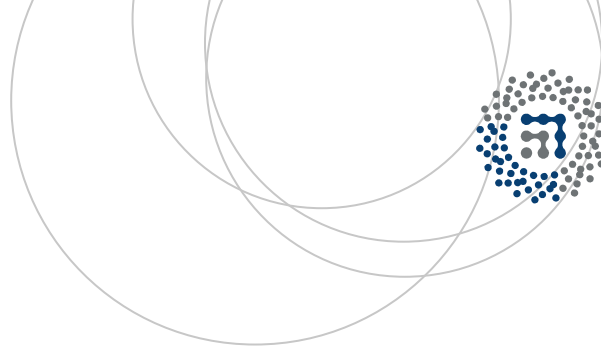


eman ta zabal zazu



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea



ZTF-FCT

Zientzia eta Teknologia Fakultatea
Facultad de Ciencia y Tecnología



Gradu Amaierako Lana / Trabajo Fin de Grado
Geologiako Gradua / Grado en Geología

CHIMPARRA GNEISAK: ANALISI PETROGRAFIKO ETA MIKROESTRUKTURALA

(CABO ORTEGAL)

Egilea/Autor:
Nahia Seijas Garzón
Zuzendaria/Director/a:
Pablo Puelles Olarte

© 2015, Nahia Seijas Garzón

AURKIBIDEA

1. SARRERA ETA HELBURUAK.....	3
2. KOKAPEN GEOLOGIKOA.....	3
2.1. Orogenia Hertziniarra.....	3
2.2. Mazizo Iberiarra.....	6
2.3. Galizia-Trás-os Montes zonako konplexu aloktonoak.....	6
2.4. Cabo Ortigaleko konplexua.....	8
3. METODOLOGIA.....	10
3.1. Landa lana eta laginen prestaketa.....	10
3.2. Mikroskopia optikoa.....	11
3.3. Electron Back-Scattered Diffraction (EBSD) teknika.....	11
3.3.1. Oinarri teorikoa.....	11
3.3.2. Datuen irakurketa.....	14
3.3.3. Laginen prestaketa.....	16
4. DESKRIBAPEN PETROLOGIKOA.....	16
4.1. Cabo Ortigaleko formazio gneisikoa.....	16
4.2. Chimparra Gneisak.....	17
4.2.1. Protolitoa.....	17
4.2.2. Metamorfismoa.....	17
4.2.3. Petrografia.....	18
4.2.3.1. Deskribapen petrografikoa.....	18
4.2.3.2. Metamorfismoaren ebaluazioa.....	19
4.2.3.3. Mikroegituren analisisa.....	19
4.2.3.4. Blastesi-deformazio erlazioak.....	20
5. EBSD TEKNIKAREN BIDEZ LORTUTAKO DATUAK.....	22
5.1. Fase mapak.....	22
5.2. Datu mikroestrukturalak dentsitate diagrametan.....	22
5.2.1. Granatea.....	23
5.2.2. Zianita.....	23
5.2.3. Mikak.....	23
5.2.4. Plagioklasa (oligoklasa).....	23
5.2.5. Kuartzoa.....	25
6. ONDORIOAK.....	26
7. BIBLIOGRAFIA.....	27

1. SARRERA ETA HELBURUAK

Cabo Ortégaleko konplexua (Espainiako NW) Orogenia Hertzinarrean (Goi Paleozoikoan) Gondwana eta Laurasia superkontinenteen arteko subdukzioan hondoratua eta ondorengo kolisioan zamalkatua izan zen konplexu aloktono bat da.

Subdukzio eta amalgamazio prozesuetan zehar arrokek presio eta temperatura baldintza handiak jasaten dituzte eta orientazio konkretuetako esfortzuen menpe deformatzen dira. Prozesu hauek zizaila zonetan gertatzen dira, eta bertan, arrokek esfortzuen aurrean erantzun ezberdina ematen dute sakoneraren arabera: azaletik hurbil arrokek modu hauskorrean jokatzen dute eta sakonean modu moldakorrean. Azkeneko kasuan milonitak sortzen dira, zizaila-zona moldakorretan milonitazio prozesuen bidez (pikor tamaina txikitzen duen metamorfismo dinamiko mota bat) metamorfizatzen diren arrokek.

Lan honetan Chimparra Gneisak izeneko milonitak aztertuko dira, gradu eta presio altuko metamorfismoa jasan duten jatorri bolkanosedimentariodun arrokek. Bilatzen den xede nagusia Chimparra Gneisen petrologia eta mikroegiturak deskribatzea da; alde batetik, deformazio faseak ezberdintzeko eta arrokek jasandako presio eta temperatura baldintzak ezagutzeko, eta bestetik, milonitazio faseari buruzko informazioa lortzeko: mineralen orientazio preferenteak bilatzea, mineral ezberdinek kristal barneko deformazioan aktibatutako irristatze-mekanismoak ezagutzeko eta lineazio eta zizaila motak argitzea.

Horretarako, landa eta laborategi lana egin izan da, ikerketa bibliografikoaz gain. Mikroskopio optikoan azterketa petrologikoa burutu, eta EBSD teknika berria erabili da datu petrologiko osagarriak eta datu mikroestruturalak lortzeko.

2. KOKAPEN GEOLOGIKOA

Cabo Ortégaleko konplexua Iberiar penintsulako ipar-mendebaldean kokatzen da, Coruña probintziako iparraldean (Galizia). Ozeano Atlantikoak eta Kantauriar itsasoak mugatzen dute iparraldetik; eta Eume eta Ferrol eskualdeek hegoalde eta mendebaldetik, hurrenez-hurren. Administrazioaren ikuspuntutik, 4 udalerrik osatzen dute Ortégaleko eskualdea: Cerdido, Cariño, Ortigueira eta Mañón. Komunikabide nagusiak, alde batetik, Ferroletik Ortigueira udalerrira zeharkatzen duen C-642 errepidea; eta bestetik, FEVE-ko Ferrol-Gijón trenbide-linea dira.

Eskualdeko erliebea La Capelada mendizerrak, Santa Marta de Ortigueirako itsasadarrak, eta kostaldeko itsaslabar malkartsuek finkatzen dute; altuera topografiko maximoak 600m-koak direlarik. Ortégaleko eskualdeko klima, ozeaniko hezea da; eta temperatura, leuna: urteko batez-bestekoa 13-14°C bitartean dago, muturreko tenperaturarik gabe (urtarrilean 9°C da batez-bestekoa eta abuztuan 18°C).

2.1. OROGENIA HERTZINIARRA

Orogeno Hertziniarra Goi-Paleozoikoan (Goi Devoniar eta Goi Karbonifero bitartean) eratu zen mendikatearen Europako zatiari dagokio, bi superkontinenteen (Gondwana hego-ekialdetik eta Laurasia ipar-mendebaldetik) konbergentzia eta kolisioaren ondorioz altxatua. Halaber, Goi-

Proterozoikoaz geroztik zatituak izan ziren mikroplaka kontinental eta ozeaniko batzuk ere tartean sartu ziren (Matte, 1986 eta 2002), erdian zegoen Rheic Ozeanoa itxi zenean.

Europar orogenia hertziniarraren arrastoak dituzten mazizoak honakoak dira mendebaldetik ekialdera: Mazizo Iberiarra, Hegoaldeko Irlanda, Cornualles, Hegoaldeko Gales, Mazizo Armorikarra, Mazizo Zentral Frantsesa, Ardenas eta Renano Mazizoa, Vosgos eta Selva Negra Mazizoak, eta Bohemia Mazizoa. Mendigune hauek arro sedimentario mesozoiko zabalek inguratzen dituzte.

Mendikatearen egitura orokorrari dagokionez, 3000 km-ko gutxi gora beherako luzera eta 700-800 km bitarteko zabalera du Europako sektorean (Matte, 1986). Orogenoaren bereizgarritasun bat simetria bilateral da: mendikatearen alde bietara dauden toles eta zamalkaduren bergentzia kontrarioa delako, deformazioaren migrazioa barneko zonetatik kanpoalderantz gertatzen delako eta sedimentazio sintektoniko Karboniferoa noranzko honetan delako baita ere (Matte, 1986). Aipatzekoa da ere zona tektono-estratigrafikoen arteko jarraipen lateral argia dagoela (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972):

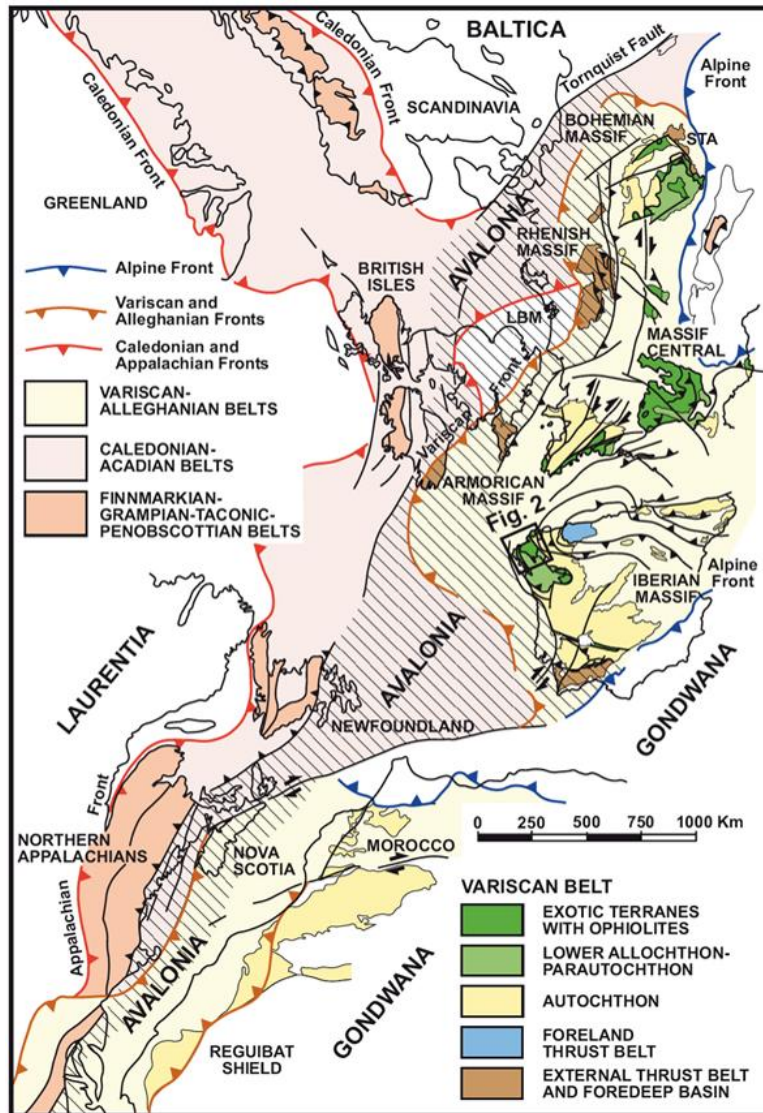
Mazizo Iberiarraren unitateek Arku Ibero-Armorikarraren bidez jarraitzen dute iparralderantz Mazizo Armorikarrarekin bat eginez (Ikusi 1. Irudia). Hauek, halaber, hegoalalderantz Frantziako Erdialdeko Mazizoarekin elkartzen dira eta gero jarraipena dute Europako ipar-ekialderantz hainbat mendiguneetan zehar, Bohemiako Mazizora heldu arte. Ekialderantz NW-SE norabideko zenbait hausturek desplazatzen dituzte materialak azkenean Uralekin konektatuz (Julivert eta Martínez, 1983). Mediterraneo aldetik hegoaldeko muga Iberiar penintsulatik doa Mendikate Betikoen (Orogeno Alpetarra) kontra egin arte. Europatik at, Afrikako ipar-mendebaldetik (Marokon) jarraitzen du orogenoak, eta baita Ipar Amerikako Appalacheetatik eta Irlandako Hegoaldeko Mazizotik ere, baina azken bi hauetan Orogeno Kaledoniarrera gainjarrita (Eskandinavia, Groenlandia eta Eskoziatik luzatzen den Siluriar-Devoniar bitarteko orogenoa; Avalonia, Baltika eta Laurentiaren kolisioaren ostean sortua).

Mikroplakei dagokienez, ez da ondo ezagutzen zenbat ziren, ezta zein zen haien tamaina ezta haien paleografia ere. Hala ere, orokorrean onartzen da Neoproterozoikoko konbergentzia kontinentalaren ondorioz garaiko kontinenteen ertzeetan sortutako arku-irla bolkanikoen zatiak gordetzen dituztela; hau da, Orogenia Kadomiar edo Panafrikarrari dagozkien unitateak.

Autore batzuen ustez (Nance eta Murphy, 1994), Bohemia, Armorika, Iberia, Cerdeña eta Europako beste mazizo batzuek mikrokontinente bat osatu izan zuten; Gondwanako mendebaldeko mugan zegoen Mikrokontinente Armorikarra, hain zuzen. Beste alde batetik, Brabante, Ardenas, Gales, Hegoaldeko Irlanda, Avaloniako penintsula, Eskoziako Berriko eta Ingalaterra Berriko iparraldeko mazizoez Avaloniako Mikrokontinentea osatuko lukete (Haworth y Lefort, 1979; Keppie *et al.*, 1991; Nance *et al.*, 2002; Murphy *et al.*, 2002).

