21.B. irudia). Ondorioz, plaken arteko muga neurtzen diren zizaila-esfortzuak txikiak dira, lurrikarak indar txikiagokoak izan ohi dira, akrezio-eta underplating prozesuak ez dira aurrekoak bezain eraginkorrak eta arkuosteetan estentsio-indarrak izango dira nagusi.

11.5. MAGMATISMOA SUBDUKZIO-EREMUETAN

Subdukzio-eremuetako bero-fluxuen neurketek baliatuz ondorioztatu ahal izan da hondoratzen den litosfera barneratzen deneko mantua baino hotzago dagoela. 11.22. irudian isotermen banaketari buruzko eredia aurkezten da 600 km-ko sakoneraraino.



11.22. irudia. Subdukzio-eremuetako egitura termikoaren eredua. Ezaugarri nagusiak dira Wadati-Benioff eremuan zehar litosfera hotzaren subdukzioak eragiten duen isotermen hondoratzea eta arku bolkanikoaren azpiko isotermen gorakada. Olibino-espina trantsizioa sakonera txikiagoan aurkitzen da hondoratutako litosferan inguruko mantuan baino. (Oxburgh eta Turcotte, 1970).

Kontraesankorra dirudi adierazteak fusioa plaka litosferiko hotza mantuan barnertzean gertatzen dela, baina hala da, eta ondoren baldintza hauetan fusioa zergatik gerta daitekeen zehaztuko da. Beste alde batetik, zalantza ugari daude fusioa konkretuki non eta nola sortzen den adierazteko orduan. Magmaren jatorriari buruzko estreinako ereduak fusioa hondoratutako lurrazal ozeanikoan gertatzen zela iradokitzen zuten, baina ikerketa teorikoek argi erakutsi dute magmak sortzen direneko sakonera tenperaturak handiagoak izan beharko lirakeela lurrazal ozeanikoaren fusioa gertatzeko, nahiz eta ur-proportzio handiak egon. Aipatu da ere, hondoratzen den plakaren goiko aldean gertatzen den zizaila moldakorraren eraginez tenperatura igo zitekeela fusioa gertatzeko behar den bestekoa lortu arte, baina horrela balitz zenbat eta subdukzio-tasa handiagoa izan, fusio-tasak handiagoa izan behar luke, eta hori ez da horrela.

Beste zenbait ereduak aipatzen dute uraren presentziak arroken fusio-puntua nabarmenki jaitsi dezakeela. Beraz, subdukzioarekin batera hondoratutako sedimentuetan edo lurrazal ozeanikoan barneratutako ura gaineko plaka zamalkatzailearen manturaino igaro daiteke, horren fusio partziala eraginez. Esperimentuek, aldiz, erakutsi dute era horretan sortutako magmak arku magmatikoetan azaleratzen direnak baino askoz ere silizeoagoak direla.

Azkeneko ereduak iradokitzen dute hondoratutako litosferak gaineko mantuan konbekzio-fluxu lokala (*corner-flow*) eragiten duela (5.15. irudia). Fluxu horren eraginez mantu beroa garraiatzen da bi plaken arteko mugaraino eta horrek eragindako tenperatura-gehikuntzari esker gerta daitezke fusio partzialeko prozesu lokalak.

Sarrera txiki honen ondoren, lurrazaleko ingurune tektoniko konplexuenak diren subdukzio-eremuetan gertatutako prozesu bolkanikoen deskribapena egingo da. Kontuan hartu behar da subdukzioarekin elkartutako magmatismoa urrats ezberdinetan eta maila ezberdinetan garatzen dela, elementu ezberdinen eragina jasanez. Magmatismoak

arku ezberdinen artean eta baita arku beraren barnean ere aldaketa handiak erakusten ditu. Nahiz eta prozesu orokorrak parekoak izan subdukzio azpiozeaniko zein azpikontinentalerako, lurrazal kontinentalak zenbait ezberdintasun eragiten ditu eta horren ondorioz uharte-arkuetako eta arku kontinentalako magmatismoak aparte aztertuko dira.

11.5.1. Uharte-arkuetako magmatismoaren ezaugarriak

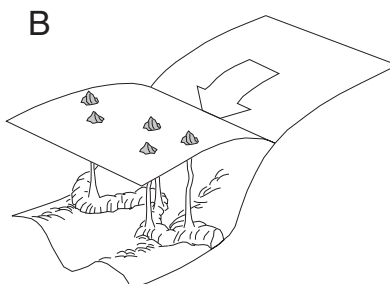
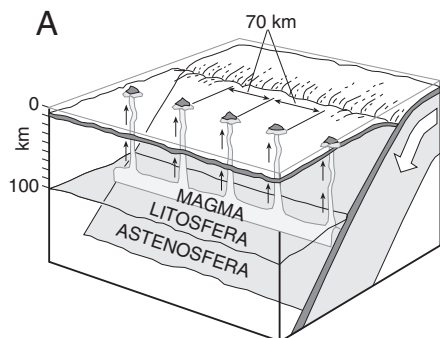
Uharte-arkuetan bolkanismoa ez da uniformeki garatzen, ez espazioan ez eta denboran ere. Jarduera bolkanikoaren hasiera bat-batekoa da eta muga horri fronte bolkanikoa deritzogu. Jarduera bolkanikoa fosa ozeanikotik 150 eta 300 km bitartean kokatuta dagoen 10 km-ko zabalera duen gerriko estu batean pilatuta dago. Arkuosterantz muga ez dago horren ondo finkatuta eta bolkanismoa progresiboki motelduz doa. Zenbait uharte-arkutan (Aleutiarretan, Kamtxatkan, Kuriletan, Japoniako NE-an, etab.) arku nagusitik gutxi gorabehera 50 km-tara garatzen den arku sekundario bat defini daiteke.

Bolkanismoa ez da jarraitua arkuaren ardatzean zehar, oro har, segmentatuta dago. Segmentuak linealak izan ohi dira, 50-300 km bitartekoak eta bukaeran fosatik gertuago edo urrunago kokatuta dagoen beste segmentu bat agertuko da. Fronte bolkanikoaren azpitik prozesu magmatikoak beti sakonera berdintsuan gertatzen direnez (11.23. irudia), segmentu horiek hondoratzen ari den plakaren barneko okerdura ezberdineko eremuekin bat etor daitezke. Okerdura ezberdineko eremuak faila transformatzaile edo haustura-eremuen bitartez mugatuta egongo dira (11.23.B. irudia).

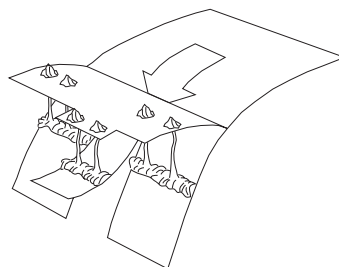
Segmentu baten barruan sarritan sumendiak tarte erregularretan agertzen dira; 25 km-ka Erdialdeko Amerikan eta 70 km-ka Aleutiarretako arkuan. Badirudi magma xingola jarraitu batean eratzen dela eta magma horrek inguruko arroak baino dentsitate baxuagoa duenez, gorantza abiatzeko joera izango du, diapiroak eratuz tarte erlatiboki konstanteetan. Tarte horiek, teorikoki, biskositate-ezberdintasunaren menpe egongo lirateke (11.23. irudia).

Biskositatearen mendekotasunak uharte-arkuetako jarduera magmatikoaren tartekotasuna azal dezake. Ozeano-gandorretan milaka urteko tarteteetan magmen azaleratzea ez-jarraitua bada ere, milioi urteko tarteteetan nahiko konstantea dela esan daiteke; uharte-arkuetan, aldiz, magmen lekutzea episodikoa da, zalantzarik gabe.

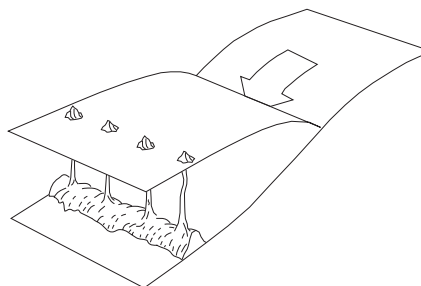
Nahiz eta uharte-arkuetan erupzio-tasak oso aldakorrak izan, Fanerozoikoan zehar, arkuko km bakoitzeko, batez beste $\text{Mu-ro } 30 \text{ km}^3$ material-bolumena sortu dela proposatu izan da. Proportzio hori ozeano-gandorretan epe eta tarte berean sortzen diren MORB basaltoekin konparatuta, % 10 baino ez da.



Azalera ondulatua



Failatutako azalera



Okerdura txikiko azalera

11.23. irudia. Subdukzio-eremu bateko sumendien arteko distantzia teorikoa. A: Hondoratzen ari den ezpaleko azaleraren gainetik sortzen da magma, oso eremu estu baina jarraituan. Magmaren dentsitatea inguruko mantuarena baino txikiagoa denez, diapiro-zutabeak sortuko dira magmen gorako bide etengabe gisa eta beraien arteko tartea teorikoki berdina izango da. B: Azaleko sumendien hedapen geografikoa hondoratzen ari den ezpala geometriak baldintzatzen du. Azalera ondulatuek, okerdura ezberdineko ezpalek edo sakonerarekiko okerduraren aldaketek eragina izango dute arku magmatikoan zeharreko sumendien kokapenean. (Moore eta Twiss, 1995).

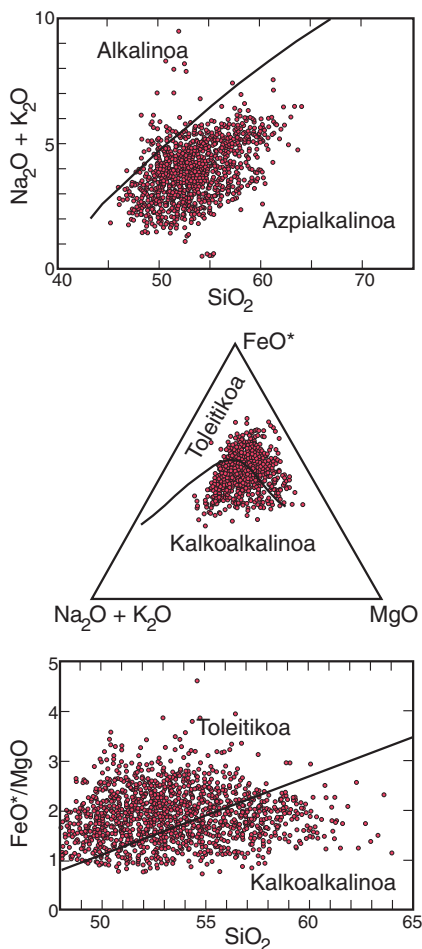
11.5.1.1. Uharte-arkuetako arroka bolkanikoak eta magma-serieak

Nahiz eta basaltoak uharte-arkuetako zenbait sumenditako produktuen % 80 izan, orotara, oso eskasak dira uharte-arku osoan. Era berean, dazitak eskasak dira eta erriolitak are bitxiagoak. Andesitak eta basalto andesitikoak dira uharte-arkuetako arroka nagusiak. Askogatik, andesitak dira plaken arteko muga konbergenteetako arroka ugarietak.

Uharte-arkuetako magmen sailkapena eta garapena hobeto ulertzeko beharrezkoa da magma-segiden kontzeptua erabiltzea. Zenbait ezaugarri kimiko komun eta aldaera-diagrametan erlazio genetikoa adierazten dituzten eredu kontsistenteek erakutsitako arrokek magma-seriea eratzen dutela esaten da. Hasiera batean arroka igneo guztiak bi serietan baino ez ziren banatu: serie alkalinoan eta subalkalinoan. Arroka alkalinoak alkalitan aberastuta daude eta gehienetan asegabeak silizean; arroka subalkalinoak, aldiz, silizean aseak edo gainaseak izaten dira. Egun, magma-serie subalkalinoaren barnean serie toleitiko eta kalkoalkalinoa bereizten dira.

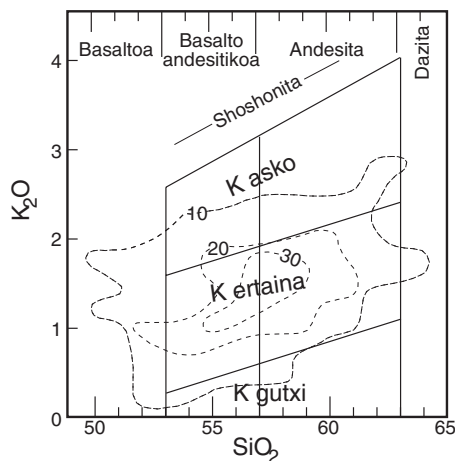
Serie alkalino eta toleitikoak arroak beste zenbait inguru tektonikotan arruntak badira ere (rift-eremuetan, eremu anorogenikoetan, ozeano-gandorretan), serie kalkoalkalinoak plaken arteko muga konbergenteetara mugatuta dago, batez ere, eta gehienek uste dute subdukzio-eremuen ezaugarri adierazgarriena dela. Hala ere, subdukzio-eremuetan hiru serietako arroak sortzen dira, nahiz eta ugariak, zalantzarik gabe, serie kalkoalkalinoan barneratutakoak izan.

11.24.A. irudian argi dago magma alkalinoak oso urriak direla subdukzio-eremuetan (arruntagoak dira plaken barneko edo rift-eremuetan eta gandorretan luma gorakorren gainetik). 11.24.B. irudiak, aldiz, erakusten du magma kalkoalkalinoak zein toleitikoak subdukzio-eremuetan oso arruntak direla.

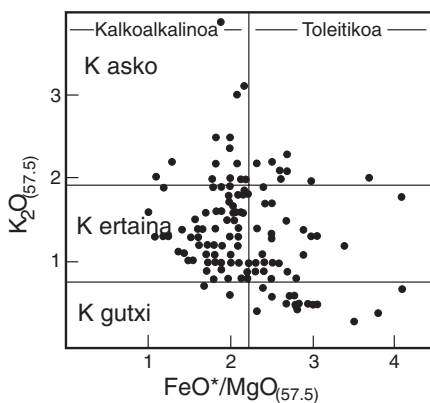


11.24. irudia. Alkaliak vs silize (A), AFM (B) eta FeO*/Mg vs silize (C) diagrametan 30 arku magmatikotako 1.946 analisi islatu dira. Uharte-arku eta kontinente-ertz aktiboetako arroka bolkanikoak erabili dira. (Plank eta Langmuir, 1988).

Subdukzio-eremuetako arroka igneoak sailkatzeko oso erabilgarria suertatu den beste parametro bat, K_2O -ren eta SiO_2 -ren arteko erlazioa da (11.25. irudia). Diagrama honen arabera subdukzio-eremuetako arroka igneoak K baxuko, K ertaineko eta K altuko serietan bana daitezke (11.25. irudia). Laugarren serie bat ere defini daiteke, oso K altuko seriea edo serie shoshonitikoa, nahiz eta oso eskasak izan serie horretako laginak. Beraz, serie kalkoalkalino eta toelitikoen barne, potasioaren proportzioa kontuan hartuz, subdukzio-eremuetako arrokek sei multzotan bana daitezke (11.26. irudia).



11.25. irudia. Gill-ek (1981) iradokitako hiru serie andesitikoak. K askoko serie shoshonitikoa oso bitxia izan ohi da. Portzentaje-kurbek 2.500 andesita-analisitako kontzentrazio-neurriak adierazten dituzte. (Winter, 2001).



11.26. irudia. K_2O - FeO/MgO diagrama konbinatua. Bertan K gutxi eta K askoko serieak arroka toelitiko eta kalkoalkalinoekin batera ageri dira, arroka andesitikoak sei multzotan bereiziz. (Gill, 1981).

Diagrama hauek guztiak gaineratik aztertuta, nabarmena da uharte-arkuetako arroken kimismoa ezin dela ezaugarri propioak dituzten multzoetan bereizi, seriea jarraitua delako. Hau da, plaken arteko muga konbergenteak ingurune tektoniko konplexuak dira, eta antzeko arroak sortzen dituzten prozesu ugari gertazen dira.

Beraz, serie toleitikoko arroak ingurune tektoniko ezberdinetan sortzen dira, guztietan sakonera txikiko mantuaren fusio partzialaren eta sakonera txikiagoko desberdintzearen bitartez. Magma kalkoalkalinoak, aldiz, subdukzio-eremuetako bereizgarri dira. Baina, zeintzuk ote dira subdukzio-eremuetan magma toleitiko edo kalkoalkalinoak sorrarazten dituzten prozesuak? Erantzuna magmatismoaren jatorri eta garapenari buruz aurrerago deskribatuko den ereduari aurkitzen da

11.5.1.2. Denbora- eta espazio-aldaketak uharte-arkuetan

Uharte-arkuetako arroka igneoen kimismoa zehatzago aztertuta, zenbait aldaketa progresibo zehaztu dira. Zenbait uharte-arkutan —adibide egokiena Japonia izan daiteke— erlazio zuzena dago arroken K_2O -ren eta hondoratutako plakaren sakoneraren artean. Hemen, K gutxiko toleitak fosatik gertuen azaleratzen diren arroka bolkanikoak dira eta progresiboki fosatik urrundu ahala K ertaineko eta K altuko magma kalkoalkalinoak agertzen dira. Uharte-arku gehienetan eredu bat egiten da, baina badaude zenbait salbuespen eta kasu gutxi batzuetan alderantzizko ereduak ere definitu izan dira.

Zenbait arkuren ardatzean zehar ere antzeko aldaketak definitu dira. Antilla Txikietan adibidez, eta hondoratutako plakaren sakonera gutxi gorabehera konstante mantentzen delarik, kimismoa aldatu egiten da: Saint Kitts iparraldean K gutxiko toleitak dira nagusi, erdiko eremuan magma kalkoalkalinoak eta hegoaldean, Granada uhartean, magma alkalinoak. Aleutiarretan, aldiz, arkuaren segmentazioarekin erlazionatutako aldaketak deskribatu dira. Sumendi kalkoalkalinoak segmentu bakoitzaren erdiko aldean kokatzen dira; sumendi toleitikoak, aldiz, besteak baino handiagoak izateaz gain, segmentu bakoitzaren muturretan pilatzen dira, subdukzioa jasaten duen plakaren faila transformatzaileen inguruan.

Denboran zehar, era berean, uharte-arkuetako bolkanismoak aldaketak jasaten ditu. Oro har, estreinako urratsak toleitikoak izan ohi dira eta denborarekin bolkanismoa kalkoalkalinoagoa bihurtzen da. Garapenaren azkeneko urratsetan soilik sortzen dira magma alkalinoak. Denbora-aldaketa hauek ez dira beti betetzen, salbuespenak ere deskribatu dira.

11.5.1.3. Uharte-arkuetako arroken ikerketa geokimikoetatik lortutako zenbait datu

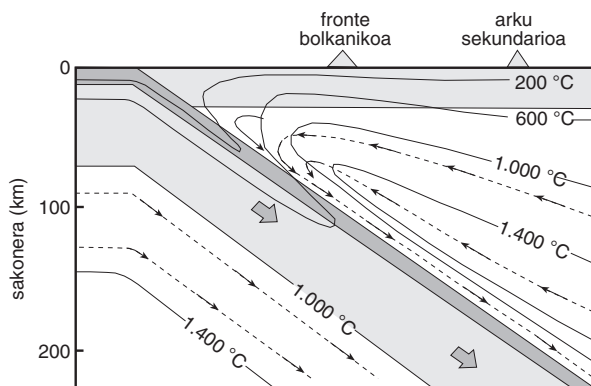
Datu geokimikoek iradokitzen dute uharte-arkuetako magmen jatorri nagusia MORB motako magmen jatorri bera dela edo agian eremu txirotuago bat. Beraz, magmen jatorria mantuaren barnean bilatu behar da eta ez hondoratzen den lurrazal ozeanikoaren barne. Uharte-arkuetan basaltoen portzentajea hasieran uste zena baino askoz ere handiagoa izateak ere magmen jatorria mantuaren dagoela iradokitzen du.

H_2O -n aberatsak diren osagaiek ere zeresan handia dute magmen osan, H_2O -ren kontzentrazioak hondoratzen den plakaren gaineratik gelditzen den mantuko fusio partzialaren kopurua baldintzatzen duelako. Beraz, subdukzioaren lurrazal ozeanikoak eta, seguru asko, horren gaineko sedimentuek mantuko fusioa gertatzeko beharrezkoa den ur-proporzioaren etengabeko hornitzaileak balira bezala jokatzeko dute.

Ikertzaile gehienek onartzen dute uharte-arkuetako magmen jatorri nagusia hondoratutako plakaren gaineko mantua dela, eta arroka igneoen heterogeneotasunak azaltzeko bide bi erabili izan dira. Hasiera batean, plaka zamalkatzailearen mantua heterogeneoa zela iradoki zen eta bertan eremu txirotu eta aberastuagoak agertuko zirela. Bestetik, mantua homogeneoagoa izan daitekeela eta heterogeneotasunak hondoratutako lurrazal ozeanikoaren eta sedimentuen ondorioa direla iradoki izan da ere. Ikerketa isotopikoek erakutsi dute hondoratutako sedimentuek badutela nolabaiteko eragina uharte-arkuetako magmen konposizioan, eta beraz, magmen heterogeneotasunen erantzule izan daitezke.

11.5.1.4. Uharte-arkuetako magmatismoaren ezaugarriak eta jatorria

Aurretik ere aipatu da subdukzio-eremueta magmatismoa, zentzu batean behintzat, kontraesankorra dela, litosfera hotza mantuan barneratzen denean inguruko tenperatura jaitsiz, magma-proporzio izugarriak sortzen direlako. Magmen sorrera azaltzeko beharrezkoa da lurralde honetako eredu termikoa ondo ezagutzea. Eredu ugari argitaratu diren arren (11.4. irudia), egun 11.27. irudikoaren antzekoa izan daitekeela onartzen da. Ereduen geometrian ez dago zalantzarik, arazoak eredueta proporzioetan aurkitzen dira, zenbait baldintzak proporzio horiek aldatzeko gaitasuna dutelako. Aurkeztutako eredu termiko teorikoaren isogradetan alaketak eragiteko gai diren baldintza nagusiak ondorengoak dira: subdukzio-tasa, subdukzio-eremuaren adina, subdukzioa jasaten duen plakaren adina eta hondoratutako ezpalak gaineko mantuan eragiten duen fluxuaren norainokoa. Badaude beste zenbait baldintza ere, hala nola hondoratutako ezpalaren okerdura, erreakzio metamorfiko endotermikoak, marruskadura-beroa edo fluido metamorfikoaren fluxuak, baina, oro har, horien garrantzia oso txikia dela onartzen da.



11.27. irudia. Subdukzio-eremu baten zehar-ebakia isotermen kokapenarekin eta mantuko fluxua adierazten duten lerroekin. (Furukawa, 1993; Tatsumi eta Eggs, 1995).

Eredu termiko guztiek erakusten dute hondoratutako ezpalen isotermak litosfera ozeaniko arruntean baino askoz ere hondoratuago daudela. Hondoratutako ezpala eroale termiko eskasa izanik, ezin du oreka termikorik lortu hondoratu ahala, hau da, subdukzio-abiadura berotze-prozesua baino azkarragoa da. Horrek eragin zuzena du hondoratutako materialen fusio-gaitasunean. Lurrazal ozeanikoko basaltoak 700 °C-tan hasten dira urtzen H₂O-a egonez gero, hau da, ozeanoetako gradiente arruntarekin 40 km-ko sakoneran;

subdukzio-eremuetan, aldiz, beharrezko tenperatura horiek 200 km-ko sakoneran azaltzen dira. Baina fronte bolkanikoaren azpitik Wadati-Benioff eremua 100-150 km-tara aurkitzen da, eta magmen sorrerarekin erlazio zuzena duenez, argi dago lurrazal ozeanikoa ezin dela uharte-arkuetako magmen jatorria izan. Aldiz, uharte-arkuetako arroken elementu urrien eta isotopoen analisi geokimikoek argi erakutsi dute magmen sorreran hondoratutako lurrazal ozeanikoak zein gaineke mantuak eragina dutela.

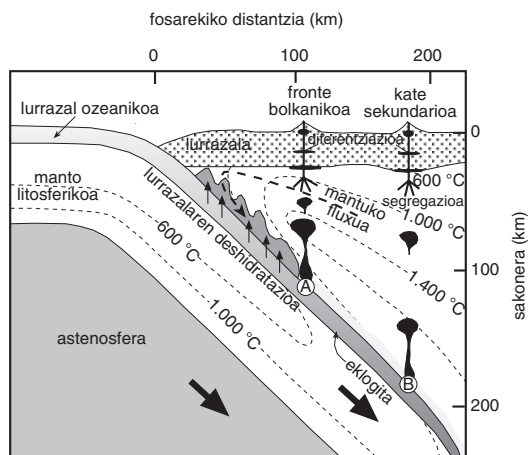
Hau ulertzeko biderik errazena, agian, laborategian burututako esperimentu teorikoak dira. Subdukzio-eremuetako baldintza termikoak eta barikoak ezagututa eta bertan agertzen diren arroak berezita, arroka horiek subdukzio-eremuetako baldintzetan erakusten duten portaera aztertuz informazio baliagarria lor daiteke.

Adibidez, lurrazal ozeanikoa osatzen duten arroak 50 edo 70 km-ko sakoneran dauden P eta T baldintzetan kokatuz gero eta ondoren progresiboki baina oso motel berotzen eta presioa igotzen jarraituz gero, lurrazal ozeanikoaren fusio partziala gertatzea ia ezinezkoa dela frogatu da. P-T baldintzak handituz fusioa gertatzen ez bada, baldintza berrietara egokitzeo arroek erreakzio metamorfikoak jasaten dituzte. Erreakzio gehienek lurrazal ozeaniko hidratatuaren edota hondoratutako sedimentuen deshidratazioa dakarte. Klorita eta hornblenda dira lurrazal ozeanikoaren barnean dauden mineral hidratatu ugariak, baina horiek bezala biotitak, moskovitak, aktinolitak eta beste zenbait mineralek ere ura gal dezakete. Askatutako ura da hondoratutako lurrazal ozeanikoaren eta sedimentuen emari nabarmenena magmen sorreran. Oro har, onartzen da hondoratutako lurrazal ozeanikoak, baldintza berezietan ez bada, ez duela fusio partzialik jasaten. Hondoratutako lurrazal ozeanikoa oso gaztea denean, hau da, ozeano-gandorra subdukzio-eremutik oso gertu dagoenean soilik gerta daiteke lurrazal ozeanikoaren fusioa, Mg-an aberatsak diren andesitak sortuz. Arkearrean, agian, prozesu hauek arruntagoak izango ziren, orduko gradiente geotermikoa handiagoa zelako.

Magmen sorrera azaltzeko erabilgarria den beste datu bat uharte-arkuetan magmek duten azaleratze-tenperatura da, 1.100 °C ingurukoa. Eredu termikoen arabera ezinezkoa da fronte bolkanikoaren azpiko lurrazal ozeanikoaren barnean erupzio-tenperatura horiek azaltzeko behar den besteko tenperaturarik aurkitzea. Baldintza horiek plaka zamalkatzailearen mantuaren barnean baino ezin dira aurkitu. Ondoren, aipatutako datuak ontzat hartzen dituen magmen sorrerari buruzko eredia azalduko da (11.28. irudia), onartuz magmen jatorria plaka zamalkatzailearen mantuan aurkitzen dela eta subdukzioa jasaten duen lurrazal ozeanikoaren eragina txikia dela.

11.28. irudiaren arabera, lurrazal ozeanikoa 50 km-ko sakoneran edo agian arinago deshidratatzen hasten da, kloritak, fengitak eta beste zenbait filosilikato hidratatuk ura galtzean. Sakonera handitu ahala, mineral askok jasaten dute deshidratazioa, beraien artean lurrazal ozeanikoan oso ugariak diren anfibolak ere. Deshidratazio-erreakzio hauek subdukzioan zehar lurrazal ozeanikoak jasaten dituen aldaketa metamorfikoak definitzen dituzte, eskisto urdinetatik anfibolitetara eta, ondoren, 80 eta 100 km bitarteko sakoneran, eklogitetara eraldatuz. Sakonera horietan ezinezkoa denez lurrazal ozeanikoaren fusioa gertatzea (aurretik aipatu da 200 km inguruko sakoneran dauden baldintzak behar direla inguru geodinamiko honetan) ura gaineke mantura garraiatzen da. Gainera urak zenbait elementu garraiatzeko gaitasuna du, gaineke mantuaren heterogeneotasun kimikoak sortuz. Beraz, prozesu honek hondoratutako ezpalaren gaineke mantuaren hidratazioa dakar

(tramadun eremua irudian), eta mantuko fluxuaren eraginpean sakonera handiagoetara garraiatzen dira, material horiek tenperatura igoaraziz. Baldintzak egokiak direnean fusio partziala hasten da (A puntua, 11.28. irudian) eta, ondorioz, arroken dentsitatea jaistean goranzko bidea hartzen dute eta deskonpresioaren eraginez peridotiten fusio partziala area-gotu. Fusio partziala sorrarazteko behar diren baldintzak, gutxi gorabehera 100 km-tara azaltzen direla iradoki da, fronte bolkanikoaren azpitik Wadati-Benioff eremuak duen sakonerarekin bat, hain zuzen ere.



11.28. irudia. Uharte-arkuetako magmatismoaren jatorria azaltzeko iradokitako eredu bat. Hondoratutako lurrazalaren deshidratazioak mantuaren hidratazioa eragiten du (trama ilunena), eta fusio partziala jasaten du anfibola (A) eta flogopita (B) deshidratatu ahala. (Tatsumi eta Eggs, 1995).

Ura plaka zamalkatzailearen mantura igarotzen denean, fusioa sortzeaz gain, zenbait mineral hidratatu ere sortzen ditu, beraien artean ugariena flogopita delarik. Flogopita arroka ultramafikoetan egonkorra da presio-baldintza oso altuetaraino eta bere deshidratazioa, gutxi gorabehera, 200 km-ko sakoneran dauden baldintzetan gertatzen dela kalkulatu ahal izan da. Hori horrela balitz, flogopitek ura askatzean bigarren fusio-urrats bat gerta liteke, eta horrek azal lezake zenbait uharte-arkutan deskribatu den kate bolkaniko sekundarioaren agerpena.

