

# GEOPARKEKO GEOLOGÍA ETA INTEREGUNE GEOLOGIKOAK

**Asier Hilario Orus**

Zuzendari zientifikoa. Geoparkea





## LO QUE NOS DISTINGUE





## GEOPARKEKO NATURGUNE BABESTUAK

### Deba-Zumaia itsasertzeko biotopo babestua



### UROLAKO ITSASADAR-eko Kontserbazio Bereziko Eremua. natura 2000.



## GEOPARKEKO NATURGUNE BABESTUAK

### IZARRAITZ-eko Kontserbazio Bereziko Eremua. Natura 2000.



### ARNO-ko Kontserbazio Bereziko Eremua. Natura 2000.



### EUROPEAN GEOPARK NETWORK



There are 12 European Geoparks, each with its own unique characteristics and landscapes.



## EUSKAL KOSTALDEKO GEOPARKEA

### FLYSCH & KARST EXPERIENCE

#### FLYSCH



12 kilometros de costa.  
60 millones de años.  
13 kilómetros de costa,  
60 millones de años.



12 kilometers of coast.  
60 million years of history.  
12 kilometros de costa.  
60 millones de años.

#### KARST



Muntak, besterik ere  
haren gertuak,  
gorantzko laguntza.  
Montañas, cuevas y  
valles escondidos en el  
interior del geoparque.



Muntakak, cuevas eta baldeak  
zuek ez dituzte atzetik.  
Montañas, cuevas y  
valles escondidos en el  
interior del geoparque.

#### EXPERIENCE



Genios, cultura y  
tradición de un pueblo  
milenario.

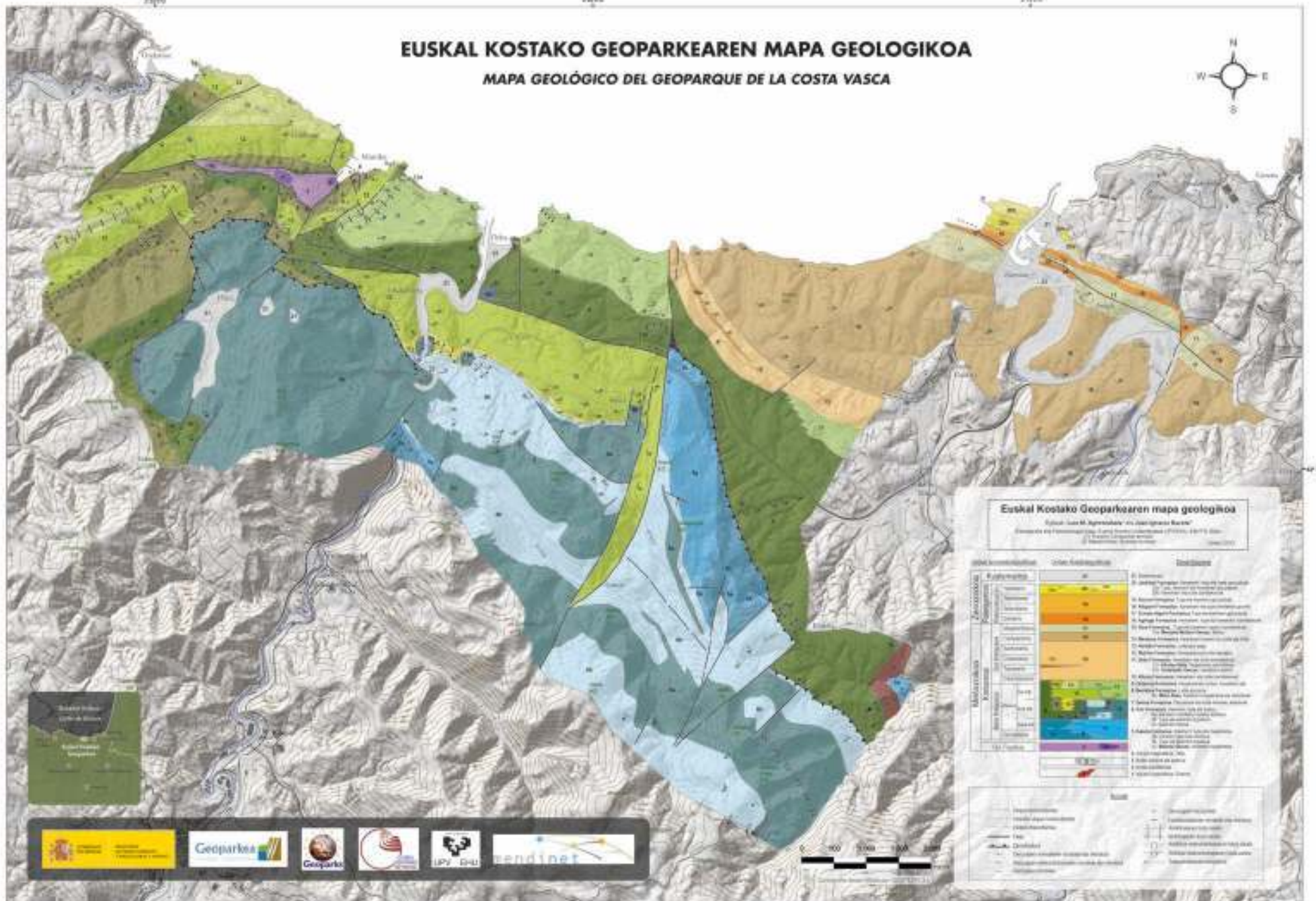


The tradition, culture and tradition of  
a single old people.  
Genios, cultura y tradición de un pueblo milenario.



# EUSKAL KOSTAKO GEOPARKEAREN MAPA GEOLOGIKOA

## MAPA GEOLÓGICO DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA



### Euskal Kostako Geoparkaren mapa geologikoa

Elaboración: Luis M. Aguirretxe y el Geoparque Vasco  
 Geoparque del Departamento de Geología y Paleontología de la Universidad del País Vasco, E-48940 Leioa, Vizcaya (España)  
 © Geoparque Vasco, 2010

ERA Geocronológica	Unidad Geológica	Descripción
Cuaternario	Q1	Aluviales
	Q2	Aluviales
	Q3	Aluviales
	Q4	Aluviales
Neógeno	N1	Aluviales
	N2	Aluviales
	N3	Aluviales
	N4	Aluviales
	N5	Aluviales
	N6	Aluviales
	N7	Aluviales
	N8	Aluviales
	N9	Aluviales
	N10	Aluviales
Paleógeno	P1	Aluviales
	P2	Aluviales
	P3	Aluviales
	P4	Aluviales
	P5	Aluviales
	P6	Aluviales
	P7	Aluviales
	P8	Aluviales
	P9	Aluviales
	P10	Aluviales
Mesozoico	M1	Aluviales
	M2	Aluviales
	M3	Aluviales
	M4	Aluviales
	M5	Aluviales
	M6	Aluviales
	M7	Aluviales
	M8	Aluviales
	M9	Aluviales
	M10	Aluviales
Paleozoico	Pz1	Aluviales
	Pz2	Aluviales
	Pz3	Aluviales
	Pz4	Aluviales
	Pz5	Aluviales
	Pz6	Aluviales
	Pz7	Aluviales
	Pz8	Aluviales
	Pz9	Aluviales
	Pz10	Aluviales