Esan bezala, Orogenia Hertziniarra Gondwana eta Laurasiaren arteko litosfera kontinental eta ozeanikoko zati ezberdinen interakzioaren ondorioz eratu zen. Mugimendu tektoniko hau azaltzeko eredu ezberdinen eztabaida dago. Alde batetik, mendilerroaren elongazioarekiko perpendikularra den mugimendua dagoela ematen du (Ozeano Rheikoaren itxierako norabidea), errekonozitu diren presio altuko unitateak loditze kortikalarekin erlazionatuta egon behar dutelako. Bestetik, orogenoarekiko azpi-paraleloak diren mugimenduen garrantzia azpimarratzen duten datuak daude (Vauchez eta Nicolas, 1991):

- Plaka muga aktiboen analisiek erakutsi dute plaka gehienek konbergentzia erlatiboko bektorea plaka mugaren normalarekiko zehar delako (Woodcock, 1986), eta beraz konbergentzia litosferikoak kolisio zehar ematen dituela kontinenteen artean.
- Azterketa paleomagnetikoetan ikusi da orogenoa osatzen duten masa kontinentalek jasan dituzten desplazamendu kilometrikoetako batzuk mendikatearekiko norabide paraleloan izan direla (Shelley eta Bossière, 2000 eta 2002).
- Jatorri sakoneko arroak litosferaren deformazio moldakorraren arabera deformatzen direla onartuta, orduan gradu eta presio altuko arroka metamorfikoen lineazioek desplazamendua mendikatearen norabidearekiko azpi-paraleloa izan zela erakusten dute (Puelles, 2004).



1. Irudia: Ipar Atlantikoko orogenoen eskema. Orogeno Hertziniarreko frontea (subdukzio zona) kolore laranja adierazita, fronte Caledoniarra moztuz eta fronte Alpetarrak moztua (Martínez Catalán et al., 2002).

2.2. MAZIZO IBERIARRA

Mazizo Iberiarra arroka aurre-mesozoikoez (Aurrekanbriarretik Paleozoikora bitartekoak, zehazki) osatutako basamentua da, era jarrai batean azaleratzen dena Iberiar penintsularen mendebaldean, eta Orogenia Hertziniarrak deformatu eta metamorfizatu zuena. Europako Orogeno Hertziniarreko hego-mendebaldeko zatiari dagokio hain zuzen Mazizo Iberiarra, orogenia Alpetarrak deformatu gabeko domeinurik handiena izanik.

Honen barne hainbat zona tektonoestratigrafiko bereizi dituzte autore ezberdinek (Ikusi 2. Irudia), *Eremu Zentroiberiarra* delarik handiena. Cabo Ortegaleko konplexua *Galicía-Trás-os-Montes Zonan* kokatzen da gainontzeko konplexu aloktonoekin batera, autore batzuen ustez (Juliver et al., 1972) azken hau Eremu Zentroiberiarraren parte izanik eta beste batzuen ustez (Farias et al., 1987; Arenas et al., 1986) zona independente bat osatuz Mazizo Iberiarraren barne.

2.3. GALIZIA-TRÁS-OS MONTES ZONAKO KONPLEXU ALOKTONOAK

Galicía-Trás-Os-Montes Zona Mazizo Iberiarraren ipar-mendebaldeko ertzean Eremu Zentroiberiarra zamalkatuz agertzen da; hortaz, Eremu Zentroiberiarra Galicía-Trás-Os-Montes Zonako sekuentzien **autoktonoa** da (Ribeiro, et al., 1991). Galicía-Trás-Os-Montes Zona, halaber, 2 domeinutan bereizi da, paleogeografia eta eboluzio tektono-metamorfiko ezberdina erakusten dutenak: Galicía-Trás-os-Monteseko Domeinu Eskistotsua (**parautoktonoa**) eta Konplexu Aloktonoen Domeinua (**aloktonoa**).

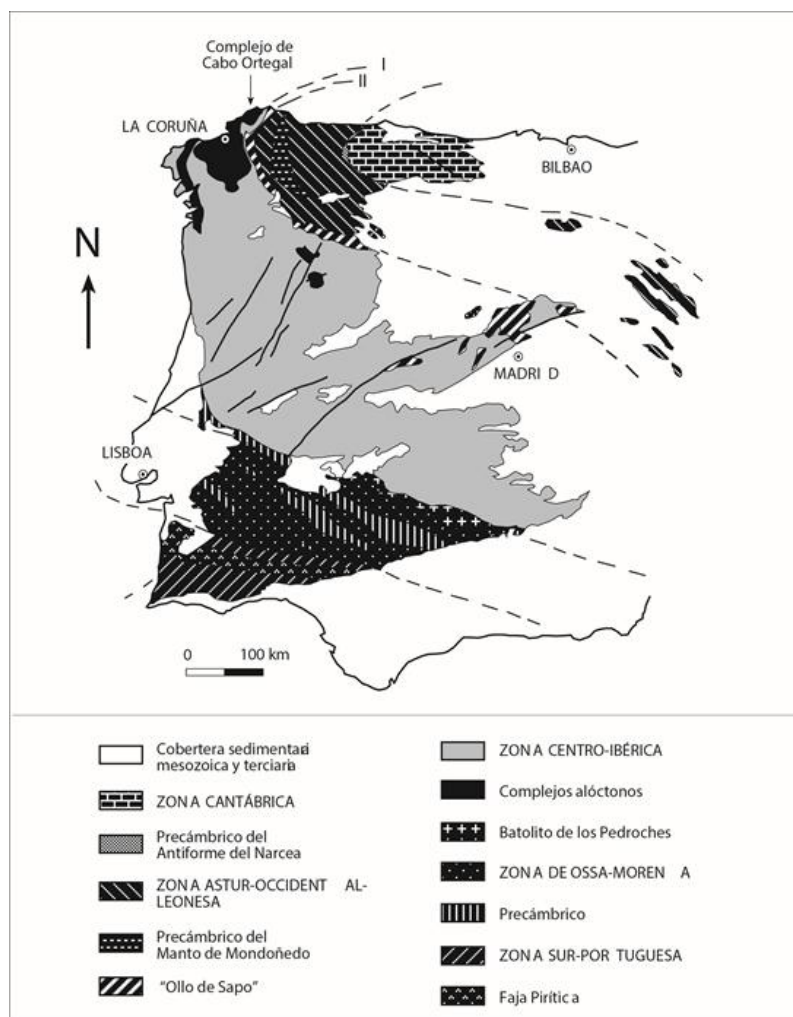
Galicía-Trás-os-Monteseko Domeinu Eskistotsuan paleozoikoko metasedimentu pelitikoak eta magmatismo feltsikoko arroka daude, paragneisak eta eskistoak direnak gehienbat. Litologia hauek Eremu Zentroiberiarraren autoktonoarekiko ezberdinak izan arren, domeinuen historia tektono-metamorfikoa antzekoa da: paleozoikoan Gondwana mendebaldeko ertzaren parte ziren. Horrenbestez eta Konplexu Aloktonoek zamalkatzen dutela kontuan hartuz, domeinu hau ez da aloktonotzat baizik eta parautoktonotzat jotzen.

Konplexu Aloktonoak, beste alde batetik, sinforme berantiarretan mantendu diren mega-klippenen hondarrak dira, haien sustrai-zona Iberiar penintsularen kostatik mendebalderago kokatuko litzatekeelarik (Bayer eta Matte, 1979). Testuinguruari dagokionez, subduzituak izan ziren litosfera kontinental eta ozeanikoko zatiak dira, gero obduzitu eta inbrikatu zirenak Orogenia Hertziniarreko kolisioan (Gondwana eta Laurentiaren arteko kolisioan); beraz, sutura hertziniarra barneratzen dute. Arroka hauek Gondwanaren ertzean zamalkatu zirenean, mendebaldetik ekialderanzko gutxienezko 100km-ko translazioa jasan behar izan zutela interpretatu da baita ere (Bayer eta Matte, 1979).

Bost konplexu aloktono daude penintsulan (Ikusi 3. Irudia): *Órdenes*, *Cabo Ortegale* eta *Malpica-Tuy* Espainian eta *Braçanza* eta *Morais* Portugalen. Konplexuen barne egitura, litologia eta historia tektono-metamorfiko ezberdineko xafla aloktonoen gainezartzez osatuta dago, orokorrean 3 unitateetan sailkatu direnak, behetik-gora:

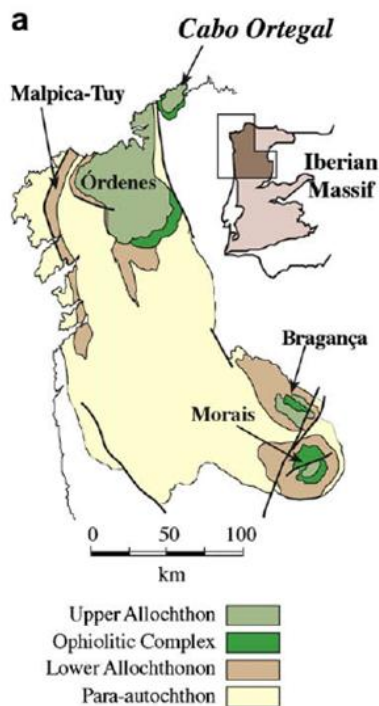
- Unitate Basala ("Unidad Basal")
- Unitate Ofiolitikoak ("Unidad Ofiolítica")
- Goiko Unitatea ("Unidad Superior")

Unitate Basala eta Ofiolitikoak Gondwanako ertz pasiboarekin korrelazionatu daitezke, Orogenia Hertziniarraren konpresioa eta akrezio kontinentalaren ebidentziak erakusten dituztelarik. Bestalde, Goiko Unitateak gradu eta presio altuko sekuentziak barnerraten ditu, hain zuzen konplexuen jatorri aloktonoa gehien adierazten duena.



2. Irudia: Mazizo Iberiarraren zonen sailkapena (Julivert et al., 1972).

Hortaz gain, ematen du (Martínez Catalán *et al.*, 1997) Goiko Unitateko goialdeko arrokek eboluzio geologiko ezberdina izan dutela unitate berbereko behealdeko arroekin konparatuz. Alde batetik, Goiko Unitateko goialdeko arrokek metasedimentu terrigeno, ortogneisak eta metagabroak dira, eskisto berdeen eta gradu altuko anfiboliten faziesetan bai edo bitarteko presioko granulita faziesetan metamorfizaturik daudenak. Ortogneisen eta metagabroen protolitoak datatu izan dira (U-Pb metodoa zirkoietan) eta Goi-Kanbriarrekoak eta Behe-Ordoviziarrekoak direla ondorioztatu da. Bestetik, Goiko Unitateko behealdeko arrokek presio altuko granulita, gneis, eklogita eta arroka ultramafikoak dira gehienbat, eta Cabo Ortegalen hobekien azaleratzen direnak dira.



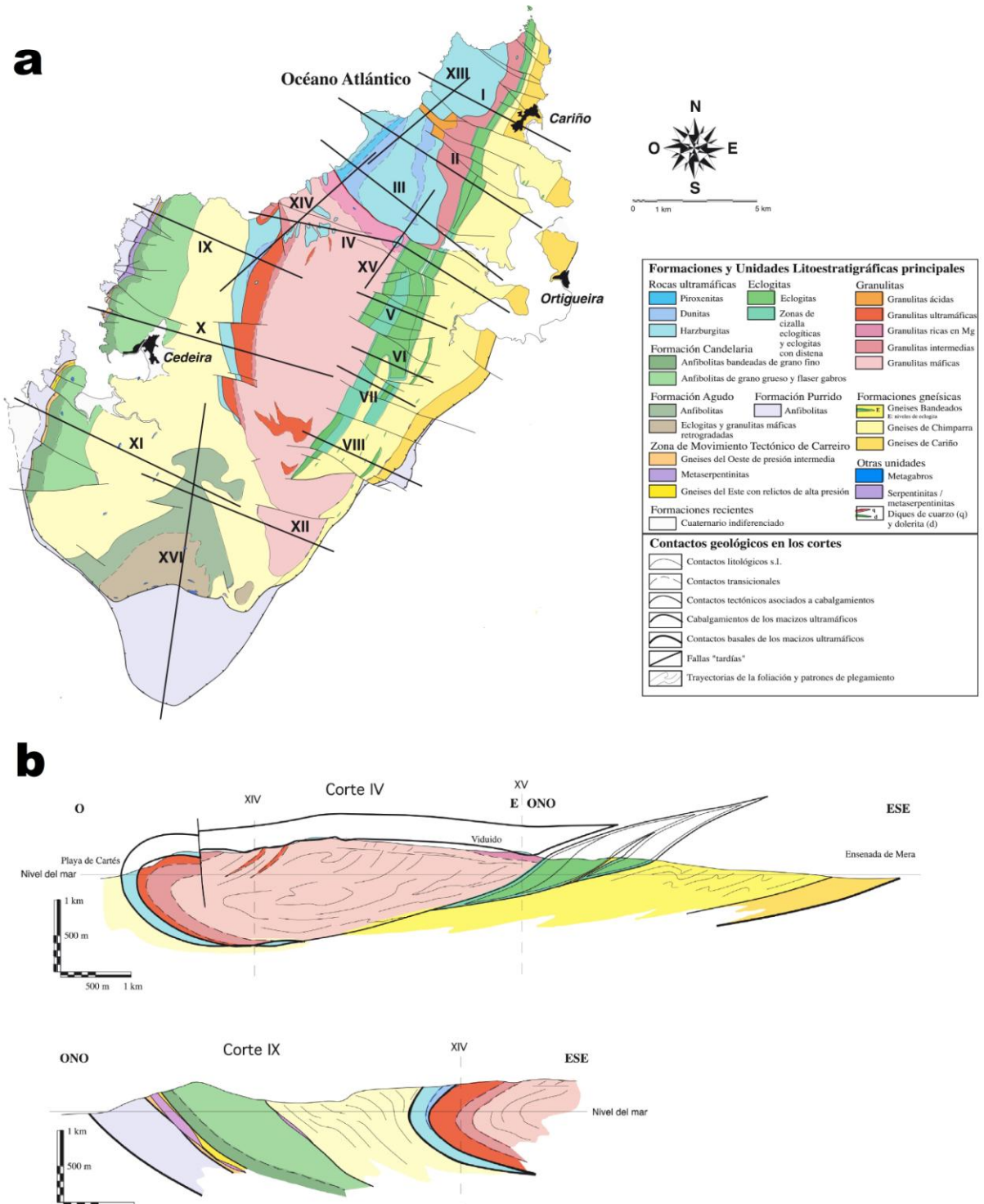
3. Irudia: Mazizo Iberiarreko konplexu aloktonoak.