Magmak sortu ondoren, kristaltze frakzionatua jasaten dute maila batzuetan (11.28. irudia). Sakonera txikienetan kokatutako ganbera magmatikoetan, magma hidratatuen kristaltze frakzionatuaren bidez izaera kalkoalkalinoko arroak sortzen dira. Beraz, subdukzio-eremuetako bereizgarri diren magma kalkoalkalinoak sor daitezke magmen ur-proportzioa handia delako edota arkuaren lurrazal lodituaren eraginez jatorrizko magma toleitikoak sakonean pilatu eta izaera kalkoalkalinoa lortzen dutelako.

Aurretik aipatu da zenbait uharte-arkutan denboran zehar magmen ezaugarri kimi-koen aldaketa sumatzen dela, zeren hasieran izaera toleitikoko arroak eta, ondoren, izaera kalkoalkalinoko arroak nagusi baitira. Aldaketa horiek uharte-arkuak berak duen bila-kaeraren ondorioa izan daitezke. Uharte-arkua gazte eta, beraz, meheetan magmek bide zuzenago eta errazagoak aurkitzen dituzte azaleratzeko, eta jatorrizko magma toleitikoek

aldaketa gutxi jasaten dituzte. Era berean, arku gazteak beroagoak dira eta, ondorioz, magma-kopuru handiagoak sortzen dira, azalera heltzen diren arroak jatorrizko konposiziotik gertuago egoteko aukerak handituz. Aldiz, uharte-arku garatuagoetan, magma-kopuru txikiagoak sortzeaz gain, magmek gorantz egiteko zailtasun handiagoak dituzte lurrazala lodiagoa delako, denbora gehiago izaten dute frakzionatzeko eta apurka-apurka izaera kalkoalkalinoa lortzen dute.

Zenbait ikertzailek, aldiz, izaera kalkoalkalinoa magmen arteko nahasketen ondorioa izan daitekeela proposatu dute. Mantuan sortutako magma mafikoek goranzko bidean uharte-arkuko lurrazala berotuz fusioa eragin dezakete eta magma azidoak sortu. Era horretan sortutako magma azidoen eta mantuan jatorria duten magma basikoen arteko nahasketak serie kalkoalkalinoko arroak sortzen ditu.

Zalantzarik ez dago subdukzio-eremuak oso ingurune konplexuak direla onartzeko orduan eta magmen sorreran jatorri ezberdineko iturriek eta maila ezberdineko frakzionazioek parte hartzen dutela. Gainera, plaka zamalkatzailearen mantua heterogeneoa izan daiteke, aberastutako eta txirotutako eremuak barneratuz, subdukzioa jasaten duen lurrazalaren eta sedimentuen osagai ezberdinek proportzio ezberdinetan har dezakete parte, eredu termikoa eta mantuko fluxuak aldakorak izan daitezke eta hain garrantzitsua den fluidoaren izaera eta portaera ez dago behar beste finkatuta.

Magmen sorrera simple batek ezin du uharte-arkuetan behatzen diren arroka bolkaniko guztien jatorria azaldu. Orain arte aipatutakoan oinarrituta, uharte-arkuetako magmen sorreran parte hartzen duten prozesu orokorrenak baino ez dira deskribatzen ondoren laburbiltzen den ereduari:

1. Subdukzioa jasan duen lurrazal ozeanikoa eta berarekin hondoratutako sedimentuak berotu eta deshidratatu egiten dira ura askatuz. Material horiek baldintza oso konkretuetan baino ez dute fusio partziala jasaten: uharte-arkua edo hondoratzen den lurrazala oso gazteak direnean.
2. Askatutako fase fluidoa eta bertan disolbatutako zenbait elementu gaineko manturaino garraiatuak izaten dira.
3. Peridotita hidratatuak sakonera handiagoetara garraiatuak izaten dira. Gutxi gora-behera 110 km-ko sakonera peridotita horien fusio partziala hasteko behar diren P eta T baldintzak aurkitzen dira. Baldintza horietan peridotitek % 1-2 fusio partziala jasaten dute eta izaera toleitikoa duen basalto olibinikoa sortzen da.
4. Era horretan sortutako magma toleitikoak arkuko lurrazalaren azpian pilatzen dira eta kristaltze frakzionatua aktibatzen da. Magmen pilaketaz sortutako ganbera magmatiko handiek gaineko lurrazalaren fusioa eragin dezakete eta magma azidoagoak sortu.
5. Ondoren, magma toleitiko eta kalkoalkalinoen desberdintze-prozesua gertatzen da (kristaltze frakzionatuaren bitartez, asimilazioz zein magmen nahasketaz), uharte-arkuetan behatzen diren konposizio ezberdineko arroka-espektrua osoa sortuz. Azaleratzen ez diren magmek plutoiak eratzen dituzte sakonean.
6. Magma alkalinoagoak ere sor daitezke, uharte-arkutik askoz atzerago, agian subdukzio-eremuarekin erlazionatutako fluidoak agortzen direnean.

7. Arkuaren ostean ere, subdukzioak eragindako konbekzio lokalaren bitartez, mantuko konbekzio-korronte gorakorra era daiteke, arkuosteko bolkanismoa sortuz. Prozesu honen bitartez arro marjinalak sortzen dira.

11.5.2. Arku kontinentaletako magmatismoaren ezaugarriak eta jatorria

Subdukzioa kontinente baten azpitik gertatzean arku kontinentala edo kontinente-ertz aktiboa izango dugu. Geometrikoki eta mekanikoki arku kontinentalak uharte-arkuen parekoak dira, ezberdintasun nagusi batekin: 70 km-ko lodiera izan dezakeen lurrazal kontinentalaren presentzia subdukzio azpikontinentalaren gainetik. Nahiz eta lurrazal kontinentala subdukzio-eremu orokorrean azaleko ezaugarria baino ez izan, arku kontinentaleko magmetan berebiziko eragina izateko gaitasuna du. Lurrazal kontinentalak, batez ere, hiru bide hauen bitartez baldintza dezake magmen izaera:

1. Plaka zamalkatzailearen mantuan sortutako magmek, azaleratu aurretik, elementu bateraezinetan aberastutako lurrazal kontinental lodia zeharkatu behar dute. Magmen eta lurrazala osatzen duten arroken arteko ezberdintasun kimiko nabariengatik, handia da gorantz abiatzen diren likidoek “kutsatzeko” duten arriskua.
2. Lurrazalaren dentsitate txikiari esker, magma mafiko edo ertainen goranzko bidea zeharo moteldu daiteke, eta, ondorioz, asimilazio-edota ezberdintze-prozesuak areagotu egiten dira.
3. Magmek goranzko bidean lurrazal kontinentala berotzen dute eta, lurrazal kontinentaleko materialen fusio-puntu baxuari esker, bertan fusio partzialeko prozesuak sorrarazteko behar diren baldintzak lor daitezke. Prozesu horrek subdukzio-eremuetako magmatismo azidoaren portzentajea izugarri handituko luke.

Uharte-arkuen eta arku kontinentalen arteko beste ezberdintasun bat plaka zamalkatzailearen mantu litosferikoaren izaerari dagokio. Kontinentearen azpiko mantu litosferikoak kontinentea sortu zenetik ez du aldaketarik jasan, kontinenteari atxikita mantentzen delako. Aldiz, lurrazal ozeanikoaren mantu litosferikoa birziklatu egiten da, subdukzioa jasaten duen aldi bakoitzeko. Horrek bi mantu litosferikoen arteko ezberdintasun kimikoak eragiten ditu, eta onartzen den bezala magmen jatorria mantu litosferikoan aurkituz gero, jatorrizko magmen kimismoa ezberdina izango da.

Arku kontinentaletako eta uharte-arkuetako magmatismoaren artean badago beste ezberdintasun nabarmen bat. Arku kontinentaletan, eta batez ere jarduera bolkanikorik gabe gelditu diren lurraldeetan, higadurak plutoien lerrokadura konplexua utzi dezake agerian. *Gerriko batolitikoak* hain daude lotuta arku kontinentalekin, ezen kontinenteen ertz aktibo zaharrak edo desagertuak identifikatzeko tresna gisa erabiltzen baitira.

Beraz, lurrazal kontinental lodiak, eta agian, azpiko mantu heterogeneo eta aberas-tuak arku kontinentalen magmatismoa uharte-arkuena baino konplexuagoa izatea eragiten dute eta kontinente-ertz aktiboak Lurreko ingurune tektoniko/igneo korapilatsuenak bilakatu.

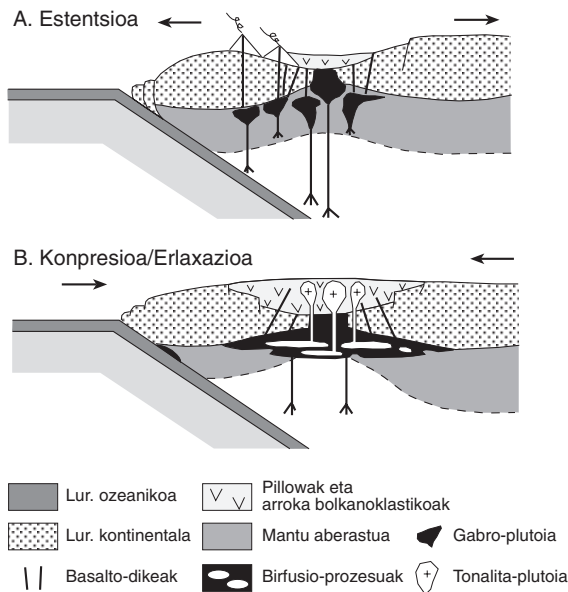
11.5.2.1. Arku kontinentaletako gerriko plutonikoak

Andeetan zehar arroka intrusiboen kopuru izugarri handia azaleratzen da. Arroka intrusiboak, espazioan eta denboran, guztiz erlazionatuta daude deskribatutako arroka bolkanikoekin, arroka-mota biak prozesu tektonomagmatiko beraren ondorio direla iradokiz. Horrela izanik, gerriko orogenikoetan plaken arteko mugarekiko paralelo agertzen diren plutoien lerrokadurari *Cordillera motako batolitoa* izendatzea arrunta da.

Batolito hauek 10 eta 100 Mu-ko denbora-tartean sortutako ehunka edo milaka gorputz intrusiborekin daude eratuta. Azaleratutako arroka bolkanikoak basalto eta errioliten konposizioen artekoak diren moduan, sakoneko arroka plutonikoek honako seriea osatzen dute: gabro-diorita-tonalita-granodiorita-granito. Peruko kostaldeko batolitoan, adibidez, gabro eta dioritek arroka plutoniko guztien % 7-16 bitartea osatzen dute, tonalitek % 48-60 bitartea, granodioritak % 20-30 tartea eta benetako granitoak % 1-4 bitartea baino ez. Beraz, serie honetako arrokei, oro har, “granito” izendatzeko dagoen ohiturari uko eginez, “granitoide” esateak egokiagoa dirudi.

Arroka plutonikoen eta bolkanikoen arteko parekotasun kimikoak iradokitzen du lehenengoak azaleratzen diren arroka bolkanikoen sakoneko baliokideak direla. Batolitoak arku kontinentaletako magmatismoaren ezaugarri nagusietariko bat islatzen dute, eta, oro har, onartzen da arroka plutonikoen ugaritasuna ingurune hauetan arroka bolkanikoena baino magnitude-ordena bat handiagoa dela.

Gaur eguneko ikertzaile gehienek uste dute arroka plutoniko basikoenak zuzenean plaka zamalkatzailearen mantutik eratorriak direla; tonaliten bolumen izugarria, aldiz, lurrazal kontinentalaren azpian pilatu (*underplating*) eta kristalizatzen diren magma basaltiko/gabroikoen fusioaren ondorio direla iradokitzen dute. Ikerketa esperimental ugarietan ziurtatu da baldintza hidratatuetan arroka basaltikoen fusioaren bitartez magma tonalitikoak sor daitezkeela. 11.29. irudian islatu da Andeak estentsioaren eraginpean aurkitzen direnean mantuak jasaten duen gorakada eta horrek eragiten duen kontinentearen azpiko mantu litosferiko hidratatuaren deskonpresio-fusioa. Estentsioari lotutako failek magma gabroikoak azaleraino heltzea ahalbidetzen dute, baina bere dentsitate altua dela eta, magma gabroikoak, batez ere, lurrazalaren oinean pilatuko dira. Bertan, magmen fusio-, asimilazio-, pilaketa- eta homogeneizazio-prozesuak gertatzen dira, eta kopuru bat solidifika daiteke ere. Ondoren, konpresioaren eraginpean eta ondorengo lasaitze-urratsetan lurrazala loditu egiten da eta mantuan sortutako magma berriek garraiatutako beroak aurreko gabroen fusioa eragin dezake. Era horretan, dentsitate txikiagoko magma tonalitikoak eratzen dira, lurrazal kontinentalean zehar gora eginez eta plutoi tonalitiko homogeneo handietan solidifikatuz. Granodiorita eta granitoak sakonera txikiagoetan gertatzen diren ezberdintze-prozesuen bitartez (kristaltze frakzionatua, inguruko arroken asimilazioa...) sortzen dira.



11.29. irudia. A: Arku kontinentaleko lurrazalaren azpian gabrozko masa baten pilaketa erakusten duen ereduak. B: Lurrazalaren azpian pilatutako gabroen bifusioak magma eta plutoi toleitikoak eratzen ditu. (Cobbing eta Pitcher, 1983).

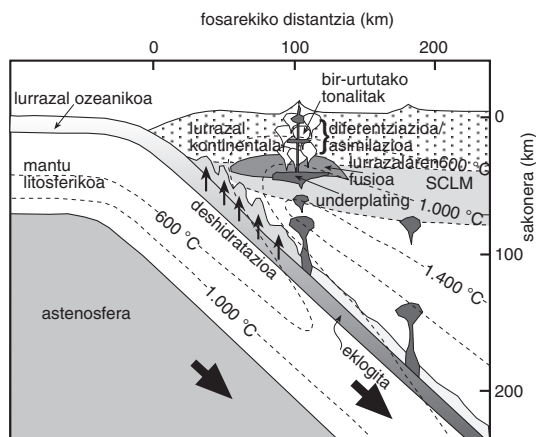
Gerriko batolitikoaren sorrerarako eredu hau egia balitz, arroka plutonikoen (gutxienez feltsikoenen) eta bolkanikoen artean ezberdintasun nagusi bat egongo litzateke. Nahiz eta arroka guztien jatorria plaka zamalkatzailearen mantuko peridotitak izan, arroka bolkanikoak fusio-urrats bakarraren bitartez sortzen dira eta magma tonalitikoak bi fusio-urratsen bitartez. Noski, leloak izango ginateke plutoi feltsiko eta arroka bolkaniko guztiek bide ezberdin bi hauei baino ez dietela jarraitu sinetsiko bagenu.

Arroka bolkanikoetan bezala, gerriko batolitikoetan aldaketa kimiko eta isotopiko progresiboak definitzen dira zehar-ebaki perpendikularretan. Arruntena SiO_2 , K_2O , Rb, Th, U eta beste zenbait elementu urri bateraezin eta isotopo aberastuen kopuruak kontinente aldera handitzea da. Baina hau ere, ez da beti betetzen den ereduak.

11.5.2.2. Arku kontinentaletako magmatismoaren jatorria

Arku kontinentalak Lurraren sistema tektoniko eta petrologiko korapilatsuenak direla onartzen da. 11.30. irudian ikus daitekeen bezala, arku kontinentaletako magmatismoa jatorri anitzeko eta urrats anitzeko prozesua da. Uharte-arkuetan bezala, arku kontinentaletako estreinako magmen jatorria plaka zamalkatzailearen mantuko peridotitetan bilatu behar da, zeina fusioa hondoratzen ari den plakaren deshidratazioaren eraginez fluidoak gehitzen direlako (eta agian magmak ere) gertatzen baita. Seguru asko, era horretan sortutako magma primarioa olibinodun basalto toleitikoa litzateke. Baina konposizio horretako magmak uharte-arku gazteetan baino ez dira azaleratzen, bertako lurrazala oso mehea baita. Arku kontinentaletako lurrazal lodi eta arinaren eraginez, magma primarioak lurrazal kontinentalearen azpian pilatzen dira. Bertan, kristaltze frakzionatu orokorra eta asimilazioa jasaten

dute, eta segur aski behe-lurrazaleko arroken fusioa eragiten dute. Lurrazalaren oinean magma basikoek fusio-, asimilazio-, pilaketa- eta homogeneizazio-prozesuak jasaten dituzte. Soilik baldintza estentsionalak nagusi direnean, jatorrizko magma hauek lurrazal kontinental mehetua zeharkatzen duten failak baliatuz azalera daitezke. Lurrazalaren eta mantuaren arteko mugak duen dentsitate-aldaketaren eraginez, handia izan daiteke bertan pilatutako magma-kopurua, zati handi bat, gainera, kristaldu eta lurrazalaren parte izatera pasa daiteke *underplating* (ez nahastu *underplating* magmatiko hau, akrezio-prismetako *underplating* tektonikoarekin) deritzon prozesuaren bitartez.



11.30. irudia. Zehar-ebaki eskematikoa subdukzio azpikontinental batean zehar. Bertan irudikatu dira hondoratutako ezpalaren deshidratazioa, mantu heterogeneoaren hidratazioa eta fusioa (kontinentearen azpiko mantu litosferiko aberastua barne; SCLM) eta mantutik eratorritako fundidoen underplating prozesua. Magma primarioen bir-urtzea magma tonalitikoak sortuz eta lurrazalaren fusioa gertatzen deneko balizko eremu bat ere barneratu dira. Magmek lurrazal kontinentalean zehar gorantz egin ahala, desberdintze- zein asimilazio-prozesuak jasaten dituzte. (Winter, 2001).

Lurrazal kontinentalaren oinean pilatutako arroka hauek birfusiionatuz gero, magma kalkoalkalinoak sortzen dira, aurretik aipatu den bezala, eta magma horien ondorengo bilakaeraz sor daitezke soilik magma azidoagoak (granodioritiko edo granitikoak ere). Lurrazal kontinentala zeharkatzean jatorrizko magmek era ezberdinetan xurga ditzakete lurrazal kontinentaleko materialak: asimilazioz, lurrazaleko materialen fusioa eraginez edo magmen arteko nahasketen bitartez.

Arku kontinentaletako arroka plutonikoak, batez beste, bolkanikoak baino azidoagoak izan ohi dira. Gabro eta kuartzodioritak oso urriak dira tonaliten proportzio izugarriekin, baita montzonita edo granitoekin, konparatuta ere. Arroka intrusiboen artean, arroka bolkanikoetan bezala, mantuan jatorria duten baina azalera heldu aurretik solidotzen diren magmak (fusio-urrats bakarrekoak) eta magma mafikoen birfusioaren bitartez sortutakoak (bi urratseko fusioa) bereiz daitezke. Magma berrien solidotzearen eta konpresioaren eraginez, lurrazala loditu ahala, mantuan sortutako magmek zailagoa izango dute lurrazalaren oina zeharkatzea eta gero eta gehiago izango dira bertan kristaltzen direnak.

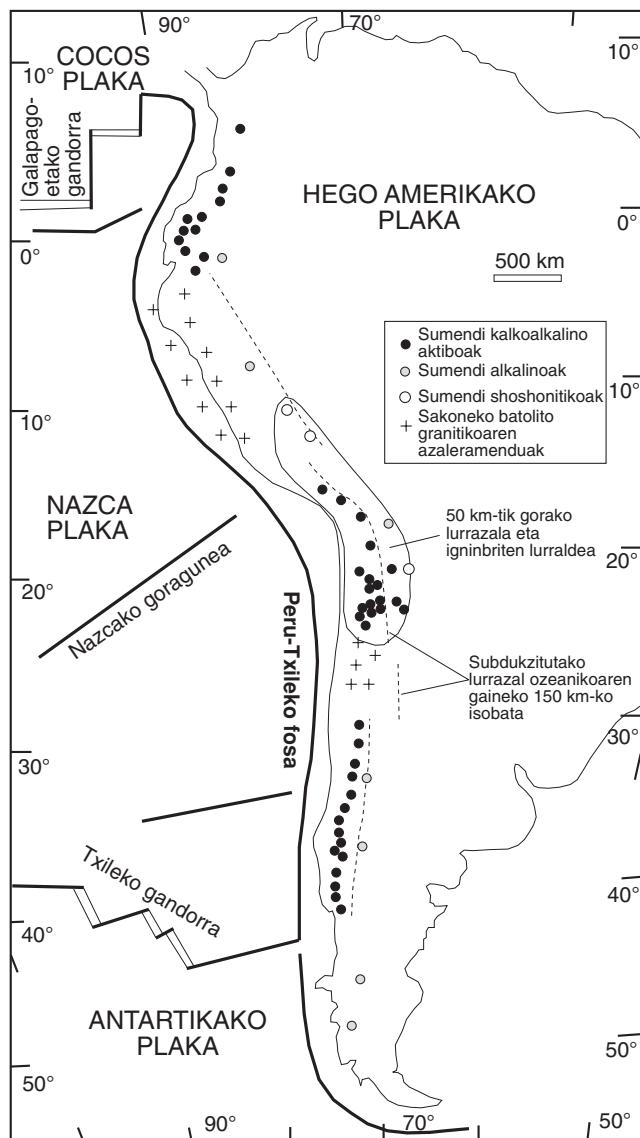
Laburbilduz esan daiteke arku kontinentaletako magmatismoa hondoratutako lurrazal ozeaniko eta sedimentuetatik, plaka zamalkatzailearen mantutik (mantua bera peridotita txirotu eta aberastuen arteko nahasketa izango litzateke), lurrazal kontinental hetereogeneotik, lurrazalaren azpian pilatutako materialetatik eta kontinentearen azpiko mantu litosferikotik hornitzen dela, neurri handiago edo txikiago batean. Eremu bakoitzeko materialak beraien artean nahastu edota partzialki urtu daitezke neurri ezberdinetan.

Beraz, subdukzioa gertatu ahala hondoratutako lurrazal ozeanikoa deshidratatu egiten da eta urak gainera peridotitak hidratatzen ditu fusio partziala eraginez. Magmek kristaltze frakzionatua jasan dezakete lurrazal kontinentalaren azpian edo sakonera txikiagoko kokapenetan pilatzean. Magma gorakorren artean nahasketa-prozesuak ere gerta daitezke. Era beran, lurrazal kontinental hetereogeneoaren asimilazioak aldaketa kimikoak eragiten ditu magmetan. Aldaketa horien neurria konposizio, tenperatura, lurrazalaren lodiera, magmaren bero-kapazitate eta magmaren erresidentzia-denboraren arabera da. Beste alde batetik, baldintza tektonikoez eragin zuzena dute azaleratzen edo sakonera txikitzen kokatzen den magma-kopuruan. Konpresio-inguruneetan ugariagoak dira sakonean kristaltzen diren magmak; norabide-mugimenduko edo estentsio-inguruneetan, aldiz, magmaren igoera azkarra bermatzen duten egiturak sortzen dira. Aipatutako magmen balizko jatorri guztiek eta jasaten dituzten prozesu guztiek, neurri batean edo bestean, eragina dute arku kontinentaletako magmatismoan.

Mantuko fusio partzialaren bitartez arku kontinentaletako lurrazalaren sorrera eragiten duten prozesu hauek dira lurrazal kontinental sortzeko aukera bakarrenetarikoa, bakar ez bada.

11.6. ANDEAK

Andeak litosfera kontinental baten azpitik plaka ozeanikoaren subdukzioz eratutako mendikate nagusia da. Hego Amerikako mendebaldeko kostaldean zehar luzatzen da 9.000 km-tan zehar (11.31. irudia). Subdukzitutako Nazca plakaren gainetik Hego Amerikako litosfera kontinentalean garatutako erliebea da andetar mendikatea. Geologikoki, eremu goratuaz gain, mendikatea beste zenbait ingurune geologikotan bana daiteke: Peru-Txileko fosa ozeanikoa eta subdukzio-eremu aktiboa, subdukzioaren eraginez garatutako arku bolkaniko aktiboa, eta mendikatearen ekialdean toles eta zamalkadurak nagusi direneko xingola deformatua. Batez ere, Nazca plaka da Andeen azpitik hondoratzen dena, Galapagoetako gandorretik Txileko gandorreraino (11.31. irudia). Txileko puntu hirukoitzetik (fosa-fosa-faila transformatzailea; TTF) hegoalderantz Antartikako plaka da Hego Amerikakoaren azpitik motelki murgiltzen dena. Nazca plakaren barnean kokatzen den Nazca eremu goratua Peruko Andeen azpitik hondoratzen da, kontinentearen ertzean garatutako bihurtunean. Nahiz eta mendikate hau Himalaiaren ondoren garapen handiena duena izan, berorren ezaugarri eta garapen geologikoak nahiko ezezagunak dira.

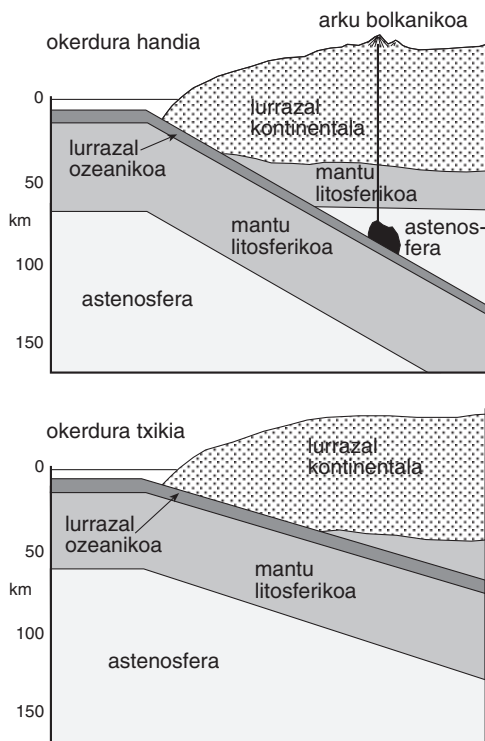


11.31. irudia. Konposizio ezberdineko magmak isurtzen dituzten sumendi aktiboen eta sakoneko batolitoen kokapena erakusten duen Andeen inguruko plaken mapa eskematikoa.

150 km-ko isobatak adierazten du hondoratutako plaka litosferikoaren gaineko azalerak sakonera hori non duen. (Dewey eta Lamb, 1992).

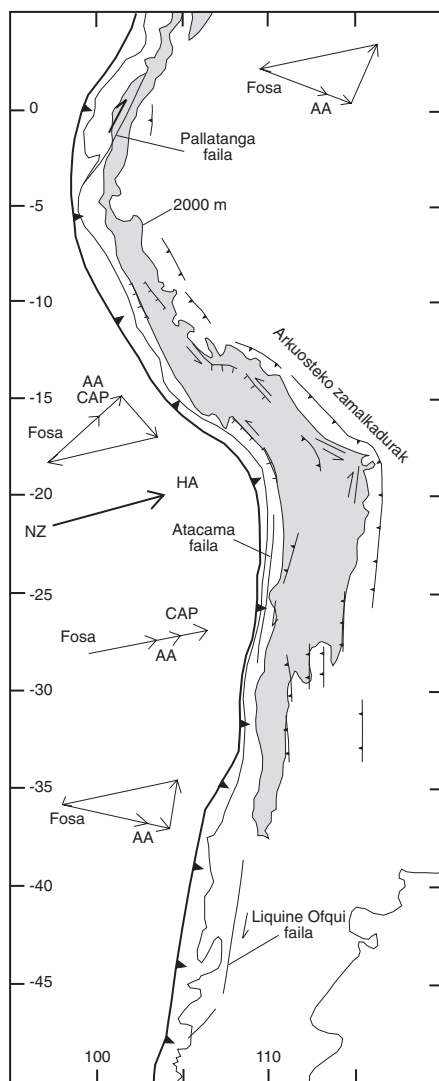
Mendikatearen batez besteko zabalera 500 km ingurukoa da, fosatik arkuosterraino. Subdukzio-eremu gehienetan ikusitakoaren aurka, mendikate honetako zamalkadura nagusiak, edo gutxienez ikertutakoen artean nabarmenenak, mendikatearen ekialdean daude. Denen artean mendikatea Brasilgo kratoiaren gainetik kokarazten dute.

Lurrikaren hedapenak iradokitzen du Nazca plaka okerdura ezberdineko zenbait segmentutan zatituta dagoela. Zatiketa horrek mendikatearen geometria zein jarduera bolkanikoa baldintzatzen ditu. 11.31. irudian ikus daitekeen bezala mendikatea segmentu bolkaniko eta ez-bolkanikotan bana daiteke. Sumendi aktiboak honako lurralde hauetan kokatzen dira: (1) Kolonbian eta Peruko iparraldean; (2) Peruko hegoaldean, Bolivian eta Txileko iparraldean; (3) Txile eta Argentina arteko mugan zehar. Eremu ez-bolkanikoak gorakada azkarraren eraginpean daude, eta ondorioz, mendikatearen basamentu granitikoak agerian uzten duen higadura bortitzaren eragina jasaten dute. Irudian ikus daitekeenez ere, eremu bolkanikoak bat datoz subdukzioaren okerdura handieneko eremuekin. Sumendi aktiboak 30° edo gehiagoko okerdura erakusten duten subdukzio-eremuen gainetik kokatzen dira; sumendi aktiborik gabeko lurraldeetan, aldiz, okerdura txikiagoa da. Oro har, hondoratutako plakaren 150 km-ko isobatak magma kalkoalkalinoak eratzen hasten direneko sakonera adierazten duela onartzen da. Beraz, isobata horren gainetik kokatzen dira sumendi-kateak. Segmentu ez-bolkanikoetan isobataren kokapena kontinente alderantz desplazatuta dago. Horrek adierazten du subdukzioaren okerdura txikiagoa dela eta baldintza horietan hondoratutako plaka goiko plakari atxikita gelditzen da tarte luzeetan. Ondorioz, 150 km-tan deshidratazioa jasango duen hondoratutako plakaren gainetik ez dago goi-mantuaren aztarnarik eta, hortaz, ezin bolkanismorik garatu (11.32. irudia).