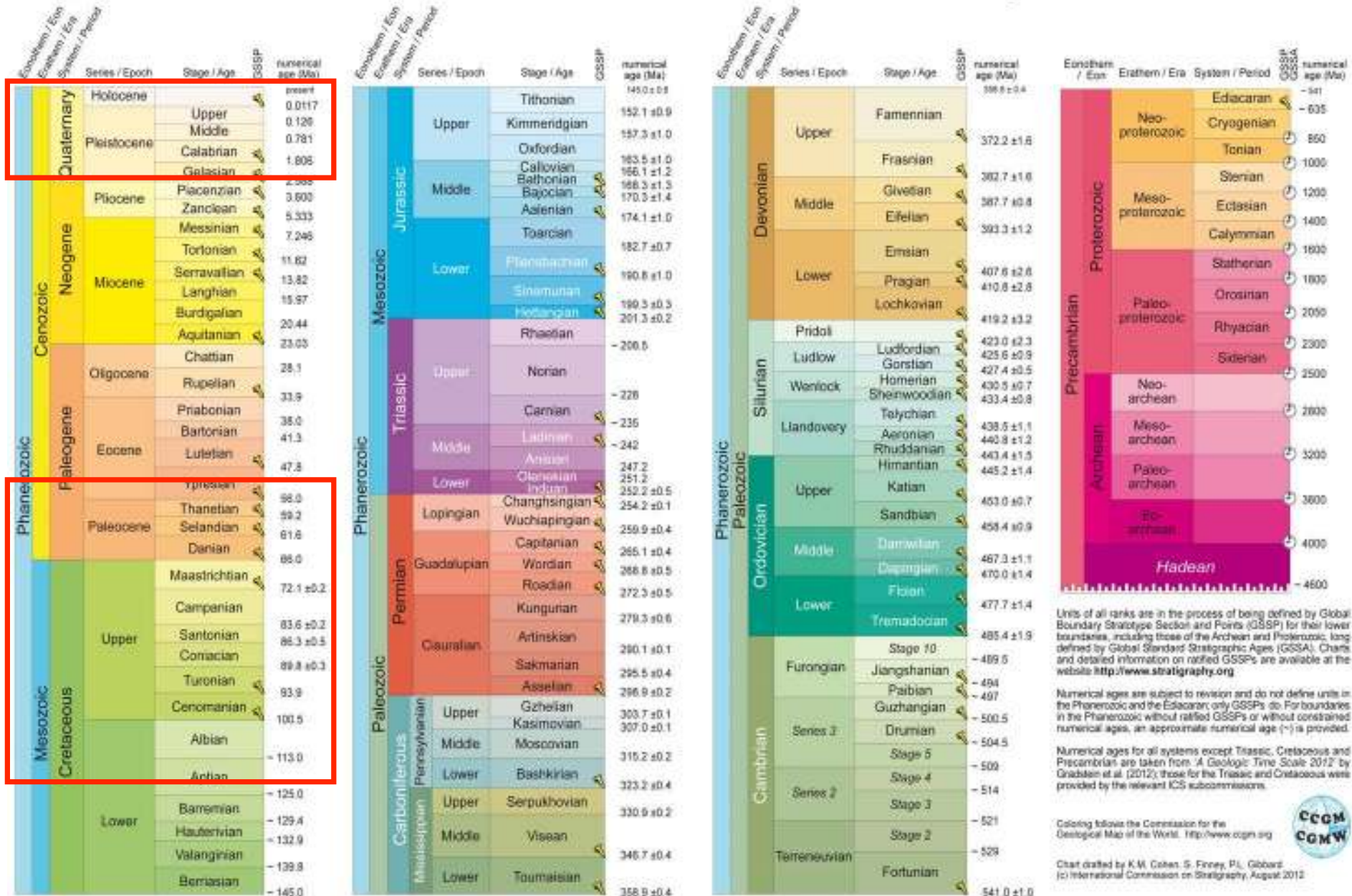




# INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy  
August 2012



Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (~) is provided.

Numerical ages for all systems except Triassic, Cretaceous and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012); those for the Triassic and Cretaceous were provided by the relevant ICS sub-commissions.

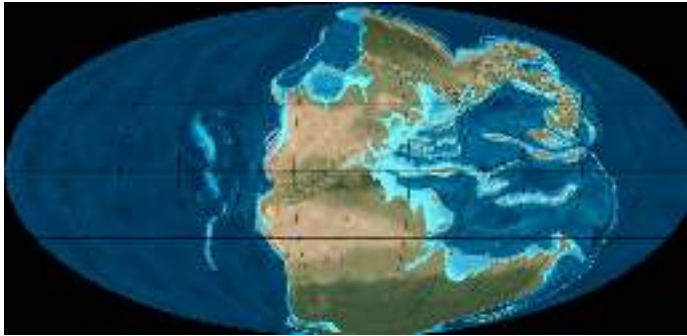
Coloring follows the Commission for the Geological Map of the World. <http://www.cgmw.org>



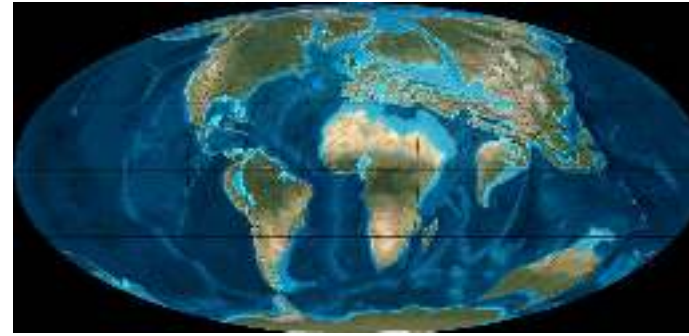
Chart drafted by K.W. Cohen, S. Finney, P.L. Gibbard  
(c) International Commission on Stratigraphy, August 2012