2.4. CABO ORTEGALEKO KONPLEXUA

Cabo Ortegaleko Konplexua, esan bezala, Coruñaeko probintziaren ipar-mendebaldean kokatzen da, Galizian. Bere hedapena 450km²-koa da gutxi gora-behera, eta iparralderantz leunki okertzen den kubeta sinformal baten egitura osatzen du. Konplexuaren mugak tektonikoak dira: Ekialdetik zamalkadura batek banatzen du Eremu Zentroiberiarraren parte den Ollo de Sapo antiklinoriotik (Bastida et al., 1984); eta mendebaldean, Valdoviñoeko failak, metasedimentu xafla mehe batek eta zizailatuta agertzen den granito hertziniar batek (Espenuca granitoa) ezartzen dute muga, beste aldean Órdenes konplexua geratzen delarik. Berreraikitze estruktural (Bastida et al., 1984) eta ikerketa geofisikoen (Córdoba et al., 1987) arabera, 4km-ko potentzia dauka arroka segida osoak.

Cabo Ortegaleko Konplexua, jada azaldutako Goiko Unitateko eta Unitate Ophiolitikoko hainbat mantu inbrikatuk osatzen dute. Formazio ezberdinen sailkapena Vogel (1967)-ek izendatu zuenetik gaur egunera ez da asko aldatu, berak ezarri zituelarik “Banded”, “Chimparra”, “Gneises de Cariño” gneisen izenak, “Bacariza” formazio granulitikoa, “Zona de Movimiento Tectónico de Carreiro”, “Concepenido” formazio eklogitikoa eta “Limo”, “Herbeira” eta “Uzal” mazizo ultramafikoen izenak.

Ikertutako Chimparrako Gneisak Cabo Ortegal Konplexuaren mendebaldeko zonan kokatuta daude (Ikusi 4. Irudia), Purrido-Peña Formazioa zamalkatuz (mendebaldetik azaleratzen dena) eta haien gainetik Uzal Mazizoko arroka ultramafikoak eta Bacariza Formazio granulitikoa zamalkatzen delarik (ekialdean azaleratzen direnak). Hegoaldeko muga Agudo Formazioak markatzen du, baita ere kontaktu tektonikoa dena.



4. Irudia: a) Cabo Ortegalako Konplexuaren kartografia sinplifikatua. b) ipar-mendebaldetik hegoaldealderanzko konplexuaren zeharebakiak, Chimparra Gneisak barneratuz (kolore hori argia) (Ábalos et al., 2010).

3. METODOLOGIA

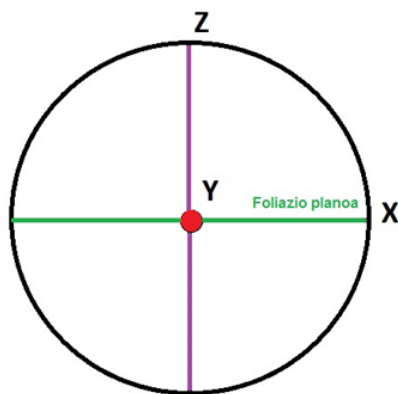
3.1. LANDA LANA ETA LAGINEN PRESTAKETA

Ikerketa honetan erabili diren laginak bi puntutan hartu izan dira (Ikusi 5. Irudia): Iparraldeko kostaldean, Punta Tarroiban hartutako laginak (CH1, CH2 eta CH3); eta Chimparra herriaren aldamenean, CP-2204 errepidea jarraituz, Cordomiñas ibaiarekiko paraleloan hartutakoak (NH1, NH2). Geologikoki Punta Tarroibako itsaslabarra Chimparra Gneisen unitatearen erdian dago, eta oso leku aproposa da foliazio milonitiko nagusiaren analisia egiteko (azaleramendu ona da eta ez dago ia foliazio milonitikoaren ondorengoko egiturarik). Chimparra herrian hartutako laginei dagokienez, geologikoki unitatearen ekialdeko ertzean kokatzen dira, arroka ultramafikoak zamalkatzen diren planotik hurbil. Lagin guztiak erabili dira azterketa petrografikorako, baina CH1, CH2 eta CH3 laginak soilik EBSD teknikarako, ondoren azalduko den bezala.



5. Irudia: Laginen lokalizazio geografikoa: CH1, CH2 eta CH3, Punta Tarroibako itsaslabarrean; eta NH1 eta NH2, Chimparra herritik hurbilago, Cordomiñas ibaiarekiko paraleloan doan CP-2204 errepideko ertzean. (Iturria: maps.google.es)

Mikro-fabriken azterketa egiteko orientatuta egin behar izan dira xafla meheak; mozketa aproposa eginez mineralen elongazio maximoa ikusi eta honi esanahi estruktural bat eman ahal izateko. Mozketa hau foliazioarekiko perpendikularra (deformazio-elipsoidearen XY planoarekiko perpendikularrean) eta lineazioarekiko paraleloa (X deformazio-ardatz nagusi maximoa) da: XZ planoan (Ikusi 6. Irudia), hain zuzen.



6. Irudia: X, Y eta Z deformazio-ardatz nagusien proiektzio estereografikoa (beheko hemisferioan), laginaren mozketa planoaren erakutsiz (XZ).

3.2. MIKROSKOPIO OPTIKOA

Mikroskopia optikoa era sistematikoan erabili izan da fase mineralak, ehundurak eta mikro-fabrikak bereizteko, landan hartutako laginen xafla meheak oinarri. Erabilitako tresna Nikon modeloko *Alphaphot 2* mikroskopia binokularra da, Euskal Herriko Unibertsitateko irakaskuntzarako laborategikoa.

3.3. ELECTRON BACK-SCATTERED DIFFRACTION (EBSD) TEKNIKA

Laginen mineral nagusien lehentasunezko orientazio kristalografikoaren analisia EBSD (*Electron Back-Scattered Diffraction*) teknikaren bidez egin izan da. Teknika honen bidez $1\mu\text{m}$ -ko ebazpen espazial eta $1\text{-}2^\circ$ -ko ebazpen angeluarrarekin pikor eta azpipikorren orientazio kristalografikoa determina daiteke (Venables eta Harland, 1973; Dingley et al., 1987). Horretarako mikroskopia elektronikoa –JEOL JSM-7000F *Field Emission Scanning Electronic Microscope*– eta atzera-sakabanatutako elektroien detektagailua –*Automated Electron Back-Scattered Diffraction system* (Channel5, HKL)– erabili dira.

3.3.1. OINARRI TEORIKOA

Mikroskopia elektronikoko elektroietan 70° -ko inklinazioarekin jarriko den laginaren gainazala zeharkatzen du ($50\text{-}100\text{nm}$ -raino). Orduan interakzio ezberdinak sortuko dira: dispersio elastikoa eta inelastikoa; azken honetan elektroietan erasotzailek energia proportzio handia galduz. Dispersio elastikoa elektroietan erasotzaileen ibilbidea aldatzen du ($0^\circ\text{-}180^\circ$), nukleotik igarotzen diren elektroiek dispersio angelu altuagoa izango dutelarik (Ikusi 7.a Irudia). Mikroskopia orokortuko elektroietan diametroa ($\sim 1\text{nm}$) tartekatze atomikoa ($\sim 0,1\text{-}0,3$) baino handiagoa izanik, elektroietan lagina erasotzean norabide posible guztietan dispersatuko diren elektroietan populazio handiak sortuko dira.

Elektroietan batzuek *Bragg-en difrakzio legea* (Ikusi 1. Ekuazioa) betetzen duten planoetara (plano kristalografikoak) helduko dira, eta era honetan difrakzioa pairatuko dute.

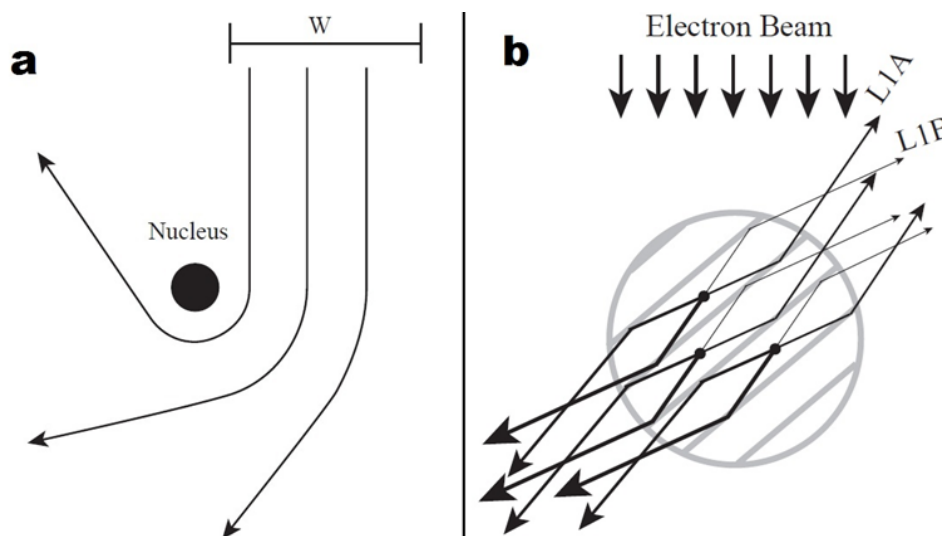
$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

1. Ekuazioa

Non:

- λ = elektroiaren uhin-luzeera
- d = plano atomikoen arteko distantzia
- θ = Bragg-en difrakzio angelua

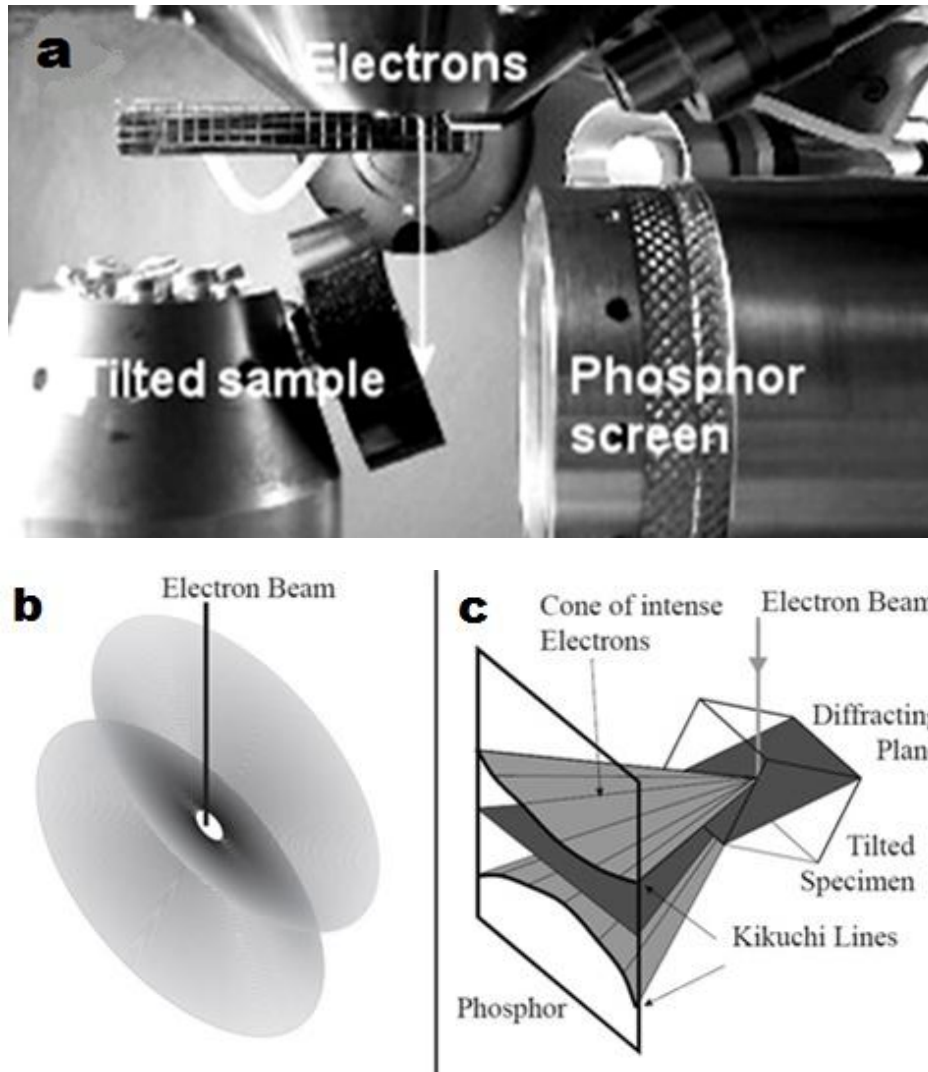
Bi dimentsiotako sekzio batean, plano kristalografiko bakoitzerako Bragg-en legea betetzen duten 4 norabide eta noranzko baino ez dira ikusiko (Ikusi 7.b Irudia); eta hiru dimentsiotan, Bragg-en legea betetzen duten elektroiaren ibilbideek bi errefrakzio-kono eratuko dituzte, difrakzio planoaren alde bietara. Kono hauek fosforozko pantaila batean detektagarriak dira eta *Kikuchi* bandak bezala dira ezagunak (Ikusi 8. Irudia).