11.32. irudia. Okerdura txikiko subdukzio-eremuaren gaineko mantuan ez da plaka zamalkatzailearen astenosferarik agertzen eta, ondorioz, ezinezkoa da fusiorik gertatzea. (Winter, 2001).

Mendikatearen beste ezaugarri nabarmenetariko bat akrezio-prismarik eza edo berorren tamaina txikia da (11.14. irudia). Bilakaera luzea izan eta sedimentu ugari hartu dituen fosan ondo garatutako akrezio-prismak aurkitzea arruntagoa izango litzateke. Nahiz eta horren zergatia argi ez egon, ikertzaile gehienek subdukzio-eremuko higadura-lana aipatzen dute aitzakiatzat.

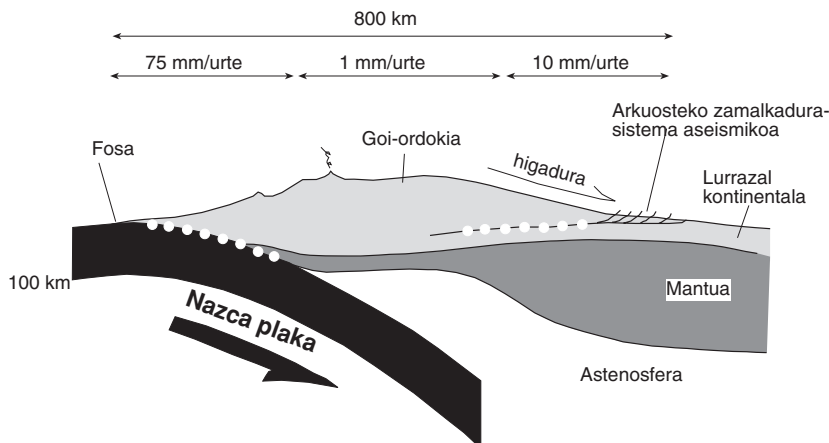


11.33. irudia. Tektonika eta zinematika Andetan. Zamalkadura nagusiak hala nola faila normal eta norabide-faila nabarmenenak adierazi dira. Plaken arteko konbergentziaren zehihartasuna dela eta, sortutako deformazioaren partizioa egitura nagusien abiadura-bektoreekin osatutako triangelu geometrikoen bitartez irudikatu da: fosa, arkuosteko zamalkadurak (CAP), arkuaurreko domeinua (kontinente-ertza) (AA). (Dewey eta Lamb, 1992).

Peru, Bolivia eta Txileko iparraldean eta erdialdean mendikatea zabalagoa da, Hego Amerikako iparraldean eta hegoaldean baino (11.33. irudia). Era berean, ingurune horretan dute zamalkadurek eragin nabarmenena. Konbergentziarekin lotutako deformazioa era eta proportzio ezberdinetan garatu eta banatuko da hainbat eremutan, zamalkadurak, faila normalak zein norabide-failak tartekatuz. Nazca eta Hego Amerikako plaken arteko (NZ-HA) konbergentziaren norabidea zeharo konstantea da mendikate guztian zehar. Beraz, konbergentzia frontala edo zeharraz izatea kontinentearen ertzeko irregulartasunek baino ez dute baldintzatzen.

11.6.1. Mendikatearen zehar-ebaki litosferikoa

11.34. irudiko zehar-ebakia, Bolivia zeharkatuz, mendikatearen 800 km-ko irudi oso eskematikoa da. Garaiera handiena Aconcaguaren 7.000 m-ak dira, baina goi-ordoki guztian zehar ere 5.000 m-ak erraz gainditzen dira. Mendikatearen ezaugarri nagusietariko bat goi-ordokiaren azpitik lurrazal kontinentalak duen lodiera nabarmena da, 70 km ingurukoa. Litosferaren lodiera, aldiz, txikiagoa da mendikatearen eremu garaieken azpitik, Brasilgo kratoian baino. Mendikatearen garaiera nabarmena, beraz, jokabide bereko bi arrazoik azaltzen dute: flotagarritasun handiko lurrazal lodiak eta flotagarritasun txikiko goi-mantu meheak.



11.34. irudia. Andeetako litosferaren zehar-ebakia eta deformazio-eremu nagusiak. Zirkuluek lurrikara arruntenen kokapenak adierazten dituzte. (Jolivet eta Nataf, 1998).

Mendikate osoak gorakada mugimendua jasaten du, lurraldeak izan ezik, gainzamaren eraginez hondoratze joera duelako.

Lurrazal kontinental lodiko eremua bi zamalkadura-sistemen bitartez dago inguraturuta: subdukzio-eremu bera, alde batetik, eta arro subandetarraren gainean ekialderanzko bergentzia erakusten duten zamalkadurak, bestetik. Mendikatean zehar neurtu diren laburketa-tasak oso aldakorak dira. Konbergentzia gehiena mendikatearen mendebaldean xurgatzen da, plaken arteko konbergentzia-eremuaren inguruan (75 mm/u); erdiko eremu goratuan, aldiz, laburketa-tasa oso txikia da (1 mm/u), eta ekialdeko zamalkadura-eremuan tartekoa (10 mm/u). Oro har, onartzen da plaken arteko konbergentziaren % 80 Nazca eta

Hego Amerikako plaken arteko Wadati-Benioff eremuan xurgatzen dela. Gainerako % 20a mendikatean bertan xurgatzen da, inguru honetako plaken arteko muga zabala dela adieraziz.

Deformazioa, batez ere, fosaren inguruan eta arro subandetarraren gaineko zamalkadura-frontean pilatzen da. 11.34. irudiko zehar-ebakian ekialdeko zamalkadura-lurraldeak 100 km inguruko zabalera du eta bertako datu geofisikoek erakusten dute material hauetako basamentua Brasilgo kratoiari dagokiola. Kratoia progresiboki hondoratzen ari da ekialderantz garraiatutako sekuentzia sedimentarioen pilaketaren azpitik. Sekuentzia sedimentarioen pilaketak akrezio-prismen geometria erakusten duen ezpal tektonikoa osatzen du.

Mendikatearen eremu goratuenetan deformazioa nahiko motela da. Esfortzu nagusiak toki batetik bestera alda daitezke, konpresioa nagusi den eremuetan okerdura handiko alderantzizko failak sortzen dira eta estentsioa nagusi den eremuetan, aldiz, faila normalak.

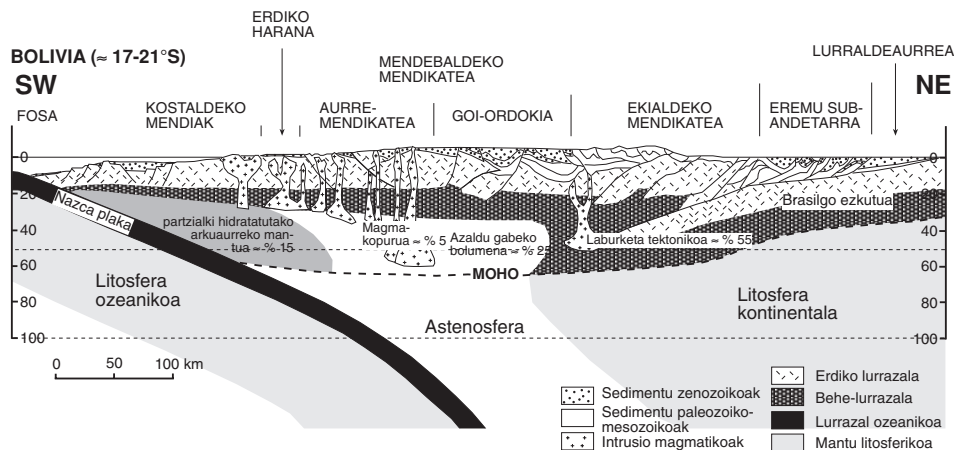
Mendikatearen mendebaldeko deformazioa kostaldearekiko paraleloak diren faila normalengatik da bereizgarria. Lurralde horrek jasaten duen altxatze eta higadura nabarmenari esker azaleratzen dira bertan mendikatearen basamentua eta subdukzioaren eraginez sortutako granitoak.

11.6.2. Lurrazalaren loditze-prozesuak Andean

Andeatoko egitura argitzen hasi zenetik arazo deigarrienetariko bat izan da nola azaldu lurrazal kontientalaren lodiera nabarmenaren garapena. Lodiera nabarmenenak Andeatoko erdiko aldean neurtzen dira; iparraldeko eremuetan, oster, lodierak askoz motelagoak eta loditze-prozesuak oso ezberdinak izan dira.

11.6.2.1. Erdialdeko Andeak ($\approx 5^{\circ}\text{S}$ - 45°S)

Erdialdeko Andeak batez besteko garaiera handiagatik, lurrazal lodiagatik eta ekialdean ondo garatutako *thin-skinned* motako toles eta zamalkaduren gerrikoagatik (eremu subandetarra) dira ezagunak (11.35. irudia). Jurasikoaz geroztik ez du lurralde exotikoen akreziorik pairatu. Era berean, ingurune honetako zenbait esparrutan 15 sumendi zenbatu dira kilometro kuadroko, munduko sumendi-dentsitate handienetarikoa. Bestalde, lurralde honetako jarduera sismikoa garrantzitsua izateaz gain, oso sakona da, 80 eta 200 km artean gertatutako lurrikarak arruntak dira. Goi-ordoki izenaz ezagutzen den eremu geografikoaren azpitik neurtu dira mendikate guztiko lurrazalaren lodiera handienak (70-75 km). Lodiera hauek oso ondo zehaztuta daude bertan neurtzen diren Bouguer anomalia negatibo nabarmenengatik (-450 mGal).



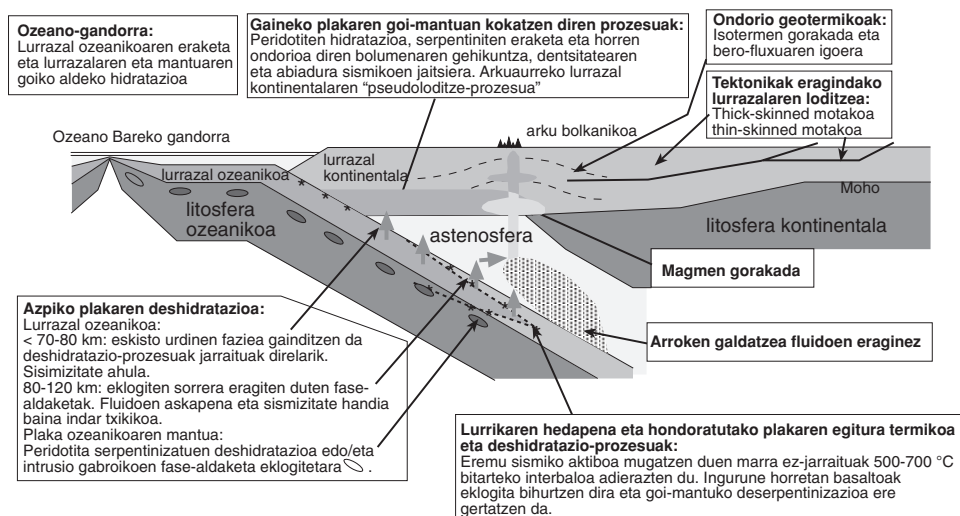
11.35. irudia. Boliviako litosferaren zehar-ebakia. Boliviako arku magmatikoaren eta goi-ordokiaren azpitik dagoen azaldu gabeko bolumena, partzialki behintzat, kontinente-ertzaren higadurak sortutako materialez osatuta egon daiteke. (Jaillard *et al.*, 2002).

Hasieran, lodiera izugarri hauek azaltzeko arku magmatikoaren jardura bortitzari lotutako sakoneko magma-bolumen kopuru handien pilaketa iradoki zen. Ikerketa berriagoek, aldiz, magma-pilaketak lurrazalaren loditze-kopuruaren portzentaje txiki bat baino ezin duela azaldu erakutsi dute. Adibidez, Peruko kostaldeko Kretazeoko batolito izugarriak, 2 km-ko lodiera eta 30-60 km-ko zabalerak baino ez dira neurtu.

Lurrazaleko loditze-prozesua plaka zamalkatzailearen laburketa konpresionalak eta Brasilgo kratoiaren gainean Andeen zamalkadurak gidatuta egon daiteke. Hala ere, prozesu horiek ez dute arku magmatikoaren azpiko eta arkuaurrearen azpiko lodiera azaltzen, bertan agertzen diren eskala txikiko konpresio-egiturak lodiera horiek sortzeko beste ez direlako. Ingurune hauetako loditze-prozesua plaka zamalkatzailearen ertzean higadura tektonikoz askatutako materiala mendikatearen mendebaldeko eremuen azpian atxikita gelditu daitekeela proposatu da ere, baina ikerketa geofisikoez ezeztatu egin dute ideia.

Arkuaurrean 40 km-ko sakoneratik Nazca plakaren mugaraino abiadura sismikoak normalak baino zerbait handiagoak dira, behe-lurrazalean tipikoak diren abiaduren antzekoak. Balio horiek bat datoz mantuko peridotita hidratatuek, hau da serpentinitek, dituzten abiadurekin. Serpentinizazioa hondoratzen ari den litosfera ozeanikotik askatutako fluidoaren eraginez gerta daiteke. Beraz, ingurune honetako lurrazalaren loditzea mantu peridotitikoaren zati baten hidratazioaren ondorioztat har daiteke (11.35. irudia) eta Moho etanunearen definizio petrologiko eta geofisikoan egon daieke arazoaren giltza (8.4. atala). Datu geofisikoez eremu hau lurrazalari dagokiola adierazten badute ere, petrografikoki garbi dago mantuko arroak direla, hau da, Moho etanune geofisikoa lurrazal kontinentalaren eta mantuaren arteko muga izan beharrean, arkuaurreko mantu hidratatuaren oinari dagokio. Horrela balitz, lurrazal kontinentalaren lodierak proposatzen direnak baino txikiagoak izango lirateke.

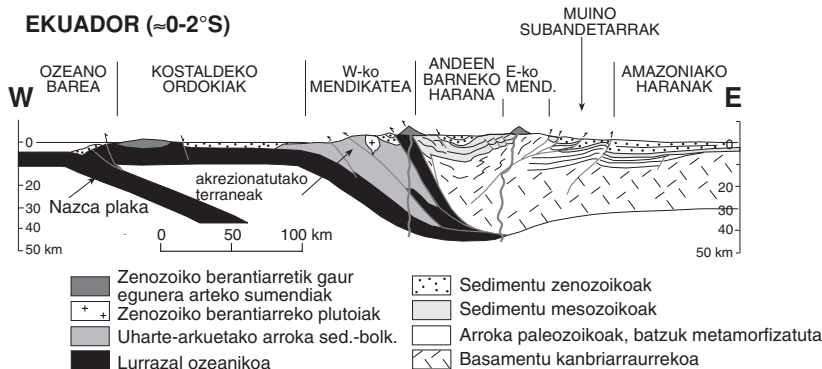
Erdialdeko Andeetan erdialdean oso arruntak dira 80-200 km bitarteko sakoneran gertatzen diren lurrikarak. Lurrikaren arrazoia sakonera horietan gertatzen diren fase-aldaketei eta fluidoek askapenei egotzi behar zaie. Hondoratzen ari den plakaren barnean lurrikara-eremuaren lodiera 25 km ingurukoa da. Adierrazgarria da lurrikarak bi mailatan pilatuta agertzen direla (11.36. irudia), eremu sismiko bikoitzen antzera. Aipatu beharra dago ere, maila biak 200 km-ko sakoneran elkartu egiten direla, eremu sismiko bikoitzetan gertatzen denaren pare. Gainera maila lurrazal ozeanikoan aurkituko litzateke eta bertan lurrikarak gertatzen dira basalto/gabroak eklogitetara eraldatzean eta prozesu honetan askatzen diren fluidoek eraginez. Mantuaren barnean kokatutako azpiko mailan (lurrazalaren lodiera 8 ± 2 km-koa baino ez da) gertatutako lurrikarak, aldiz, serpentiniten fluidoek askapenarengatik sortzen dira.



11.36. irudia. Erdialdeko Andeetan bi plakaren arteko elkarrekintzak laburbiltzen dituen irudia. Datuak ikerketa geofisikoei esker lortu dira. (Giese *et al.*, 1999).

11.6.2.2. Iparraldeko Andeak ($\approx 5^{\circ}\text{S}$ - 11°N)

Mendikatearen iparraldeko eremuaren ezaugarriak guztiz ezberdinak dira (11.37. irudia): (1) gaur eguneko arkuaurrea eta arku magmatikoa Mesozoikoan eta Tertiarioan zehar agregatutako terrane ozeaniko exotikoz eratuta daude; (2) mendikatearen lodiera eta batez besteko garaiera txikiagoak dira; eta (3) ekialdeko lurraldeareko eremuaren egitura nagusia *thick-skinned* motakoa da eta zabalera erlatiboki mugatua du. Iparraldeko Andeak terrane ozeanikoen akrezioa eragin duen konpresioaren eta eskuinaldeko mugimenduen ondorio direla onartzen da.



11.37. irudia. Iparraldeko Andean, Ekuadorretik zehar burututako litosfera osoaren zehar-ebakia. (Jaillard *et al.*, 2002).

11.6.3. Andeetako bilakaera geodinamikoa

Gaur eguneko Andeen egitura guztiz baldintzatzen dute Andetarraurreko lurrazalaren bilakaerak, Mesozoikoko paleogeografiak eta zutabe sedimentarioan ager daitezkeen aldente-mailen agerpenak. Beraz, Andetarraurreko garapena ezagutzea beharrezkoa da mendikatearen egitura eta loditze-prozesuak finkatzeko.

11.6.3.1. Andetarraurreko bilakaera (>220 Mu)

Andeak sortu aurretik, Hego Amerikako lurralde egonkorra eratzen zuten Kanbriarraurreko kratoiek (edo ezkutuek), Kanbriarraurretik edo Paleozoikoan atxikitako lurralde kontinentalek —batez ere, Gondwanako mendabaldeko kostaldean kokatutako mendikate orogeniko paleozoikoek— eta ondorengo pilaketa sedimentarioek. Iparraldeko Andeetako bilakaera tektoniko paleozoikoari buruz ezer gutxi ezagutzen da.

11.6.3.2. Estentsio-egiturak eta beraien alderanzketa tektonikoa Mesozoikoan

Hego Amerikako Paleozoiko berantiarra-Kretazeoa bitarteko bilakaera estentsio-deformazioa eta magmatismoa barneratzen dituzten zenbait urratsetan bana daiteke, zeinak sarritan subdukzio ozeaniko aktiboarekin bat datozen. Permian eta Jurasiko goiztiarrean Gondwanaren apurketa eta Tetis itsasoaren sorrera gertatu ziren. Garai hartako anomalia termikoek fusio-prozesu garrantzitsuak eragin zituzten. Sarritan, prozesu bolkanikoak estentsio-failek gobernatutako subsidentzia nabarmeneko arro sedimentarioetan kokatzen ziren. Ondoren, Jurasiko berantiarrean-Kretazeo goiztiarrean gertatutako Hego Amerikako riftingak ere estentsio-egiturak eta prozesu magmatikoak eragin zituen. Lokalki, prozesu horiek Kretazeo berantiarrean arte ere luzatu ziren, nahiz eta arkuan eta arkuaurrean deformazio transpresionalarekin nahastuta egon.

11.6.3.3. Tertzarioan Andeak sortu eta lurrazala loditu egiten da

Mendebaldetik ekialderanzko Andeen zehar-ebakiek hiru eremu nagusi bereizten dituzte (11.35. irudia): (1) arkuaurreko eremua, fosaren barneko hormak eta kostaldeko mendiek osatuta; (2) arkuko eremua, batez ere, mendikateak berak (eta goi-ordokiak) osatzen duena; eta (3) arkuosteko eremua, ekialdeko mendikateek eta eremu subandetarrak eratzen duten eremua. Tertzarioaz geroztik eremu bakoitzak deformazio-mota bereizgarria izan du.

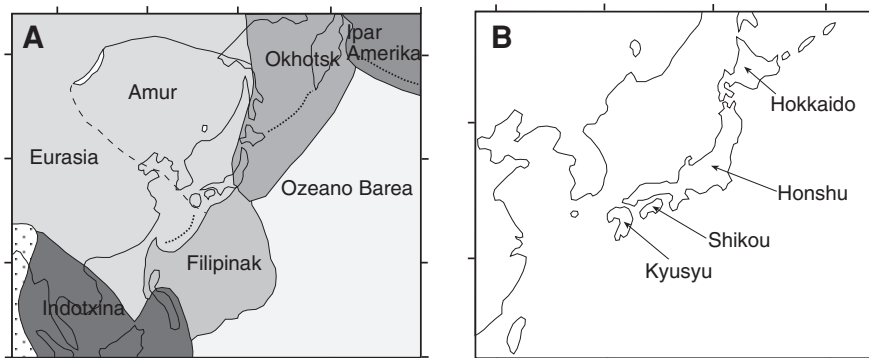
Arkuaurreko eremuan deformazioa oso konplexua da eta orain arte gutxi ezagutzen da. Arkuaurreko itsas azpiko mendebaldeko lurraldean arro sedimentario estentsionalak dira nagusi eta beraien subsidentzia kontinente-ertzaren higadura tektonikoarekin estuki erlazionatuta dago. Ekialdean, aldiz, deformazio-egitura konpresionalak, norabide-failak eta mugimendu gorakor bertikalak behatzen dira.

Arkuko deformazio-egiturak, sarritan, segida bolkaniko lodien bitartez estalita daude. Ikusi direnean bergentzia aldakorreko toles eta alderantzizko failak deskribatu dira. Mugimendu gorakorak, oro har, Eozenoan hasi zirela onartzen da, nahiz eta Miozeno berantiaraz geroztik, Ande guztietan zehar, azkarragoak eta nabarmenagoak izan.

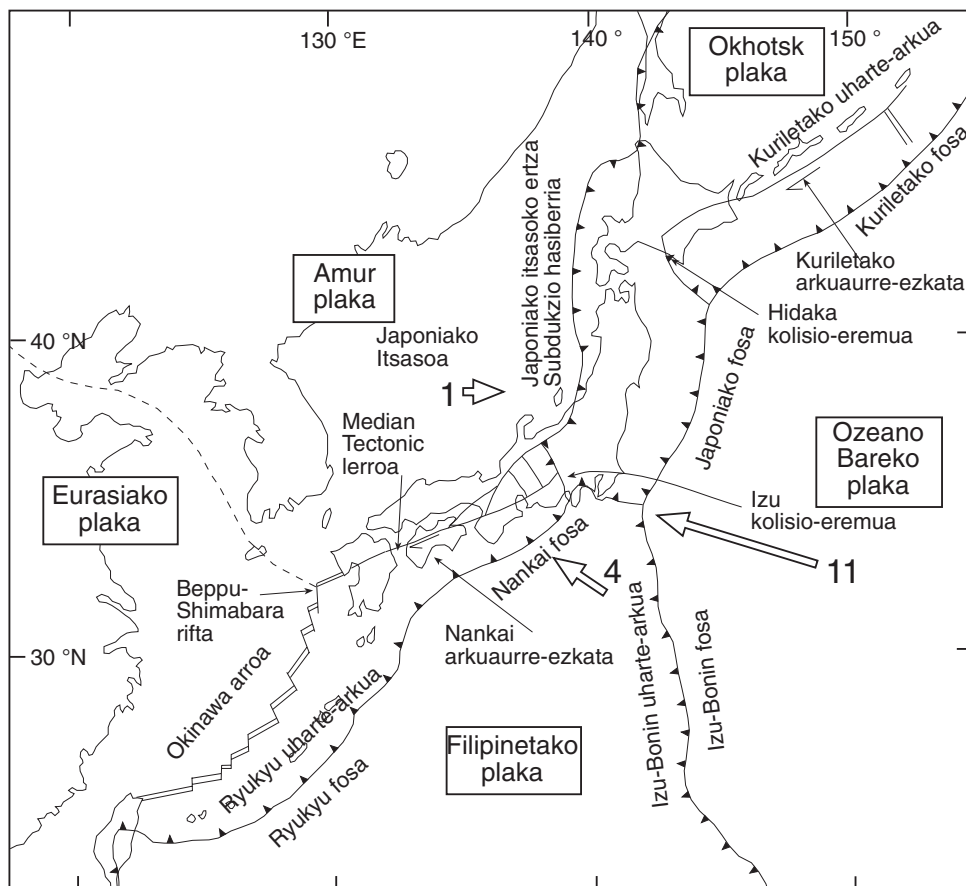
Ande mendiek Hego Amerikako plaka egonkorren gainean kokatzeko duten joerarengatik, arkuosteko lurraldeetan ekialderanzko bergentziadun toles eta zamalkadurak dira nagusi. Hala ere, lurralde horietako laburketa-proporzioak eta deformazio-estiloak oso aldakorak dira mendikatean zehar.

11.7. JAPONIAKO UHARTE-ARKUEN SISTEMA

Zalantzarik gabe Japoniako uharte-arkua Ozeano Bareko mendebaldean kokatutako fosa-arkuen sistema ikertuena da, eta ondorioz ezagupen-maila handiena duena. Japoniako arku-sistema gehiena lau uharte handiekin dago osatuta: Hokkaido, Honshu, Shikoku eta Kyushu (11.38.B. irudia). Era berean, arkua lau segmentutan bana daiteke: Kuriletako mendebaldekoa, Honshu, Ryukyu eta Izu-Bonin (Ogasawara) arkuak (11.39. irudia). Laburpen honetan guztiak Japoniako uharte-arkuen sisteman barneratuko dira. Japoniako uharte-arkuen sistemaren sorrera, batez ere, Permiarraz geroztik gertatu izan da Asiako ekialdeko kontinente-ertzean, Ozeano Bareko lurrazal ozeaniko zaharraren subdukzioaren eraginez. Tertzarioan sortutako arkuosteko arroak, aldiz, gaur eguneko morfologia baldintzatzen dutenak dira.



11.38. irudia. A. Asiako ipar-ekialdea osatzen duten plaken kokapena. B. Japoniako arku-sistema osatzen duten 4 uharte nagusien kokapen geografikoa. (Taira, 2001).



11.39. irudia. Japoniako arku-sistema osatzen duten plaken arteko muga ezaugarriak, eta inguruko egitura tektoniko nagusiak. Geziak plaken abiadurekiko proportzionalak dira. (Taira, 2001).

11.7.1. Sisteman parte hartzen duten plakak

Japoniako arku-sistemaren tektonika 5 plaken arteko elkarrekintzek baldintzatzen dute: Eurasiako, Amur, Okhotsk, Ozeano Bareko eta Filipinetako plakek (11.38.A.). Ozeano Bareko plakako subdukzioa Kuriletako arkuaren azpitik zehar da, eta ondorioz Kuriletako arkuaurrearen mendebalderanzko migrazioa eragiten du (Kuriletako arkuaurrearen ezpala) (11.39. irudia). Kuriletako arkuaurrearen ezpala mendebalderantz mugitzean kolisio-eremu bat sorrarazten du (Hidaka kolisio-eremua), Hokkaido uhartearen barne. Ozeano Bareko plakako subdukzioak Japoniako eta Izu-Bonin fosetan zehar du jarraipena. Honshu azpiko Ozeano Bareko plakaren subdukzioaz gain, plaka-tektonikaren ereduak erakusten du Japoniako itsasoaren ekialdeko ertzean subdukzio-eremu jaio berri baten sorrera gertatzen ari dela, Japoniako ipar-ekialdearen (Okhotsk plaka) eta Amur plakaren arteko ekialde-mendebalde norabideko konbergentziaren eraginez.

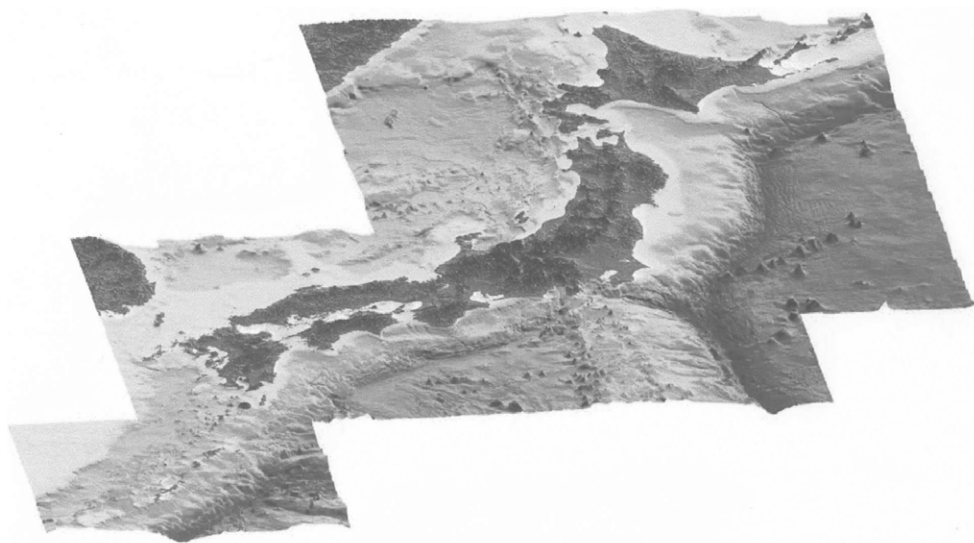
Filipinetako plakako ipar-mendebalderanzko subdukzioa zehar da bai Nankai fosarekiko zein Izu-Bonin uharte-arku ozeanikoen eta Honshu arkuaren arteko kolisio-eremuarekiko (Izu kolisio-eremua). Ondorioz, Nankai arkuaurreko ezpala bezala ezagutzen den eremua mendebalderantz mugitzen da, batez ere, iparraldeko muga garatutako Median Tectonic Lerroa (MTL) izeneko eskuin-alboranzko norabide-failari esker. Ezpal horretatik hego-mendebalderantz, Ryukyu arkua eta beronen arkuostea den eta mugimendu dibergente aktiboa erakusten duen Okinawa arroa garatzen dira.