## ZER GERTATU DA MUNDUAN AZKEN 250 MILIO URTEETAN ?

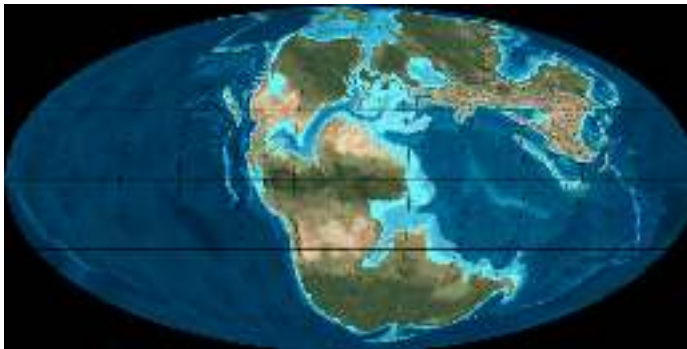
250 Ma



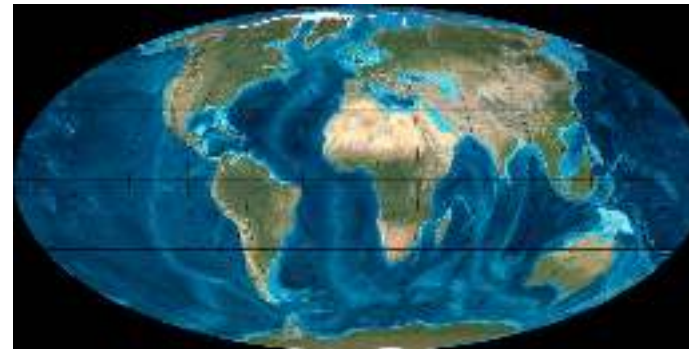
60 Ma



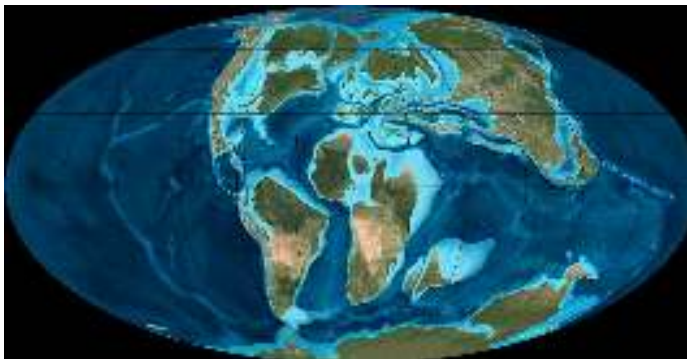
170 Ma



20 Ma



100 Ma

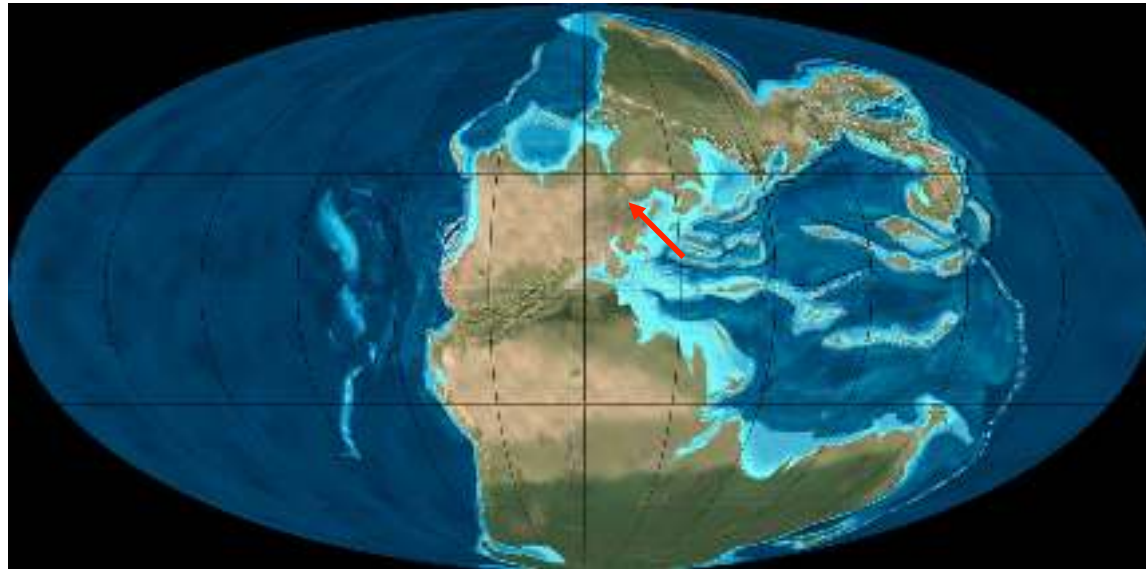


1 Ma



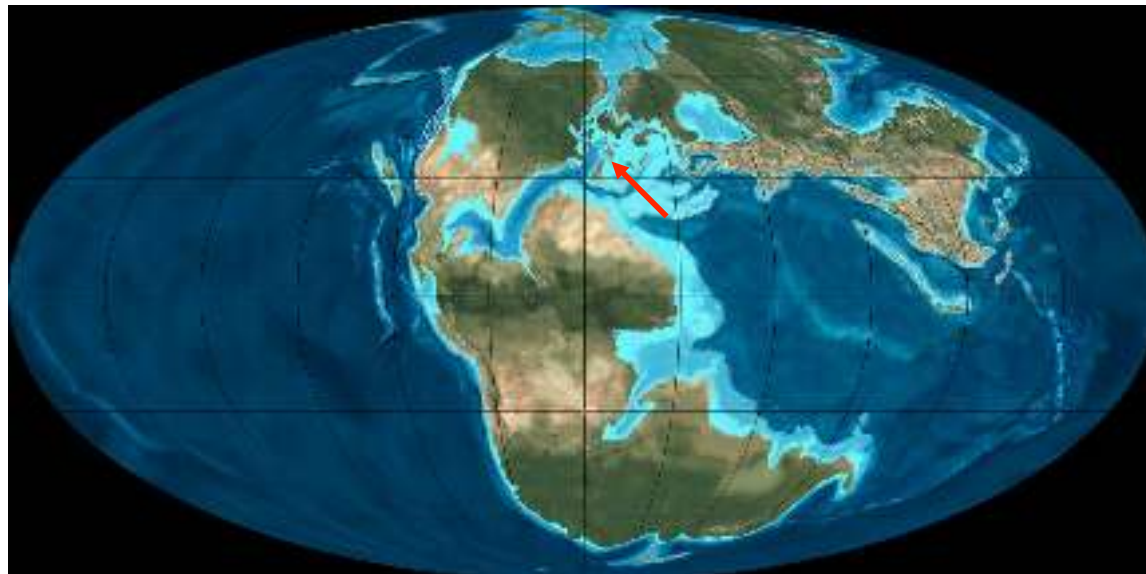
### Triasikoa (250 Ma)

Pangea.



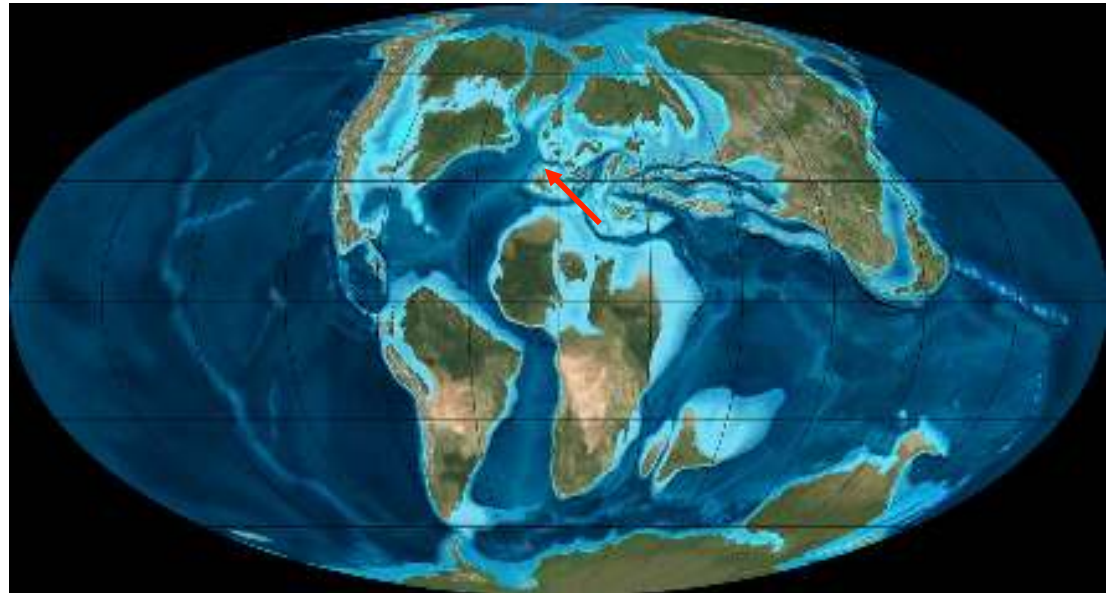
### Jurasikoa (170 Ma)

Sakonera gutxiko itsaso zabalak



### Behe Kretazeoa (100 Ma)

- Bizkaiko golkoaren irekiera.
- Tektonika aktiboa eta ingurune sedimentario anitzak: sakonera gutxiko plataformak arro sakonak

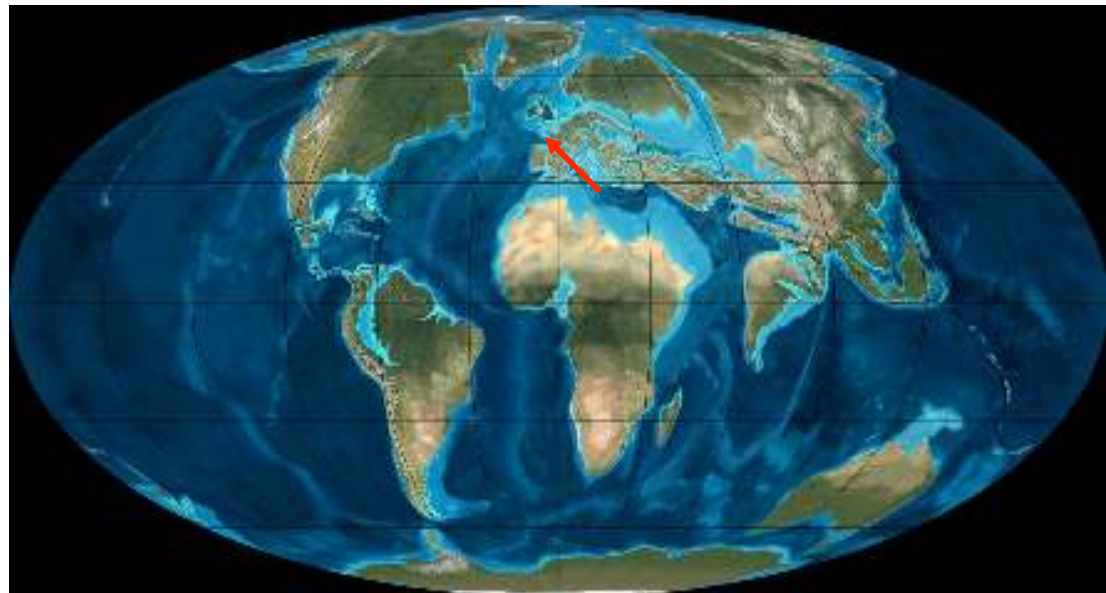


### Goi kret. (80 Ma)

### Paleozenoa (60 Ma)

### Eozenoa (53 Ma)

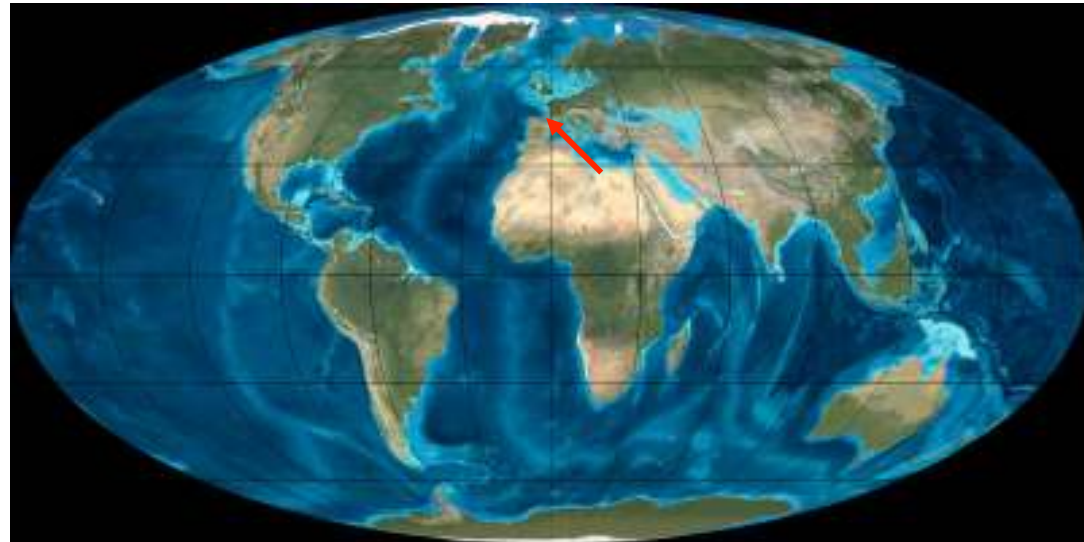
- Bizkaiko golkoaren sorrera
- Tektonika lasaia
- Lehen erliebe kontinentalak ekialdean. Proto-pirinioak.
- Arro sakona geoparkean