7. Irudia: a) Elastikoki dispersatutako elektroiaren ibilbidearen desbideratze eskematikoa. W elektroi sortaren lodierari dagokio. Nukleotik hurbilago igarotzen diren elektroiaren dispersioa handiagoa da urrunago igarotzen direnak baino. b) Bi dimentsiotako sekzio eskematikoa, elastikoki norabide guztietan dispersatutako elektroiaren soilik Bragg-en legea beteko duten orientaziozkoak difraktatuko dira (Prior et al, 1999).

Sare kristalinoko plano guztiek bi difrakzio kono eratuko dituzte, baina intentsitatea ezberdina izango da batetik bestera, plano bakoitza definitzen duten atomoen arabera. Era honetan, sare kristalinoko plano batzuek intentsitate handiko difrakzioak emango dituzte eta beste batzuek txikiagoak. Azkenean fosforozko pantailan banda askok (*Kikuchi* bandak) sortutako patroia (*EBSDP* izenekoa) eratuko da, pantailak igorritako argi fluoreszente baten bidez kamerak detektatuko duena eta ordenagailura bidaliko duena prozesatua izateko.

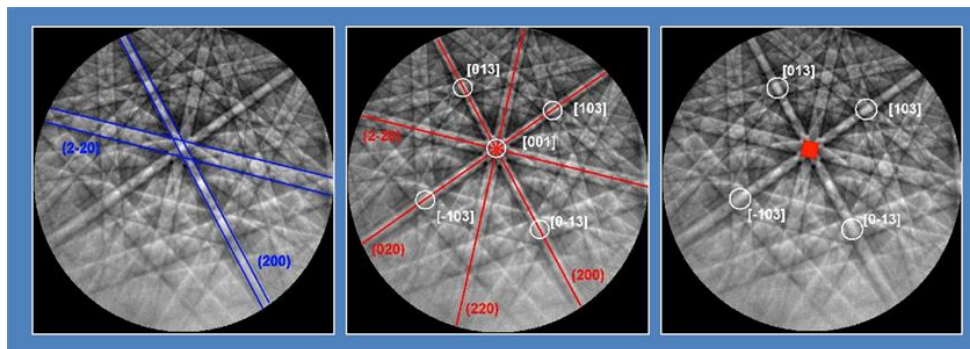
Lortutako patroia (*EBSDP*) kristalaren simetria eta orientazioaren adierazle da (9. Irudia). Banda bakoitza plano kristalografiko baten difrakzioa da, eta haien posizioa orientazio kristalografikoarekin zuzenki erlazionatuta dago. Banden lodierak, bestalde, Bragg-en angeluarekin harremana dauka, 1. Ekuazioan ondorioztatu daitekeen bezala, bi plano kristalografikoen arteko distantziarekiko alderantzizko proportzionala dena. Azkenik, banden ebaketak eta angeluak, planoen ebaketei (ardatz kristalografikoak) eta planoen arteko angeluei dagozkie.



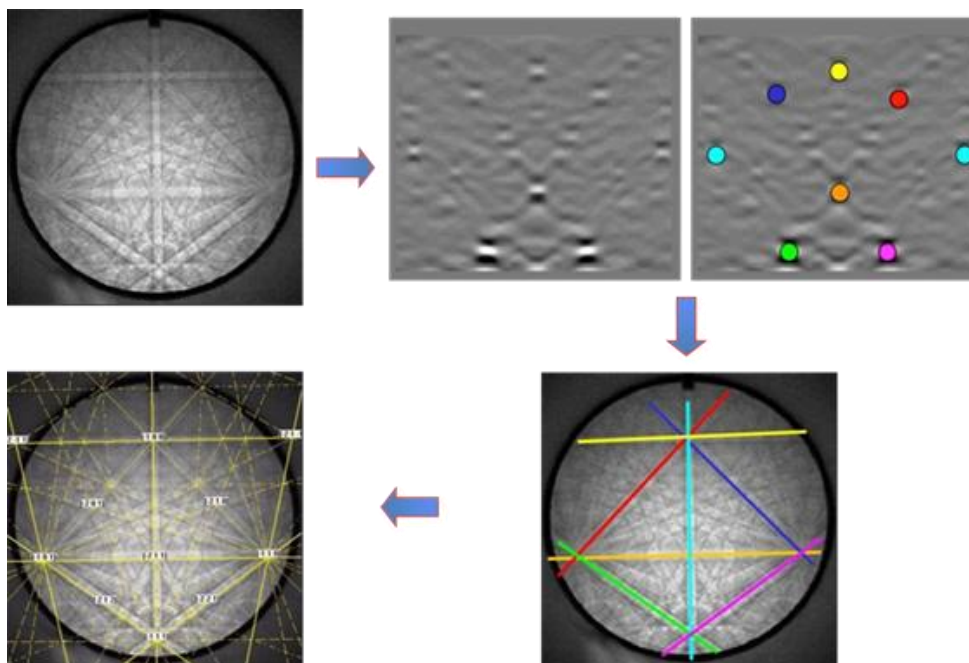
8. Irudia: a) Elektroi-sorta iturria, lagina eta fosforozko pantailaren kokapena (Iturria: *ebsd.com*). b) Elektroi-sorta lagineko plano kristalino batean jotzean hiru dimentsiotan ikusten diren bi difrakzio konoen irudikapen eskematikoa. c) Aurrean azaldutako difrakzio konoak laginetik ateratzen dira eta fosforozko pantaila batean detektatu daitezke (Prior et al., 1999).

Lortutako patrioiak datu teorikoekin konparatuz, mineralaren sistema kristalografikoa eta bere orientazioa ezagutu daitezke. Prozesu honi indexazio deritzo. Indexazioa egiterakoan sortzen diren arazoak (Kikuchi banden interpretazio egokia ez egitean) ekiditeko, eta softwareak bandak hobeto irakur ditzan, Hough-en transformatua kalkulatzeko da. Era honetan, algoritmo baten bidez bandak puntu bihurtzen dira, softwareak hobeto identifikatu ditzakeenak (Ikusi 10. Irudia).

Hough-en transformatua egin eta gero ordenagailuak datu basean bilaketa egiten du, lortutako patrioiaren antza handiena duen sistema kristalografikoa hautatuz. Azkenean materialaren fasea eta orientazioa determinatzen da.



9. Irudia: EBSDP patroia (kristalaren simetriaren isla).



10. Irudia: Hough-en transformatua. Kikuchi bandak puntu bihurtu eta horren ostean softwareak patroia indexazioa egin dezake.

3.3.2. DATUEN IRAKURKETA

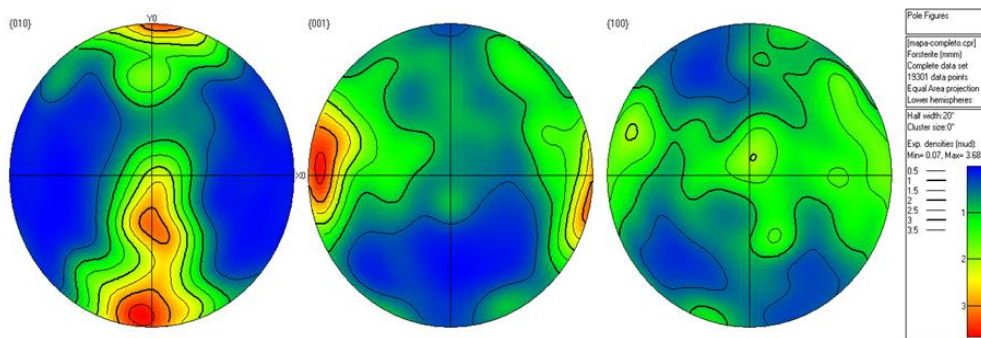
Mikroskopia elektronikoaren kontrolak eta indexazio prozesuak era automatikoa funtziona dezakete; hau da, puntu bateko patroia errekonozitu eta artxibatu eta gero, elektro-sorta automatikoki desplazatu (0,2 segundotan gutxi gora behera) lagineko beste puntu batera eta zikloa errepikatu. Puntuak hasieratik ezarri daitezke, determinagarri den dimentsioko koadrikula batean, adibidez. Kasu honetan 10 mm-ko koadrikuletan lan egin da, eta bertan 10 μm -ko saltoak eman ditu elektroi sortak.

Puntu bakoitzean softwareak erregistratutako informazioa honakoa da: x eta y koordinatuak, fasea, irudiaren ezaugarriak, Hough-en transformatuaren datuak, kristalaren orientazioa, difrakzio patroia kalitatea definitzen duen faktorea (IQ), J faktorea (fabrika intentsitatea), konfiantza indizea, MAD (*Mean Angular Deviation*) angelua. Azkeneko honek ematen du zein den

patroiak datu-baseko datuarekiko daukan desbideratze-angelua. Angelua $1,2^\circ$ baino handiagoa bada, datua ez da ontzat hartzen.

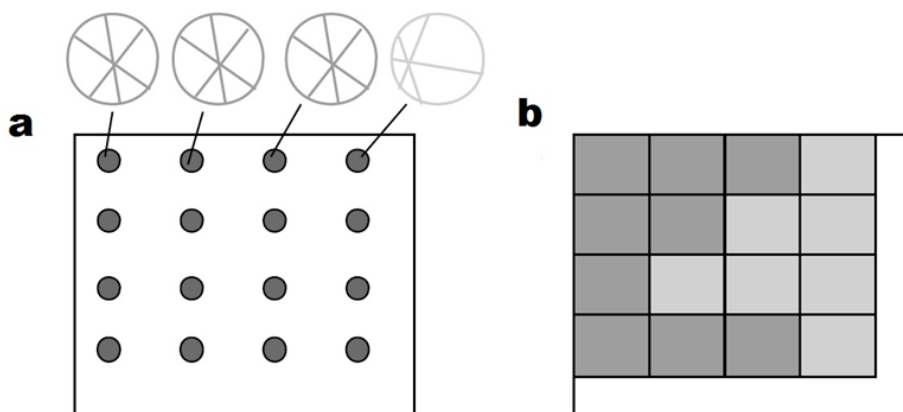
Pikorrak ondo definitzeko ($10 \mu\text{m}$ -ko puntuetatik pikor berbera osatzen dutenak ezberdintzeko) puntu bakoitzaren orientazio aldaketak hartu dira kontuan: bi puntu pikor berberaren parte direla kontuan hartzeko, 10° -rainoko desbideratzea onartu da orientazio konparaketan. Hortaz gain, indexatu gabeko pixelekin erlazionatutako akatsak ekiditeko, 5 pixel baino gehiago betetzen dituzten pikorrak soilik hartu dira kontuan.

Datu hauekin fase mineral ezberdinetan interesgarri diren elementu kristalografikoen orientazioen dentsitate diagramak egin daitezke (Ikusi 11. Irudia), era honetan lehentasunezko orientazioa dagoen antzemateko. Hortaz gain, fabrika intentsitatea kalkulatu daiteke, J faktorearen bidez (Bunge, 1982).



11. Irudia: EBSD teknikaren bidez lortutako dentsitate diagramen adibidea. Limo Mazizo harzburgitikoko (Cabo Ortogaleko Konplexuan) olibinoaren ardatz kristalografikoen orientazioen dentsitate diagrama (XZ plano estrukturaletik ikusita), lehentasunezko norabideratzea ondo bereizten da.

Aplikazio askoren artean egin daitekeen beste gauza bat laginaren mikro-egiturari buruzko informazioa eman dezaketen mapak egitea da (Ikusi 12. Irudia), kolore ezberdinak erabiliz ikertze parametroaren arabera (fasea, orientazioa, etab).



12. Irudia: Orientazio mapa baten irudi eskematikoa. a) EBSDP patrioiak sare bateko hainbat puntuetan jaso dira. Puntu bakoitzean jasotako orientazioa inguruko poligono osoari atxikitzen zaio. b) Poligono hauek koloreztatu daitezke orientazio orokorra hobeto ikusteko. (Prior et al., 1999).

3.3.3. LAGINEN PRESTAKETA

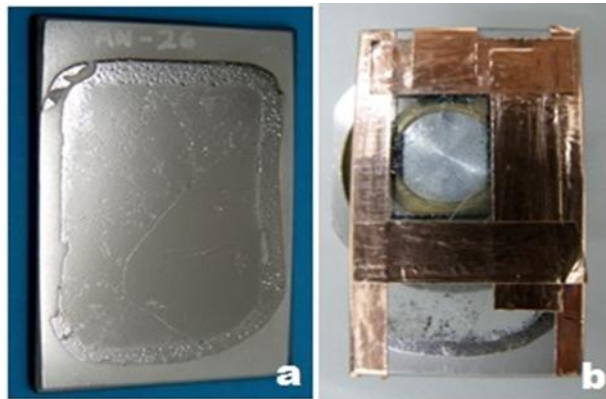
Lagin orientatuetatik xafla meheak prestatzen dira mikroskopia optikorako bailiran: foliazioarekiko perpendikularra den eta lineazioa barneratzen duen mozketara eginez, eta xafla zeharargiak leunduz 30 μ m-ko lodierara arte. Hortaz gain, EBSD teknikak beste leuntze pausu bat eskatzen du, kalitatezko patroiak lortzeko:

Xafla mehe konbentzionalak (30 μ m) diamantezko pastarekin leuntzen dira 3 pausotan: 3 μ m-ko lodierara helduz lehenengo pausotan, 1 μ m-ra bigarrenetan eta azkenik 1/4 μ m-ra. Aurreko prozesuan kaltetutako gainazala ezabatzearen silize koloidal suspentsio baten bidezko ultra-leuntzea egiten da ondoren.