11.7.2. Topografia eta lurrazalaren lodiera

Lurralde honetako ezaugarri topografikoak plaken arteko elkarrekintzei zuzenki lotuta daude (11.40. irudia). Zalantzarik gabe, ezaugarri topografiko nabarmenena arku-sistema guztian zehar luzatzen diren fosa sakonak dira. Hokkaidon, Kuriletako arkuaurreko ezpalaren eta Honshu arkuaren iparraldeko eremuaren artean gertatzen den kolisioak Hidaka mendietako zamalkadura-gerrikoa garatu du.

Honshu arkuaren ipar-ekialdea mendikate bolkanikoa da. Lurralde honen ekialdean, Japoniako itsasoak Basin & Range lurraldeko egituraren antzeko egitura erakusten du. Aldiz, lurralde honetako arkuaurrearen topografia motela da, batez ere, jasaten duen subsidentziaren eraginez. Honshu uharteko erdiko aldean mendikate garaiak garatzen dira egitura konplexuen eraginez. Mendikate horien sorrera eragin duten baldintza nagusiak Izu kolisio-eremuko prozesuak eta Honshu arkuko SW-ren (Amur plaka) eta Honshu arkuko NE-ren (Okhotsk plaka) arteko elkarreragin tektoniko konplexuak dira.

Median Tectonic Lerroa failaren traza topografikoa oso nabarmena da Shikoku uhartearen iparraldean (11.40. irudia). Uharte horrek gorakada aktiboa jasaten du fosara heltzen diren sedimentuen akrezioaren eta zamalkaduren aldetik. Shikoku arkuaren arkuaurreak toles-zamalkadura egiturek baldintzatutako topografia erakusten du. Nankai arkuaurreko ezpalaren topografia Filipinetako plakaren subdukzio zeharrak eragindako fosako akrezio aktiboak eta akrezio-prismaren barneko deformazioak baldintzatzen dute.



11.40. irudia. Japonia inguruko topografiaren ezaugarriak. Egitura nabarmenena fosa ozeanikoek osatutako depresio jarraituak dira. Era berean aurreko irudian definitutako Median Tectonic Lerroa oso ondo bereiz daiteke. (Taira, 2001).

Ryukyu arkuaren gehiengoa uraren azpitik luzatzen da, segur aski Okinawa arroaren riftak eragindako lurrazalaren mehetzearen eraginez.

Japoniako arku-sisteman zehar lurrazalaren lodiera 30-40 km ingurukoa da arkuaren erdiko aldean, nahiz eta lodiera aldakorra izan tokian tokiko ezaugarri tektonikoen arabera. Hokkaidoko Hidaka mendietan lurrazalaren lodiera 30-50 km bitartekoa da. Honshu NE-an lurrazalaren lodiera 30-35 km bitartekoa da eta Japoniako hego-mendebaldean 35-40 km-koa.

11.7.3. Grabitate-anomaliak

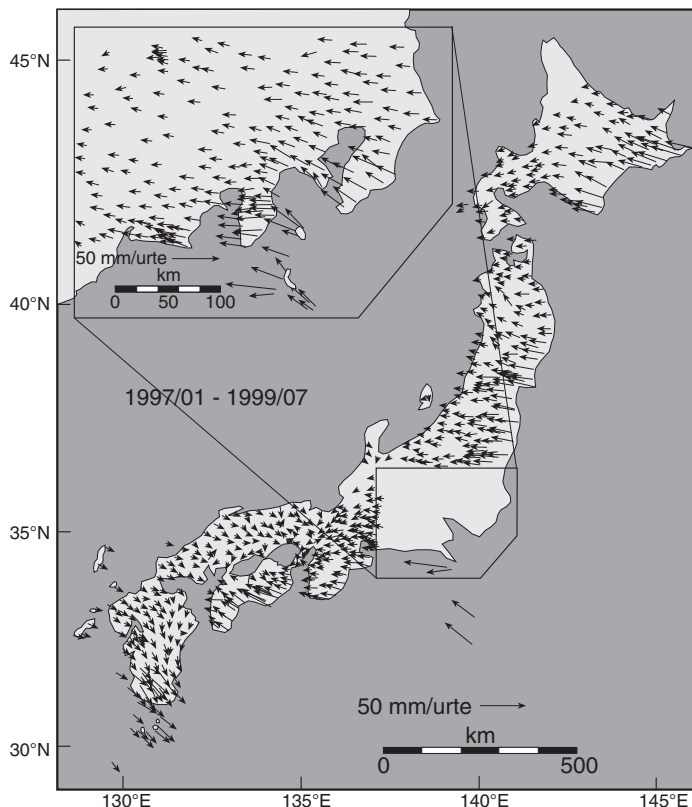
Oro har, fosek grabitate-anomalia positiboak izaten dituzte litosferako okerduraren eraginez. Aldiz, arku-aurreko eremuek anomalia negatiboak izaten dituzte sedimentuen pilaketa dela kausa.

Hokkaidon, Hidaka mendikateak grabitate-anomalia positibo nabarmena erakusten du. Baliteke anomaliaren azalpena lurralde horrek jasaten duen kolisioaren eraginez basamentuko arroren gorakada tektonikoa izatea. Anomalia positiboak lurralde horren mendebaldean sortzen ari den arroak eragiten duen anomalia negatibo nabarmenarekin lotura zuzena du.

11.7.4. Lurrazaleko deformazioa

11.41. irudiak garbi erakusten ditu plaka-tektonikaren eta lurrazaleko deformazioaren arteko harremanak. Geziak abiadura-bektoreak dira eta bakoitzaren tamaina tokian tokiko lurrazalaren desplazamenduarekin zuzenki erlazionatuta dago. Iruditik lor daitekeen informazio nagusia honako puntu hauetan dago laburtuta:

1. Hokkaidoko ekialdeko kostaldetik Honshuko ipar-ekialderaino, abiadura-datuek mendebalderanzko 3 eta 5 cm/urte bitarteko desplazamenduak erakusten dituzte. Datu hauek Ozeano Bareko plakaren mendebalderanzko subdukzioaren ondorio direla dirudi.
2. Japoniako hego-mendebaldeko Ozeano Bareko kostaldean mendebalde-ipar-mendebalde norabideko desplazamenduak neurtu dira, 2-3 cm/urtekoak. Mugimendu hauek Filipinetako plakako subdukzioaren ondorio dira.
3. Kyushuko hegoaldeko eta Ryukyu arkuan zehar, abiadura-datuek desplazamendua, batez ere, hegoalderanzkoa dela erakusten dute, arku-sistema osoak erakusten duenaren aurkakoa. Mugimendua hau Okinawa arkuosteko arroan gertatzen ari den rifting prozesuaren ondorio izan daiteke.
4. Honshu arkuan Japoniako itsasoaren aldean, Median Tectonic Lerroaren iparraldeko eremua barne, ekialderanzko norabidea duten abiadura txikiak (zenbait milimetro-1 cm/urte) neurtzen dira. Ekialderanzko mugimendua erakusten duen eremu honek Amur plakari dagokio.



11.41. irudia. Japoniako Ikerketa Geografikoen Institutuak dituen GPS sarean (GEONET) oinarritutako irudia. Bertan 2000-2001. urteetan Japoniako arkuaren lurrazalak jasandako deformazioa erakusten da GPS bektoreen bitartez. (Sagiya *et al.*, 2000).

11.7.5. Faila aktiboen hedapena

Kuaternarioan zehar aktiboak izan diren failak definitu ahal izanez gero, informazio baliagarria lor daiteke inguru honetako esfortzuen ezaugarriei buruz. Datu adierazgarrienak ondoren aipatzen direnak dira:

1. Hokkaidon, faila-sistema nabarmena garatu da Hidaka mendien mendebaldean. Faila-sistema aktibo hau Hidaka kolisio-eremuaren kanpoaldeko zamalkadura-gerrikoaren barnean koka daiteke.
2. Hokkaidoko mendebaldean eta Honshuko ipar-ekialdean N-S norabideko alderan-tzizko faila-sistema garrantzitsua garatzen da, lurraldea E-W norabideko konpresio-esfortzuen eraginpean dagoelako seinale.
3. Honshu erdialdean eta hego-mendebaldean NW-SE eta NE-SW orientatuta eta oso ondo garatuta dagoen norabide-failen sistema konjokatua definitu da. Hegoaldetik faila-sistema hau Median Tectonic Lerroak mugatzen du. Faila hauek, batez ere, E-W norabideko esfortzuen ondorioz azaltzen dira.
4. Izu kolisio-eremuaren inguruko faila-sistema guztiz baldintzatzen du plaken arteko geometria bereziak.
5. Mendebalderantz Median Tectonic Lerroa, Kyushu erdialdean, N-S estentsioa erakusten duen eremu batekin dago lotuta, eta horrek Okinawa arroaren ekialdeko muturretik du jarraipena.

11.7.6. Sismizitatea

Japoniako arkuaren sismizitatea estuki lotuta dago plaken arteko mugekin eta faila-sistema aktiboekin.

Hokkaidon, Kuriletako fosak adierazten du plaken mugako lurrikaren kokapena. Uhartearen barneko alderantz, Hidaka mendien mendebaldeko zamalkadura-eremuak jarduera sismiko nabarmena erakusten du ere. Japoniako fosak adierazten duen plaken arteko muga da Japoniako arku-sistema osoan lurrikara gehien sortzen dituen; 1885az geroztik M6 indarra baino indar handiagoko 100etik gora lurrikara gertatu dira. Nankai fosan, historikoki, M8 baino indar handiagoko lurrikarak 180 urtetara gertatzen dira.

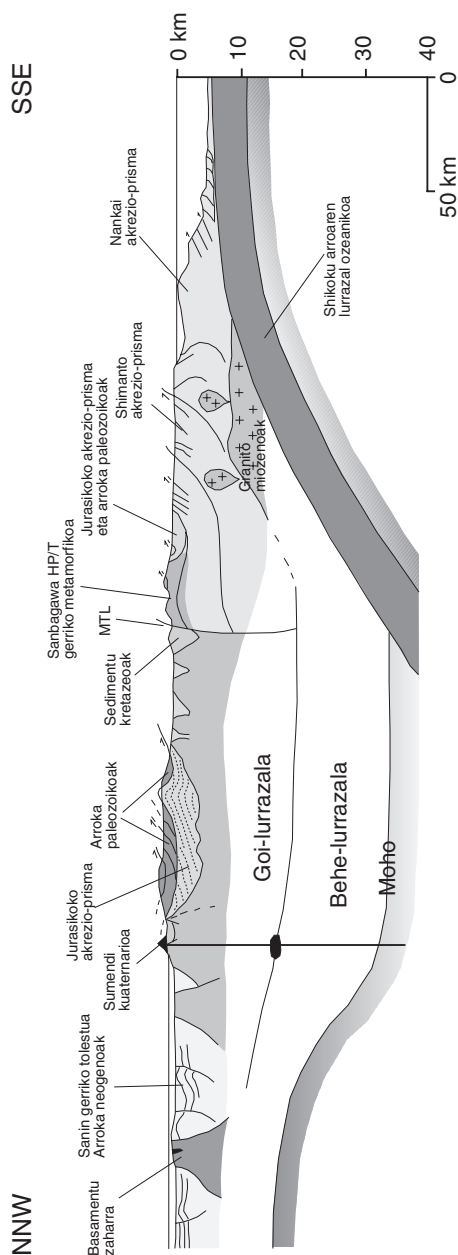
Japoniako itsasoaren ertza ere sismikoki aktiboa da. Periodikoki, lurrikara handiak gertatzen dira (M7,5-M7,8) Japoniako itsasoko litosfera ozeanikoak Japoniako arkuaren NE-ko kostaldearekin (Honshu NE-a eta Hokkaido SW-a) topo egiten duen eremuan. Lurrikara hauek segur aski litosfera ozeanikoaren subdukzio jaioberriaren ondorio dira.

Japoniako NE-ko eta erdialdeko arku barneko faila-sistemetan garatutako lurrikarak Amur plakaren ekialderantzko mugimenduak eragindago konpresio-esfortzuen ondorio izan daitezke.

11.7.7. Bilakaera geodinamikoa

Ozeano Barearen inguruko uharte-arkuen artean Japoniako arkuaren historia geologikoa da zaharrenetarikoa. Bertan azaleratzen diren arroka zaharrenak Kanbriarreko eta Ordoviziarreko ofiolitak eta elkartutako ur sakoneko arroka sedimentarioak dira (11.42.

irudia). Beraien jatorria Proterozoikoko superkontinente baten apurketan bilatu behar da. Aldiz, basamentuko arroka gehienak gazteagoak dira, Jurasiko eta Paleogeno bitartekoak, eta akrezio-prisma desberdinetan eratu dira. Erdi Miozenotik, Japoniako itsasoa eratzen hasi zenetik, arkuko magmatismoa izan da lurraldeko prozesu geologiko nagusia. Kuaternarioan zehar gaur eguneko eskema tektonikoa sortu duten prozesuak garatu izan dira.



11.42. irudia. Japoniako hego-mendebaldeko zehar-ebakia Nankai fosatik Japoniako itsasoraino. (Taira, 2001).

Japoniako arku-sistemaren bilakaera guztian zehar ez da kontinente-kontinente motako kolisio nagusirik gertatu. Aldiz, gaur eguneko basamentuko arroak material ozeaniko ezberdinen subdukzio eta akrezioaren eraginez eta gerriko metamorfikoen sorrera episodikoen bitartez eratu dira.

Aipatutako datuen arabera Japoniako arkuaren bilakaera geodinamikoa lau urratsetan bana daiteke: Jurasiko aurrekoa, Jurasikotik Paleogenora, Neogenoa eta Kuaternarioa. Logikoa denez zenbat eta denboran atzerago jo, ezagupen-maila murriztu egiten da.

11.7.7.1. Jurasiko aurreko ezaugarriak

Arkuko arroka zaharrenak zenbait elkarte litologikotan bil daitezke: 1) Kanbriar-Ordobiziarreko ofiolitak eta Ordobiziarretik Devoniarrera bitarteko arroka sedimentarioak; 2) Karbonifero eta Triasikoko sakonera txikiko arroka sedimentario itsastarrak; 3) P/T altuko arroka metamorfiko paleozoikoak; 4) arroka granitiko paleozoikoak eta; 5) Permiarreko akrezio-prismetako arroak. Arroka hauek oso hedapen konplexua dute arkuaren barnean eta, gehienetan, zamalkadura nagusiekin daude harremanetan (11.42. irudia).

Arroka horien jatorriari buruz asko idatzi eta eztabaidatu da, hala ere, oraindik itzalak ugari dira. Ideia onartuenen artean ondoren aipatzen dena dago, nahiz eta etorkizuneko lanek baieztatu edo arbuiautuko duten hipotesi bat baino ez izan. Baliteke Kanbriar-Ordobiziarreko ofiolitak eta arroka sedimentarioak rift prozesua jasan zuen Proterozoiko berantiarreko superkontinente bateko kontinente-ertzean eratuak izatea. Superkontinentaren rifting prozesua eta Ozeano Barearen sorrera garai berdinekoak izango ziren. Superkontinentetik banatutako blokeak (Hego Txina, Shino-Korea eta Siberia, besteak beste) berrelkartu egingo ziren beranduago eta Protoasiako bloke kontinentalak eratu. Japoniako arkua kontinente berri horren ertzean garatuko zen Ozeano Bareko estreinako litosfera ozeanikoaren subdukzioaren eraginez betiere.

11.7.7.2. Jurasikotik Paleogenora bitarteko ezaugarriak

Jurasikotik Paleogenora bitarteko epearen eragina oso nabarmena da garai honetan basamentuko arroka gehienak eratzen baitira (11.42. irudia). Tarte honetako urrats adierazgarrienak ondoren laburbiltzen direnak izan daitezke:

1. Jurasikoan zehar plaka ozeanikoek subdukzioa jasaten dute Asiako kontinente-ertzaren azpitik eta akrezio-prisma bat eratzen da.
2. Kretazeo goiztiarrean akrezio-prisma berrantolatu egiten da tektonika transkurrente baten eraginpean.
3. Kretazeo berantiarrean eta Tertziario goiztiarrean plaka ozeanikoen subdukzioak segida du eta Shimanto akrezio-prisma eratzen da. Egun, akrezio-prisma hau Honshu eta Ryukyu uharteetan zehar hedatzen da, 1.800 km luze eta eremu lodien 100 km zabal den xingola bat eratuz. Bi unitate nagusitan banatzen da: erlatiboki koherentea den sekuentzia turbiditikoan eta deformazio handiko melange batean.
4. Jurasikotik Tertziario goiztiarra arte arku magmatiko kontinentalak garatzen da.

5. Kretazeo berantiarrean P/T altuko gerriko metamorfikoaren (Sanbagawa gerrikoaren) kokapena gertatzen da.
6. Paleogenoan Okhotsk plakaren kolisioa gertatzen da.
7. Kyushu eta Ryukyuko lurraldeak Asiako ekialdeko ertz osoan eragina duen, estentsio-tektonikaren eraginpean gelditzen dira. Rifting prozesu honekin elkartutako jarduera ignea aztertuta, estentsio-urrats honen erantzulea astenosferaren gorakada bat izan daitekeela proposatu izan da.

11.7.7.3. Neogenoko ezaugarriak

Sei dira Neogenoan zehar bereiz daitezkeen prozesu geologiko nagusiak:

1. Paleo-Bonin arkuaren rifting prozesuak itsas hondoko hedapen-prozesu azkarra dakar, Shikoku arroaren sorrera eraginez (25-15 Mu).
2. Paleo-Honshu arku kontinentalaren riftinga eta Japoniako itsasoko arroaren zabal-kuntza (22-15 Mu). Orain dela 22 Mu hasitako Asia kontinenteko ipar-ekialdeko ertzaren riftingak arkuoste motako bi arroen sorrera eragin zuen, Japoniako itsasoko arroa eta Okhotsk itsasoko arroa. 15 Mu-tan zehar Japoniako itsasoaren lurrazal ozeaniko gehiena eratu zen.
3. Honshu hego-mendebaldean eta fosatik oso gertu, jarduera igneo garrantzitsua gertatzen da 17 eta 12 Mu bitartean.
4. Filipinetako plakaren subdukzioa hasten da eta Izu-Bonin arkuaren eta Honshuren arteko kolisioa gertatzen da orain dela 15 Mu.
5. Filipinetako plakaren subdukzio-urrats nagusia orain dela 8 Mu hasi zen.
6. Kuriletako arkuaurrearen ezipalak kolisioa jasaten du eta Hidaka mendikatea eratu zen orain dela 15 Mu.

11.7.7.4. Kuaternarioko ezaugarriak

Gaur egun, arku-sistema ekialde-mendebalde norabideko konpresioaren menpe dago. Esfortzu-egoera hau Pliozenoaren bukaeran edo Kuaternarioaren hasieran sortu zela onartzen da.

Honshu ipar-ekialdean ekialde-mendebalde norabideko konpresio-urrats gogorra hasi zen orain dela 2-3 Mu. Urrats hau oso nabarmena da Japoniako itsasoaren ekialdeko ertzean, non aurretik garatutako horst eta graben egituren alderantzketaren ondorioz toles-gerriko bat eratzen baita. Garai hartakoak dira ere Kyushu hegoaldeko erlojuaren orratzen aurkako errotazioaren hasiera eta Okinawa arroko riting urrats garrantzitsuenak.

Kuaternarioan gertatutako esfortzu-baldintzen aldaketa Amur plakaren ekialderanzko mugimenduaren hasierarekin lotzen da. Amur plakako mendebaldeko muga bat dator, Baikaleko rift-eremuarekin eta garai horretan sedimentu klastiko lodien pilaketa nabarmenak neurtu dira bertan. Pilaketa horiek Baikal eremukora rifta berraktibatu zela adieraz dezakete eta, ondorioz, baldintzatu Japoniako arku-sistemaren esfortzu-erregimenaren aldaketa. Baina, Amur plakaren ekialderanzko mugimenduaren hasiera kuaternarioan zergatik gertatu den ez dago batere garbi.

Beraz, Neogenoaz geroztik arkuaren bilakaera tektonikoa urrats berri batean sartu da. Aurretik garatutako arkuosteko arroa desagertuz joango da arkuosteko subdukzioak aurrera egin ahala. Etorkizunean arkuosteko subdukzioak aurrera eginez gero, Japoniako arkua subdukzio bikoitzeko arkua izango da. Horrela balitz, baliteke arkuak Asiarekin talka egitea eta Taiwan motako ezpal orogenikoa eratzea. Ondoren, arkuostean eskala handiko toles-zamalkadura gerrikoa eratuko litzateke, Ipar Amerikako mendebaldeko mendikatearen parekoa.

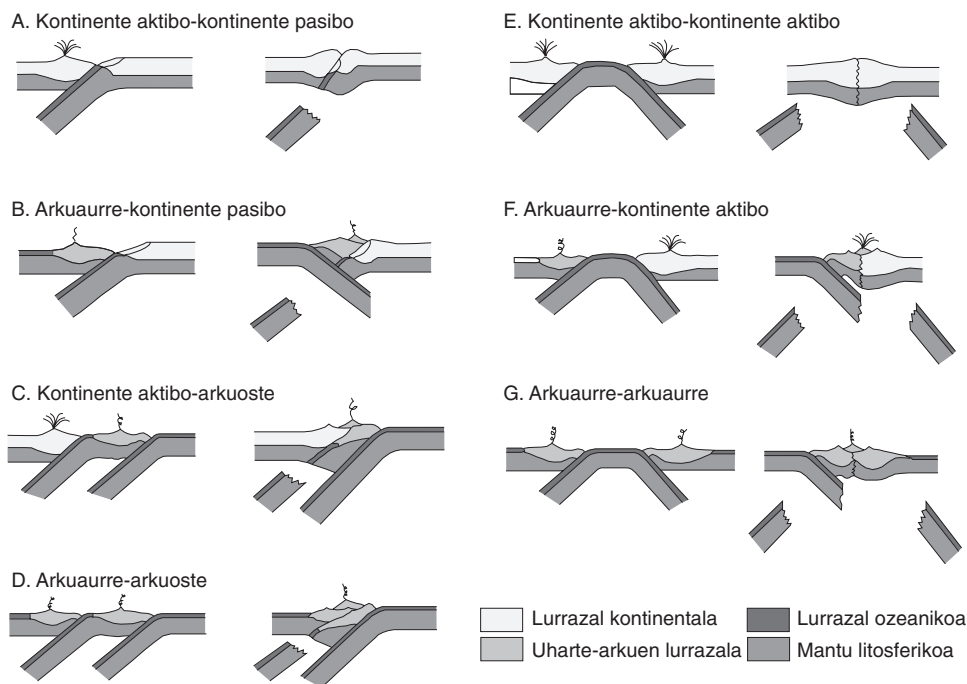
12. Kolisioa

Subdukzio-eremu batean hondoratzen ari den plakaren gainean lurrazal kontinental edo uharte-arkuetako lurrazala bi plaken arteko mugaraino garraiatzen denean, subdukzioa bukatu eta kolisioa hasten dela esan daiteke. Dentsitate txikiko lurrazala subdukzio-eremuan barneratzeak plaken geometria eta zinematikaren aldaketa dakar, astenosferak baino dentsitate txikiagoko gorputzak ezin direlako bertan murgildu, aurretik subdukzioan nagusi izan den indarra desagerraraziz.

Kolisio-prozesuen sailkapena egitean kontuan hartzen diren baldintza nagusiak ondorengoak dira: subdukzio-eremu bakarraren edo bikoitzaren agerpena, eta kolisioan parte hartzen duten gorputzen izaera (12.1. irudia). Subdukzio-eremu bakarra agertuz gero, hondoratzen ari den plakan kokatutako ertz egonkorak plaka zamalkatzailearen ertz aktibo batekin (12.1.A. irudia) edo arkuaurreko eremu batekin (12.1.B. irudia) egin dezake talka. Bergentzia bereko subdukzio-eremu bi izanez gero, hondoratzen ari den plakaren arkuosteak plaka zamalkatzailearen kontinente-ertz aktibo batekin (12.1.C. irudia) edo arkuaurrearekin (12.1.D. irudia) egin dezake topo. Azkenik, subdukzio-eremu biak aurkako norabidean hondoratuz gero, bi plaka zamalkatzaileen arteko talka gertatzen da, hiru kolisio-mota bereiziz talkan parte hartzen duten arkuaurre eta kontinente-ertz aktiboen artean sor daitezkeen konbinazioen arabera (12.1.E., 12.1.F., 12.1.G. irudiak). Beraz, kontinenteen arteko bi kolisio-mota bereizten dira (12.1.A. eta 12.1.E. irudiak), hiru kolisio-mota kontinenteen eta uharte-arkuen artean (12.1.B., 12.1.C., 12.1.F. irudiak) eta uharte-arkuen arteko beste bi kolisio-mota (12.1.D., 12.1.G. irudiak).

Subdukzio-eremuetan lurrazal kontinental edo uharte-arkuen lurrazala barneratzen hastean ertz konbergenteetako subdukzio-prozesua bi eratara buka daiteke. Batetik, subdukzio-eremuaren kokapena alda daiteke inguruko plaken zinematikan aldaketa nabarmenik eragin gabe. Bestetik, subdukzio-eremua desagertu eta kolisio-prozesu bat has daiteke, inguruko plaken berrantolaketa zinematikoa eragingo duena. 12.1. irudiko kolisio-mota bakoitzaren ondoan kolisioaren ondorengo bilakaera logikoena irudikatu da.

Subdukzio-eremu bakarreko kolisioetan kontinente-ertz egonkorra subdukzio-eremuan barneratzean subdukzioa gelditu egiten da (12.1.A., 12.1.B. irudiak). Kontinente-kontinente kolisioaren kasuan (12.1.A. irudia), konbergentzia nonbait xurgatu behar denez Lur osoko plaken zinematikaren berrantolaketa gerta daiteke. Uharte-arkuen eta kontinenteen arteko kolisioaren kasuan (12.1.B. irudia), subdukzio-eremu berria sor daiteke kolisio-eremuaren azpitik, subdukzio-polaritatearen alderantzaketa eragingo duena.



12.1. irudia. Subdukzio-eremu bakarreko edo bikoitzeko eremuak barneratzen dituzten balizko kolisio-mota teorikoak. Ezkerreko zutabeen kolisioaren aurreko geometria irudikatu da; eskuinekoan, aldiz, kolisioaren osteko geometria. Adibide guztietan, subdukzioa jasaten duen plaka litosferikoa zatitu egiten da eta subdukzioaren geometria berrantolatu. A. Kontinente-ertz aktiboaren eta pasiboaren arteko kolisioa. Kolisioaren ostean subdukzioa bukatu eta konbergentzia nonbait plaka tektonikoaren sistemaren barnean xurgatu behar da. B. Arkuaurre-ertzaren eta kontinente-ertz pasibo baten arteko kolisioa. Kolisioa bukatu ondoren subdukzioaren polaritatea aldatu egiten da, subdukzio berria kolisio-eremuaren azpitik barneratuz. C. Arkuoste-ertzaren eta kontinente-ertz aktibo baten arteko kolisioa. Kolisioaren ostean, uharte-arkuaren azpitik barneratzen den subdukzioak xurgatuko du konbergentzia osoa. D. Arkuaurre-ertzaren eta arkuoste-ertzaren arteko kolisioa. Kolisioa bukatzean, aktibo irauten duen subdukzio-eremuak xurgatuko du beharrezko subdukzio-proportzioaren gehikuntza. E. Aurkako subdukziodun bi kontinente-ertz aktiboen arteko kolisioa. Kolisioaren ostean subdukzioa bukatu eta plaken berrantolaketa gertatuko da. F. Aurkako subdukzioa erakusten duten arkuaurre-ertz baten eta kontinente-ertz aktibo baten arteko kolisioa. Kolisioa bukatu ondoren, subdukzio-eremu berria sor daiteke, kolisio-eremuaren azpitik barneratuko dena. G. Aurkako subdukzioa erakusten duten bi arkuaurre-ertzaren arteko kolisioa. Kolisioa bukatzean, alde batean zein bestean subdukzio-eremu berria sor daiteke.

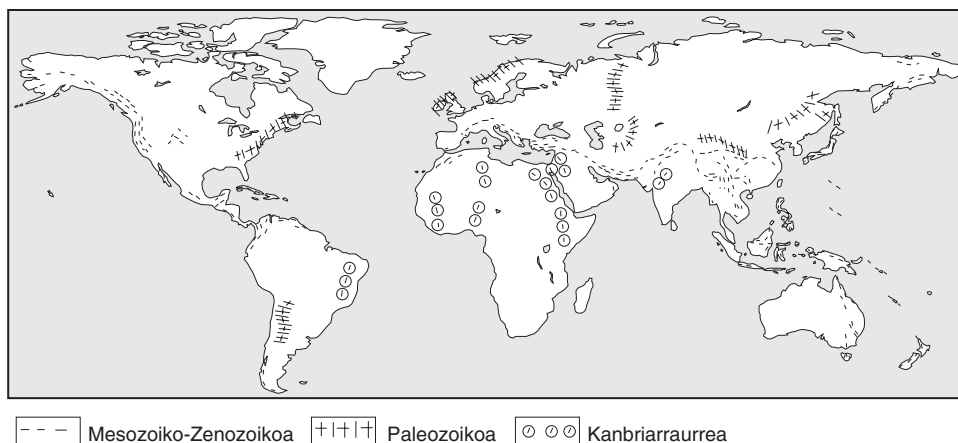
Subdukzio-eremu bikoitz paraleloetan (12.1.C. eta 12.1.D irudiak) kolisioaren ostean aktiboa mantentzen den subdukzio-eremuak xurga dezake subdukzio-eremu bat desagertzean gertatzen den subdukzio-proportzioaren hazkuntza.