### Oligozenoa (25Ma)

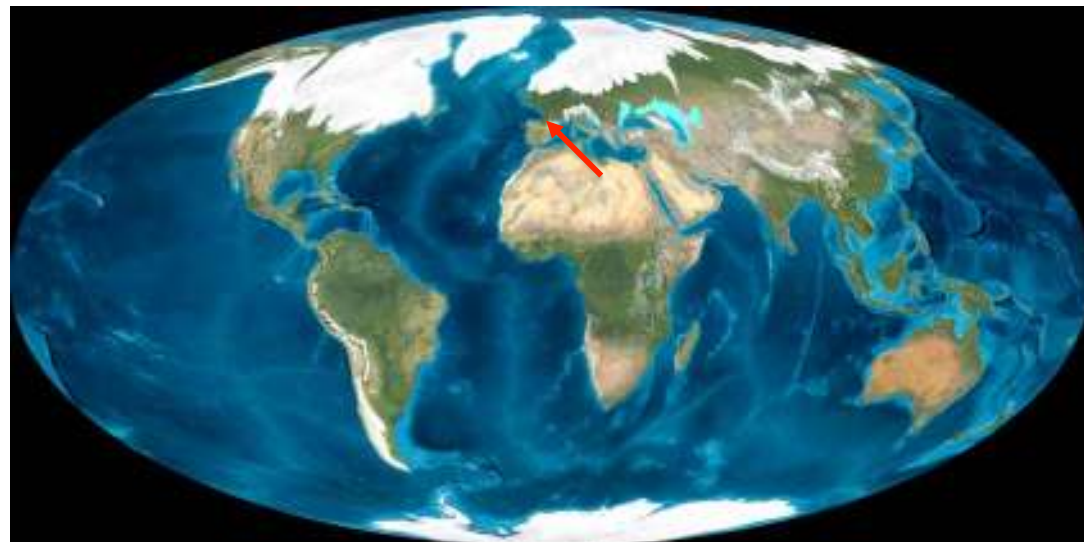
### Miozenoa (15 Ma)

- Pirinioen sorrera
- Arroak deformatu eta gunee kontinentala sortu



### Kuaternarioa (1 Ma)

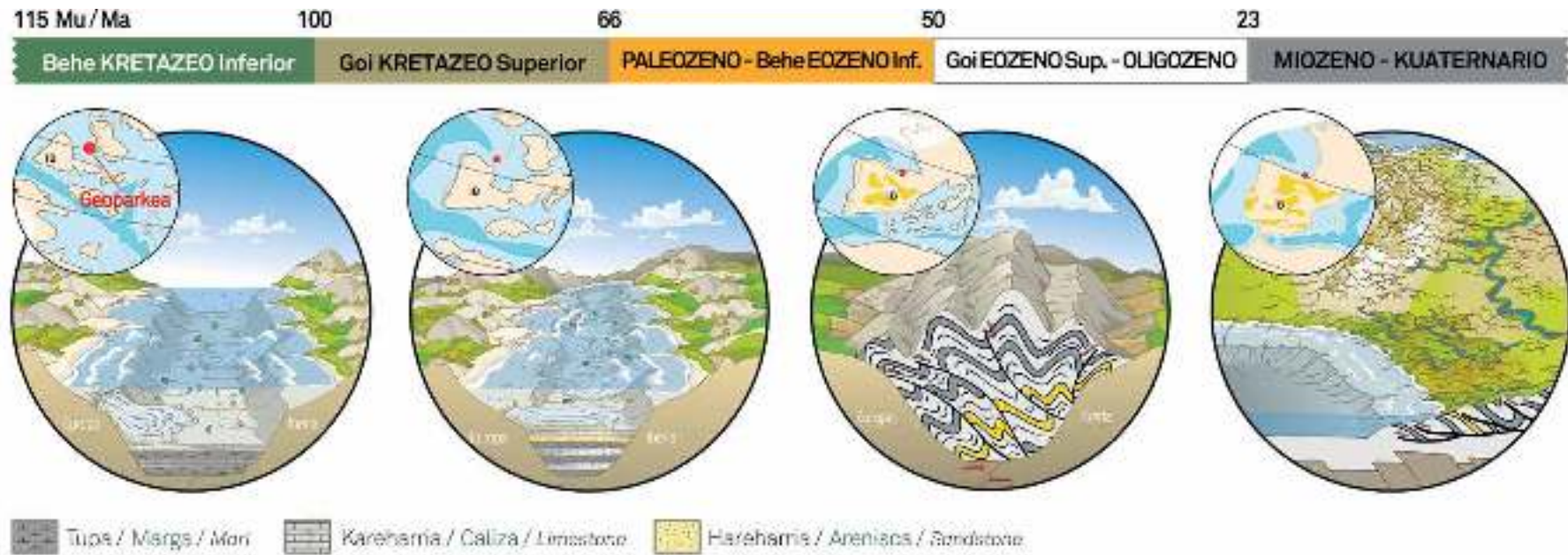
- Egungo erliebea sortu
- Karstifikazioa, itsas maila gora beherak, labarrak...



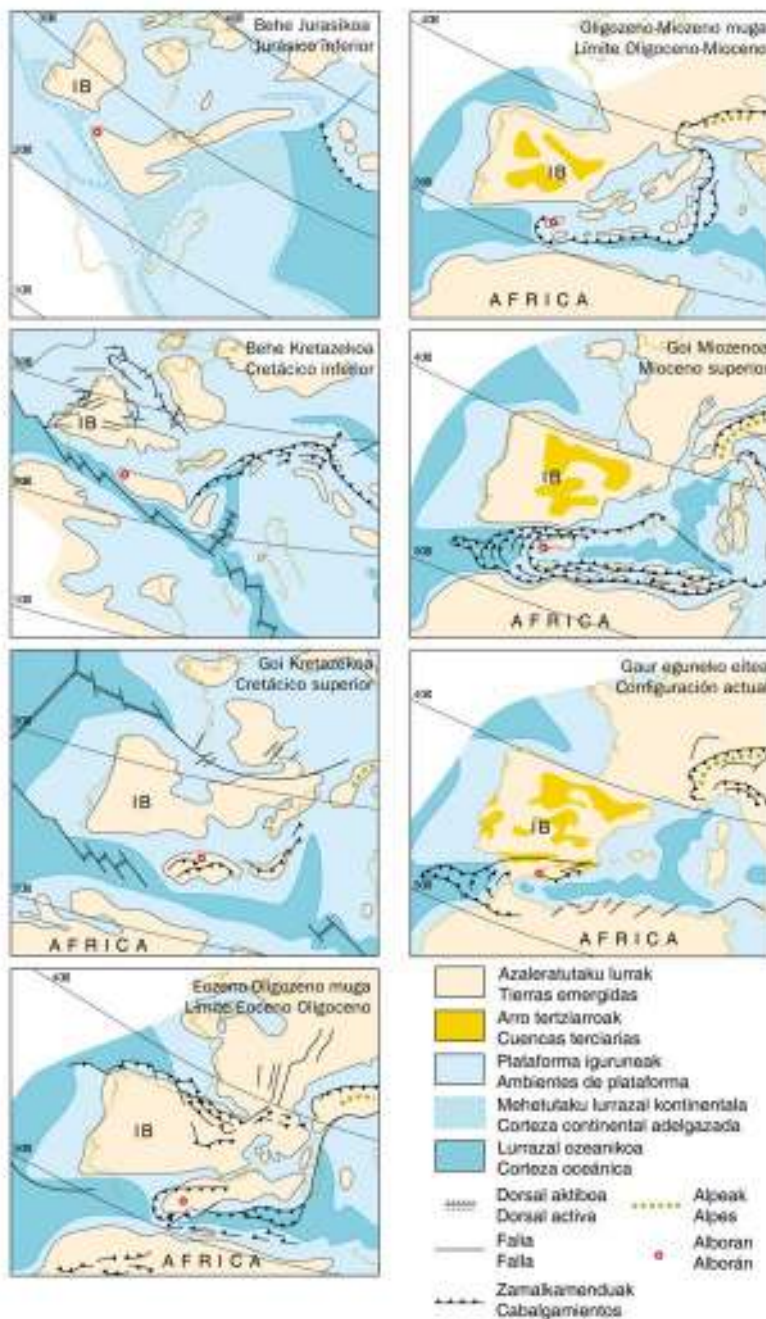
## PLAKA TEKTONIKA TECTÓNICA DE PLACAS / PLATE TECTONICS



## GEOPARKEAREN EBOLUZIOA / EVOLUCIÓN DEL GEOPARQUE / GEOPARK EVOLUTION



IBERIAR PENINSULAKO EBOLUZIO PALEOGEOGRAFIKOA JURASIKOTIK GAUR EGUNERARTE  
 EVOLUCIÓN PALEOGEOGRAFÍA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE EL JURÁSICO  
 HASTA LA ACTUALIDAD