Leuntze bitartean zartadura eta zuloak sortzea normala da, eta gainazal irregular horretan sorta-elektronikoaren erasoagatik karga-akumulazioa gerta ez dadin xaflaren metalizatzea (Au-Pd azal batez) egitea komeni da (Ikusi 13.a Irudia).

Jarraitzeko, analizatuko diren zonetatik aurreko pausoko metalak ezabatzeko eta soilik depresioetan gera daitezten, silize koloidalarekin berriz leuntzen da xafla; eta honen ostean, "plasma cleaner"-etik pasatu, oxigenoak laginaren materia organikoarekin erreakzionatzeko eta gainazala ahalik eta garbien usteko.

Amaitzeko, nanometro gutxi batzuetako karbonozko azal batez estaltzen da lagina karga-akumulazio posiblea ekiditeko, eta analizatuko den zonaldea kobrezko zintaz mugatu (Ikusi 13.b Irudia) metatutako karga modu errazean barreiatzeko.



13. Irudia: a) Xafla mehearen itxura metalizatzearen ostean. b) Analizatuko den zonaldea kobrezko zintaz mugatu da xafla mehean.

4. DESKRIBAPEN PETROLOGIKOA

4.1. CABO ORTEGALEKO FORMAZIO GNEISIKOAK

Cabo Ortegaleko formazio gneisikoek ezberdintasun litologiko eta estruktural nabariak dituzte. Alde batetik, presio-altuko eta ehundura milonitikodun bi gneis formazio daude: Chimparrak Gneisak eta Gneis Bandatuak; eklogita, presio altuko granulita eta arroka ultramafikoen azpitik daudenak estrukturalki (Ikusi 4.b Irudia). Bestalde, presio eta tenperatura baxuagoko granate-zianita elkarrekin duen gneis formazioa dago, ehundura milonitikorik gabekoa:

Cariñoko Gneisak. Konplexuaren ekialderantz Cariñoko Gneisak formazioa aurreko bi formazioen azpitik azaleratzen da estrukturaliki; zizaila-zona den kontaktuaren azpitik (Basterra et al., 1988).

Chimparra Gneisak eta Gneis Bandeatuak jatorri migmatikodun gneis blastomilonitikoak dira; eta konposizio psammo-pelitikoa duten arren, tarte batzuk anfibol-granate-zoisitan aberatsak dira, jatorri bolkanosedimentarioa dutela iradokiz. Hortaz gain, presio altuko metamorfismoa jasan duten arroka mafikoak tartekatzen dituzte, barne-plakako basaltoen konposizio geokimikoa erakusten dutenak (Gil Iburguchi et al., 1990). Ebidentziak daude, beraz, arroka mafikoak metamorfismoa baino lehenagoko lurrazal kontinentalaren argaltze prozesuan eratu direla esateko (dike edo sill-ak ziurrenik).

4.2. CHIMPARRA GNEISAK

Chimparra Gneisak Gneis Bandeatuen aldaera pelitiko edo semipelitikoaren antza handia dute, mineralogia antzekoa duten jatorri migmatikodun gneis blastomilonitikoak diren aldetik. Elkarrekin metamorfiko primarioaren mineralogia honakoa da: Kuartzo, biotita, granate, plagioklasa, zianita, moskovita eta rutiloa. Formazioaren maila batzuk (dekametrikohektometrikoak) natura leukokratikoagoa dute, ortogneisen antza hartzen dutelarik. Hortaz gain, eskala metrikoko arroka mafikoen tartekatzeak dituzte, eta proportzio txikiagoan arroka kalkosilikatatuak baita ere.

Arroka mafikoei dagokienez, kasu batzuetan pikor fin edo ertaineko eklogitak dira, atzeranzko metamorfismoa jasan dutenak (erretroeklogitak); eta beste batzuetan, biotitan aberatsak diren granate-klinopiroxeno-plagioklasa granulita tartekatzeak dira (Ábalos et al., 2003).

4.2.1. PROTOLITOA

Chimparra Gneisen azterketa geokimikoek erakutsi dute elementu arraro arinetan aberatsak diren patrioiak dituztela (Peucat et al., 1990), eta haien baloreak Orogeno Hertziniarreko metasedimentuekin bat datozeela (Adb Nögler et al., 1995). Hare gehiago, haien protolitoa ertz kontinental aktibo batean sortutako graywackak direla proposatu da (Fernández eta Marcos, 1997). Protolitoaren adinari dagokionez, zirkoi detritiko gazteenak 515 ± 15 Mu dituzte (Ordóñez et al., 2001); protolitoa beraz Kanbriarrekoa izan daitekeela adieraziz.

4.2.2. METAMORFISMOA

Chimparra Gneisek, Cabo Ortegaleko Goiko Unitateko gainontzeko formazioekin batera eboluzio metamorfiko polifasikoa jasan zuten (Ábalos et al., 2003), 4 fasetan laburbildu daitekeena:

- D1 fasea, presio eta tenperatura altukoa, subdukzio prozesuarekin erlazioatutakoa.
- D2 fasea, presio altukoa baina tenperatura baxuagoko fasea, konplexuaren amalgamazioa eman zenean. Fase hau arroken milonitazioarekin erlazioatzen da.
- D3 eta D4 faseak, gainazaleratze bidean presioa eta tenperatura galtzen zuten heinean, atzeranzko metamorfismoa jasanez.

Chimparra Gneisen kasuan, urtze-partzialaren gaina edo metamorfismo pikoia 715° C -ko tenperaturan eta 1,6 GPa-ko presiopean gertatu zen (Gil Ibarra et al., 1987; Ábalos et al., 2003); 389 ± 26 Mu eta 394 ± 11 Mu -ko adinean (Ordóñez et al., 2001).

4.2.3. PETROGRAFIA

4.2.3.1. *Deskribapen petrografikoa*

Eskala mesoskopikoan pikor fineko ehundura blastomilonitikoak duen arroka da (Ikusi Xafla Ia), 0,1mm-ko batezbesteko pikor tamainarekin (0,5mm-ko porfidoblastoekin). Mineral mafikoen banda ilunek banda argietara moldatzen dira, eta porfidoblastoen inguruan baita ere. Zona migmatitikoak ondo bereizi daitezke: leukosometan fusio eta kristaltzearen ebidentziak daude.

Eskala mikroskopikoan ehundura granolepidoblastikoa bereizi daiteke (Ikusi Xafla Ib, If), batez ere kuartzoa eta biotita mineralez definitutako matrize fina duenak. Mineralogiari dagokionez: kuartzoa (Qtz) + biotita (Bt) + granatea (Grt) + plagioklasa (Pl) + zianita (Ky) + muskovita (Ms) dira nagusi, eta rutilo (Rt), zirkoia (Zr) eta mineral opakoak osagarriak. Ondoren, mineral nagusiak banan-banan deskribatuko dira:

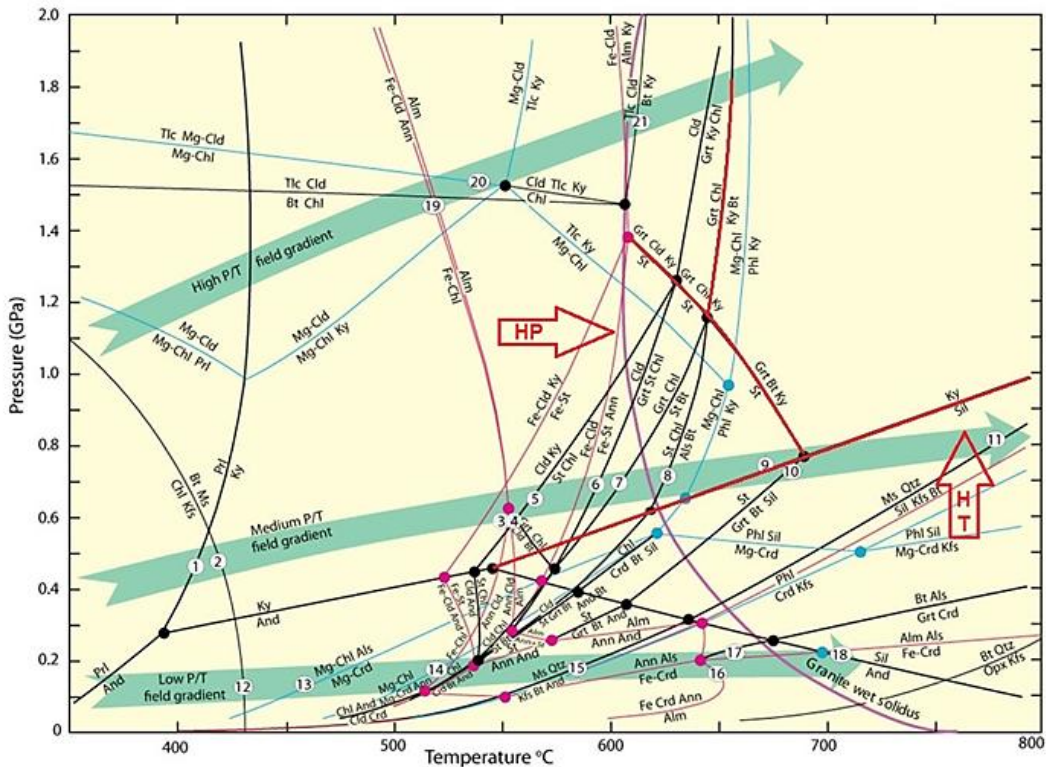
- **Kuartzoa** da mineralik ugariena (modaren %40), eta zizaila deformazioa pairatu izanaren aztarnak ditu: bandak eratuz luzatuta dago, lokalki mosaiko itxura hartzen du, pikor batzuetan uhin itzaltzea bereizten da, eta orokorrean mineralek azpipikorren eraketa nabaria pairatu dute.
- Mineral mafiko nagusia **biotita** da, arrokaaren %20ko bolumena betetzen duenak. Bere habitoa subidiomorfoa da eta zirkoia eta mineral opakoak inklusioak ditu. Hurrengo puntuan azalduko denez, biotitak Grt I motako kristalak ordezkatzeko ditu eta Grt II motako barruan inkluituta agertzen da.
- **Zianita** Chimparra gneisetan agertzen den aluminosilikato bakarra da, %15 proportzioan. Habito idiomorfikoa dauka eta X deformazio ardatz nagusiarekiko paraleloan orientatuta dago.
- **Granateak** dagokionez, %10eko proportzioan agertzen dira eta mota ezberdinetan sailkatu daitezke: Grt I eta Grt II. Lehenengoak (**Grt I**) 0,5mm-rainoko kristalak dira, sillimanita (Sil) izan daitekeen habito zuntzuko mineralen inklusioak dituztenak, eta biotitak ordezkatu dituenak, atoloi itxurak garatuz (Ikusi Xafla Ic). Forma borobila daukate eta presio itzalak garatu dituzte. Bigarren motako granateak (**Grt II**) tamaina txikiagokoak dira (0,1-0,2mm), eta habito luzatua erakusten dute (Ikusi Xafla Ib), X deformazio ardatz nagusiarekiko paraleloan. Hortaz gain, Bt eta Rt inklusioak dituzte gehienek. Grt I motako pikor batzuetan ikusi daiteke Grt II motako kristalaren hazkuntza izan dutela, inklusioak soilik erdiko partean agertzen direlako (Ikusi Xafla Id).
- Kuartzoarekin batera **plagioklasa** ere agertzen da; baina ez da hain ugaria (%7-8). Plagioklasak ere habito anhedrala dauka eta serizitara dago eraldatuta banda leukokratikoetan. Uhin itzaltzea eta azpipikorrek erakusten ditu, eta askotan itxura sigmoideko agregatuak osatzen agertzen dira pikorrek (Ikusi Xafla If).
- Bi **Muskovita** fase ezberdin agertzen dira, %5ko proportzioan totalen: **Ms I**, 0,1-0,2mm-ko tamainako kristalak, matrizearen orientazio nagusiarekiko paraleloan kokatuta daudenak; eta **Ms II**, 0,3-0,5mm inguruko kristal poikiloblastikoak, ez dutenak orientazio preferenterik erakusten (Ikusi Xafla Ib).

4.2.3.2. *Metamorfismoaren ebaluazioa*

Ky, Grt eta Qtz mineral elkarteak izanik (estaurolitaren presentziarik gabe) eta sistema granitikoaren *solidus* kurba igaro behar izan dela jakinda (urtze-partzialaren ebidentziak erakusten dituzten banda leukokratikoak daude), arroak pairatutako azkeneko erreakzio metamorfiko progradakor posibleak hauek dira (Ikusi 14. Irudia):

- Presio altuko (HP) ibilbidea jarraituz:
 - Grt + Chl → Ky + Bt
 - St → Ky + Grt + Bt
- Temperatura altuko (HT) ibilbidea jarraituz:
 - Sil → Ky

Argi dagoena da isograda hauetatik gorako baldintzetan kokatu daitekeela metamorfismo gaina edo pikua. Hain zuzen, 650° C-tik gorako temperaturan eta 0,8 GPa-etik gorako presioean, Miyashiro (1994)-ren anfibolita, granulita edo eklogita faziesetan. Lagin hauetan ez dago ebidentzia petrologikorik zehazki eklogitizatu zirela esateko; baina, inklusio mafikoen artean erretroeklogitak daudela ikusita, ziurrenik Chimparra Gneisak ere eklogiten faziesetara heldu izan ziren.