Aurkako norabideko subdukzio-eremu bikoitzetan konbergentzia kontinente-kontinente talka batekin (12.1.E. irudia) buka daiteke, orduan plaken sistema osoa berrantolatu beharko da eta planeta-mailako aldaketak sortuko dira plaken zinematan. Aldiz, kolisioa

uharte-arku baten eta kontinente baten artekoa (12.1.F. irudia) edo bi uharte-arkuen artekoa (12.1.F. irudia) denean, kolisioaren ostean litosfera ozeanikoa kolisio-eremuaren azpitik kokarazten duen subdukzio-eremu berri bat era daiteke.

Subdukzioa jasaten ari den ezpala eta hari lotutako dentsitate txikiko eremua (uharte-arkua edo kontinentea) elkartuta mantentzen diren bitartean kolisioa aktiboa izango da (adibidez, Indiako eta Eurasiako plaken arteko konbergentzia oraindik ez da bukatu). Aldiz, kolisioa gidatzen duen ezpalen tirada-indarra desagertzean (5.2. atala), hau da, subdukzioa jasan duen ezpala eta dentsitate txikiko eremua banatu egiten direnean, plaken arteko mugimendu konbergente erlatiboa desagertu egiten da. Orduan, aurretik banatuta egon diren plakek plaka bakarra osatuko dute orain. Kolisioak elkartutako plaken arteko mugari **jostura tektonikoa** deritzo, eta sarritan arroka mafiko eta ultramafikoen aztarnak gordetzen dituen xingola baten bitartez dago adierazita.

Gaur egun argi dago kontinenteen barnean bereizten diren gerriko ofiolitikoak jatorrian masa kontinental ezberdinak banatzen zituzten arro ozeanikoen aztarnak direla. Ondorioz, ofiolitak kolisio baten froga zalantzagabeak dira. Ofiolitak, oro har, bi eratara koka daitezke lurrazal kontinentalaren gainean: (1) gehienak kontinente-ertz egonkor baten eta subdukzio-eremu azpiozeaniko baten arteko konbergentziaren ondorio dira, eta konbergentziaren ondorengo kolisioak ofiolita deformatu eta sakabanatu egingo du; (2) gutxi batzuk hondoratzen ari den plaka ozeanikotik bereizitako zati bat subdukzio-eremuko plaka zamalkatzailean estekatuta gelditzean sortzen dira. Munduan zehar deskribatutako ofioliten kopuru eta mota ugariak aintzat harturik, argi dago kolisioak prozesu geologiko arrunt eta garrantzitsuak direla (12.2. irudia).



12.2. irudia. Adin ezberdinetako gerriko ofiolitikoak erakusten dituen munduko mapa. (Gass, 1982).

12.1. KOLISIOAREN URRATS NAGUSIAK

Kolisio-orogenoen izaeran eragina duten baldintza nagusiak hauek dira: talka jasaten duten plaken mugimendu erlatiboak, kolisio-proportzioak, kolisioan parte hartzen duten eremuen inguruko litosferaren izaera eta bakoitzaren ezaugarri fisikoak (adina, tenperatura, tamaina,

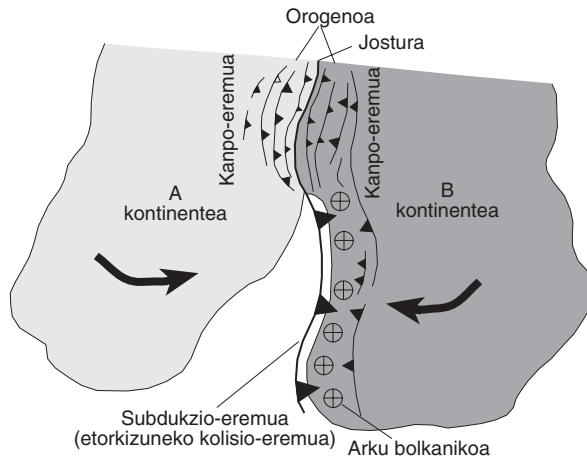
geometria eta konposizioa), besteak beste. Adibidez, kratoi zahar “hotz” batek gerriko orogeniko gazte “bero” baten aurka joz gero, kratoiak gerriko orogeniko erlatiboki ahulean bultzada handia eragingo du. Kratoiak gorputz zurrun baten gisa jokatu du eta gerriko orogenikoan deformazioa lurralde zabalean barreiatzeaz gain, bertan xurgatuko da konbergentzia gehiena. Aldiz, kratoian garatutako deformazio-egiturak eskala txikikoak baino ez dira izango. Bi eremuen arteko kolisioa zeiharra denean, kolisioa diakronikoa izango da, eta litosfera kontinentalak kremlera baten gisan elkartuko dira (12.3. irudia). Esandakoa-rekin erraz uler daiteke oso zaila dela izaera bereko bi kolisio-prozesu aurkitzea. Hala ere, kolisio-prozesu guztietarako komunak diren zenbait urrats zehatz daitezke eta horretarako bi kontinenteen arteko kolisioa hartuko da adibidetzat (12.4. irudia).

1. urratsa, kolisioaren aurrekoa. Kolisioaren aurretik A kontinentea B kontinentearen azpitik hondoratzen ari den litosfera ozeanikoarekin bat eginda dago (12.4.A. irudia). A kontinentearen ertza egonkorra da eta B kontinentearena aldiz, andetar motako ertz konbergentea.

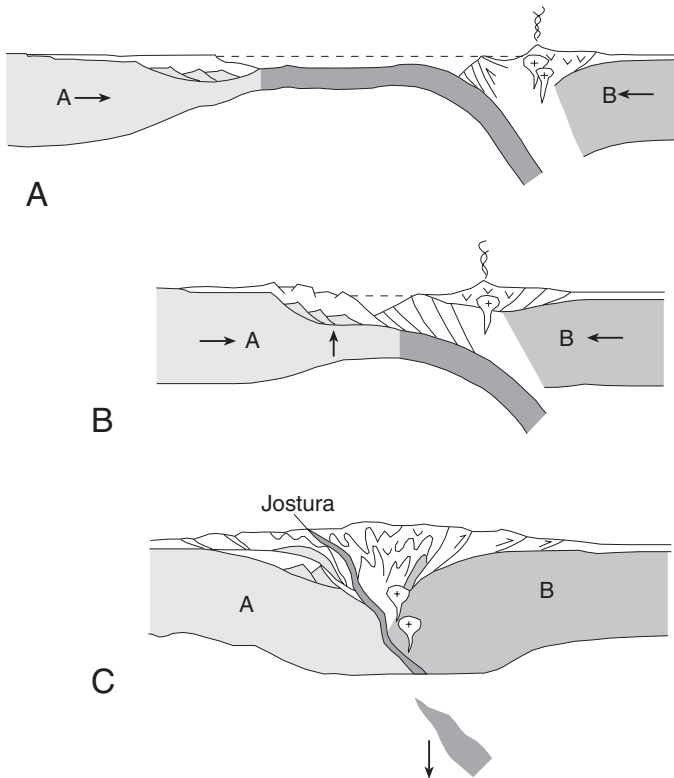
2. urratsa, hasierako elkarreragina. Kolisioa berehala hasi behar delako estreinako seinalea da subdukzio-eremuko kanpo-sabelduratik igaro ahala A kontinentearen ertzak jasaten duen gorakada eta luzapena (12.4.B. irudia). Ertzaren gorakada kontinente-plataforma itsas mailaren gainetik kokarazteko bestekoa izan daiteke. Gorakadaren eraginez ertz egonkorrak jasaten duen luzapena ertzarekiko paraleloak diren faila normalen sorrerarekin xurgatzen da.

3. urratsa, subdukzioaren bukaera/kolisioa. Konbergentziak aurrera jo ahala, ertz egonkorra fosaraino garraiatua izaten da (12.4.B. irudia). Arku magmatikoan jatorria duten turbiditek ertz egonkorreko materialak estaltzen dituzte. Beraz, ertz egonkorren gaineko materialen eta turbiditen artean diskordantzia nagusi bat eratuko da. Kolisioak hasiera batean ondo geruzatutako ertz egonkorreko sekuentzia sedimentarioan garatuko den toles-zamalkadura gerriko bat (*fold-thrust belt*) sortuko du. Gerriko hori denborarekin A kontinentearen barnealderantz hasiko da. Zamalkaduren pilaketak eragindako gainzamak kontinentearen azalaren hondoratzeari eragingo du eta, ondorioz, arro sedimentario bat garatuko da A kontinentean (12.4.C. irudia).

Kolisioak eragindako laburketaren eraginez, aurretik ertz egonkorrean garatutako faila normalen alderanzketa gerta daiteke eta, era berean, barne-eremuetatik gertuen dauden failek mugatutako ertz egonkorreko ezpalak ertz egonkor zaharreko materialen gainean zamalka daitezke (12.4.C. irudia). Prozesu horri arroaren alderanzketa edo inbertsioa (*basin inversion*) deritza, zeren arroaren eraketan zehar estentsioz sortutako faila normalak orain, kolisioan zehar, alderantzizko mugimenduarekin berraktibatzen baitira. Barne-eremuan, kontinente-ozeano mugatik eratorritako litosfera ozeanikoaren ezkata bat (ofiolita) A kontinentearen arroaren gainean zamalka daiteke. Litosfera ozeanikoaren aztarna horiek kolisio-mendikatean zehar ez-jarraitua den xingola estua osatuko dute. Xingolak kolisioaren aurretik bereizten ziren bi plaken arteko mugaren kokapena adierazten du, jostura tektonikoa. Orogenoaren barne-eremuetan lurrazala zeharo loditzen da toles moldakor eta sakoneko zizailen bitartez. Deformazio horrek eragina du subdukzioan zehar aktiboa izan den arku bolkanikoaren sustraian. Eskualde-metamorfismoak eragin zabala du noizbait azaletik gertu baina orain sakonean berotuta eta deformazioaren eraginean dauden arroketan. Ondorioz,



12.3. irudia. Bi kontinente nagusiren arteko kolisio progresiboa, bien arteko ozeanoa kreailera baten itxiera bezala desagertzean. (Van der Pluijm eta Maeshak, 1997).



12.4. irudia. Kontinente-kontinente kolisioaren urratsak. A: aurrekolisiao; B: Subdukzioaren bukaera; C: Jostura tektonikoaren sorrera eta hondoratutako litosferaren bereizketa. (Van der Pluijm eta Marshak, 1997).

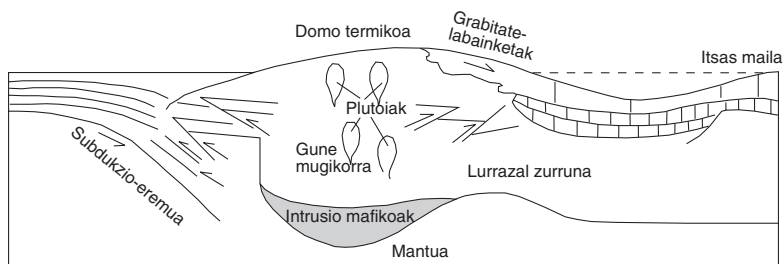
orogenoaren barne-eremuetan foliatutako arroka metamorfikoz (gneis eta eskistoez) osatutako lurralde zabalak garatzen dira. B kontinentearen gainean deformazio-estiloa parekoa da, baina egituren bergentzia A kontinentearen ertzean garatutakoaren aurkakoa izango da. Era berean, B kontinentearen kanpo-eremuetako toles-zamalkadura gerrikoa A kontinentearena baino askoz zaharragoa izan daiteke, kolisioaren aurreko urratsean garatzen hasten delako.

Kolisioan zehar failak lurrazalean noraino barneratzen diren ez da ondo ezagutzen. Baliteke kolisio-orogenoetako deformazio-egitura gehienak lurrazalaren erdialdean kokatutako faila nagusi baten gainetik geratzea. Faila nagusi horren azpitik arrokek jasaten dituzten tenperatura, presio eta esfortzu diferentzialak hain dira handiak ezen lurrazalak fluido likatsuen portaera izan dezakeen. Hala ere, bi plaken arteko ukipenak litosfera osoa zeharkatzen du eta subdukzioak irauten duen bitartean, behintzat, aktibo mantenduko da.

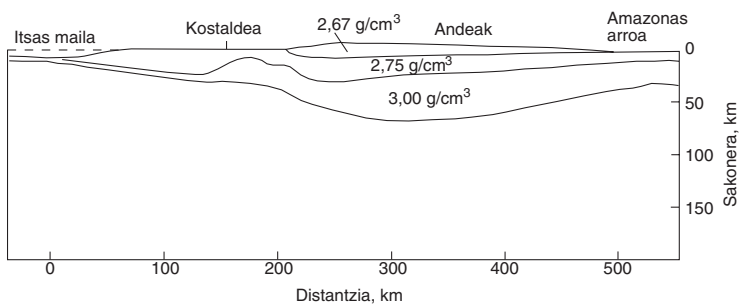
12.2. MENDIKATEETAKO SUSTRAIEN JATORRIA

Munduko mendikate gehienek azpitik, berdin da beraien jatorria zein den, arruntak direnak baino lurrazal kontinental lodiagoak neurtzen dira. Loditasun horren arrazoietakoa bat 1.2.3. atalean deskribatutako isotasiaren indarra da, baina isostasiaz aktibatzekeo lurrazal kontinental lodiaren duen beste prozesuren bat aurkitu behar da

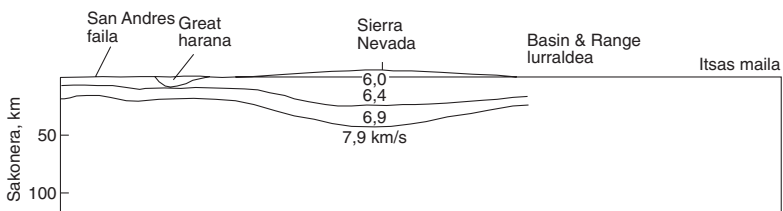
Oro har, lurrazal kontinentalaren hasierako loditzea azaltzeko bi dira plazaratu diren eredu nagusiak, bata, subdukzio-prozesuekin eta, bestea, kolisio-prozesuekin lotuta. Subdukzioan oinarritutako hipotesiak iradokitzen du lurrazal kontinental kontinente-ertz aktiboen azpian hondoratzen ari den litosfera ozeanikoaren eraginez sortutako magma mafikoen igoera eta intrusioen ondorioz loditzen dela (12.5.A. irudia). Mantuko magma-gorputzen hozketak eta kristalizazioak inguruko lurrazalaren arroak berotzen ditu, magma granitiko ugari gune mugikor bat eratuz. Era horretan, magmek eragindako lurrazalaren hasierako loditze-prozesuak eta isotasiak bermatuko lukete kontinentearen azaleko erliebearen hazkuntza. Eredu honen bitartez sortutako sustraien adibide aipatuak Kaliforniako Sierra Nevada mendikatea eta Erdiko Andeak dira.



A



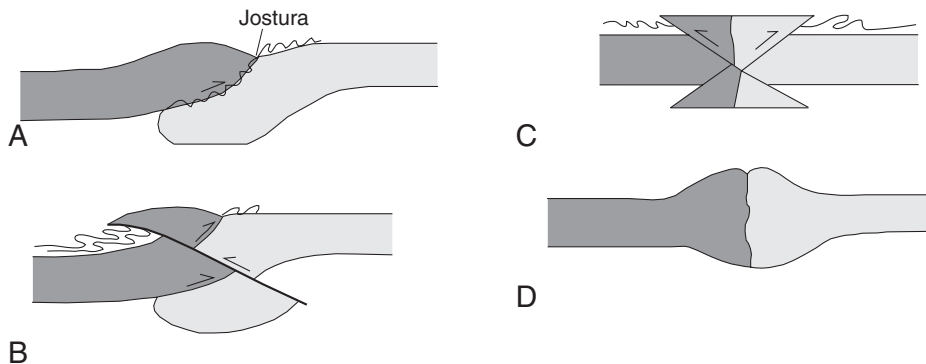
B



C

12.5. irudia. Mendikateetako sustraiak kontinente-arkuetan. **A:** Lurrazalaren loditze-prozesuan eragina izan dezaketen egiturak erakusten dira. **B:** Ande mendien erdiko aldearen zehar-ebakia benetako eskalan. Zenbakiak geruza bakoitzeko dentsitateak adierazten dituzte eta grabimetria-datueta daude oinarrituta. **C:** Sierra Nevadako lurrazalaren eredu geruzatua erakusten duen zehar-ebakia. Errefrakzio sismikoaren datuetan dago oinarrituta eta zenbakiak P uhinen abiadurak adierazten dituzte. (Dewey eta Bird, 1970; Couch *et al.*, 1981; Eaton, 1966).

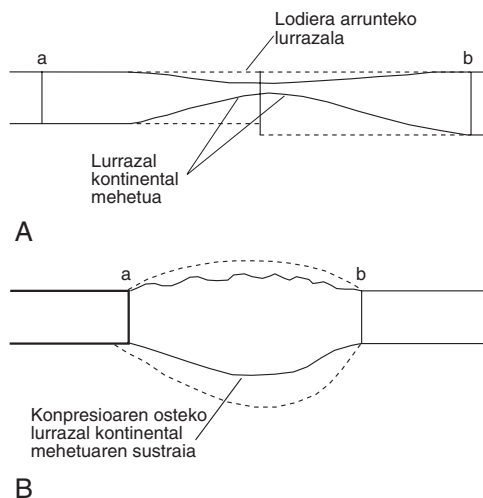
Kolisio-ereduetan, aldiz, konpresio-indarrek sortutako egiturak dira lurrazal kontinental lodia garatzeko iradokitzen diren egiturak. Era horretan, lurrazala zenbait prozesuren bitartez lodi daiteke (12.6. irudia): kontinente batek bestea zamalkatzen duenean (12.6.A. irudia); zamalkadura nagusia faila antitetiko batek zeharkatuta dagoenean (12.6.B. irudia); kolisioa jasan duten bi kontinente-ertzetan alderantzizko faila simetrikoak garatzen direnean (12.6.C. irudia); edo, besterik gabe, kolisio-eremuk loditze moldakor uniformeaz azaltzen denean (12.6.D. irudia).



12.6. irudia. Kolisioz sor daitezkeen mendikateetako sustraiei jatorriak erakusten dira diagrama hauetan. **A.** Kontinente-ertz baten gainean jasandako zamalkadura arruntarekin eratzeko sustraia (Zagros mendikatea). **B.** Aurreko irudiaren eskema bera baina norabide antitetikoan egitura korapilatuz beste zamalkadura bat sortzen da (Alpeak). **C.** Sustraia bi kontinenteetan une berean eratutako zamalkadura antitetiko simetrikoren bidez sortzen da. Egun ez da mota honetako adibide errealik ezagutzen. **D.** Sustraia kolisio-eremuaren deformazio moldakor homogeenaren ondorioz eratzeko da. Egun ez da mota honetako adibide errealik ezagutzen. (Moores eta Twiss, 1995).

Kasu gehienetan, subdukzio- zein kolisio-mendikateetan, kolisio-ereduek intrusio magmatikoen ereduak baino egokiagoak dirudite. Andeetan edo Sierra Nevada mendikateetan bertan ere, luzera guztian zehar lurrazalaren loditze-prozesurako jatorri magmatikoa soilik erabiltzea ezinezkoa da. Gainera, lurrazal kontinentalaren loditzeko prozesu nagusiak magmatikoak balira, uharte-arkuen azpitik benetan dagoena baino lurrazal lodiagoa aurkitu beharko litzateke.

Zenbait mendikateetan, Alpeetan adibidez, zehar-ebaki konpentsatuetan neurtutako laburketa-kopurua sustraiaaren luzera transbertsala neurtzean ondorioztatzen dena baino handiagoa da. Hau da, sedimentuek adierazten duten neurrian lodiera arrunteko lurrazal kontinentalaren estutuko balitz, lurrazalaren lodiera benetan duena baino handiagoa izango litzateke. Ezberdintasun horren zati bat azal daiteke norabide-failek zehar-ebakitik kanpo desplazatzen dituzten materialen eraginez. Arazoa konponduko lukeen beste azalpen bat da kolisioa jasaten duten lurrazal kontinentalaren ertzak normalak baino meheagoak izatea. Ertz horiek tektonikoki mehetuta egon daitezke aurretik jasandako rift kontinentalaren prozesuan zehar. Lodiera arrunteko bi lurrazal kontinentalen ordeztasun (lerro ez-jarraitua), kontinente-ertz mehetuek parte hartuz gero, mendikatearen lodiera askoz txikiagoa litzateke (12.7. irudia).

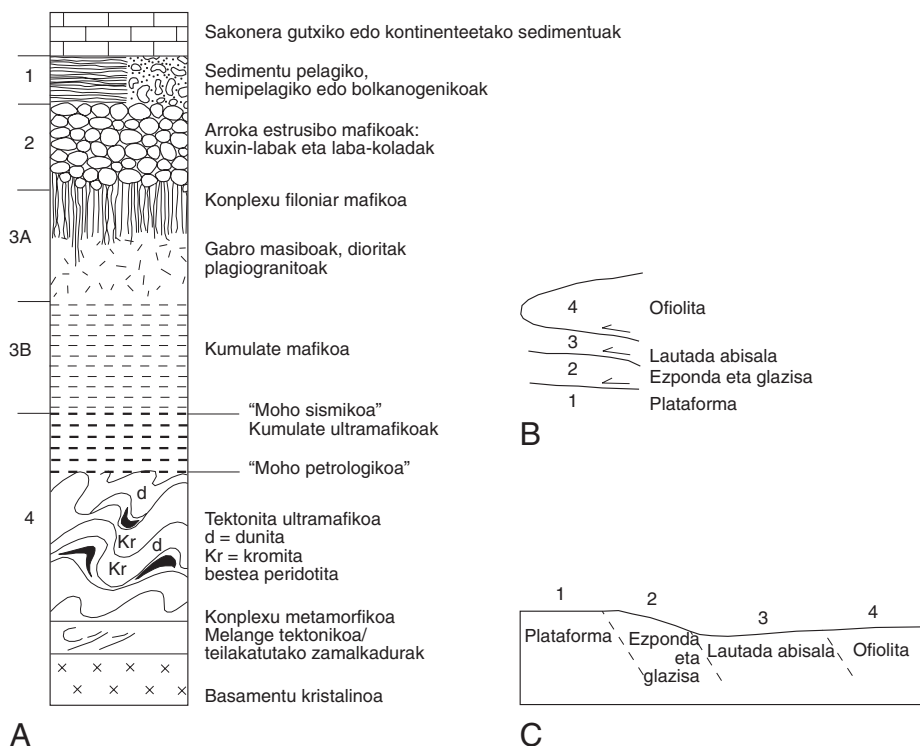


12.7. irudia. Zehar-ebaki eskematikiko honetan bi kontinente-ertz mehetuen (lerro beltzak) eta lodiera arrunteko bi ertzen (lerro ez-jarraitua) arteko kolisioaren ondoren garatutako mendikateek erakusten dituzten sustraien proportzioak islatu dira. Eskala bertikal eta horizontala berdinak dira. Ertz mehetuaren adibide gisa, Itsas Gorriko ertza aukeratu da. A. Kolisioaren hasiera. B. Kolisioaren ostean, sustraia eratu ondoren. (Helwig, 1976).

12.3. OFIOLITAK

Ofiolitak litosfera ozeanikoaren lur gaineko aztarnatzat hartzen dira. Interpretazioa baieztatu zenetik, 1960ko hamarkadaz geroztik, ofioliten ikerketak garrantzi handia lortu du, batez ere, bi esparrutan duen eraginarengatik. Alde batetik, litosfera ozeanikoaren gainean ikerketa zehatzak egiteko oso tresna baliagarria delako, itsas hondoko ikerketek dituzten arazoak ekidinez. Bestetik, ofiolitak desagertutako arro ozeanikoen aztarna bakarrak direnez, iragan geologikoan egon eta desagertu diren ozeanoak finkatzeko eta berreraiketa paleogeografiko zehatzak egiteko tresna oso baliagarriak direlako. Adin oso ezberdinetako plaka guztietako mendikateetan ofiolitak deskribatu direnez (12.2. irudia), onartu behar da kolisio-prozesua historia geologikoaren barne-prozesu tektoniko nagusienetariko bat izan dela.

Ofiolitak sekuentzia konkretua erakusten duten arroka-elkarte bereziak dira. Arroka-elkarte horiek oinetik gainera ondorengo arrokek eratzen dituzte: hidratazioaren eraginez serpentinizazio-gradu ezberdina duten peridotitak, bandeatu nabarmena erakusten duten arroka ultramafikoen pilaketak eta gainetik gabro bandeatuak, egitura masiboko gabroz osatutako maila bat, beraien artean intruitzen diren basaltozko filoiez eratutako konplexu filoniarra, kolada edo kuxin-laba gisa agertzen diren laba basaltikoak eta gainean sedimentu pelagiko, hemipelagiko edo bolkanogenikoak (12.8. irudia). Horrela deskribatuta ezinezkoa da litosfera ozeanikoa osatzen duten materialekin (2.5 atala) erakusten dituzten parekotasunak ez antzematea.



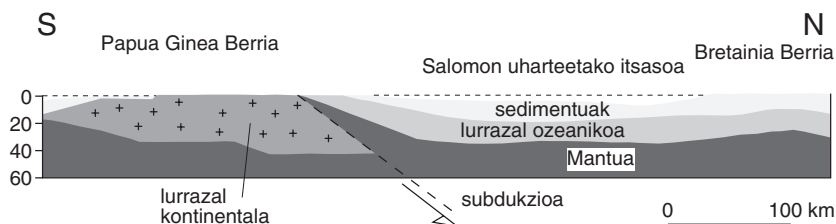
12.8. irudia. A: Elkarte ofiolitiko orokorra gehi basamentu kristalinoa, melange tektonikoa eta ofiolitaren azpiko arroka metamorfikoak barne. Ezkerreko zenbakiek lurrazal ozeanikoaren eredu sismikoa adierazten dute. Moho sismikoa mantuaren eta lurrazal sismikoaren arteko muga da. Moho petrologikoa gaineko arroka igneoen eta azpiko mantuko tektoniten arteko muga da. **B:** Ofioliten azpitik tektonikoki pilatu ohi den zamalkadura-serie arrunta.

C: Zamalkadura-seriearen jatorrizko kokapen paleogeografikoa. (Twiss eta Moores, 1992).

Ofiolitak arroka-elkartearen sekuentzia osoa erakutsiz (gutxienekoak) edo zatitutako sekuentzia litologiko partzialetan (gehienak) ager daitezke. Gainera, ondo zaindutako konplexu ofiolitikoaren artean arroka-elkartearen sekuentzia osoa erakusten ez dutenak ere badaude. Horrek isla dezake sekuentziaren zatiketa tektonikoa egon dela edo jatorrizko litosferen artean ager daitezkeen ezberdintasunak.

12.3.1. Ofioliten kokapen-ereduak

Litosfera ozeanikoaren bukaera arrunta subdukzio-eremuetan desagertzea da, hala ere, zenbait aztarna itsas mailaren gainetik ere agertzen direla ezin da ukatu. Litosfera ozeanikoaren zatiak uharte-arkuen edo lurrazal kontinentalaren gainean kokarazten dituen prozesuari **obdukzioa** deritzo. Egun, uharte-arkuen gainean litosfera ozeanikoa kokarazten duen prozesua Ozeano Bareko hego-mendebaldean iker daiteke, Kaledonia Berria eta Papua Ginea Berria lurraldeetan. 12.9. irudian azkeneko ofiolita horren obdukzioa erakusten duen eredu geofisikoa islatu da.

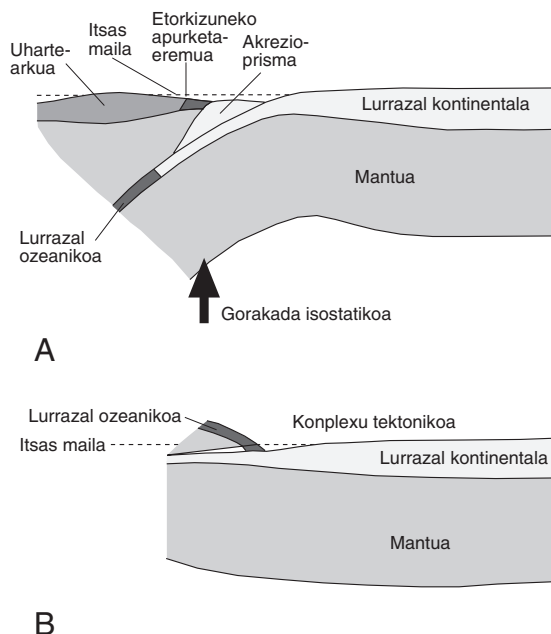


12.9. irudia. Ginea Berriko ofiolitaren zamalkadurari buruzko eredu bat.
(Finlayson *et al.*, 1976).

Lurrazal kontinentaleko ofiolitak kontinente-plataforman eta kontinente-ezpondan metatutako sedimentuen gainean kokatuta daude tektonikoki, kontinentearen barnealderantzko bergentzia erakusten duten angelu txikiko alderantzizko failen bitartez (12.8.B. eta C. irudiak). Ertz egonkorrean plataforma eta ezpondako sedimentuak 12.8.C. irudiak erakusten duen bezala egoten dira antolatuta. Konplexu ofiolitikoaren azpitik, aldiz, inbrikatutako zamalkadura tektonikoaren bitartez sakonera handiko sekuentziek sakonera txikikoak zamalkatzen dituzte (12.8.B. irudia). Era berean, konplexu ofiolitiko ugariaren gainetik sakonera txikiko edo airepeko sedimentuak diskordanteki metatuta agertzen dira. Ofiolitekin elkartutako sedimentuak oso baliagarriak izan daitezke ofiolitaren kokapengaraia zehazteko, halaberrez azpiko material gazteenen ondoren eta gaineko sedimentu zaharrenen aurretik kokatu behar delako.