Higadura ← Pirinioak ← Bizkaiko golkoa ← Arro irekiera

• **Behe Kretazeoa (100 Ma)**  
 Plataformak eta arro sakonak

• **Goi Kretazeoa (80 Ma)**  
 Arro sakona tubiditekin

• **Paleozenoa (60 Ma)**  
 Arro sakon lasaia

• **Eozenoa (55 Ma)**  
 Arro sakona + Pirinioa

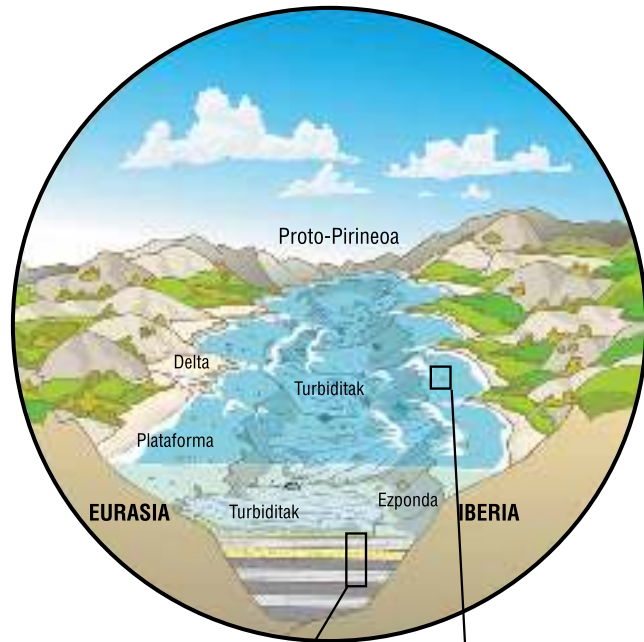
• **Olig. – Mioz. (30 - 10 Ma)**  
 Pirinioen sorrera - deformazioa

• **Kuaternarioa (2 – 0 Ma)**  
 Pirinioen sorrera - deformazioa

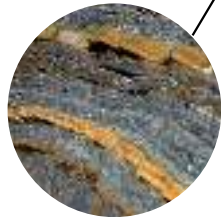
↑ Sedimentazioa  
 ↓ Deform.  
 Karst labarrak

# GEOPARKEAREN ARROKAK

## ROCAS DEL GEOPARQUE / ROCKS OF THE GEOPARK



**ARRO SAKONA**  
FLYSCH sedimentuak



Hareharriak, kareharriak eta tupak

**AZALEKO PLATAFORMA**  
Koralezko uharriak

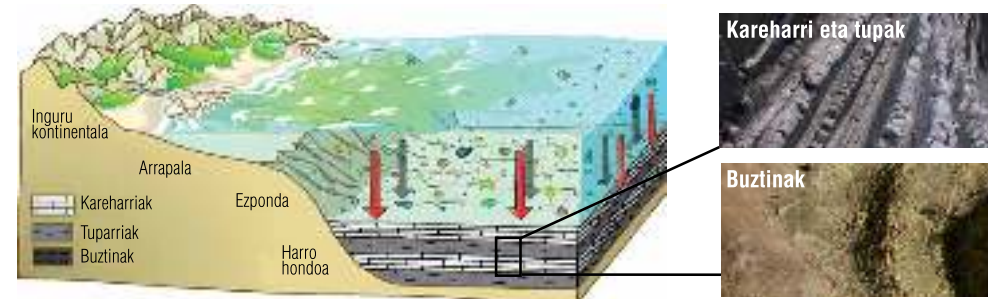


Kareharri eta tupak koral fosilekin

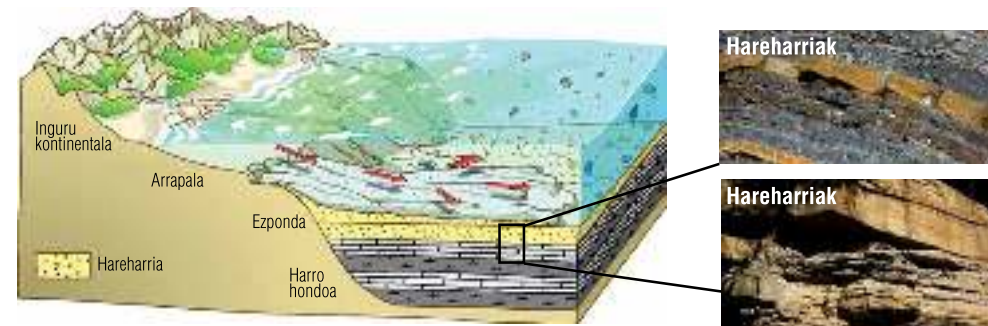
# FLYSCH ARROKAK

## ROCAS DEL FLYSCH / ROCKS OF THE FLYSCH

### BERTAKO SEDIMENTAZIOA / SEDIMENTACIÓN AUTÓCTONA / LOCAL SEDIMENTATION



### TURBIDITAK / TURBIDITAS / TURBIDITES





## FOSIL NAGUSIAK FÓSILES PRINCIPALES / MAIN FOSSILS



**KORALAK** / CORALES / CORALS



**ENBORRAK** / TRONCOS / TRUNKS



**INOZERAMIDOAK** / INOCERAMIDOS / INOCERAMUS



**EKINIDOAK** / EQUÍNIDOS / EQUINOIDS



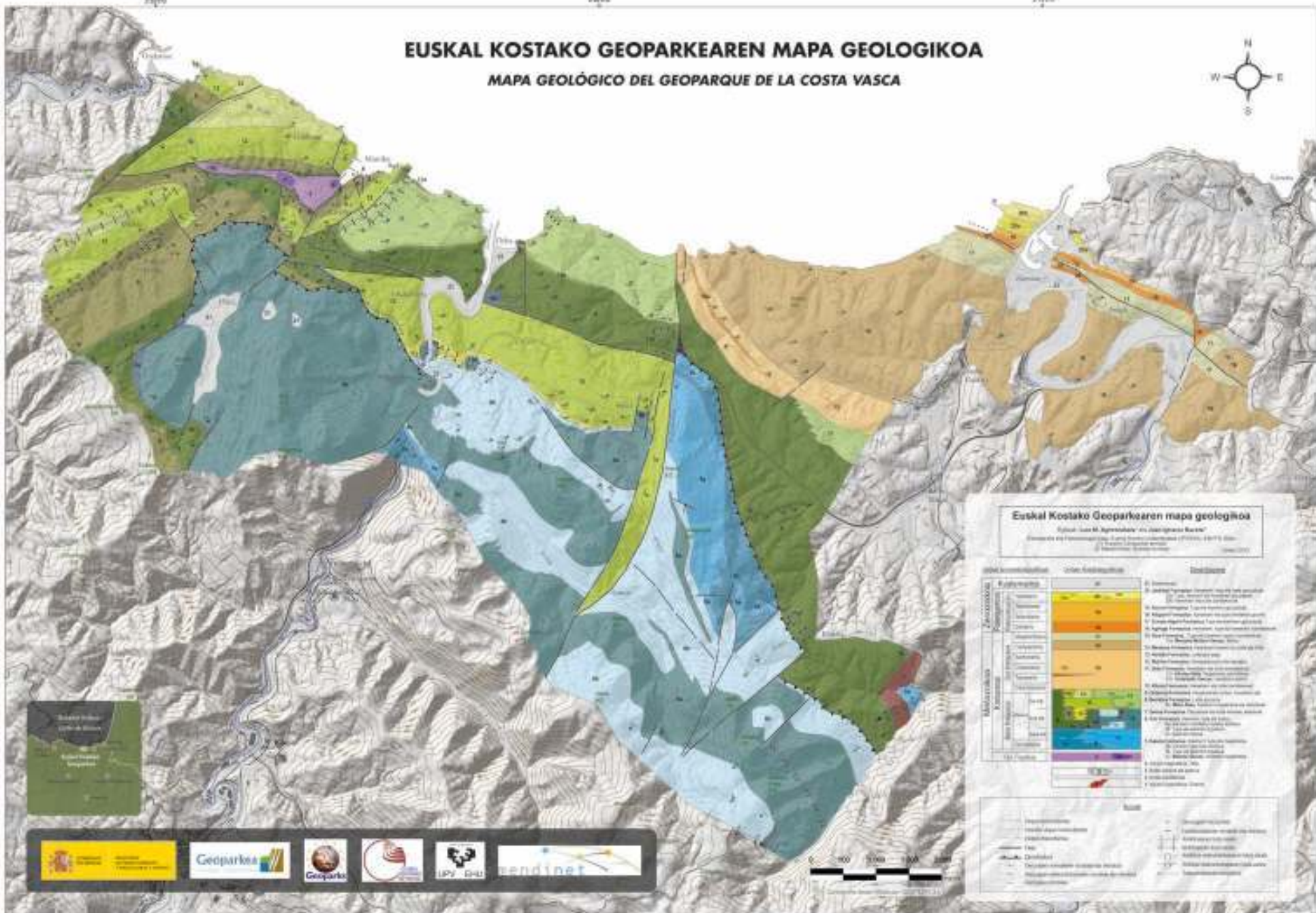
**AMMONITEAK** / AMMONITES / AMMONITES



**FORAMINIFEROAK** / FORAMINIFEROS / FORAMINIFERS

# EUSKAL KOSTAKO GEOPARKEAREN MAPA GEOLOGIKOA

## MAPA GEOLÓGICO DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA



### Euskal Kostako Geoparkaren mapa geologikoa

Elaboración: Luis M. Aguirretxe y José Ignacio Barrio  
 Geoparkoaren eta Geoparkoaren Geologia eta Paleogeografia (2010), 2011-12. Edizioa.  
 © Euzko Jaurlaritzaren Geologia Bulegoa