14. Irudia: Metapeliten KFMASH diagrama petrogenetikoa, kolore gorritz Chimparra gneisen azken erreakzio progradakor posibleak erakutsiz (Winter, 2001-etik editatua).

4.2.3.3. *Mikroegituren analisisia*

Laginarene egitura orokorra ikusita, pikor tamainaren erredukzio handia jasan duen arroka dela antzematen da; milonita eta zona batzuetan ultramilonita izatera heltzen dena. Arrokan foliazio jarrai bat ezberdintzen da (S2), aurreko foliazio batekiko (S1) azpiparaleloa dena.

S1 sortutako D1 deformazio fasearen arrastorik ez da azterketa honetan ikusi, baina Chimparra Gneisen garaikide diren alboko formazioetan errekonozitua izan da (Adb Ábalos et al., 2003). D2 deformazio faseak sortutako S2 egitura, eskualdeko foliazio milonitikoa da, arrokari egitura nagusia ematen dionak.

S2 foliazio barreneko Grt I motako granateen presio itzalak zizaila indikatzailak dira: Passchier eta Simpson (1986)-ren σ motako porfiroblastoak dira (Ikusi Xafla Ie). Hortaz gain, foliazio barneko toles isoklinalak izan daitezkeen bandak errekonozitu dira agregatu kuartzo-feldespatikoetan (Ikusi Xafla If).

4.2.3.4. *Blastesi-deformazio erlazioak*

Deskribatutako mineralen blastesi-deformazio erlazioak 1. Taulan adierazi dira. Interpretazio hauetara heltzeko jarraitu diren irizpideak azalduko dira ondoren:

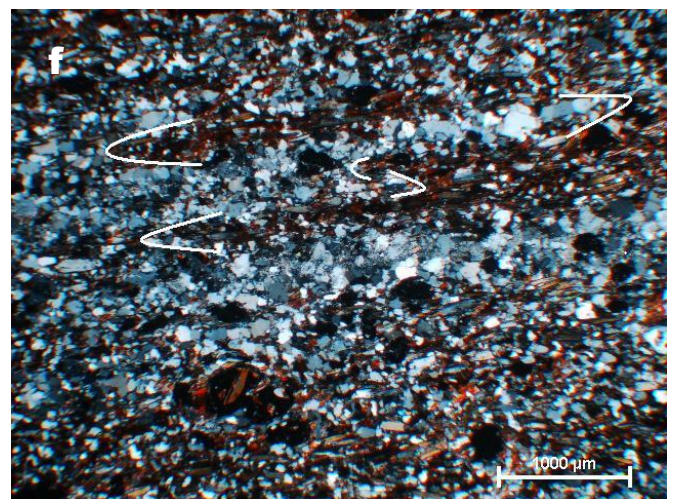
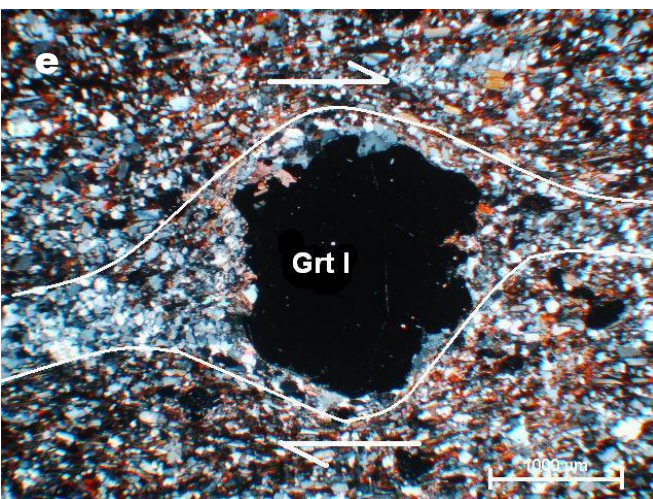
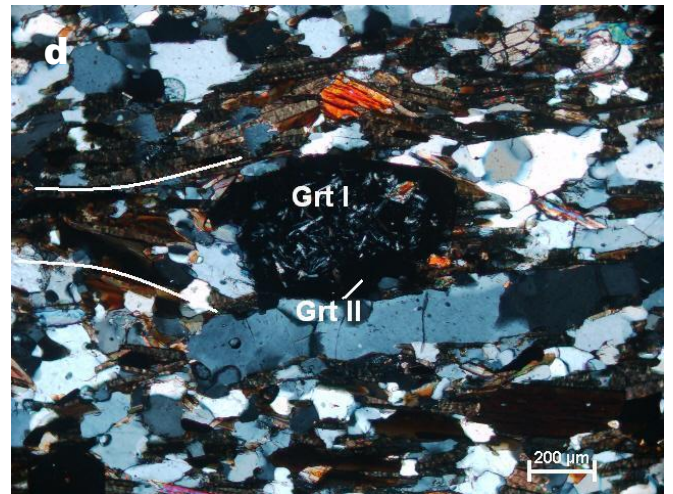
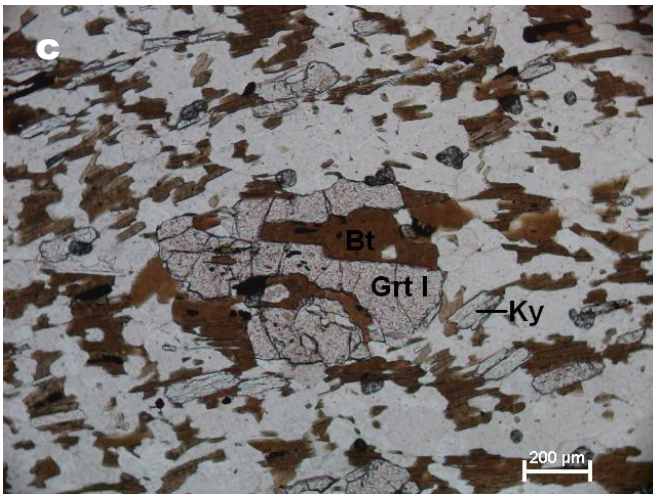
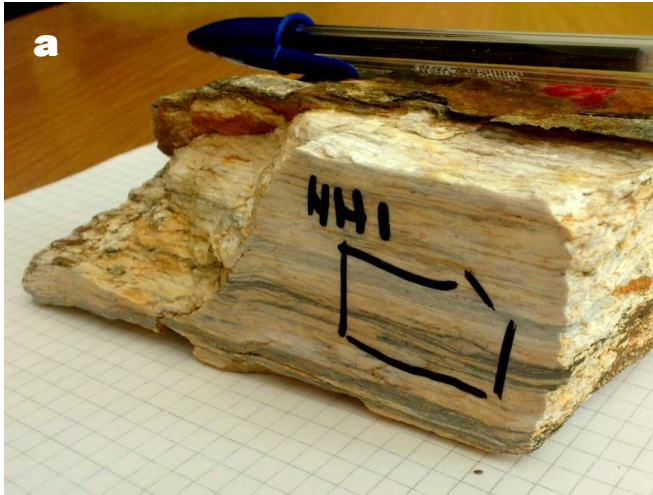
Lehenbizi, laginaren foliazio nagusia (S2) eratu duen D2 deformazio fasearekiko mineral sinzinematikoak matrizearen foliazioa definitzen dutenak dira: Qtz, Pl, Bt, Grt II, Ky eta Ms I. Izan ere, mineral hauen ardatz kristalografiko luzeenak X deformazio ardatz nagusiarekiko paraleloan hazi direla ematen du.

Aurreko deformazio faseko arrasto argirik ikusi ez arren, maila leukokratikoetan toles isoklinal etzanak izan daitezkeen egiturak identifikatu dira. Hortaz gain, Grt I motako granateen forma eta inklusio bereizgarriek ere badute zeresanik. Granate hauek presio-itzalak dituzte eta ez dute Grt II motakoen forma luzatua erakusten, D2 fasea baino lehenagokoak izan daitezkeela adieraziz. Grt I pikorren barneko inklusioei dagokienez, mikroskopio bidez ezin da determinatu zehazki haien mineralogia, baina habito zuntzua erakusten dute, eta geroago azalduko denez, EBSD teknika bidez sillimanita kristalak izan daitezkeela ikusi da. Hala izanik, sillimanita kristalak D2 fasea baino lehenagoko presio gutxiagoko baldintzetako estai baten adierazleak izango lirateke, granate hauen barne harrapatuta geratu direnak.

Azkenik, foliazio nagusiarekiko orientazioan hazi ez diren mineralak daude: Ms II motako kristal poikiloblastikoak, matrizeko kristalak eta foliazioa barneratzen dituztenak. Zalantzarik gabe D2 deformazio fasearen ostekoak dira.

Mineralak	SIN D1	POST D1 PRE D2	SIN D2	POST D2
Qtz			_____	
Pl			_____	
Bt			_____	
Grt I	-----	_____		
Grt II			_____	
Ky			_____	
Ms I			_____	
Ms II				_____
Sil	-----			

1. Taula: Chimparra Gneisen blastesi-deformazio erlazioak laburtzen dituen taula.



Xafla 1: Chimparra Gneisak. a) Argazki mesoskopikoa ehundura blastomilonitikoaren adierazle. Ikusi baita ere mozketa XZ plano estrukturalan egin dela, eta goiko partean lineazioa bereizi daitekeela (boligrafoarekiko paralelo). b) Ehunduraren argazki mikroskopikoa. Ikusi Grt II-ren forma luzatuak eta Ms II kristal poikiloblastikoak, matritzeko pikorrak barneratzen. c) Grt I, ertzeetan atoloi itxura erakusten du eta barnean biotitak ordezkatzen du. d) Grt I, eta Grt II-ren birhazkuntza aurrekoaren ertzeetan. Presio itzal leunak bereizi daitezke. e) Grt I, σ motako porfiroblastoa, zizaila-norantza indikatzailea presio itzalen morfologiari esker. f) Agregatu leukokratikoak eta mikrotolesak.

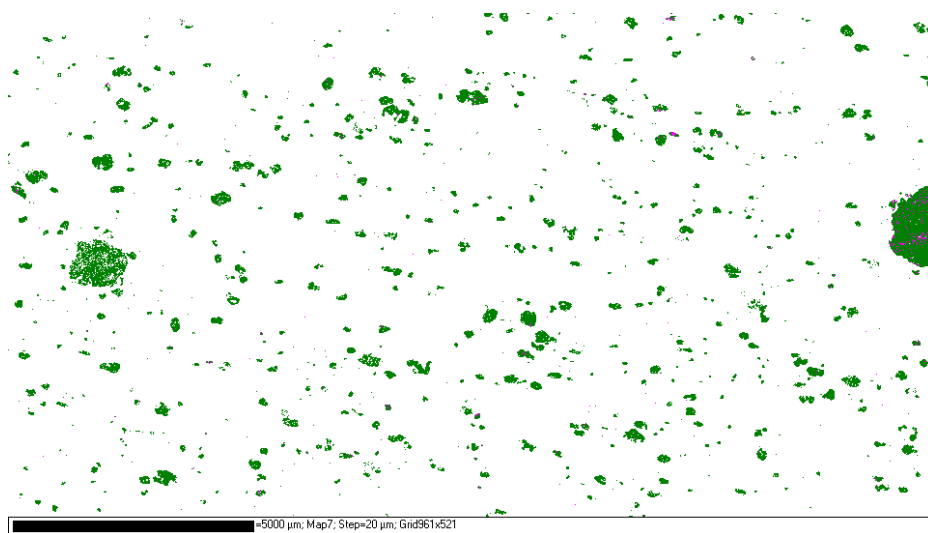
5. EBSD TEKNIKAREN BIDEZ LORTUTAKO DATUAK

EBSD teknikaren bidez lortutako datuak bi multzotan sailkatu daitezke. Alde batetik, fase mapek mikroskopio optiko bidez identifikatu ezin diren mineralak eta habitoak identifikatzeko balio izan dute; hain zuzen, Grt I eta Grt II pikorren forma ezberdintasuna hobeto ikusteko eta Grt I kristalen inklusioen mineralogia ezagutzeko. Bestetik, fase ezberdinen elementu kristalografikoen orientazioen dentsitate diagramak eraiki dira, *Lehentasunezko Orientazio Kristalografikoak* (LOK) aztertzeko.

5.1. FASE MAPAK

Hasteko, fasearen arabera egindako mapa mikroskopikoetan aditzen dena da granate guztiak ez direla berdinak. Mikroskopio optikoan ondorioztatu bezala, bi granate mota ezberdinu daitezke hemen ere, soilik habitoa ikusita (Ikusi 15. Irudia): Grt II diren granate txiki eta luzatuak daude alde batetik, eta Grt I diren granate handiak eta borobilduagoak bestetik. Grt II pikorren elongazioak granate hau eratu zen fasean zehar (D2) deformazio plastikoa jasan zuela adierazten du, granateetan gutxitan deskribatua izan dena. Normalean granateak era zurrunean jokatzen du (Karato et al., 1995).

Mapekin lortutako beste datu garrantzitsua Grt I kristalen barneko inklusioen natura da: sillimanitari egokitzen zaizkien ezaugarri kristalografikoak identifikatu ditu programak inklusioetan. Informazio hau eta mikroskopio optikoan igarritako habito zuntzua kontuan hartuz, sillimanitazko inklusioak izateko aukera handia dago.