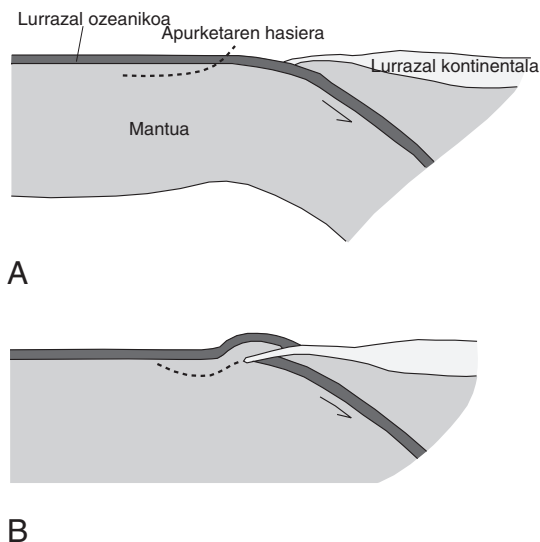
Ofiolitak lurrazal kontinentalaren gainean nola kokatzen diren azaltzen duten eredu ugari proposatu izan dira. Ondoren gaur egun onarpen handieneko bi ereduak azalduko dira.

Lehenengoak iradokitzen du ofiolitak subdukzio azpiozeanikoa duen fosa batera hondoratzen ari den plakako lurrazal kontinentalaren iristean sortuko direla (12.10. irudia). Subdukzioa jasaten ari den plakako lurrazal kontinentalaren fosaraino heltzean inertiaren ondorioz subdukzitzen hasiko da eta mantuak eragiten dion goranzko indarra subdukzio-indarra baino handiagoa denean soilik geldituko da (12.10.A. irudia). Orduan, oreka isostatikoa bilatzeko lurrazal kontinentalaren gorantz abiatuko da, gainetik duen litosfera ozeanikoaren zatia ofiolita bihurtuz (12.10.B. irudia).



12.10. irudia. Kontinente-ertz baten eta subdukzio-eremu baten arteko kolisioaren ondorioz ofiolita bat lurrarazal kontinentalaren gainean nola koka daitekeen azaltzen duten zehar-ebaki eskematikoak. **A:** Kontinente-ertzaren subdukzio-eremuan barneratzen da, blokeatu eta isostatikoki goratu. **B:** Litosfera ozeanikoaren zati bat ofiolita gisa agertzen da. Akrezio-prismaren aztarnak konplexu tektonikoan bilatu behar dira. (Moores, 1982).

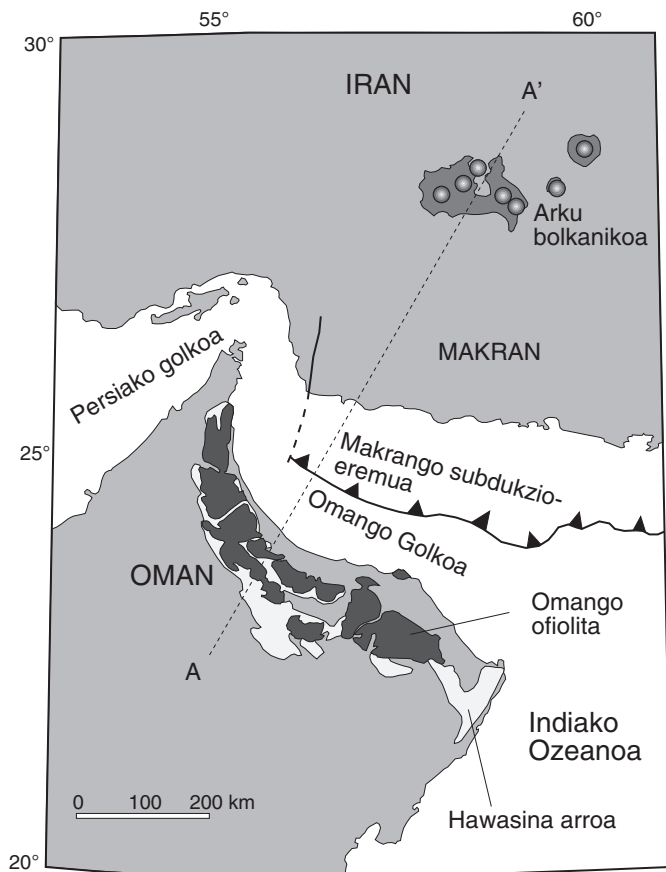
Bigarren ereduak iradokitzen du ofiolitak litosfera ozeanikoaren ahultasun-eremuren batez baliatuz kontinente-ertz aktibo baten gainean kokatzen direla (12.11. irudia). Hondo-ratzen ari den litosfera ozeanikoaren zati bat, aurretik zegoen failaren bat edo gandorraren ardatza erabiliz (12.11.A. irudia), subdukzio-eremuko plaka zamalkatzailearen gainetik koka daiteke (12.11.B. irudia). Prozesu hau lurrarazal ozeanikoaren zabalkuntza-abiadura subdukzio-eremuko xurgatze-tasa baino handiagoa denean gerta daiteke.



12.11. irudia. Ofioliten kokapen-eredu bat kontinente-ertz baten gainetik. A: Hasierako geometria. B: Faila azaleraino helduz gero, obdukzioa gertatuko da. (Moores, 1982).

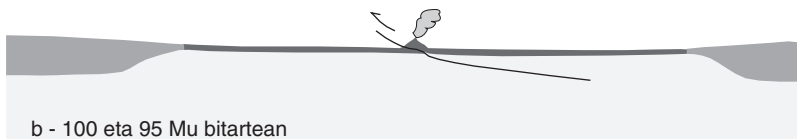
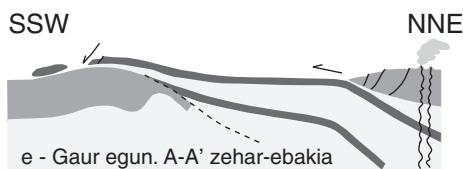
12.3.2. Omango ofiolita

Omango ofiolita munduko ofiolitarik handiena da, Arabiako ertz indikoan zehar 500 km-tan luzatzen da eta 50 eta 100 km arteko zabalera erakusten du (12.12. irudia). Gainera lurraldeko klima desertikoaren ondorioz azaleramenduak izugarri onak dira eta ikerketa oso zehatzak burutu ahal izan dira bertan. Munduko beste ofiolita guztiekin konparatuta, beste ezaugarri bereizgarri bat ere badu, obdukzioa eragin duen plaken arteko konbergentzia oraindik ez da bukatu, hau da, plakek garraiatzen dituzten kontinenteek ez dute kolisio-prozesurik jasan. Geologikoki ez da denbora asko igaroko kolisioa gertatu aurretik, plaken zinematika gaur egun bezala jarraituz gero 2 Mu barru Makrango subdukzio-eremuak ofiolita sortu duen ozeanoaren azken 100 km-ak xurgatuko dituelako (12.12. irudia). Ondoren, Arabiako eta Eurasiako plakek kolisioa jasan eta mendikate berri bat eratuko dute, ofiolita zanpatuz eta ozeanoa desagerraraziz. Orduan, Omango ofiolita kolisioarekin erlazionatutako prozesu tektonikoen eraginez guztiz sakabanatu eta deformatu egingo da.



12.12. irudia. Omango ofiolita eta Hawasina arroko itsas sedimentuen kokapena Arabiako ezkutuariaren gainean. Bata zein bestea obdukzio-prozesu baten bitartez kokatu ziren lurrazal kontinentalaren gainean. Omango golkoan aurkitzen den subdukzio-eremua da bi plaken arteko gaur eguneko muga. Era berean, Iranen garatutako arku bolkanikoa subdukzio honen ondorio zuzena da. A-A' zehar-ebakia 12.13.e. irudian islatutakoa da. (Nicolas, 1993).

Behe Kretazeoan Indiako Ozeanoan zabalkuntza-abiadura azkarreko gandorra zegoen. Gandorra Arabiako kostaldetik 400 km-ra kokatuta zegoen eta bien artean Hawasina deritzen ozeano-arroa. Gutxi gorabehera Kretazeoaren erdian (100-95 Mu) plaken mugimenduen berrantolaketa bat izan zen eta ozeano-gandorrean nagusi zen mugimendu dibergentea, miloi urte batean baino tarte laburragoan, mugimendu konbergente bilakatu zen. Orduan, jadanik zereginik ez zuen ozeano-gandorra konbergentziak eragindako laburketa xurgatzeko sorturiko zamalkaduraren abiapuntu bilakatu zen (12.13. irudia). Jatorriz gandorrean astenosfera bero eta deformagarria lurrazaletik oso gertu dago eta konpresioaren eraginpean ahultasun-eremu gisa jokatzeko toki aproposa da, non litosfera guztia astenosferatik aldentzen den.



12.13. irudia. Omango ofiolitaren obdukzio-eredu bat erakusten duten zehar-ebakiak. Gaur eguneko zehar-ebakia 12.12. irudian adierazita dagoenari dagokio. Azken zehar-ebakian 2 Mu barri, kolisioaren ondoren, egon daitekeen geometria irudikatu da. (Nicolas, 1989).

Ordutik, Arabia eta Laurasiaren arteko konbergentzia-abiadura gutxi gorabehera 2 cm/u-koa izan da. Abiadura horretan zamalkadura-fronteak, hondeagailu baten palak bezala, Hawasina arro ozeanikoaren hondoan aurkitutako metakin guztiak, kontinentetik zenbat eta gertutago egon adinez zaharragoak direnak, aurretik eramaten ditu. Gaur egun, oso arrunta da Omango ofiolita inguratuz Hawasina arroko sedimentu itsastar horien guztien nahasketa aurkitzea (12.12. irudia).

Orain dela 80 Mu inguru, zamalkadura hasi zenetik 15-20 Mu-ra, mantu ofiolitikoa Arabia penintsulako ertzaren gainean kokatu zen. Zamalkadurak eragindako zamaren ondorioz Arabiako kontinente-ertza okertu eta ofiolitaren azpitik hondoratu zen (12.13. irudia). Lurrazal kontinental arinak mantu astunagoan hondoratzeko aukera handirik ez

duenez, ertzaren subdukzio-prozesua progresiboki moteldu egiten da. Hondoratzeko zailtasun horien eraginez kontinente-ertzean zamalkadura horizontal berriak garatzen dira. Egitura horiek kontinente-ertza gehiago loditzen dute, subdukzioak aurrera egiteko eragozpen gehiago ezarriz. Azkenik, kontinente-ertzaren subdukzioa 50 km-ko sakoneran gelditu egiten da, ertzaren 100-200 km xurgatu ondoren.

Beraz, Arabiako ertza narrasadura-mantu ofiolitikoaren pean gelditu zen, baina oraindik bi kontinenteen arteko indar konbergenteak ez zirenez desagertu prozesu berri bi sortu ziren horiek xurgatu ahal izateko. Alde batetik, subdukzio-eremu berri bat sortu zen Eurasiako plakaren hegoaldeko ertzean, Makrango subdukzioa (12.12., 12.13. irudiak). Subdukzio berriaren eraginez garatutako arku bolkanikoaren jardueran eratu diren arroka bolkaniko eta plutonikoen adinen bitartez ezagutu ahal izan da Arabiako ertzaren gainean ofiolitaren obdukzioa gelditu eta berehala, subdukzio-eremu berria jaio zela. Bestetik, Makrango subdukzio-eremu berria sortzean, Arabiako ertza litosfera ozeanikoaren azpitik hondorarazten zuten indarretatik libre aurkitu zen. Ondorioz, oreka isostatikoaren bila goranzko mugimendu bat izan zuen, lurrazalaren konkorketa eraginez. Konkorketak mendebalde eta ekialderanzko labaintetak eragin zituen eta ofiolita-zatiek eta Hawasina arroko sedimentu itsastarrek gaur eguneko kokapena lortu zuten.

Azkeneko 60 Mu-tan zehar Makrango subdukzio-eremuak xurgatu du Eurasia eta Arabiaren arteko mugimendu konbergentea, baina plaken zinematikan aldaketa handirik egon ezean, lehen aipatu bezala ozeano guztia desagertu eta bi kontinenteen arteko kolisioa gertatuko da (12.13. irudia).

12.3.3. Ofiolita-moten jatorria

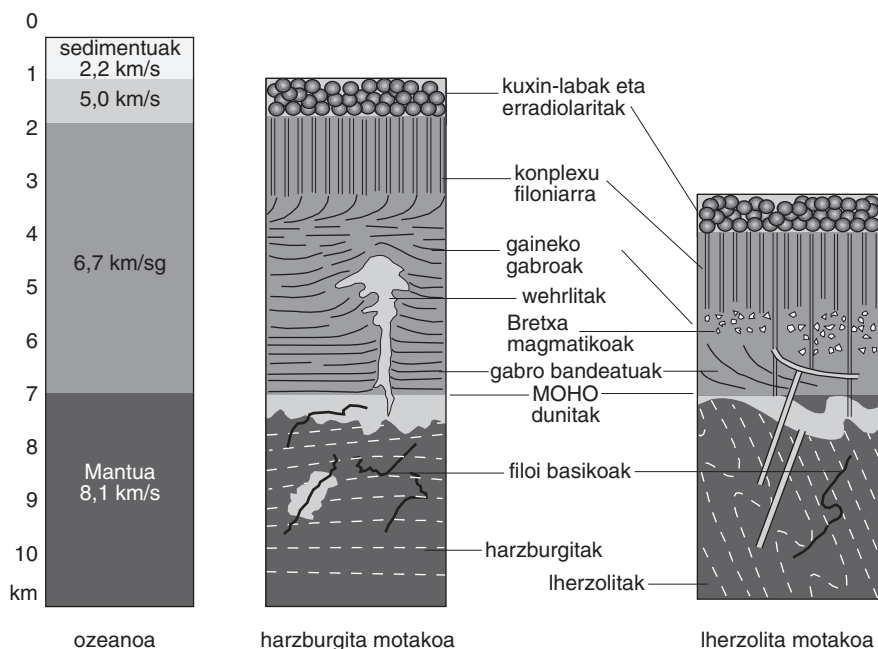
Munduko ofiolita gazte (azkeneko 1.000 Mu-tan sortutakoak) guztien lodiera ez da 15 km-tik gorakoa izaten. Lodiera hau jatorrizko litosferaren lodierarekin lotzen da eta litosfera ozeanikoa adinarekin berehala hoztu eta loditu egiten dela ezagutzen denez, zamalkatutako litosferaren ezaugarriek halabeharrez bat etorri behar dute litosfera gazte eta bero batekin.

Nahiz eta ofiolita guztiak litosfera gazte eta berotik eratorriak izan, beraien artean bereizketak egiteko arroken izaera eta eratuta daudeneko geruza bakoitzaren garapen erlatiboz erabil daitezke. Adibidez, Tibeteko Chigaze ofiolitan gabrozko geruza ia agertu ere ez da egiten eta Omango ofiolitan beti 2 km-tik gorako lodiera du. Ofiolitak barne-eraketaren bitartez ere bereiz daitezke; Chigaze ofiolitaren konplexu filoniarra bertikala izan beharrean horizontala da. Ofioliten ezaugarri geokimikoak ere erabili izan dira beraien arteko ezberdintasunak finkatzeko. Ezberdintasun horiek guztiak sailkapen genetiko bat egiteko erabili nahi izan dira. Alde batetik, gandorretan edo subdukzio-eremu baten gaineko arroan kokatutako litosfera ozeanikoa errepresentatzen ote duten ziurtatu nahi izan da. Eta bestetik, ofioliten jatorria gandorretan kokatuz gero, gandorraren espantsio-abiadura azkarra edo motela izan ote den finkatzeko asmoarekin.

Garai batean iradoki izan zen ofiolita guztiak subdukzio-eremu azpiozeanikoen gainean kokatutako arkuosteetako litosfera ozeanikotik zetozela. Egia esan, arkuosteak kontinente-ertzetatik gertu daudenez eta konpresioaren eraginpean egon daitezkeen lurraldeak direnez, ofioliten sorrera-eremu logikoena direla dirudi. Ofiolita gehienek ezaugarri geokimikoak uharte-arkuekin lotuta zeudela ezagutu zenean, hipotesi horrek indar

handia hartu zuen. Hipotesia ezin da eztabaidatu Canyon Mountain (Oregon) ofiolitaren kasuan, lurrazal ozeanikoak konposizio andesitikoak baitu. Omango ofiolitaren ezaugarri geokimikoek gauza bera iradokitzen dute, baina deskribatu den bezala garbi dago ozeano-gandorrean duela jatorria. Beraz, badirudi zamalkaduraren estreinako urratsetan sortzen diren laba-emisioak kutsatu egiten direla zamalkaduraren azpiko lurrazala zeharkatu ahala, eta uharte-arkuetako ezaugarri geokimikoak bereganatu. Hortaz, ezin da baieztatu ofiolita guztiak eremu batean edo bestean sortu direnik. Hala ere, oso garrantzitsua da jatorria bereizi ahal izatea, zerikusirik ez duten eremu geodinamikoak direlako eta berreraiketa paleogeografikoak egiterakoan hipotesi oso ezberdinen erantzule izan daitezkeelako.

Ofiolitetan egiten den sailkapen orokorrean bi multzo bereizten dira, bakoitzak mantu litosferikoan aurkeztzen duen peridotita-motaren arabera: ofiolita lherzolitikoak eta harzburgitikoak (12.14. irudia). Ondoren bi ofiolita-mota horien sorrera ulertzeko beharrezkoak diren oinarritzko petrologiaren zenbait kontzeptu azalduko dira.



12.14. irudia. Sismikoki zehaztutako litosfera ozeanikoaren geruzapena bi ofiolita-mota arruntenekin erkatzen da. Harzburgita motako ofiolitaren zutabea Omango ofiolitan dago oinarrituta eta lherzolita motakoa Kaliforniako Trinity ofiolitan. (Boudier eta Nicolas, 1985).

Goi-mantuko peridotita-mota arruntenari lherzolita deritzo. Peridotita guztietan bezala, olibinoa da osagai nagusia, eta horrekin batera beste bi silikato, zehazkiago bi piroxeno ezberdin agertzen dira (% 30etik behera). Bata enstatita izeneko ortopiroxenoa da eta olibinoaren konposizio bera du, baina silizio-portzentaje altuagoarekin. Bigarrena, diopsido izeneko klinopiroxenoa da, eta kimikoki aberatsagoa da, aurreko mineralak dituzten silizio, burdina eta magnesioaz gain kaltzioa, aluminioa, sodioa eta kromoa barneratzen dituelako. Nahiz eta agian larregi sinplizikatzea izan, diopsidoaren konposizioa basalto baten antzekoa

dela esan daiteke. Lherzolitak aluminioan aberatsa den beste mineral bat ere barneratzen dute (% 10etik behera). Mineral hori lherzolitak oreka lortzen duen sakoneraren arabera desberdina da; 75 km-tik behera granatea da, 75 eta 30 km bitartean espinela eta 30 km-tik gora plagioklasa. Beraz, ofiolita baten mantuko peridotitetan halako mineralen bat identifikatuz gero, peridotiten gutxi gorabeherako egonkortasun-sakonera zehatz daiteke.

Lherzolitak dira mantuko jatorrizko arroak eta horien fusio partzialaren bitartez magma basaltikoak sortzen dira. Fusioak, lehendabizi, aluminiodun mineralean eta diopsidoan du eragina, eta fusio-tasaren arabera mineral horiek gero eta urriagoak izango dira mantuaren barne. Bi mineral horiek desagertzean soilik olibinoz eta enstatitaz eratutako arroka bat geldituko da, hau da, harzburgita bat. Harzburgitek fusioaren eraginez aluminioan txirotu eta kromoan aberastuko den espinela bat barneratzen dute. Goranzko bidean magma basaltikoez Mohoaren azpiko harzburgiten enstatita disolba dezakete. Ondorioz, olibinoz eta kromoan aberatsa den espinelaz soilik eratutako arroka geldituko da, dunita izenekoa (12.15. irudia).

MINERALAK

Olibinoa	Enstatita	Diopsidoa	Aluminiodun minerala
SiO_4	Si_2O_6	$\text{Si}_2\text{O}_6\text{Ca}$	
$(\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1})_2$	$(\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1})_2$	$(\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1})$	

PERIDOTITAK

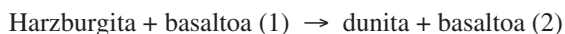
Lherzolita	% 60-70	% 20	% 5-10	% 5-10 plagioklasa < 30 km 30 km < espinela < 75 km granatea > 75 km
Harzburgita	% 70-80	% 20	% 0-5	espinela %5
Dunita	% 95			%5 espinela (kromita)

12.15. irudia. Mantuko peridotita-mota nagusien konposizio mineralogikoa.

Laburbilduz, lherzolitaren fusio partzialaren bitartez magma basaltiko bat eta harzburgiten konposizioa duen hondakin solidoa sortuko dira. Prozesua era honetan deskriba daiteke:



Harzburgitak arroka errefraktarioak direnez, ezin dituzte magma basaltikoak sortu. Baina, barneratzen duten ortopiroxenoa, sakonera handiagoetan eratutako magmen eraginez disolba daiteke. Orduan, hondakin solidoa ezagutzen den arrokarik errefraktarioena izango da, ia olibinoz soilik eratutako arroka, dunita deritzona. Beraz, bigarren erreakzio bat idatz daiteke:



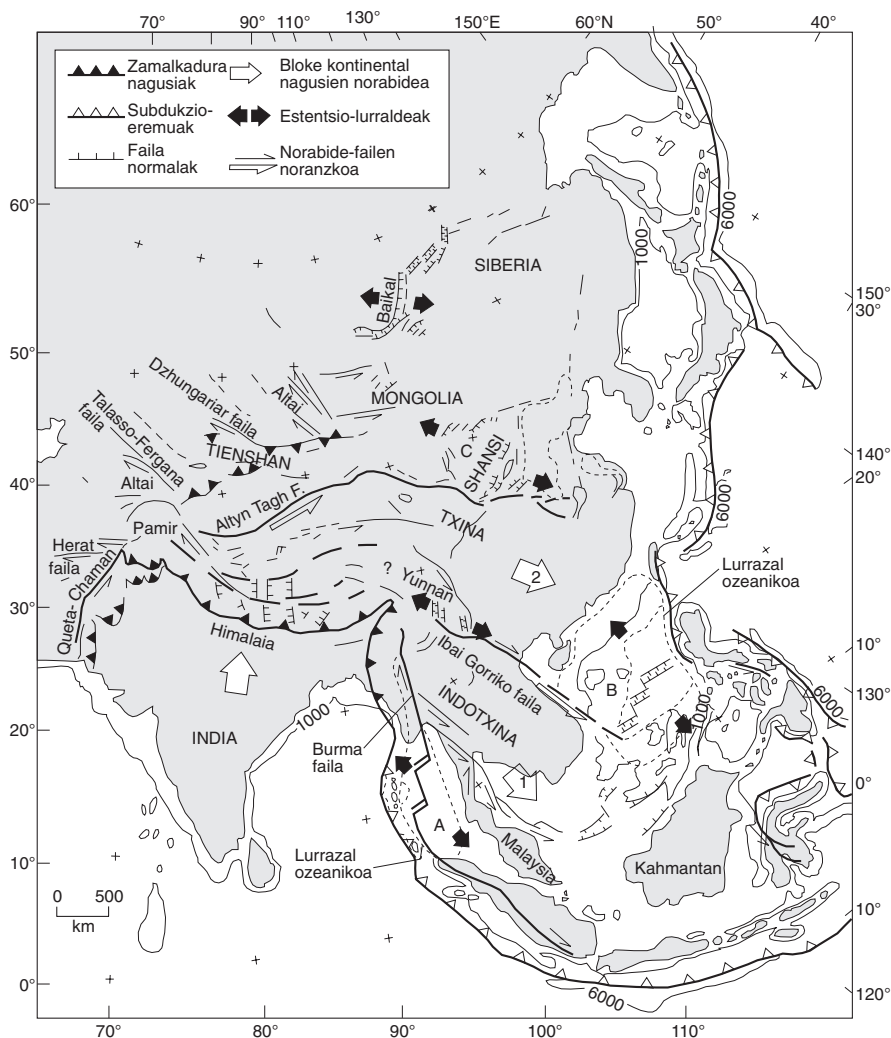
12.14. irudian, Omango eta Trinityko ofioliten zutabe eskematikoak irudikatu dira, ezberdindutako bi ofiolita-moten adibidetzat. Ondoren, bien arteko ezberdintasun nagusiak aipatuko dira:

1. Peridotitetan. Omango ofiolitan peridotitak harzburgita motakoak eta Trinityn lherzolita motakoak dira. Bietan, lurrazal ozeanikoaren azpitik dunitaz osatutako xingola irregularrak agertzen dira, baina Omanen ugariagoak dira. Omango harzburgitak horizontalki orientatuta daude, eta mineralen orientazio horrek hozketaren aurreko mantuaren mugimendu-norabidea islatzen du. Aldiz, Trinityn mantuko mineralen orientazioa askoz bertikalagoa da, eta Moho etenunearen azpiko geruza mehe batean soilik (100-300 m) da horizontala.
2. Gabroetan. Omango ofiolitako gabroek Trinitykoek baino askoz ere geruzapen hobea dute eta nabarmen lodiagoak eta jarraituagoak dira. Trinityn peridotita eta konplexu filoniarren arteko trantsizioa toki askotan oso deformatuta dago, eta gainera, dauden gabroek birkristalizazio nabarmena erakusten dute. Trinityko ofiolitan lurrazal ozeanikoa Omangoan baino askoz ere meheagoa da (6 km Omanen eta 2-3 Trinityn), eta ezberdintasunaren arrazoi nagusia da gabrozko geruzak duen garapen eskasa.
3. Konplexu filoniarrean. Maila honetan ezberdintasunak gutxi dira. Adierazgarriena, agian, Trinity motako ofiolitetan dike basaltikoak ez direla soilik konplexu filoniarre mugatzen, sustrai sakonagoak dituzte, sarritan mantuko peridotitetan.

12.4. KOLISIO-MENDIKATE IKUSGARRIENA: HIMALAIA

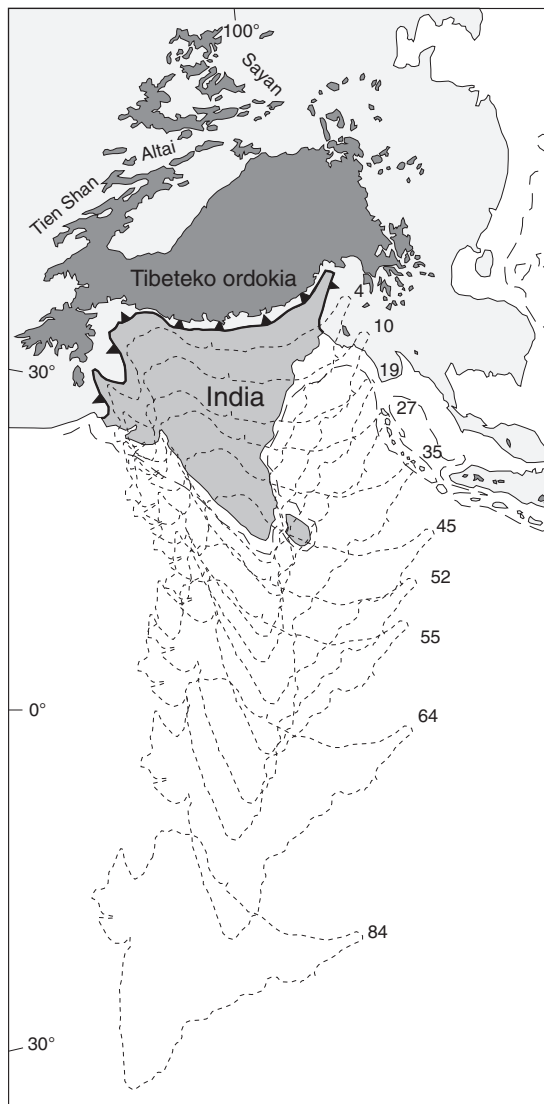
Lurraren azaleko egitura geologiko nagusiak, segur aski, bi kontinenteen arteko kolisioaren bitartez sortutako mendikateak dira. Kolisio-prozesuek berebiziko garrantzia dute Lurraren bilakera geologikoan eta, sarritan, Lurraren azaleko garapen biologiko orokorra ere baldintza dezakete. Azken finean, kontinenteen arteko talkak superkontinenteak sortzeko prozesu eraginkorrenak dira.

Himalaia-Tibet izeneko gerriko orogenikoa askoz zabalagoa den kolisio-sistema alpetar-himalaiarren barnean kokatzen da. Sistema hau Gibraltarreko itsasartetik abiatu eta Europako hegoaldea eta Asiako ekialdea zeharkatuz, Himalaiatik luzatzen da Txina eta Asiako hego-ekialdean zehar Ozeano Barearen inguruko gerrikoarekin bat egin arte. Orotara, 7.000 km-tik gorako luzera du eta eremu ikusgarriena zalantzarik gabe Himalaia-Tibet orogenoa da. 12.16. irudian sistema himalaier osoaren mapa tektoniko orokorra aurkezten da. Nahiz eta prozesu orogenikoez, batez ere, arroka aurre-mesozoikoetan eragina izan, Mesozoikoan eta Tertziarioan zehar garatu zen, eta egun oraindik aktibo mantentzen dela esan genezake. Beraz, gaur eguneko ozeanoak zabaltzen egon diren bitartean garatutako orogenoa dela esan daiteke, eta ondorioz, mendikatearen garapen-urratsak ozeanoetako xingola magnetikoen ikerketaren bitartez finka daitezke. Oro har, sistemaren bilakaera Ozeano Atlantikoaren eta Indiako Ozeanoaren zabalkuntzaren eraginez gertatutako Eurasia, Afrika, Arabia eta Indiaren arteko konbergentzia eta kolisioaren ondorioa izan da.