Geologia	Unitate Geologikoa	Deskribuzioa
Zenozoikoa	Quaternarioa	<ul style="list-style-type: none"> <li>Q1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>Q2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>Q3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>Q4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Terzarioa	<ul style="list-style-type: none"> <li>T1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>T2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>T3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>T4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Neozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>N1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>N2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>N3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>N4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
Mesozoikoa	Triasikoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>T1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>T2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>T3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>T4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Jurazikoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>J1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>J2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>J3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>J4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Kretazikoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>K1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>K2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>K3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>K4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
	Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>
Palaeozenoa	<ul style="list-style-type: none"> <li>P1: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P2: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P3: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> <li>P4: Deposituak (glaziar, fluvial, eolikoa, marino)</li> </ul>	



EUSKAL KOSTAKO GEOPARKEAREN MAPA GEOLOGIKOA  
 MAPA GEOLÓGICO DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA



BEHE KRETAZEOA IG



**Euskal Kostako Geoparkearen mapa geologikoa**  
 Autor: Luis M. Aguirre. An. Jauregi. B. Baxte.  
 Geoparkeko Arloko Zuzendakaria (1993-2015) eta  
 Geoparkeko Zuzendakaria (2015-2023)

Unitate Geologikoa	Unitate Geologikoa	Deskribuzioa
01	02	03
04	05	06
07	08	09
10	11	12
13	14	15
16	17	18
19	20	21
22	23	24
25	26	27
28	29	30
31	32	33
34	35	36
37	38	39
40	41	42
43	44	45
46	47	48
49	50	51
52	53	54
55	56	57
58	59	60
61	62	63
64	65	66
67	68	69
70	71	72
73	74	75
76	77	78
79	80	81
82	83	84
85	86	87
88	89	90
91	92	93
94	95	96
97	98	99
100		

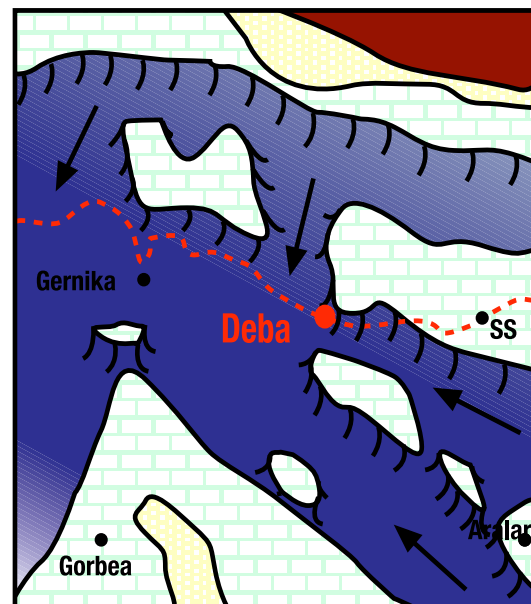
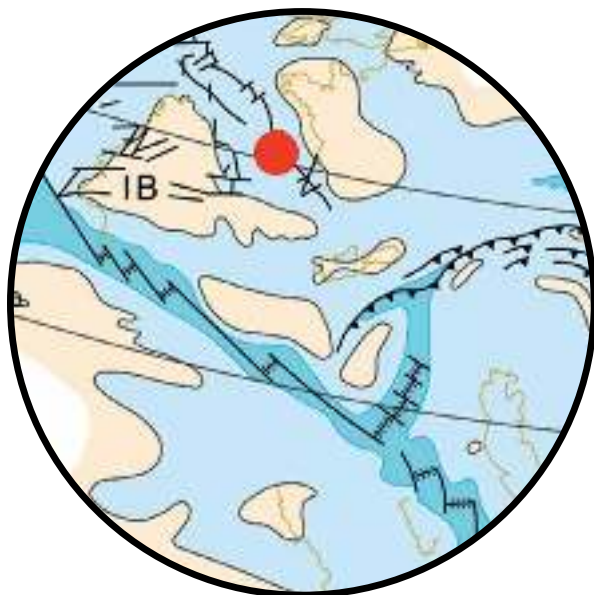
**Legenda**

- 01: Geoparkearen muga
- 02: Geoparkearen muga
- 03: Geoparkearen muga
- 04: Geoparkearen muga
- 05: Geoparkearen muga
- 06: Geoparkearen muga
- 07: Geoparkearen muga
- 08: Geoparkearen muga
- 09: Geoparkearen muga
- 10: Geoparkearen muga
- 11: Geoparkearen muga
- 12: Geoparkearen muga
- 13: Geoparkearen muga
- 14: Geoparkearen muga
- 15: Geoparkearen muga
- 16: Geoparkearen muga
- 17: Geoparkearen muga
- 18: Geoparkearen muga
- 19: Geoparkearen muga
- 20: Geoparkearen muga
- 21: Geoparkearen muga
- 22: Geoparkearen muga
- 23: Geoparkearen muga
- 24: Geoparkearen muga
- 25: Geoparkearen muga
- 26: Geoparkearen muga
- 27: Geoparkearen muga
- 28: Geoparkearen muga
- 29: Geoparkearen muga
- 30: Geoparkearen muga
- 31: Geoparkearen muga
- 32: Geoparkearen muga
- 33: Geoparkearen muga
- 34: Geoparkearen muga
- 35: Geoparkearen muga
- 36: Geoparkearen muga
- 37: Geoparkearen muga
- 38: Geoparkearen muga
- 39: Geoparkearen muga
- 40: Geoparkearen muga
- 41: Geoparkearen muga
- 42: Geoparkearen muga
- 43: Geoparkearen muga
- 44: Geoparkearen muga
- 45: Geoparkearen muga
- 46: Geoparkearen muga
- 47: Geoparkearen muga
- 48: Geoparkearen muga
- 49: Geoparkearen muga
- 50: Geoparkearen muga
- 51: Geoparkearen muga
- 52: Geoparkearen muga
- 53: Geoparkearen muga
- 54: Geoparkearen muga
- 55: Geoparkearen muga
- 56: Geoparkearen muga
- 57: Geoparkearen muga
- 58: Geoparkearen muga
- 59: Geoparkearen muga
- 60: Geoparkearen muga
- 61: Geoparkearen muga
- 62: Geoparkearen muga
- 63: Geoparkearen muga
- 64: Geoparkearen muga
- 65: Geoparkearen muga
- 66: Geoparkearen muga
- 67: Geoparkearen muga
- 68: Geoparkearen muga
- 69: Geoparkearen muga
- 70: Geoparkearen muga
- 71: Geoparkearen muga
- 72: Geoparkearen muga
- 73: Geoparkearen muga
- 74: Geoparkearen muga
- 75: Geoparkearen muga
- 76: Geoparkearen muga
- 77: Geoparkearen muga
- 78: Geoparkearen muga
- 79: Geoparkearen muga
- 80: Geoparkearen muga
- 81: Geoparkearen muga
- 82: Geoparkearen muga
- 83: Geoparkearen muga
- 84: Geoparkearen muga
- 85: Geoparkearen muga
- 86: Geoparkearen muga
- 87: Geoparkearen muga
- 88: Geoparkearen muga
- 89: Geoparkearen muga
- 90: Geoparkearen muga
- 91: Geoparkearen muga
- 92: Geoparkearen muga
- 93: Geoparkearen muga
- 94: Geoparkearen muga
- 95: Geoparkearen muga
- 96: Geoparkearen muga
- 97: Geoparkearen muga
- 98: Geoparkearen muga
- 99: Geoparkearen muga
- 100: Geoparkearen muga