15. Irudia: EBSD bidez lortutako fase mapa, granate (berdez) eta sillimanita (morez) adieraziz. Bi granate mota ezberdinu daitezke: Grt I motako pikor txiki eta elongatuak, eta Grt II motako pikor handi eta borobilduak, Sil inklusioekin (eskuman).

5.2. DATU MIKROESTRUKTURALAK DENTSITATE DIAGRAMETAN

Fase ezberdinen plano kristalografikoen poloen eta norabide kristalografikoen (ardatzen) dentsitate diagramak egin dira, beheko hemisferioaren proiektzio estereografikoa erabiliz, aztertutako CH1, CH2 eta CH3 laginetan. Azken lagin honetan lortutako diagramak adierazi dira, mineralez mineral, 16. Irudian.

Diagramak interpretatzeko beharrezkoa da kristal barneko deformazioan zer gertatzen den ulertzea. Milonitizazio prozesuan, kristal barnean dislokazioak sortu eta berrantolatzen dira, azpipikorrak eratuz. Dislokazio hauen mugimendua plano konkretu batean ematen da (**irristatze-planoa**), norabide konkretu batean zehar (**irristatze-norabidea**); mineral bakoitzaren egitura kristalografikoaren arabera, batez ere. Horrela, deformazioan zehar, irristatze-planoak XY deformazio-plano nagusiarekiko paralelo kokatzeko joera du eta irristatze-norabideak X deformazio-ardatz nagusiarekiko. Irristatze-sistema bakoitza aktibatzeke deformazio-baldintza bereizgarriak behar dira (Law, 1990; Law et al., 1990). Era honetan, pikor askoren deformazioak Lehentasunezko Orientazio Kristalografikoaren (LOK) garapena dakar, eta hau, irristatze-sistema nagusiak eta deformazioaren baldintzak ezagutzeko erabili izan da lan askotan.

5.2.1. GRANATEA

Granateen dentsitate diagramek ez dute lehentasunezko orientazio argirik erakusten, ardatz kristalografikoak era homogeneoan sakabanatuta daude. Granateak, simetria altuko fasea izanda (kubikoa), irristatze-sistema asko erabil ditzake, zehazki 66. Beraz, orientazio-aldaketa txikiak irristatze-sistemaren aldaketa ekar dezakete. Mota honetako mineral deformatuetan zaila da LOK bereizgarri bat identifikatzea.

5.2.2. ZIANITA

Zianitek LOK bat erakusten dute: $\langle 001 \rangle$ ardatz kristalografikoak X deformazio-ardatz nagusitik gertu daude (elongazio maximoa), eta $\{010\}$ eta $\{100\}$ plano familien poloak Y eta Z deformazio-ardatz nagusietatik gertu, hurrenez hurren. Beraz, mineralek foliazio planoan barrena lineazio bat osatzen dute, X norabide estrukturalarekiko paraleloan. Horrenbestez baieztatu daiteke arroka hauek erakusten duten lineazioa mineral-lineazioa dela eta ez ebakidura-lineazioa, beste lan batzuetan proposatua izan den bezala (Fernández, 1993).

Irristatze-mekanismoari dagokionez, irristatze-planoa (100) da eta irristatze-norabidea $[001]$ eta zizaila bakunaren asimetria tipikoa erakusten dute. Irristatze-sistema hau tipikoa da uhin itzaltzea edo/eta kink bandak erakusten dituzten zianitetan (Beane et al., 2007).

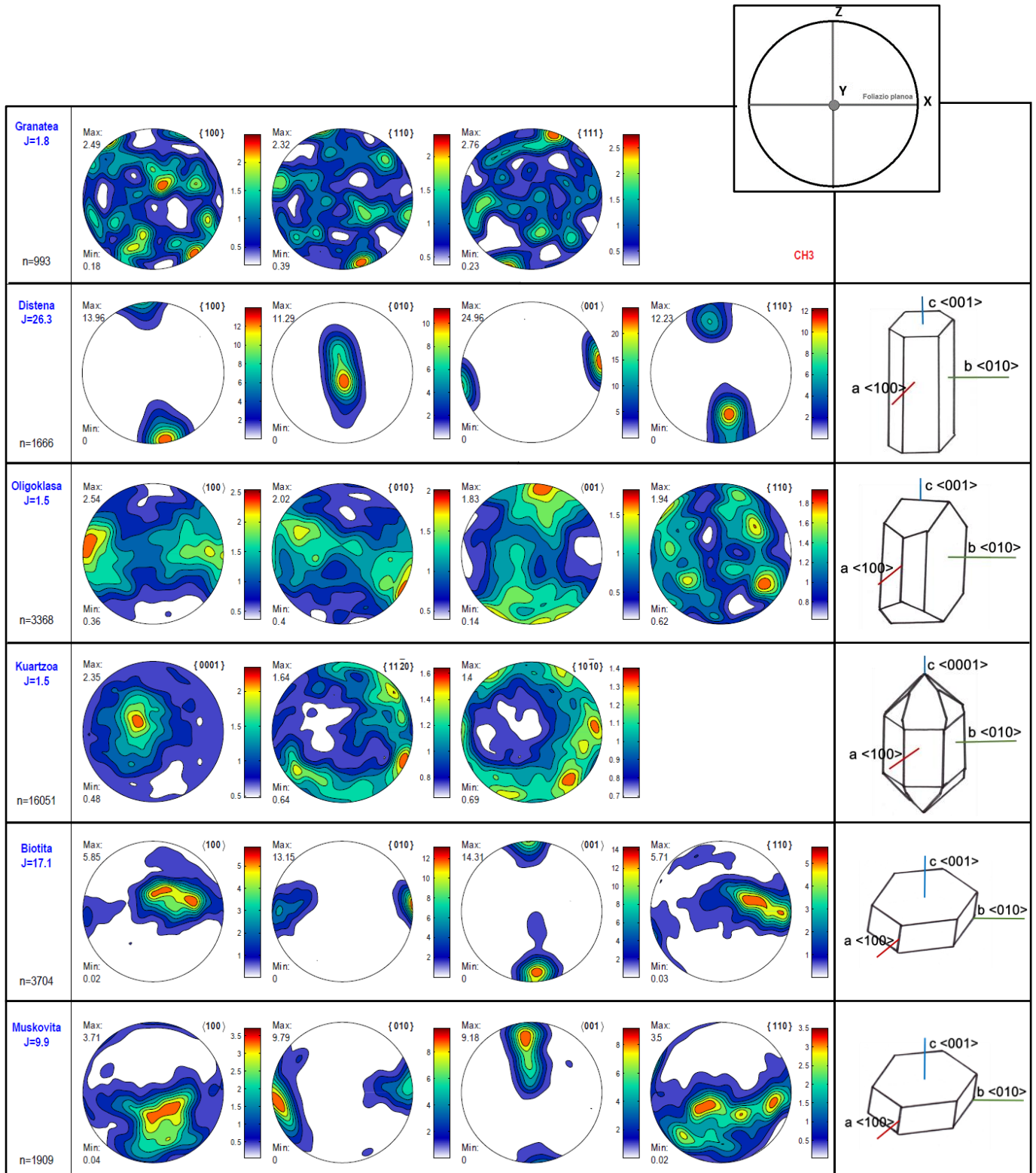
5.2.3. MIKAK

Biotitek eta muskovitek oso ondo definitzen dute foliazioa. Bi mitek erakusten duten orientazio preferentea antzekoa da: $c\langle 001 \rangle$ ardatz kristalografikoen kontzentrazioa dago Z deformazio-ardatz nagusitik gertu, beraz $\{001\}$ planoak foliazioarekiko paraleloak dira edo gertu daude. Bestalde, $\{010\}$ planoen poloak (b ardatz kristalografikoarekiko paraleloak) X norabide estrukturaletik gertu daude. Hortaz, ziurrenik aktibatutako irristatze mekanismoa $[010](001)$ orientaziokoa da.

5.2.4. PLAGIOKLASA (OLIGOKLASA)

Plagioklasek ez dituzte hain orientazio argiak erakusten, akomodazioa matrizeko beste mineralek jasan duten seinale. Hala ere, maximo batzuk ezberdindu daitezke: $a\langle 100 \rangle$ ardatz kristalografikoak X norabide estrukturaletik hurbil daude, $\{010\}$ poloak XY planotik sakabanatuta agertzen dira eta $c\langle 001 \rangle$ gehienak Z deformazio-ardatz nagusitik gertu agertzen dira. Esperimentalki beste lan batzuetan (Ji et al., 1988; Kruse et al., 2001) lortu izan diren

irristatze-mekanismoak [001](010) posible lirateke kasu honetan. Irristatze-norabidea bat dator honekin, baina irristatze-planoa ez da horren ondo definitzen.

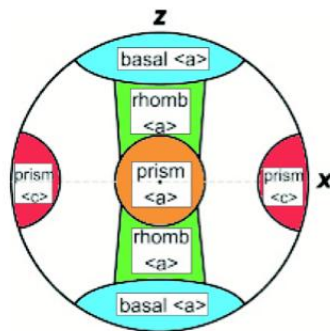


16. Irudia: Chimparra gneisen CH3 laginaren mineral ezberdinen ardatz kristalografikoen (< >) eta plano familien poloen ({}) orientazioen dentsitate diagramak (proiekzio estereografikoa, beheko hemisferioa ikusita).

5.2.5. KUARTZOA

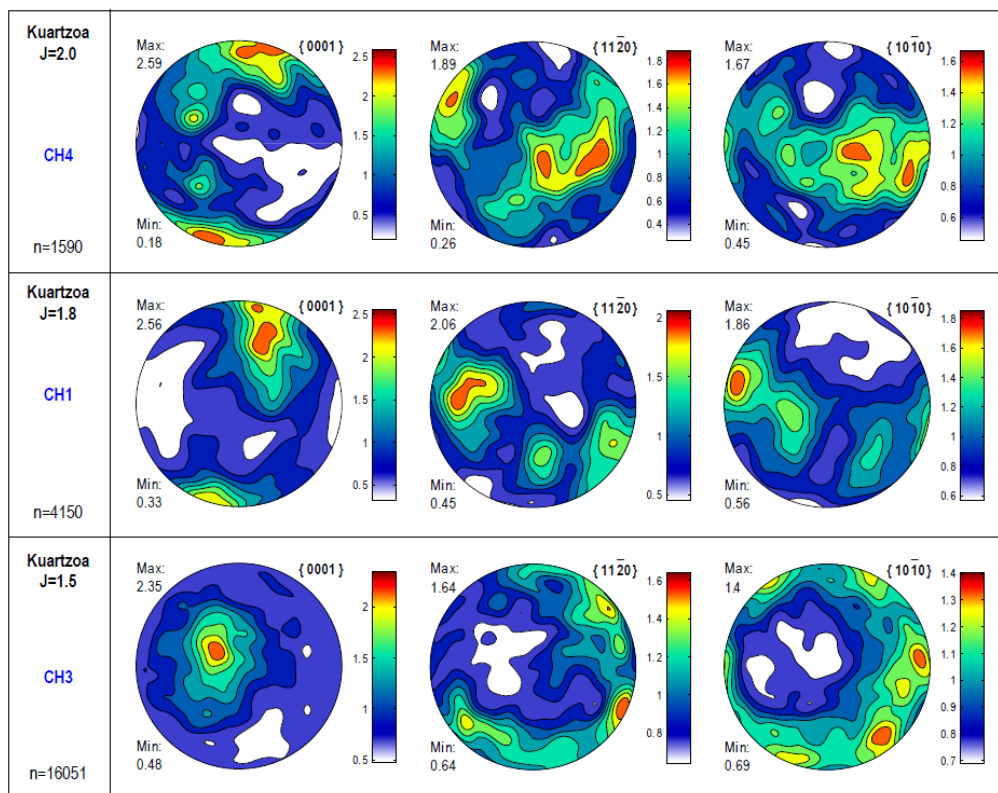
Kuartzoaren $\{0001\}$ poloak (c ardatz kristalografikoarekiko azpiparaleloak) diagramen geometriak tenperatura altuko deformaziori dagozkie. Kuartzoak 4 irristatze-sistema ezberdin izan ditzake, deformazioaren tenperaturaren (eta beste faktore batzuen) arabera (Ikusi 17. Irudia). Irristatze-sistema hauetan erabiltzen diren irristatze-planoak 3 izan daitezke: basala (c ardatzarekiko perpendikularra), prismatikoa (c ardatzarekiko paraleloa) eta erronbikoa (c eta a ardatzak ebakitzen dituena). Irristatze-norabideak bi izan daitezke: $\langle a \rangle$ eta $\langle c \rangle$ orientazioak. Irristatze-sistema bakoitza aktibatzen tenperatura (eta beste faktore batzuk ere bai) baldintza ezberdinak behar dira:

- Sistema basala ($\langle a \rangle$ norabidean irristatuz) eskisto berdeen fazieseko tenperaturetan aktibatzen da.
- Sistema erronbikoa ($\langle a \rangle$ norabidean irristatuz) eskisto berdeen fazieseko goiko partean (tenperatura altuagoetan).
- Sistema prismatikoa ($\langle a \rangle$ norabidean irristatuz) aktibatzen tenperatura altuko anfibolita fazieseko baldintzak lortu behar dira.
- Sistema prismatikoa ($\langle c \rangle$ norabidean irristatuz) granulita faziesetako baldintzetan aktibatzen da.



17. Irudia: Kuartzoaren kristal barneko irristatze-mekanismoak c ardatz kristalografikoaren orientazioaren arabera (Schmid eta Casey, 1986).