12.16. irudia. Asia erdialdeko eta ekialdeko mapa tektonikoa. A, B eta C hizkiek Andamango itsasoaren, Txina hegoaldeko itsasoaren eta Shansi lurraldearen estentsio-guneak adierazten dituzte. (Tapponnier *et al.*, 1982).

Lurreko kontinente-kontinente kolisio-mendikate gazteena eta, agian horren ondorioz, ikusgarriena da Himalaia-Tibet orogenoa. Oro har, geografikoki bi eremu nagusi bereiz daitezke: hegoaldean, E-W norabidean luzatzen diren garaiera handiko Himalaia eta Karakorum mendilerroak daude eta iparraldean izugarri zabala den Tibeteko plataforma (12.17. irudia). Orogenoa, batez ere, azkeneko 70-50 Mu-tan gertatutako India eta Asiaren arteko kolisioaren ondorioa da. Bi kontinente horien arteko kolisioa zein sistema alpetar-himalaiar osoaren egitura konplexua, Paleozoikoaz geroztik lurrazal kontinentalezko bi masa izugarrien arteko konbergentziaren ondorioz (Laurasia iparraldean eta Gondwana hegoaldean) subdukzioa pairatzen duen Tetis itsasoaren desagertzearekin batera garatu zen.



12.17. irudia. Asia ekialdeko mapa topografiko orokorra. 2 km-tik beherako lurraldeak trama argiarekin eta 2 km-tik gorakoak trama ilunarekin adierazita daude. Era berean, Kretazeoaren bukaeratik gaur egunera Indiako plakak (topografiarik ez da erakusten) Eurasiako plakarekiko izan duen kokapen erlatiboa islatzen da. Adierazgarria da orain dela 50 Mu inguru bi plaken artean izandako konbergentzia-abiaduraren moteltzea, 100 mm/u-tik 50 mm/u-ra gutxi gorabehera. (Royden *et al.*, 1997).

Egun, India eta Asiaren arteko kolisiao oraindik aktiboa da eta bertan plaken arteko mugaren bilakaera oso ondo zehaztuta dagoenez, kolisio-mendikateak aztertzeko adibiderik egokientzat har daiteke. Oso ondo identifikatzen dira kolisioarekin batera garatutako egitura geologikoak: eskala handiko zamalkadurak, norabide-faila eta faila normalen sistemak,

leukogranitoen kokapena, bolkanismo-urrats nagusiak, eskualde-metamorfismoa eta kontinente barneko zein ozeano- eta kontinente-ertzen artean sortzen diren arro sedimentarioak. Himalaia-Tibet orogenoaren dimentsio eta garaiera izugarriek munduko klima-aldaketa orokorrean nolabaiteko eragina izan dutela iradoki izan da.

India eta Asiaren arteko kolisio-prozesuarekin batera sortutako egitura geologikoak eta beraien garapena ulertzeko, beharrezkoa da kolisioaren aurreko lurralde kontinental eta ozeanikoen arteko distribuzioa eta bilakaera nolakoak izan diren jakitea. Beraz, orogenoaren ezaugarri nagusiak ulertu ahal izateko, lehendabizi prozesuan inplikaturik dauden lurraldeetako Zenozoikoaren aurreko bilakaera geologikoa aztertuko da, eta ondoren Zenozoikoan zehar garatutako egitura nagusiak eta gertatutako prozesu igneo, metamorfiko eta sedimentario orokorrak deskribatuko dira.

12.4.1. Paleozoiko eta Mesozoikoko ezaugarri tektonikoak

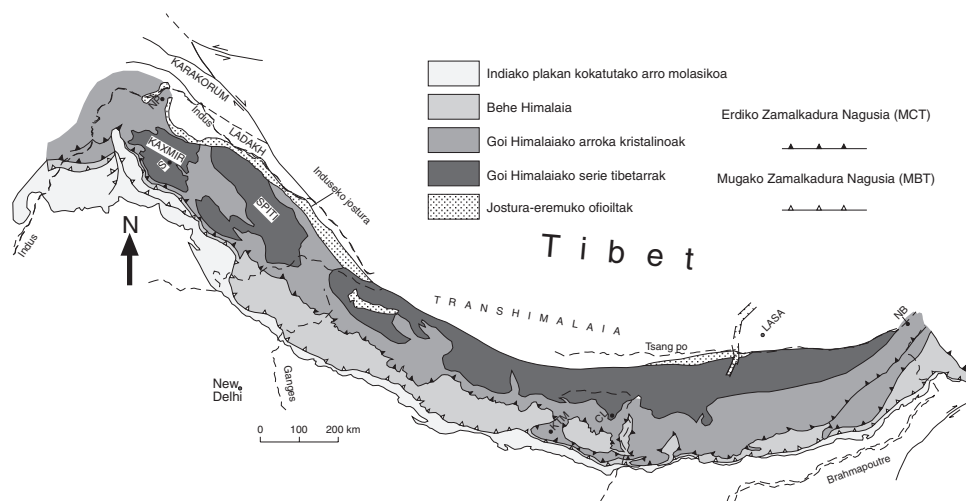
Himalaia-Tibet orogenoa Eurasiako hegoaldeko ertzean Paleozoiko goiztiarretik atxikitzen joan diren ingurune tektonikoen (zenbait mikrokontinente, flysch-konplexu eta uharte-arkuren) collage tektoniko konplexuaren bitartez eratu da. Ondoren, kolisioan parte hartu duten lurraldeen izaera eta beraien arteko harremanak aztertuko dira, azken finean, kolisioarekin lotutako egiturak nondik datozen ulertzeko beharrezkoa delako. Batez ere, Himalaia-Tibet orogenoaren hegoaldean kokatutako Himalaia mendilerroan eragina izan duten jatorri ezberdineko materialak eta egiturak aztertuko dira, Tibeteko plataforma eta Karakorumeko mendigunea alde batera utzita.

Geologikoki, Himalaiak hegoaldeetik Indiako plataformak eta iparraldetik Indus-Yalu jostura-eremuak mugatzen dituzte. Oro har, Himalaiak iparralderantz okertzen diren Zenozoiko berantiarreko lau faila-sistemez mugatutako hiru ezpal tektonikoetan bana daitezke: Mugako Zamalkadura Nagusia (*Main Boundary Thrust*, MBT), Erdiko Zamalkadura Nagusia (*Main Central Thrust*, MCT), Tibet hegoaldeko detachment-sistema eta Indus-Yalu jostura-eremua (12.18. irudia).

Hegoaldean, Behe Himalaiako lurraldea kokatzen da, eta beste lurraldeen azpitik tektonikoki kokatutako ezkata tektoniko gisa interpretatzen da. Bere azpiko muga Mugako Zamalkadura Nagusia delako faila-sistema da eta gainera Erdiko Zamalkadura Nagusia delakoa. Behe Himalaia, batez ere, Kanbriarraurreko sedimentu klastikoz eta arroka metasedimentarioz eratuta dago.

Goi Himalaia lurraldearen azpitik Erdiko Zamalkadura Nagusiaren faila-sistema dago eta gainera Tibet hegoaldeko detachment-sistema. Bertan agertzen diren arroka ugariak Proterozoiko berantiarreko eta Kanbriar goiztiarreko arroka metasedimentarioak dira.

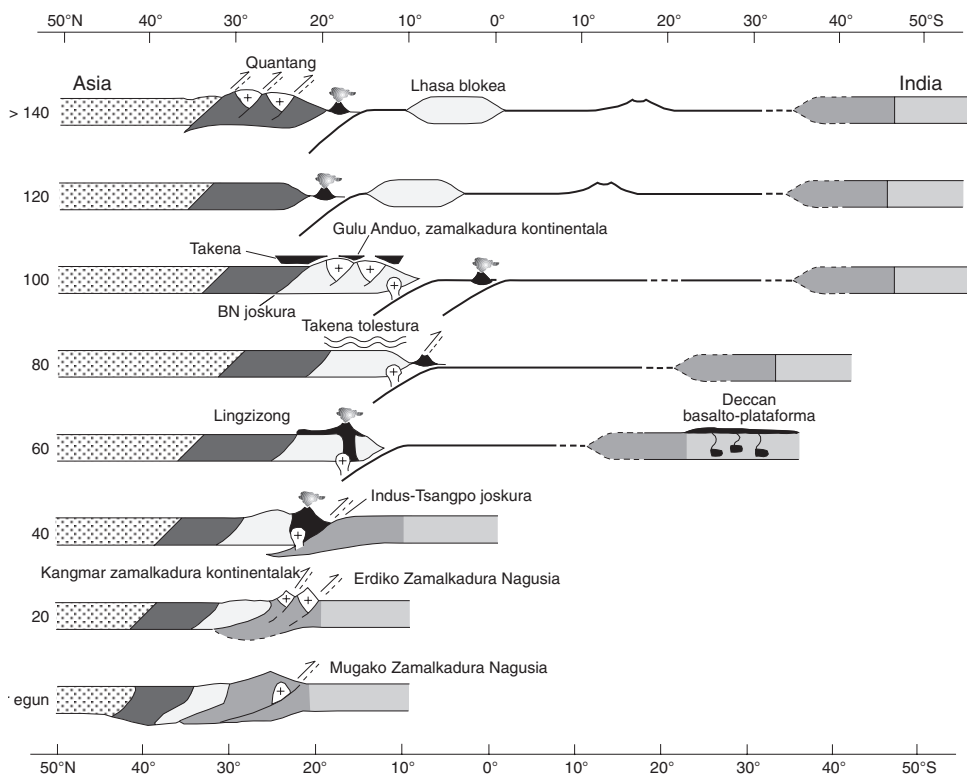
Ipar Himalaia lurraldea, azkenik, hegoaldeetik Tibet hegoaldeko detachment-sistemak eta iparraldetik Indus-Yalu jostura-eremuak mugatzen dituzte. Batez ere, Kanbriarraurreko eta kontinente-ertzeko sekuentzia sedimentario lodiek eratzen dute. Badirudi deskribatutako hiru lurralde edo ezpal tektonikoak kolisioaren aurretik India iparraldeko kontinente-ertz egonkorren parte zirela, eta Proterozoiko erdialdeetik Kretazeora bitartean garatu zirela. Badirudi Himalaiako Zenozoiko berantiarreko zamalkadurek ez dutela eraginik Indiako plataformari dagokion Arkear/Proterozoiko goiztiarreko basamentu gneisikoaren gain.



12.18. irudia. Himalaiaren barnean bereizitako eremu tektoniko nagusiak.

NP: Nanga Parbat; CL: Choimo Lungma-Everest; NB: Namcha Barwa;
S: Srinager; KTM: Katmandu. (Brunel, 1983).

Kanbriarrean eta Behe Ordoviziarrean Himalaiaren sorreran parte hartu duten kontinente-ertzek granito ugarien intrusioak jasan zituzten. Granito horiek superkontinentearen apurketarekin zein Gondwanaren azkeneko konbergentziarekin lotu izan dira. Ordoviziar eta Permiarren artean Himalaian gaur egun bereizitako hiru ezpal tektonikoak kontinente-plataforma egonkor batean zeuden kokatuta. Permiarrean, Ipar Himalaiako lurraldean rifting prozesu bat eta horri lotutako jarduera bolkanikoa (Panjal basaltoak) definitu dira. Rifting prozesuak Jurasikoa bukatu arte iraun zuen eta horren eraginez mikrokontinente bat askatu zen Indiako iparraldean kokatutako ertz egonkorretik (12.19. irudia). Banatutako bloke horrek, egun, Ipar Himalaia lurraldean kokatutako Lhasa terranea osatuko luke. Geroztik, Mesozoikoan zehar, Himalaia eratu zuten materialak Indiako iparraldeko kontinente-ertz egonkorrean pilatu ziren Kretazeoa bukatu arte, India eta Asiaren arteko kolisiao hasi arte. Kolisiaoren estreinako ondorioak fazie sedimentarioen eredu-aldaketak eta subsidentzia-proportzioen aldaketak izan ziren.



12.19. irudia. Himalaia orogenoari buruzko garapen-eredu bat. (Allegré *et al.*, 1984).

12.4.2. Noiz gertatzen da Asia eta Indiaren arteko kolisioa?

Himalaiako geologia esparru ezberdinetatik ikertzen duten geologoek artean, eta sarritan esparru beretik ikertzen dutenen artean ere, eztabaida sutsua izan da betidanik kolisioaren hasierari zenbakia jartzeko orduan. Ondoren, kolisioaren hasiera finkatzeko geologiaren esparru ezberdinetatik egindako hurbilketetan lortutako emaitzak azaletik deskribatuko dira.

12.4.2.1. Plaken zinematika eta paleomagnetismoa

Zenozoikoko Indiako Ozeanoko xingola magnetikoak aztertuz, frogatu ahal izan da India eta Eurasiaren arteko abiadura erlatiboak moteltze nabarmena ($\approx 15\text{-}25$ cm/u-tik $13\text{-}18$ cm/u-ra) jasan zuela orain dela gutxi gorabehera 50 Mu. Plaken arteko konbergentziaren bat-bateko abiadura-lasaitze hori India eta Asiaren arteko kolisioaren hasierarekin lotu da.

Beste alde batetik, Indiako Ozeanoko gandorraren inguruko arroka sedimentarioetan burututako ikerketa paleomagnetikoez erakusten dute Indiako plakako iparralderanzko mugimenduaren abiadurak moteltze nabarmena ($18\text{-}19$ cm/u-tik $4,5$ cm/u-ra) jasan zuela orain dela 55 Mu. Abiadura-aldaketa horrek India eta Asiaren arteko kolisioaren bukaera adierazten duela iradoki izan da, beraz, kontinenteen arteko estreinako ukipena xingola

magnetikoen azterketaren bitartez lortutako adina baino zaharragoa izan beharko litzateke. Ez da batere erraza zehaztea orain dela 50-55 Mu gertatutako bi kontinenteen arteko konbergentziaren moteltzea zeren ondorioa izan zen: kontinenteen arteko ukipenak sortutako eragozpenaren ondorioa ala Indiako Ozeanoko gandorrek jasandako zabalkuntza-abiaduraren bat-bateko murrizketaren ondorioa.

12.4.2.2. Argigarri estratigrafiko eta paleontologikoak

Himalaiako kontinente-ertz egonkorren garapen estratigrafiko eta sedimentologikoa aztertuz ere India eta Asiaren arteko kolisioari buruzko datuak lor daitezke. Adibidez, Indiako ipar-ekialdean (Zanskar lurraldea) bat-bateko aldaketa sumatu da sedimentuen izaeran, sedimentuak itsastarrak izatetik kontinentalak izatera pasatzen dira Eozeno goiztiarrean (52 Mu). Baina datu honek kolisioaren hasiera baino gazteagoa izan behar du, Indiako kontinente-ertz egonkorren zati handi batek (500 eta 1.000 km bitartean) Asiaren azpitik subdukzioa jasan zuelako, aurretik izandako kolisioen edozein aztarna ezabatuz.

Pakistango ipar-mendebaldean frogatu ahal izan da Asia kontinentearen ertzari dagozkion akrezio tektonikoaren prismako eta fosako sedimentuak Indiako ertz egonkorren gainetik zamalkatu zirela 66 Mu ondoren eta 55 Mu aurretik. Datu horrek iradokitzen du India eta Asiaren arteko litosfera ozeanikoa adin-tarte horretan desagertu zela. Beraz, Pakistango ipar-mendebaldean, behintzat, kolisioaren hasierak 55 Mu baino zaharragoa izan behar du.

Ipar Himalaia lurraldearen erdialdean kokatutako Zhepure mendigunean, Indiako ertz egonkorrean eratutako Goi Kretazeo eta Behe Tertiario arteko serie sedimentario itsastar jarraitua ageri da. Bertan, fazie sedimentarioetan zein metaketa-ereduetan bat-bateko aldaketa sumatzen da Erdi Maastrichtiarrean (≈ 70 Mu). Erdi Maastrichtiarreko geruzetan definitutako diskordantzia batean bat-bateko aldaketa sumatzen da, harearri tupatsuen gainetik sedimentu turbiditiko siliziklastikoak agertzen baitira. Era berean, Maastrichtiar geruzen gainetik zuzenean azaleratzen diren Behe Paleozenoko (66-64 Mu) geruzetan sakonera eskaseko arroka klastikoen birmetaketa azarnak aurkitu dira. Beraz, 70 eta 64 Mu bitartean Indiako ertz egonkorrean zehar gertatutako sedimentazio-aldaketa hauek India eta Asiaren arteko lehendabiziko ukipena adieraz dezaketela iradokitzeko erabili izan dira.

Kretazeo berantiarrean (65 Mu) Spontang izeneko ofiolita Indiako kontinente-plataformako sekuentziaren gainetik kokatuta dago Zanskar lurraldean. Gertakizun hau India eta Asiaren arteko kolisioaren hasierarekin lotu da ere.

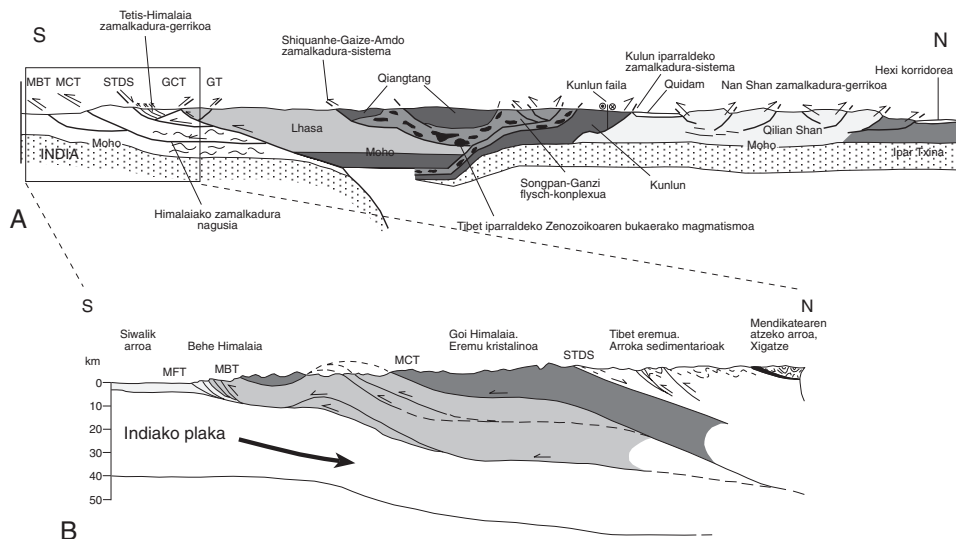
Laburbildutako datuek iradokitzen dute India eta Asiaren arteko kolisioaren hasiera Kretazeo berantiarrean (≈ 70 Mu) koka daitekeela. XX. mendeko azken hamarkadan datu hauek argitaratu arte kolisia orain dela 40-50 Mu hasi zela onartzen zenez, India eta Asiaren arteko konbergentzia-kopuruak hasieran uste zirenak baino askoz handiagoak izan daitezkeelako susmoa nagusi da gaur egun.

12.4.3. Himalaia mendikateko deformazioa Zenoikoan

Himalaian lurralde ezberdinak bereizteko erabili diren egitura tektoniko nagusiak India eta Asiaren arteko kolisioaren azkeneko urratsetan sortuak dira. Deigarria da kolisioaren lehendabiziko 20-40 Mu-tan garatutako lurrazalaren mailako zamalkadurarik definituta ez egotea. Horrek arazo larriak eragiten ditu orogenoak xurgatutako konbergentziaren kopuru nabarmen batek azalpenik ez duelako. Oro har, India eta Asia kontinenteen arteko koli-

sioak iraun duen bitartean, Himalaia-Tibet orogeno osoak iparralde-hegoalde norabidean 1400 km-ko konbergentzia xurgatu duela iradokitzen da. Himalaiako lurraldeetako egitura guztiak kontuan hartuz, badirudi bertan 360 km inguru baino ez direla xurgatu.

Himalaiako hegoalderanzko bergentziadun zamalkadurek, Erdiko Zamalkadura Nagusia eta Mugako Zamalkadura Nagusia barne, sakonean aldentze-maila berean dute sustraia, Himalaiako Zamalkadura Nagusian hain zuzen (12.20. irudia). Oro har, Erdiko Zamalkadura Nagusiak gradu altuko gneisak (Goi Himalaia) gradu baxuko eskistoen gainetik (Behe Himalaia) kokarazten ditu. Bere aldetik, Mugako Zamalkadura Nagusiak aurreko eskistoak Miozeno-Pleistozeno adineko metamorfismorik gabeko molasen gainean kokarazten ditu. Zamalkadura horren eragina sedimentu kuaternarioetan ere nabari daiteke. Ondoren, Himalaiaren barneko egitura tektoniko nagusien deskribapen laburra egiten da.



12.20. irudia. A: Indiako eta Eurasiako plaken arteko kolisioaren eraginez deformatutako lurralde osoan burututako zehar-ebakia. B: Himalaiaren erdiko aldean gauzatutako zehar-ebakia. Kolore argienak Aurreko Zamalkadura Nagusiaren (MFT) hegoaldean garatutako arroan pilatu diren Miozeno eta Kuaternarioko molasen kokapena erakusten du. Mugako

Zamalkadura Nagusiaren (MBT) eta Erdiko Zamalkadura Nagusiaren (MCT) artean aurrekoa baino zerbait ilunagoa den kolore grisaz irudikatutako eremuan, gradu metamorfiko gutxiko arroak azaleratzen dira. Aldiz, gris ilunenak gradu altuko arroka metamorfikoen eta arroka kristalinoen kokapena adierazten du. Gradu altuko arroka metamorfikoen eta Tibet eremuko (zuriz irudikatutako eremua) arroka sedimentarioen artean Tibet hegoaldeko detachment-sistema dago. Xigatze arroka arroka kretazeoak izen bereko ofioliten (ezpal beltza) gainerik azaleratzen dira. (Yin eta Harrison, 2000; Royden *et al.*, 1997).

Mugako Zamalkadura Nagusia. Azalean, gehienetan angulu handiarekin, iparralderantz okertzen den Behe Himalaia eta Indiako plakako Miozeno-Pleistozenoko molasen arteko ukipena da. Failaren hegoaldeko sedimentazio-ereduetan behatutako aldaketa nabarmenei esker ziurtatu da Mugako Zamalkadura Nagusia orain dela 11 Mu jaio eta Pleistozenoan zehar aktiboa izan zela. Himalaiako frontearen geomorfologiak argi erakusten du orain dela gutxi arte zamalkadurak jarduera tektonikoa mantendu izan duela.

Erdiko Zamalkadura Nagusia. Kilometro gutxi batzuetatik 10 km baino gehiagoko zabalera duen zizaila-eremuarengatik da bereizgarria. Burututako neurketen arabera, zamalkadura honek, gutxienez, 140 km-ko desplazamendua xurgatzen du, baina 500 km-tik gorako desplazamenduak ere iradoki izan dira. Zizaila-eremuan burututako ikerketa geokronologikoek erakutsi dute zizailaren eraginez sortutako anatexia-fenomenoak zein deformazio-egiturak gertatu zirela orain dela 22 ± 1 Mu. Era berean, datu geokronologikoek iradokitzen dute zamalkaduraren jarduera Erdi Miozenoan (13-14 Mu) bukatu zela. Aktiboa izan zen bitartean jarduera handiko eta jarduerarik gabeko tarteak txandakatu ziren.

Tibet hegoaldeko detachment-sistema. Himalaia mendikate guztian zehar jarrai daitekeen eta iparralderanzko okerdura duen angelu txikiko faila normalen sistema da (12.18., 12.20. irudiak). Egitura honen bitartez Goi Himalaiako gneisak goratu egiten dira gradu baxuko Ipar Himalaiako (tetiar) metasedimentuekiko. Datu geokronologikoek erakusten dute failaren aktibitatea toki guztietan ez dela une berean hasi baina badirudi failaren jarduera nabarmenena 17 eta 8 Mu bitartean kokatu zela.

Tetis-Himalaia zamalkadura-gerrikoa. Zamalkadura-gerriko hau Tibet hegoaldeko detachment-sistema eta Indus-Yalu josturaren artean kokatzen da (12.20. irudia). Indiako kontinente-ertz egonkorri dagokion sekuentzia sedimentario osoan eragina duten toles eta faila inbrikatuak osatzen dute. Oro har, orain dela 50 eta 17 Mu bitartean, egitura hauek 130-140 km-ko laburketa xurgatu zutela neurtu da.

Indus-Yalu jostura-eremua. Asia eta Indiaren arteko jostura tektonikoa, ikusten denean, bi zamalkadura zenozoikoek mugatuta dago (12.20. irudia). Hegoaldeko mugak Great kontinente-ertz egonkorreko sedimentuak Indus-Yalu jostura markatzen duen melange-konplexuaren gainetik kokarazten ditu. 1.200 km-tik gorako luzera duen egitura honek ikertutako lurraldearekin lotutako tokian tokiko izen asko jaso ditu: Great Counter zamalkadura, Yalu-Tsangpo faila, Great Yalu-Tsangpo faila sakona, erretrozamalkadura-sistema, Hego Kailas zamalkadura edo Renbu-Zedong zamalkadura-sistema. Faila-sistema noiz aktibatu zen ez dago argi, baina bere jarduera nagusia 19 eta 10 Mu bitartean izan zela ziurtatu ahal izan da.

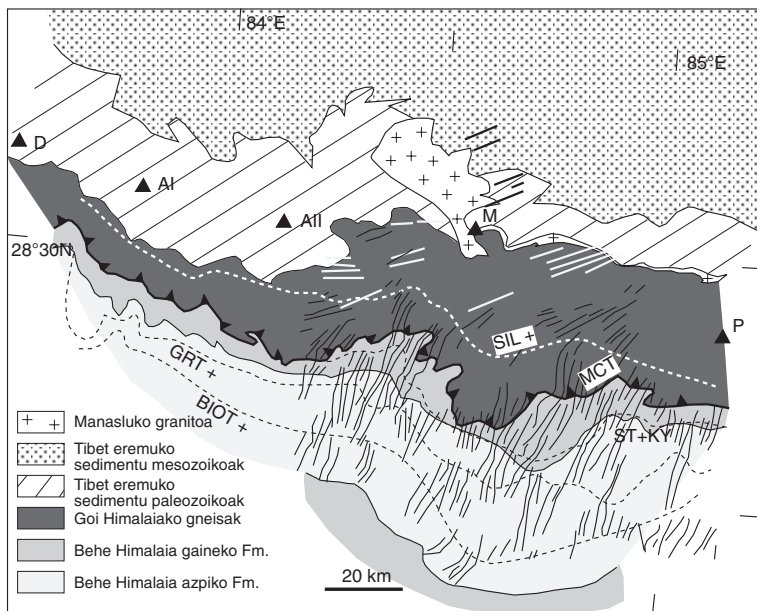
Indus-Yalu jostura-eremuko iparraldeko egitura tektoniko zaharrena Gangdes zamalkadura da. Iparralderantz okertzen den faila honen jarduera 30 eta 24 Mu bitartean dago mugatuta.

12.4.4. Kolisioaren garaiko jarduera igneo eta metamorfikoa

Himalaia mendikatearen ezaugarri propioa, oro har, paraleloak diren granitoen bi lerrokaduren agerpena da: Goi Himalaia lurraldeko leukogranitoak eta Ipar Himalaia lurraldeko granitoak. Goi Himalaia lurraldeko leukogranitoek Tibet hegoaldeko detachment-sistemaren bi aldeetan azaleratzen diren sillez eta leka-itxurako granitoz osatutako mendikate ez-jarraitua eratzen dute. Granito horien tenperatura magmatikoak 700 eta 750 °C artekoak izan zirela neurtu da. Ipar Himalaiako granitoen gerrikoa aurrekoekiko gutxi gorabehera 80 km iparralderago agertzen da eta, oro har, geometria eliptikoa duten 18 bat plutoiekin eratuta dago. Badirudi plutoi horiek, batez ere, kontinente-ertz egonkorarren estalkia osatzen duten arroketan —beraz sakonera txikietan— hozten direla eta beti Tibet hegoaldeko detachment-sistemaren gainetik.

Goi Himalaiako leukogranitozko gerrikoen plutoiak 24 eta 17,2 Mu bitartean kristalizatu ziren, segur aski, bi pultsu nagusietan. Lehenengoa orain dela 23 ± 1 Mu eta bigarrena orain dela 19 ± 1 Mu. Ipar Himalaiako gerrikoaren granitoak, aldiz, gazteagoak dira, 17,6 eta 9,5 Mu bitartean kristaldu zirela neurtu da.

Erdiko Zamalkadura Nagusiaren bitartez Goi Himalaia lurraldea Behe Himalaia lurraldeko materialen gainetik kokatzen da eta lurralde batean zein bestean metamorfismoaren bilakaera nabaria da. Goi Himalaia lurraldeko materialetan metamorfismoa handitu egiten da hegoalderantz, Erdiko Zamalkadura Nagusirantz. Ukipenetik gertu arroak silimanita-isogradaren gainetik aurkitzen dira. Behe Himalaiako lurraldean, aldiz, zamalkaduraren inguruan metamorfismoa iparralderantz handitzen da, aurrakako gradiente metamorfikoa erakutsiz (12.21. irudia). Aurrakako gradiente metamorfikoa oso arruntak dira zamalkadura nagusien azpiko blokeetan eta bertan meamorfismo-gradua handitu egiten da goiko maila estrukturalerantz. Goi Himalaian zehar burututako ikerketa termobarometrikoei erakusten dute Erdiko Zamalkadura Nagusitik iparralderantz urruntzean presioaren eta tenperaturaren jaitsiera gertatzen dela. Oro har, zamalkaduraren inguruan 7-8 kbar-eko presioak neurtzen dira (kyanita-gradua); Goi Himalaiako maila estruktural gorenetan, berriz, 3-4 kbar-ekoak (silimanita-gradua) baino ez. Aldiz, Behe Himalaian metamorfismoa handitu egiten da klorita-gradutik kyanita-gradura iparralderantz 20 km inguruko tarte batean. Behe Himalaiako eta Goi Himalaiako gneisetan definitutako granateen isograden artean mugatutako lurraldeak 4-8 km bitarteko lodiera izan ohi du eta zizaila-deformazio handia pairatzen du. Deformazio-eremuak goiko blokearen hegoalderanzko zamalkadura adierazten du eta aurretik definitutako Erdiko Zamalkadura Nagusiari dagokio.