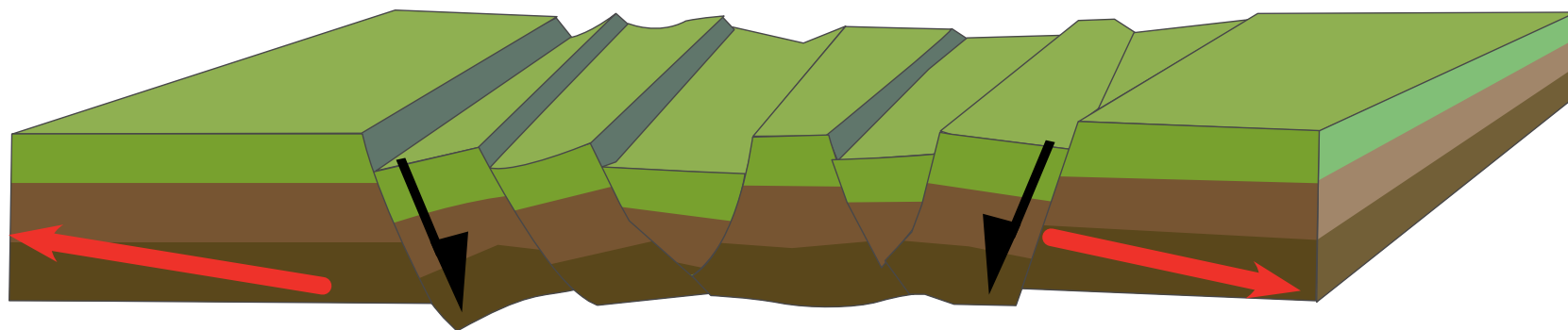


# BEHE KRETAZEOA

## CRETÁCICO INFERIOR / LOWER CRETACEOUS



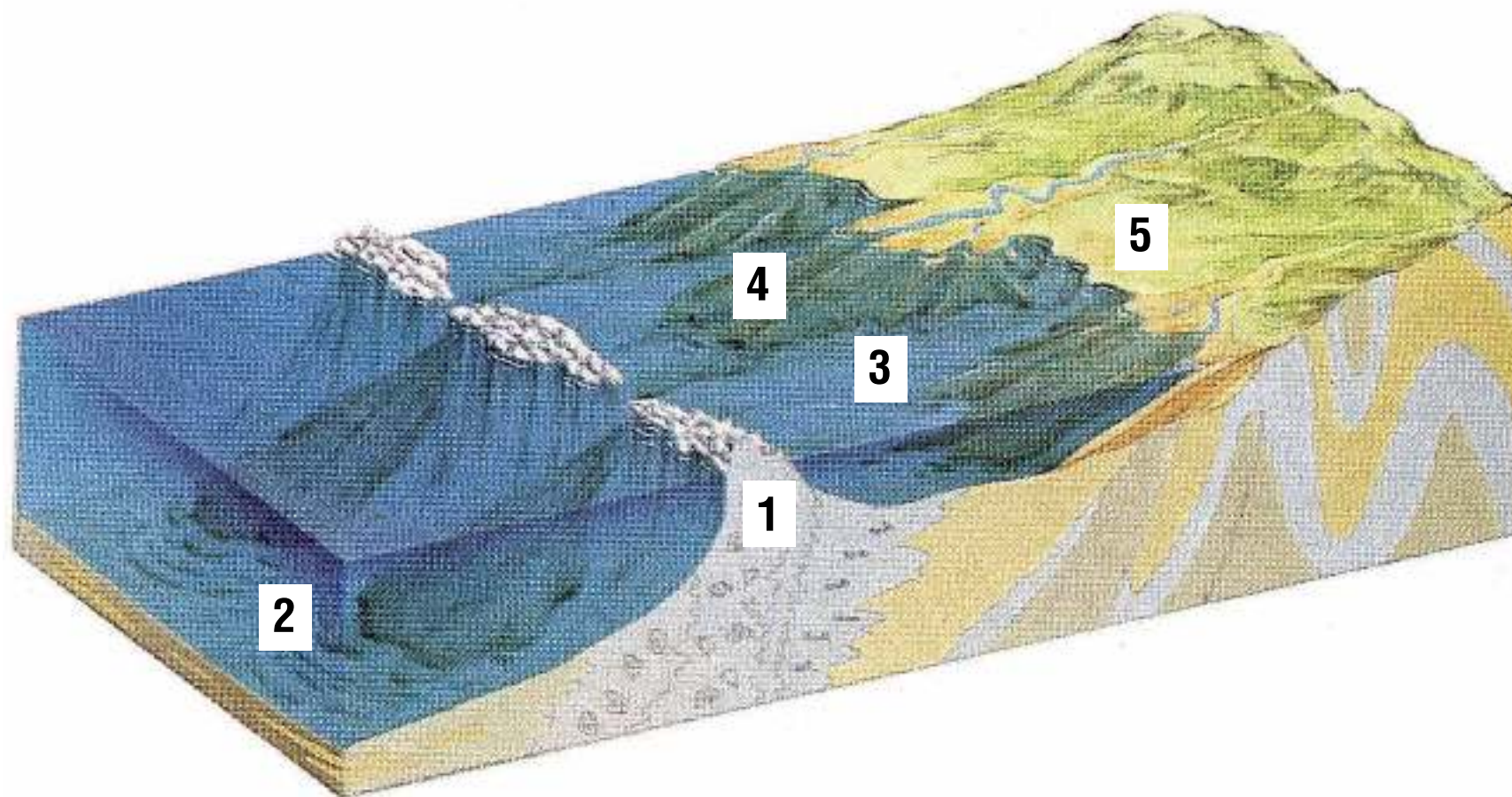
- Mendigune paleozoikoa**  
Continente paleozoico  
Paleozoic continent
- Kostaldea**  
Costa inundada  
Flooded coast
- Koralezko uharririk**  
Arrecifes de coral  
Coral reefs
- Sakonera handiko ildoak**  
Surcos de mucha profundidad  
Deep basins
- Ezponda**  
Talud  
Slope
- Uhertasun korranteak**  
Corrientes de turbidez  
Turbiditic currents
- Egungo kostaldea**  
Costa actual  
Current coastline



## BEHE KRET. SEDIMENTAZIOA

### SEDIMENTACIÓN DEL CRET. INF. / LOWER CRET. SEDIMENTATION

- 1) **Koralezko uharriak: uharrizko kareharriak** / Arrecife coralino: calizas arrecifales / Coral reef: reef limestone
- 2) **Ezponda-arro hondoa: flysch beltza** / Talud-fondo de cuenca: flysch negro / Slope-basin: black flysch
- 3) **Sakonera txikiko plataforma: kareharriak eta margak** / Plataforma somera: calizas y margas / Shallow platform: limestones and marlstones
- 4) **Ibai ahoak eta deltak: hareak eta buztinak** / Estuarios y deltas: arenas y arcillas / Estuaries and deltas: sandstones and clays
- 5) **Itsasertz hareatsua eta aintzirakoa: hareak eta buztinak** / Litoral arenoso y lacustre: arenas y arcillas / Sandy and lacustrine systems: sandstones and clays



# BEHE KRET. PAISAIA

## PAISAJE DEL CRET. INF. / LOWER CRET. LANDSCAPE



## LIG 02

## PLATAFORMA CARBONATADA DE ANDUTZ

VALOR INTRÍNSECO: 2,75

POTENCIALIDAD DE USO: 2,38

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El monte Andutz es uno de los relieves más significativos de todo el Geoparque. Es una montaña alargada de dirección N-S que alcanza los 612m de altitud a apenas 3 kilómetros de la línea de costa.

Este importante relieve está formado por calizas subverticales muy duras de la formación Kakuta. Estas calizas tienen aspecto masivo, son muy micríticas y presentan gran cantidad y variedad de fósiles arrecifales como corales coloniales, corales masivos, corales ramificados, rudistas, ostreidos, otros bivalvos y esponjas. A microscopio también se pueden apreciar gran cantidad de Orbitolinas y Milíolidos. Las calizas buzan unos 70° hacia el oeste y en la cara oeste pasan a calizas más margosas.

Las calizas del monte Andutz son una de las mejores representaciones de las calizas arrecifales aptienses del Geoparque. Se formaron en una plataforma carbonatada tropical de poca profundidad ya que los fósiles que presentan pertenecen a la zona fótica, típicamente situada a profundidades menores de 20 metros en aguas limpias y translúcidas. El cambio de facies hacia litologías más margosas apreciado hacia el sur indica un aumento de profundidad donde los organismos constructores ya no tenían condiciones tan favorables.

Las calizas arrecifales del Cretácico inferior suelen ser muy duras y dan lugar a los relieves más importantes del Geoparque,

## ACCESO

Para contemplar las calizas del monte Andutz hay que subir a la zona de cumbre desde el pueblo de Itziar o desde el caserío Murgizar.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o Itziar. El monte se puede ver desde cualquier sector de la zona de Zumaia

– Iltaspe del Geoparque.



Vista general del monte Andutz desde la zona de Iltaspe.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 555138 m. / Y= 4790675 m. / Alt= 595 m.



Calizas arrecifales en la cima del monte Andutz.