Hiru laginetan lortutako kuartzoaren dentsitate diagramek irristatze-mekanismoen aldaketa bat erakusten dute (Ikusi 18. Irudia): sistema basal eta erronbikotik, sistema prismatikora (c ardatzak Y norabide estrukturaletik gertu daude). Ondorioz, Chimparra Gneisak gutxienez anfiboliten faziesea gaintu dute (600-650°C-tik gora).



18. Irudia: Hiru laginetan lortutako kuartzoaren dentsitate diagramak. Nabarmentzekoak dira $c <0001>$ ardatz kristalografikoen dentsitate diagramak: irristatze sistema basal, erronbiko eta prismatikoak antzeman daitezke eta, tenperatura altuko deformazioaren seinale.

6. ONDORIOAK

Cabo Ortigaleko konplexua Orogeno Hertzinarren parte den Mazizo Iberiarraren NW-ko konplexu aloktonoetako bat da, konplexuen Goiko Unitatea hobekien azaleratzen duenak. Bertan ikertu diren gradu eta presio altuko arrokek eboluzio metamorfiko polifasiko bat jasan zuten orogenia hertziniarrean, Gondwana eta Laurasia superkontinenteen arteko subdukzioa eta kolisioa eman zenean Goi Paleozoikoan.

Cabo Ortigaleko Goiko Unitateko arrokek jasandako eboluzio metamorfikoa 4 faseetan laburbildu daiteke (Ábalos et al., 2003): D1, gradu eta presio altuko fasea, subdukzioarekin erlazionatutakoa; D2, presio altua baina tenperatura baxuagoko fasea, konplexuen zamalkatzea (amalgamazioa) gertatu zenean kolisioaren ondorioz; eta D3 eta D4 faseak, gainazaleratze bidean presioa eta tenperatura galduz, eskisto berdeen faziesetara eboluzionatuz atzeranzko metamorfismoan.

Chimparrako Gneisak eboluzio hau jasan duten jatorri migmatikodun gneis blastomilonitikoak dira, erretroeklogiten inklusioak dituztenak; eta eklogita, presio altuko granulita eta arroka ultramafikoen azpitik daudenak estrukturalki. Haien protolitoa kanbriarreko ertz kontinental aktibo bateko graywackak izan daitezkeela proposatu da, eta Orogenia Hertziniarrean jasan zuten metamorfismoaren pikoak 715°C -ko tenperaturaren eta 1,6 GPa -ko presiopean izan zela (Gil Ibarguchi et al., 1987; Ábalos et al., 2003).

Lan honetan egindako azterketa petrografikoan D2 fasean sortutako paragenesia aztertu da: Qtz, Pl, Bt, Grt II, Ky eta Ms I mineralez osatua. Paragenesi hau eta arrokak pairatutako fusio partziala kontuan hartuta, presio eta tenperatura baldintzak gutxienez 0,8 GPa eta 650° C-ak gainditu zituztela baieztatu da, hurrenez hurren. Tenperatura emaitza berberak lortu izan dira kuartzozko pikorren c ardatz kristalografikoen orientazioen analisisan (EBSD teknikaren bidez). Gainera, fase honetako granateen (Grt II) habito luzatuak deformazio plastikoaren berri ematen du.

D2 faseari dagokion S2 foliazioa ere aztertu egin da, milonitizazioari dagokiona. Era honetan, EBSD teknikaren bidez egindako fase nagusien orientazio kristalografikoaren dentsitate diagrametan ikusi da mineral hauek lineazio mineral bat definitzen dutela S2 foliazio planoaren barne, eta beraz lineazioa ez dela ebakidurazkoa. Hortaz gain, Ky, Bt, Ms I, Pl eta Qtz mineralen irristatze-mekanismoak ondorioztatu dira LOK aztertuz dentsitate diagrametan. Zianita eta mikenak [001]/(100) eta [010]/(001) irristatze-norabide/plano dira, hurrenez hurren; granate eta oligoklasan aktibatutako mekanismoak ez dira argi ikusten eta kuartzoaren kasuan irristatze-sistema prismatikora (<a> norabidean) heldu dela ikusi da.

Azkenik, beste granate fase bat bereizi egin da (Grt I), habito borobilagoa duenak, presio itzalak erakusten dituenak eta sillimanitazko kristalen inklusioak barneratzen dituenak (mikroskopio optikoz antzeman eta EBSD teknika bidez baieztatu izan dena). Hau ikusita, Grt I mineralak D2 baino lehenagokoak direla ondorioztatu da, eta hortaz, sillimanitazko kristalak pre-D2 faseko (edo D1 faseko) matrizeko pikorrek zirela, granate goiztiar hauetan harrapatuta geratu direnak.

Sillimanita aurkitu izateak Chimparra Gneisen eboluzio metamorfikoan zeresanik badu, gertatu behar izan zen erreakzio progradakor bat Sil → Ky izanik; eta beraz, P/T ibilbidea erlojuaren kontrako noranzkoan izan daitekeela adieraziz. Baieztapen hau ontzat emateko ikerketa gehiago beharko litzateke; adibidez Grt I pikorretan azterketa geotermobarometriko bat eginez, Sil inklusioak barne hartuz.

7. BIBLIOGRAFIA

Ábalos B., Puelles P. eta Gil Ibarguchi J.I., 2003. Structural assemblage of high-pressure and crustal rock sin a subduction channel (Cabo Ortegal, NW Spain). *Tectonics*, Vol, **22**, No. **2**: 1-21.

Ábalos B., Azcárraga J.I., Gil Ibarguchi, M., Mendia M. eta Puelles P., 2010. *Mapa Geológico de las Unidades Alóctonas de Grado Alto y Alta Presión del Complejo de Cabo Ortegal (NO de España)*.

Arenas, R., Gil Ibarguchi I., González F., Klein E., Martínez Catalán J.R., Ortega E., Pablo Macia J. eta Peinado M, 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica II*, **2**: 87-110.

Basterra R., Cassi J.M., Pérez de San Román L., Tascón A., Gil Ibarguchi J.I., 1988. Evolución metamórfica de las rocas pelíticas y semipelíticas de las formaciones "Banded Gneisses" y "Gneises de Cariño" (Cabo Ortegal, NO España). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. *Esp.* **4**: 131-144.

Bastida, F., Marcos, A., Martínez, J., Pérez-Estaún, A. eta Pulgar, A.A., 1984. La Coruña (1). *Mapa geológico de España, E: 1:200.000*. Instituto Geológico y Minero de España.

Bayer, R., eta Matte, PH., 1979. Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northern Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? – A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, **57**: T9-T18.

- BIBLIOGRAFIA -

Beane, R. J., and Field, C. K., 2007. Kyanite deformation in whiteschist of the ultrahigh-pressure metamorphic Kokchetav Massif, Kazakhstan: *Journal of Metamorphic Geology* **25**: 117-128.

Blacic J.D., 1975. Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, **27**: 271-294.

Bunge, H.J., 1982. *Textural analysis in material sciences*. Butterworths, London pp. 553.

Córdoba, D. eta Banda, E., 1987. *Estructura de los macizos de Cabo Ortegal y Ordenes a partir de datos sísmicos*. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, pp: 427-437.

Dingley, D. J., 1984. Diffraction from sub-micron areas using electro backscattering in a scanning electron microscope. *Scanning Electron Microscopy*, **2**: 569-575.

Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., De Pablo Maciá, J.G. eta Rodriguez-Fernández, L.R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Cienc., Univ. Porto*, **1**: 411-431.

Fernández F.J., 1997. Estructuras desarrolladas en gneises bajo condiciones de alta P y T (Gneises de Chímparra y consideraciones sobre el origen de los gneises cuarzofeldespáticos del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). *XIV Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular, Vila Real*, Abstr. 43-48.

Fernández F.J., 1993. Estructuras desarrolladas en gneises bajo condiciones de alta P y T (Gneises de Chímparra, Cabo Ortegal). *Doktore Tesiaren Memoria, Oviedoko Unibertsitatea, Oviedo*.

Gil Iburguchi J.I., Ábalos B., Campillo A., Higuero A., López B., Pinilla V., Rodríguez C.I., Rodríguez R., Urtiaga K., 1987. Asociaciones con granate-clinopiroxeno en la unidad catazonal superior del Complejo del Cabo Ortegal (NO España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **2**, 165-181.

Gil Iburguchi J.I., Ábalos B., Azcárraga J., Puelles P., 1999. Deformation, high-pressure metamorphism and exhumation of ultramafites in a deep subduction/collision setting (Cabo Ortegal, NW Spain). *J. Metamorph. Geol.*, **17**: 747-764.

Haworth, R.T. eta Lefort, J.P., 1979. Geophysical evidence for the extent of the Avalon zonei n Atlantic Canada. *Canada Journal of Earth Sciences* **16**: 552-567.

Ji, S., Mainprice, D., Boudier, F., 1988. Sense of shear in high-temperature movement zones from the fabric asymmetry of plagioclase feldspars. *Journal of Structural Geology* **10**: 73-81.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., eta Conde, L., 1972. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a Escala 1:1.000.000 y Memoria Explicativa*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

Julivert, M., eta Martínez, F.J., 1983. *Estructura de conjunto y visión global de la cordillera herciniana*. I: Libro Jubilar, J.M. Ríos: Geología de España., Vol. Tomo I.: 612-630.

Karato, S., Zhang, S., Wenk H., 1995. Superplasticity in the Earth's lower mantle: Evidence from seismic anisotropy and rock physics. *Science* **270**: 458-461.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J, 1991. The Avalon terrane, in Dallmeyer, R.D. and Lecorche, J.P. eds., *The Western African orogens and Circum Atlantic correlatives*, Springer-Verlag, p. 315-333

Kruse, R., Stünitz, H., Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology* **23**: 1781- 1802.

Law, R.D., 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geological Society, London, Special Publications* **54**, 335–352.

Law, R.D., Schmid, S.M., Wheeler, J., 1990. Simple shear deformation, quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. *Journal of Structural Geology* **12**: 29–45.

Lotze, F., 1945. Zur Gliederung Der Varisziden Der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen* **4**: 78-92.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. eta Abati, J., 1997. Variscan accretionary complex of NW Iberia: terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology* **25**, **12**: 1103-1106.

Martínez Catalán J.R., Díaz García F., Arenas R., Abati J., Castiñeiras P., González Cuadra P., Gómez Barreiro J., Rubio Pascual F., 2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics, in: Martínez Catalán J.R., Hatcher R.D., Arenas R., eta Díaz García F. (Eds). *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement. Geological Society of America, Special Paper* **364**: 163-182.

Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* **126**: 329-374.

Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe. *Tectonophysics* **196**: 309-337.

Matte, P., 2002. Variscides between the Appalachians and Urals: similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R. and Díaz García, F., eds., *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper **364**: 239-251.

Miyashiro A., 1994. *Metamorphic petrology*. UCL Press. London. pp 404.

Murphy, J.B., Eguíluz, L eta Zulauf, G., 2002. Cadomian orogens, peri-Gondwanan correlations and Laurentia-Baltica connections. *Tectonophysics* **352**: 1-9.

Nance, R.D. eta Murphy, B.J., 1994. Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* **22**: 617-620.

Nance, R.D., Murphy, B.J., eta Keppie, J.D., 2002. A cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* **352**: 11-31.

Nägler Th., Schäfer H.J., Gebauer D., 1995. Evolution of the Western European continental crust: implications from Nd and Pb isotopes in Iberian sediments. *Chem. Geol.* **121**: 345-357.

Nicolas A. eta Poirier J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. Willey, New York. pp: 444.

Ordoñez C., Gebauer D., Schäfer H.J., Ibarguchi J.I.G., Peucat J.J., 2001. A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. *Tectonophysics* **322**: 359-385.

Passchier CW., eta Simpson C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* **8**: 831-843.

- BIBLIOGRAFIA -

Peucat J.J., Bernard Griffiths J., Gil Ibarguchi J.I., Dallmeyer R.D., Menot R.P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M., 1990. Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics* **177**: 263-292.

Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F., Cheadle M.C., Day A., López G., Peruzzo L., Potts G.J., Reddy S.M., Spiess R., Trimby P.W., Wheeler J. eta Zetterstrom L., 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* **84**: 1741-1759.

Puelles, P. 2004. Deformación, metamorfismo y exhumación de las granulitas de alta presión de la Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal, NO España). Doktore Tesiaren Memoria, Euskal Herriko Unibertsitatea, Bilbo.

Ribeiro, A., Pereira, E. eta Iglesias, M., 1991. Flake tectonics in the Northwest Iberian Variscides. Deformation and plate tectonics, *Tectonophysics* **191**: 3-4: 437.

Schmid, S.M. eta Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *American Geophysical Union*, **36**: 8-6.

Shelley, D. eta Bossière, G., 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. Struct. Geol.*, **22**: 757-776.

Shelley, D. eta Bossière, G., 2002. Megadisplacements and the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. In: Martínez Catalán, J. R., Hatcher, R.D., Jr., Arenas, R. y Díaz García, F., eds., Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* **364**: 209-222.

Vauchez, A. eta Nicolas, A., 1991. Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, **185**: 183-201

Venables, J.A. eta Harland, C.J., 1973. Electron backscattering patterns-a new technique for obtaining crystallographic information in the SEM. *Philosophical Magazine*, **27**: 1193-1200.

Vogel, D.E., 1967a. Excursions in the catazonal rock complexes of the polyorogenic terrain of Cabo Ortegal (NW Spain). *Leidse Geol. Med*, **40**: 75-78.

Vogel, D.E., 1967b. Petrology of eclogite- and pirigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, **40**: 121-213.

Winter, D. J., 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, pp 565.

Woodcock, N.H., 1986. The role of strike-slip faults systems at plate boundaries. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **A317**: 13-29.