12.21. irudia. Manaslu inguruko lurraldean ikusten diren metamorfismoaren isogradei argi erakusten dute aurrakako gradiente metamorfikoa garapena Erdiko Zamalkadura Nagusiaren azpitik. (Guillot *et al.*, 1993).

Erreferentzia bibliografiko orokorrak

- Boillot, G. eta Coulon, C. (1998): *La déchirure continentale et l'ouverture océanique. Géologie des marges passives*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam.
- Cox, A. eta Hart, R.B. (1986): *Plate tectonics: How it works*, Blackwell Science Publications, Palo Alto.
- Chernicoff, R. (1999): *Geology*, Houghton Mifflin Company, Boston.
- Davidson, J.P.; Reed, W.E. eta Davis, P.M. (1997): *Exploring Earth: an introduction to physical geology*, Prentice Hall, New Jersey.
- Davies, G.F. (1999): *Dynamic earth: plates, plumes and mantle convection*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Debelmas, J. eta Mascle, G. (1997): *Les grandes structures géologiques*, Dunod, Paris.
- Jolivet, L. (1995): *La déformation des continents. Exemples régionaux*, Hermann, Paris.
- eta Nataf, H.C. (1998): *Géodynamique*, Dunod, Paris.
- Juteau, T. eta Maury, R. (1999): *The oceanic crust, from accretion to mantle recycling*, Springer-Praxis, Berlin.
- Moore, E.M. eta Twiss R.J. (1995): *Tectonics*, W.H. Freeman and Company, New York.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.
- , (1990): *Les montagnes sous la mer*, Éditions du BRGM, Orléans.
- Van der Pluijm, B.A. eta Marshak, S. (1997): *Earth structure: and introduction to structural geology and tectonics*, WCB/McGraw-Hill, USA.
- Winter, J.D. (2001): *An Introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice-Hall.

Irudien erreferentzia bibliografikoak

- Alvarez, F.; Virieux, J. eta Le Pichon, S. (1984): "Thermal consequences of lithosphere extension over continental margins: the initial stretching phase", *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **78**, 389-411.
- Allègre, C.J. eta beste 34 (1984): "Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt", *Nature*, **307**, 17-22.
- Allègre, C.J.; Poirier, J.P.; Humler, E. eta Hofmann, A.W. (1995): "The chemical composition of the Earth", *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, 515-526.
- Anderson, D.L. (1971): "The San Andreas fault", *Scientific American*, **225**, 52-68.
- Auzende, J.M.; Bideau, D.; Bonatti, E.; Cannat, M.; Honnorez, J.; Lagabrielle, Y.; Malavieille, J.; Mamaloukas-Frangoulis, M. eta Mevel, C. (1989): "Direct observation of a section through slow spreading oceanic crust", *Nature*, **337**, 726-729.
- Bally, A.W. (1980): *Geodynamics series. American Geophysical Union*, Geological Society of America, Washington.
- et al. (1979): *Continental margins: Geological and geophysical Research needs and problems*, National Academy of Sciences, Washington D.C.
- Bellaiche, G. (1993): "Sedimentary mechanism and underlying tectonic structure of the northwestern Mediterranean margin, as revealed by comprehensive bathymetric and seismic surveys" *Marine Geology*, **112**, 89-108.
- Boillot, G. eta Coulon, C. (1998): *La déchirure continentale et l'ouverture océanique. Géologie des marges passives*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam.
- Boillot, G.; Beslier, M.O. eta Girardeau, J. (1995): "Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: the lesson of the west Galicia margin (Spain)", in E. Banda, M. Torne, eta M. Talwani (arg.), *Rifted ocean-continent boundaries*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 219-229.
- Boillot, G.; Dupeuble, P.A.; Hennequin-Marchand, I.; Lamboy, M.; Lepretre, J.P. eta Ruselec, P. (1974): "Le rôle des décrochements tardihercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la Péninsule ibérique", *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, **16**, 75-86.
- Bonatti, E. (1978): "Vertical tectonism in oceanic fracture zones", *Earth and Planetary Science Letters*, **37**, 369-379.
- Boudier, F. eta Nicolas, A. (1985): "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments", *Earth and Planetary Science Letters*, **76**, 84-92.
- eta ———, (1995): "Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite", *Journal of Petrology*, **36**, 777-796.

- Brun, J.P. eta Beslier, M.O. (1996): "Mantle exhumation at passive margin", *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 161-173.
- Brunel, M. (1983): *Etude petrostructurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Nepal oriental et Himalaya du Nord-Ouest)*, Thèse, Université du Paris VII.
- Burke, K. eta Whiteman, A.J. (1973): "Uplift, rifting, and the breakup of Africa", in D.H. Tarling eta S.K. Runcorn (arg.), *Implications of continental drift to the Earth Sciences*, Academic Press, New York.
- Carmichael, I.S.E.; Turner, F.J. eta Veerhoogen, J. (1974): *Igneous Petrology*, McGraw Hill, New York.
- Clarke, F.W. eta Washington, H.S. (1924): "The composition of the Earth's crust", *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **127**, 1-117.
- Coltice, N. eta Ricard, Y. (1999): "Geochemical observations and one layer mantle convection", *Earth and Planetary Science Letters*, **174**, 125-137.
- Condie, K.C. (1998): "Episodic continental growth of supercontinents: a mantle avalanche connection?", *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 97-108.
- , (1999). "Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust", *Lithos*, **46**, 95-101.
- , (2000): "Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions", *Tectonophysics*, **322**, 153-162.
- Couch, R.; Whitsett, R.; Huehn, B. eta Briceno-Guarupe, L. (1981): "Structures of the continental margin of Peru and Chile", *GSA Memoir*, **154**, 703-728.
- Courtillot, V. (1999): *Evolutionary catastrophes: the science of mass extinction*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Courtillot, V.; Jaupart, C.; Manighetti, I.; Tapponnier, P. eta Besse, J. (1999): "On causal links between flood basalts and continental breakup", *Earth Planetetary Science Letters*, **166**, 177-195.
- Cox, A. eta Hart, R.B. (1986): *Plate tectonics: How it works*, Blackwell Science Publications, Palo Alto.
- Chase, C.G. (1978): Plate kinematics: "The Americas, east Africa, and the rest of the world", *Earth and Planetary Science Letters*, **37**, 355-368.
- Chernicoff, R. (1999): *Geology*, Houghton Mifflin Company, Boston.
- Chian, D. eta Luden, K.D. (1997): "The continent-ocean transition across de southwest Greenland margin", *Journal of Geophysical Research*, **99**, 9117-9135.
- Christensen, N.I. eta Money, W.D. (1995): "Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view", *Journal of Geophysical Research*, **100**, 9761-9788.
- Christensen, N.I. eta Salisbury, M.H. (1975): "Structure and constitution of the lower oceanic crust", *Review in Geophysics*, **13**, 57-86.
- Christie-Blick, N. (1991): "Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences", *Marine Geology*, **97**, 35-56.
- Davidson, J.P.; Reed, W.E. eta Davis, P.M. (1997): *Exploring Earth: an introduction to physical geology*, Prentice Hall, New Jersey.
- Davies, G.F. (1999): *Dynamic earth: plates, plumes and mantle convection*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Dewey, J.F. (1975): "Finite plate implications: some implications for the evolution of rock masses at plate margins", *American Journal of Science*, **275**, 41-45.

- , (1976): “Plate tectonics”, in J.T. Wilson (arg.), *Continents adrift and continents aground*, Scientific American, New York.
- Dewey, J.F. eta Bird, J.M. (1970): “Mountain belts and the new global tectonics”, *Journal of Geophysical Research*, **75**, 2625-2647.
- Dewey, J.F. eta Lamb, S.H. (1992): “Active tectonics of the Andes”, *Tectonophysics*, **205**, 79-95.
- Dewitt, M.Y. eta Stern, C. (1978): “Pillow talk”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **4**, 55-80.
- Dickinson, W.R. eta Seely, D.R. (1979): “Structure and stratigraphy of forearc regions”, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **63**, 2-31.
- Dickinson, W.R. eta Snyder, W.S. (1979): “Geometry of triple junctions related to San Andreas transform”, *Journal of Geophysical Research*, **84**, 561-572.
- Diebold, J.B.; Stoffa, P.L. eta The LASE Study Group (1995): “A large aperture seismic experiment in the Baltimore Canyon Trough”, in R.E. Sheridan eta J.S. Grow (arg.), *The geology of North America. The Atlantic continental margin*, Geological Society of America, 387-398.
- Dietz, R.S. eta Holden, J.C. (1970): “Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present”, *Journal of Geophysical Research*, **75**, 4939-4956.
- Dixon, T.H.; Ivins, E.R. eta Franklin, B.J. (1989): “Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: Constraints on rift models”, *Tectonics*, **8**, 1193-1216.
- Droz, L. (1983): *L'éventail sous-marin profond du Rhône (golfe du Lion)*, Thèse Université P. et M. Curie, Paris.
- Eaton, J.P. (1966): “Crustal structure in northern and central California from seismic evidence”, *Calif. Div. Mines Geol. Bull.*, **190**, 419-426.
- , (1980): *Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin & Range Province*, National Academy of Sciences, Washington.
- Edwards, R.A. eta Withmarsh, R.B. (1997): “The crustal structure across the transform continental margin off Ghana, Eastern Equatorial Atlantic”, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 747-772.
- Engeln, J.F.; Wiens, D.A. eta Stein, S. (1986): “Mechanism and depth of atlantic transform earthquakes”, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 548-577.
- Ernst, W.G. (1974): “Arcs and subduction zones”, in W.R. Dickinson (arg.), *Geological interpretations from global tectonics, with applications for California geology and petroleum exploration*, San Joaquin Geological Society, Bakersfield, California.
- Fairhead, J.D. (1986): “Geophysical controls on sedimentation within the African rift systems”, in L.E. Frostick *et al.*, (arg.), *Sedimentation in the African rifts*, Geological Society of London, Special Publication, **25**.
- Faure, J.L. eta Chermette, J.C. (1989): “Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements”, *Bulletin de la Société Géologique du France*, **8**, 461-476.
- Finlayson, D.M.; Muirhead, K.J.; Webb, J.B.; Gibson, G.; Furumoto, A.S.; Cooke, R.J.S.; eta Russel, A.J. (1976): “Seismic investigation of the Papuan Ultramafic Belt”, *Geophysical Journal Royal Astronomy Society*, **29**, 245-253.
- Fox, P.J. eta Gallo, D.G. (1984): “A tectonic model for the ridge-transform-ridge plate boundaries: Implications for the structure of the oceanic lithosphere”, *Tectonophysics*, **104**, 205-242.

- Fox, P.J.; Schreiber, E.; Rowlett, H. eta McCamy, K. (1976): "The geology of the Oceanographer fracture zone: A model for fracture zones", *Journal of Geophysical Research*, **81**, 4117-4128.
- Furukawa, Y. (1993): "Magmatic processes under arcs and formation of the volcanic front", *Journal of Geophysical Research*, **98**, 8309-8319.
- Gass, I.J. (1982): *Ophiolites*, Scientific American, August.
- Garfunkel, Z. (1981): "Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics", *Tectonophysics*, **80**, 81-108.
- Giese, P.; Scheuber, E.; Schilling, F.; Schmitz, M. eta Wigger, P. (1999): "Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity", *Journal of South America Earth Science*, **12**, 201-220.
- Gill, J.B. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*, Springer-Verlag, Berlin.
- Grindley, G.W. (1974): "New Zealand", in A.M. Spencer (arg.), *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, Geological Society of London, Special Publication, **4**.
- Guillot, S.; Pecher, A.; Rochette, P. eta Fort, P.L. (1993): "The emplacement of the Manaslu granite of central Nepal: field and magnetic susceptibility constraints" in P.J. Treolar eta M.P. Searle (arg.), "Himalayan tectonics", *Geological Society Special Publication*, **74**, 413-428.
- Hallam, A. eta Wignall, P.B. (1997): *Mass extinctions and their aftermath*, Oxford Univ. Press, Oxford.
- Hamilton, W. (1978): *Mesozoic tectonics of the western United States*, Los Angeles.
- Hart, S.R. eta Zindler, A. (1986): "In search a bulk Earth composition", *Chemical Geology*, **57**, 247-267.
- Hayes, D.E. eta Ewing, M. (1970): "Pacific boundary structure", in A.E. Maxwell (arg.), *The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas*, Wiley Intersciences, New York: 29-72.
- Helwig, J. (1976): "Shortening of continental crust in orogenic belts and plate tectonic", *Nature*, **260**, 768-780.
- Hill, R.I. (1991): "Starting plumes and continental break-up", *Earth Planetary Science Letters*, **104**, 398-416.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D. eta Williams, P.E. (1976): *An outline of structural geology*, John Wiley & Sons, New York.
- Hoffman, P. (1988): "United plates of America", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16**, 543-603.
- Hofmann, A.W. (1997): "Mantle chemistry: the message from oceanic volcanism", *Nature*, **385**, 219-229.
- Hoffmann, H.J. eta Reston, T.J. (1992): "Nature of the S reflector beneath the Galicia banks rifted margin: preliminary results from pre-stack depth migration", *Geology*, **20**, 1091-1094.
- Holmes, A. (1929): "Radioactivity and earth movements", *Transactions of the Royal Society of Glasgow*, **18**, 559-606.
- Huang, P.Y.; Solomon, S.C.; Gergman, E.A. eta Nabelek, J.L. (1986): "Focal depths and mechanisms of Mid-Atlantic ridge earthquakes from body waveform inversion", *Journal of Geophysical Research*, **91**, 579-598.
- Huchon, P. eta Labaume, P. (1989): "Central Japan triple junctions: A three-dimensional compression model", *Tectonophysics*, **160**, 117-133.

- Hurley, P. M. (1968): "The confirmation of continental drift", *Scientific American*, April, 52-64.
- Irufine, T. (1993): "Phase transformations in the earth's mantle and subducting slabs: Implications for they compositions, seismic velocity and density structures and dynamics", *The Island Arc*, **2**, 55-71.
- Isacks, B. eta Molnar, P. (1971): "Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions od mantle earthquakes", *Review in Geophysics and Space Physics*, **9**, 103-174.
- Ishida, M.; Maruyama, S.; Suetsugu, D.; Matsuzaka, S. eta Eguchi, T. (1999): "Superplume project: toward a new view of whole Earth dynamics", *Earth Planets Space*, **51**, 1-5.
- Jackson, H.R.; Faleide, J.I. eta Eldhom, O. (1990): "Crustal structure of the sheared southwestern Barents Sea continental margin", *Marine Geology*, **93**, 119-146.
- Jaillard, E.; Hérail, G.; Monfret, T. eta Wörner, G. (2002): "Andean geodynamics: main issues and contributions from the 4th ISAG, Göttingen", *Tectonophysics*, **345**, 1-15.
- Jolivet, L. eta Nataf, H.C. (1998): *Géodynamique*, Dunod, Paris.
- Juteau, T. eta Maury, R. (1999): *The oceanic crust, from accretion to mantle recycling*, Springer-Praxis, Berlin.
- Karing, D.E. (1974): "Evolution of arc systems in the western Pacific", *Annual Review Earth Planetary Sciences*, **2**, 51-76.
- Karing, D.E. eta Sharman, G.F. (1975): "Subduction and accretion in trenches", *Geological Society of American Bulletin*, **86**, 377-389.
- Karson, J.A. (1991): "Tectonics of slow-spreading ridges", *Oceanus*, **34**, 51-59.
- Kellog, L.H.; Hager, B.H. eta Van der Hilst, R.D. (1999): "Compositional stratification in the deep mantle", *Science*, **283**, 1881-1884.
- Le Pichon, X. eta Sibuet, J.C. (1981): "Passive margins: a model of formation", *Journal of Geophysical Research*, **86**, 708-720.
- Lemon, R.R. (1990): *Principles of stratigraphy*, Merril publishing company, Ohio.
- Lister, G.S. eta Davis, G.A. (1989): "The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River Region, U.S.A.", *Journal of Structural Geology*, **11**, 65-94.
- Lowell, J.D.; Genik, G.D.; Nelson, T.H. eta Tucker, P.M. (1975): "Petroleum and plate tectonics of the southern Red Sea", in A.G. Fisher eta S. Judson (arg.), *Petroleum and plate tectonics*, Princenton University Press, Princenton.
- Macdonald, K.C. (1982): "Mid-ocean ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone", *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, **10**, 150-190.
- , (1989): "Anatomy of the magma reservoir", *Nature*, **339**, 178-179.
- Macdonald, K.C. eta Sempere, J.C. (1984): "East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading center", *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6049-6069.
- Macdonald, K.C. eta Fox, P.J. (1990): "The mid-ocean ridge", *Scientific American*, **262**, 72-79.
- Macdonald, K.C.; Kastens, K.; Miller, S. eta Spiess, F.N. (1979): "Depp-tow studies of the Tamayo transform fault", *Marine Geophysical Research*, **4**, 37-70.

- Macdonald, K.C.; Castillo, P.A.; Miller, S.P, Fox, P.J.; Kastens, K.A. eta Bonatti, E. (1986): "Deep-tow studies of the Vema Fracture Zone. 1, Tectonics of a major slow slipping transform fault and its intersection with the Mid-Atlantic Ridge", *Journal of Geophysical Research*, **91**, 3334-3354.
- Makris, J.; Henke, C.H.; Egloff, F. eta Akamaluk, T. (1991): "The gravity field of the Red Sea and East Africa" *Tectonophysics*, **198**, 441-466.
- Mascle, J. eta Blarez, E. (1987): "Evidence for transform margin evolution from the Ivory-Coast - Ghana continental margin", *Nature*, **326**, 378-381.
- Mascle, J.; Basile, C.; Pantoise, B. eta Sage, F. (1995): "The Côte-d'Ivoire - Ghana transform margin: an example of an ocean-continent transform boundary", in E. Banda, M. Torne, eta M. Talwani (arg.), *Rifted ocean-continent boundaries*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 327-339.
- Mayer, L. (1986): "Topographic constraints on models of lithospheric stretching of the Basin & Range Province, western United States", *Geological Society of America*, Special Paper **208**.
- McClain, J.S. (1981): "On long-term thickening of the oceanic crust", *Geophysical Research Letters*, **8**, 1191-1194.
- McClain, J.S. eta Atallah, C.A. (1986): "Thickening of the oceanic crust with age", *Geology*, **14**, 574-576.
- McElhinny, M.W. (1973): *Paleomagnetism and plate tectonics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- McKenzie, D.P. (1983): "The Earth's mantle", in R. Siever (Ed.), *Special Issue of Scientific American*, September.
- McKenzie, D.P. eta Morgan, W.J. (1969): "Evolution of triple junctions" *Nature*, **224**, 125-133.
- McKenzie, D.P. eta Richter, F. (1976): "Convection currents in the Earth's mantle", *Scientific American*, **235**, 72-84.
- Menard, H.W. eta Chase, T.E. (1970): "Fracture zones", in A.E. Maxwell (arg.), *The Sea. New concepts of sea floor evolution*, Wiley, New York.
- Moore, J. C. eta Karig, D.E. (1976): "Sedimentology, structural geology and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan", *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 1259-1286.
- Moores, E.M. (1982): "Origin and emplacement of ophiolites", *Review of Geophysics and Space Physics*, **20**, 735-760.
- Moores, E.M. eta Twiss R.J. (1995): *Tectonics*, W.H. Freeman and Company, New York.
- Morgan, W.J. (1968): "Rises, trenches, great faults, and crustal blocks", *Journal of Geophysical Research*, **73**, 1959-1982.
- Morgan, W.J. (1972): "Plate motion and deep mantle convection", *GSA Memories*, **132**: 7-22.
- Mougenot, D.; Boillot, G. eta Rehault, J.P. (1983): "Prograding shelf break types on passive continental margins. Some European examples", in D.J. Stanley eta G.T. Moore (arg.), "The shelfbreak: critical interface on continental margins", *SEPM Special Publication*, **33**, 61-77.
- Murphy, J.B. eta Nance, R.D. (1992): "Supercontinents and the origin of mountain belts", *Scientific American*, **266**, 84-91.

- Nataf, H.C. (2000): "Seismic imaging of mantle plumes", *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **28**, 391-417.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.
- , (1990): *Les montagnes sous la mer*, Éditions du BRGM, Orléans.
- , (1993): "Why fast polarization directions of SKS seismic waves are parallel to mountain belts", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 337-342.
- Ogawa, X.; Seno, T.; Akiyoshi, H.; Tokuyama, H.; Fujioka, K. eta Taniguchi, H. (1989): "Structure and development of the Sagami Trough and the Boso triple junction", *Tectonophysics*, **160**, 135-150.
- Olsen, P.E. (1999): "Giant lava flows, mass extinctions, and mantle plumes", *Science*, **284**, 604-605.
- Oxburgh E.R. eta Turcotte, D.L. (1970): "Thermal structure of island arcs", *Geological Society American Bulletin*, **82**, 1665-1688.
- Pakiser, L.C. eta Robinson, R. (1966): "Composition and evolution of the continental crust as suggested by seismic observations", *Tectonophysics*, **3**, 547-557.
- Patriat, P. eta Courtillot, V. (1984): "On the stability of triple junctions and its relation to episodicity in spreading", *Tectonics*, **3**, 317-332.
- Pavoni, N. (1993): "Pattern of mantle convection and Pangaea break-up, as revealed by the evolution of the African plate", *Journal of the Geological Society*, **150**, 953-964.
- Pitman, W.C. eta Talwani, M. (1972): "Sea floor spreading in the North Atlantic", *Bulletin Geological Society of America*, **83**, 619-646.
- Plank, T. eta Langmuir, C.H. (1988): "An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts", *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 349-370.
- Press, F. eta Siever, R. (1986): *Earth*, W.H. Freeman and Company, New York.
- Ringwood, A.E. (1966): "The chemical composition and origin of the Earth", *Advances in Earth Science*, MIT press, 287-356.
- Rosendahl, B.R. (1976): "Evolution of oceanic crust 2: constraints, implications and inferences", *Journal of Geophysical Research*, **81**, 5244-5304.
- Rosendahl, B.; Reynolds, D.J.; Lorber, P.M.; Burgess, C.F.; McGill, J.; Scott, D.; Lambiase, J.J. eta Derkse, S.J. (1986): "Structural expressions of rifting: Lessons from Lake Tanganyika, Africa", in L.E. Frostick et al., (arg.), *Sedimentation in the African rifts*, Geological Society of London, Special Publication **25**.
- Royden, L.H.; Burchfiel, B.C.; King, R.W. eta Wang, E. (1997): "Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet", *Science*, **276**, 788-790.
- Sage, F. (1995): *Structure crustale d'une marge transformante et du domaine océanique adjacent: exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana*, Thèse de l'Université P. et M. Curie, Paris.
- Sagiya, T.; Miyazaki, S. eta Tada, T. (2000): "Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan", *Pure applications in Geophysics*, **157**, 2303-2322.
- Sandwell, D. eta Schubert, G. (1982): "Lithospheric flexure at fracture zone", *Journal of Geophysical Research*, **87**, 4657-4667.
- Saunders, A.D.; Tarney, J.; Kerr, A.C. eta Kent, R.W. (1996): "The formation and fate of large oceanic igneous provinces", *Lithos*, **37**, 81-95.
- Sclater, J.D.; Bowin, C.; Hey, R.; Hoskins, H.; Pierce, J.; Phillips, J. eta Tapscott, C. (1976): "The Bouvet triple junction", *Journal of Geophysical Research*, **81**, 1857-1869.

- Sclater, J.G.; Jaupart, C. eta Galson, D. (1981): "The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth", *Review of Geophysics and Space Physics*, **18**, 269-311.
- Scrutton, R.A. (1976): "Crustal structure at the continental margin of South Africa", *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **44**, 601-623.
- Searle, R.C. eta Francheteau, H. (1986): "Morphology and tectonics of the Galapagos triple junction", *Marine Geophysical Research*, **8**, 95-129.
- Sheriff, R.E. (1978): *A first course in geophysical exploration and interpretation*, International Human Resources Development Corporation, Boston.
- Shreve, R.L. eta Cloos, M. (1986): "Dynamics of sediment subduction, melange formation and prism accretion", *Journal of Geophysical Research*, **91**, 10229-10245.
- Skogseid, J. eta Eldholm, O. (1995): "Rifted continental margin of mid-Norway", in E. Banda, M. Torne, eta M. Talwani (arg.), *Rifted ocean-continent boundaries*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 147-153.
- Stanley, S. (1986): *Earth and life through time*, W.H. Freeman and Company, New York.
- Tackley, P.J. (2000): "Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory", *Science*, **288**, 2002-2007.
- Taira, A. (2001): "Tectonic evolution of the Japanese island arc system", *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **29**, 109-134.
- Talwani, M. (1965): "Crustal structure of the mid-ocean ridges. Computed model from gravity and seismic refraction data", *Journal of Geophysical Research*, **70**, 341-352.
- Tapponnier, P.; Peltzer, G.; Dain, A.Y.L.; Armijo, R. eta Cobbold, P. (1982): "Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine", *Geology*, **10**, 611-616.
- Tarling, O.H. eta Tarling, M.P. (1972): *Continental drift a study of the Earth's moving surface*, Penguin, Londres.
- Tatsumi, Y. eta Eggs, S. (1995): *Subduction zone magmatism*, Blackwell Science, Boston.
- Taylor, F.B. (1910): "Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan", *Bulletin Geological Society of America*, **21**, 179-226.
- Taylor, S.R. eta McLennan, S.M. (1981): "The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence for sedimentary rocks", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **301**, 381-399.
- Todd, B.J.; Reid, I. eta Keen, C.E. (1988): "Crustal structure across the southwest Newfoundland transform margin", *Canadian Journal of Earth Science*, **25**, 744-749.
- Toksoz, M.N. (1976): "Subduction of the lithosphere", in J.T. Wilson (arg.), *Continents adrift and continents aground*, Scientific American, New York.
- Twiss, R.J. eta Moores, E.M. (1992): *Structural Geology*, W.H. Freeman and Company, New York.
- Uyeda, S. (1976): "Some basic problems in the trench-arc-back arc system", in M. Talwani eta W. Pirman (arg.), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, Maurice Ewing Series, **1**.
- , (1978): *The new view of the Earth*, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Van der Beck, P. (1997): "Flank uplift and topography at the central Baikal rift (SE Siberia): a test of kinematic models for continental extension", *Tectonics*, **167**, 122-136.

- Van der Hilst, R.D.; Widiyantoro, S. eta Engdahl, E.R. (1997): "Evidence for deep mantle circulation from global tomography", *Nature*, **386**, 578-584.
- Van der Pluijm, B.A. eta Marshak, S. (1997): *Earth structure: and introduction to structural geology and tectonics*, WCB/McGraw-Hill, USA.
- Vine, F.J. (1967): "Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges", in R.A. Phinney (arg.), *The history of the Earth's crust*, Princeton University Press, Princeton.
- Von Huene, R. eta Scholl, D.W. (1991): "Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust", *Review in Geophysics*, **29**, 279-316.
- Watts, A.B. eta Marr, C. (1995): "Gravity anomalies and the thermal and mechanical structure of rifted continental margins", in E. Banda, M. Torne, eta M. Talwani (arg.), *Rifted ocean-continent boundaries*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 65-94.
- Weaver, B.L. eta Tarney, J. (1984): "Major and trace element composition of the continental lithosphere", in H.N. Pollack eta V.R. Murthy (arg.), *Structure and evolution of the continental lithosphere*, Pergamon, New York, 39-68.
- Wernicke, B. (1985): "Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere", *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**, 108-125.
- White, R.S. (1992): "Magmatism during and after continental break-up", in B.C. Storey, Alabaster, T. eta Pankhurst, R.J. (arg.), "Magmatism and the causes of the continental break-up", *Geological Society of London*, Special Publication, **68**, 1-16.
- Wilson, J.T. (1965): "A new class of faults and their bearing on continental drift", *Nature*, **207**, 343-347.
- Winter, J.D. (2001): *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice-Hall.
- Withmarsh, R.B.; White, R.S.; Horsefield, S.J.; Sibuet, J.C, Recq, M. eta Louvel, V. (1996): "The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: crustal structure west of Galicia Bank", *Journal of Geophysical Research*, **101**, 28291-28314.
- Wyllie, P.J. (1976): "The Earth's mantle", in J.T. Wilson (arg.), *Continents adrift and continents aground*, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Yin, A. eta Harrison, T.M. (2000): "Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**, 211-280.
- Zeyen, H.; Volker, F.; Wehrle, V.; Fuchs, K.; Sobolev, S.V. eta Altherr, R. (1997): "Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes", *Tectonophysics*, **278**, 329-352.

Sailean argitaratu diren beste liburu batzuk

Arbaiun gida-liburua

Martxel Aizpurua
1987an argitaratua
ISBN: 84-398-4333-X

Zoologiazko laborategi praktikak

Kepa Altonaga eta beste
1991n argitaratua
ISBN: 84-86967-28-7

Naturaren kontserbazioa: Nora goaz?

UEUren Natur Zientziak Saila
1993an argitaratua
ISBN: 84-457-0361-7

Zelula I. Zelula eukariotikoaren azalpenerako testuliburua

Ionan Marigomez, Miren P. Cajaraville
1999an argitaratua
ISBN: 84-86967-99-6

Basabizitzaren kudeaketa

Inazio Garin, Arturo Elozegi
1999an argitaratua
ISBN: 84-8438-000-9

Karrantzako naturaren gidaliburua

Zigor Arteaga eta beste
2000n argitaratua
ISBN: 84-8438-011-4

Zoologia orokorra

Ana I. Puente, Kepa Altonaga
2005ean argitaratua
ISBN: 84-8438-056-6