# LIG 27

## ANTICLINAL DE SESIARTE

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **2,75**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El monte Sesiarte se sitúa en el vértice sur del Geoparque y es el punto más alto del territorio. El macizo está formado por las calizas arrecifales del Cretácico inferior de la formación Erlo que en su vertiente sur muestran un anticlinal de escala cartográfica.

Es un anticlinal de dirección NW-SE vergente hacia el NE. Tiene 1,5 kilómetros de ancho y al menos 4 km de largo. El flanco NE está invertido y muestra un buzamiento de  $50^\circ$ , mientras que el flanco normal buza unos  $37^\circ$ . Se puede apreciar claramente una esquistosidad de plano axial  $620/200$  o que apunta una intensidad importante de los esfuerzos.

Esta estructura de gran escala fue generada por esfuerzos compresivos de dirección NE-SW propios de la fase principal del levantamiento de la cadena pirenaica. Se ha interpretado como un pliegue de arrastre relacionado con el movimiento del cabalgamiento de Azepeitia.

Como interés secundario hay que destacar también el intenso lapiaz que se ha desarrollado en los flancos del pliegue, probablemente favorecido por la esquistosidad de plano axial relacionada con la estructura.

### ACCESO

Para acceder a Aitolako tontorra hay que seguir desde Lastur la Gi-3210 en dirección sur hasta Zelaitokiko Txabola y desde aquí subir andando por el camino hasta a cumbre.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Aitolako tontorra u Obako punta.



Aspecto general del anticlinal y el monte Sesiarte.



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 5556988 m. / Y= 4786472 m. / ALT= 627 m.



Detalle del lapiaz desarrollado a favor de la esquistosidad de plano axial.



# LIG 53

## CANtera DE LASTUR

VALOR INTRÍNSECO: 3  
 POTENCIALIDAD DE USO: 3  
 VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La cantera de Lastur es la principal explotación de roca ornamental del Geoparque y una de las más importantes de la CAPV. La explotación se realiza desde hace más de 100 años de manera que en la actualidad esta roca está muy extendida por toda Gipuzkoa. El santuario de Arantzazu, el Bulevard y el puerto de Donosti y la mayoría de los frontones y piedras de arrastre y levantamiento están hechas con piedra de Lastur. La cantera es muy espectacular por su coloración, sus grandes frentes y la existencia de escalones de grandes dimensiones en la pared.

En esta cantera se explotan calizas urgonianas de la formación Erlu de edad albiense formadas en una plataforma carbonatada arrecifal de poca profundidad. El Gris Duquesa y el Gris Deba, las principales rocas ornamentales que se extraen de las canteras de Lastur, se caracterizan además de su coloración y rasgos petrofísicos, por la riqueza de corales tabulares o hemisféricos que presenta, frecuentemente recristalizados, junto con bivalvos y foraminíferos bentónicos. A pesar de ser calizas de aspecto masivo, la disposición de los corales poco o nada transportados, con claros rasgos de apilamiento en la vertical en secuencias de colonización y/o acumulaciones gravitatorias pone de manifiesto la arquitectura del fondo marino arrecifal en el que se formaron las calizas del Geoparque.

### ACCESO

Tomar la GI-3292 en el barrio de Sasiola o la GI-3210 en Itziar hasta la cantera de Lastur.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ



Aspecto general del frente de explotación principal de la cantera de Lastur.



**LOCALIZACIÓN UTM 30N:**  
 X= 554871 m. / Y= 4787443 m. / Alt.= 260 m.



Detalle con gran cantidad de fósiles de uno de los bloques situados en la entrada de la cantera.

# LIG 09

## ESQUISTOSIDAD DE LA FORMACIÓN KAKUTA EN SASIOLA

VALOR INTRÍNSECO: **2,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **1,75**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El talud del cruce de Astigarribia muestra un buen ejemplo de la formación Kakuta con una fuerte esquistosidad alpina que casi no deja apreciar la estratificación. Este afloramiento está formado principalmente por margas (90%) con algunas intercalaciones gruesas de calcarenitas y brechas. Las calcarenitas tienen forma tabular, base erosiva, interior desordenado y normalmente muestran secuencias de Bouma. Las brechas calcáreas están formadas por cantos de calizas urgonianas de hasta 5 metros de diámetro soportadas por matriz margosa.

Estos sedimentos se depositaron en el talud interior de un canal situado en la plataforma carbonatada. En general la sedimentación era tranquila, pero esta se veía habitualmente alterada por aportes de mayor energía provenientes de las plataformas carbonadas urgonianas. Las turbiditas darían lugar a calcarenitas, mientras que los derrumbes tipo "debris flow" serían los causantes de las brechas.

Todo el afloramiento está afectado por una fuerte esquistosidad alpina ( $230^{\circ}/62^{\circ}$ ) que enmascara la estratificación. Se puede apreciar claramente como esta es mucho más penetrativa en las margas (material más blando) que en las calcarenitas o brechas (material más duro).

### ACCESO

El afloramiento se encuentra en la carretera N-634 en el cruce de Astigarribia. Hay que aparcar el coche al otro lado del puente. No hay arcén y si hay mucho tráfico. Acceso muy peligroso.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACION

In Situ o desde el parking al otro lado del puente.



Aspecto general del afloramiento en el borde de la carretera.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 550860 m. / Y= 4790904 m. / Alt= 18 m.



Detalle de la afección de la esquistosidad sobre las margas y una capa de calcarenita.

## LIG 08

# FLYSCH NEGRO DE PUNTA AITZANDI

VALOR INTRÍNSECO: **3,75**

POTENCIALIDAD DE USO: **2,25**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La punta de Aitzandi muestra una buena sección de la formación Deba del Flysch negro. Esta secuencia está formada por lutitas grises, areniscas y capas de siderita de color rojizo. En un tramo de apenas 25 metros podemos distinguir además algunas singularidades que convierten este lugar en un conjunto estratigráfico de gran interés.

Se pueden observar nódulos de siderita de entre 15 y 50cm de color rojizo, contorno redondeado y normalmente elongados sub-paralelos a la estratificación. También es posible encontrar excelentes ejemplos de marcas de corriente tipo "Groove" en la base de varios niveles turbidíticos de unos 0,5 m de grosor. Así mismo, en la parte más occidental del afloramiento se pueden apreciar también restos vegetales fósiles, depositados en un fondo marino profundo gracias al arrastre de una turbidita desde las zonas de plataforma donde habían sido transportados por los ríos.

La singularidad más significativa de este tramo de Flysch negro es la aparición de algunas finas capas de origen piroclástico de color muy claro. Estas capas se interpretan como una decantación de tipo tefra relacionada con una explosión magmática o freatomagmática situada posiblemente en el sinclinal de Bizkaia, al sur de la zona del Geoparque.

### ACCESO

Tomar el sendero que conduce a Sorginetxe y bajar hasta la rasa mareal. Una vez aquí, desplazarnos hacia la punta.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Fina capa piroclástica de color blanco incluida en la lutitas grises, a su vez intercaladas con turbiditas arenosas.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 553159 m. / Y= 4794650 m. / Alt.= 2 m.



Detalle de nódulos de siderita con formas redondeadas.

## LIG 04

## AMMONITES GIGANTES DE “SIETE PLAYAS”.

VALOR INTRÍNSECO: 3,5

POTENCIALIDAD DE USO: 3,57

VULNERABILIDAD: 2

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La formación Cardal aflora en la el entorno llamado Siete Playas, entre la localidad de Mutriku y la playa de Saturraran. Las lutitas calcáreas de color oscuro de este tramo de la costa guardan una gran cantidad de ammonites, especialmente llamativos por su gran tamaño, peso y nula deformación. La mayoría de los ejemplares se encuentran en capas o concreciones de siderita.

Las conchas de estos moluscos cefalópodos caían a un fondo marino profundo algo elevado que quedaba libre de las corrientes de turbidez. Las conchas, enterradas en sedimento fino y condiciones anóxicas, sufrieron la precipitación de siderita primaria como consecuencia de la descomposición de la materia orgánica de los propios sedimentos. Este proceso otorgó una dureza extraordinaria a las conchas, que les permitió aguantar el posterior aplastamiento y deformación. Se pueden encontrar fragmentos sueltos con suturas complejas y muy vistosas.

El matrimonio Narvaez ha recogido durante más de 30 años espectaculares ejemplares de ammonites gigantes que hoy se muestran en el museo Nautilus de Mutriku. Hoy en día la recogida de fósiles está terminantemente prohibida en el geoparque.

## ACCESO

El acceso a los acantilados de Siete playas se puede realizar desde la playa de Saturraran o desde el puerto de Mutriku. La zona es peligrosa y solamente se puede acceder con marea baja. Por su parte, el museo Nautilus se encuentra situado en el núcleo Urbano de Mutriku.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Se puede tener una buena panorámica de la zona de Siete playas desde la playa de Saturraran, pero los fósiles no son fáciles de ver. Se recomienda visitar el museo Nautilus para ver los ammonites.



Muestra de ammonites en el museo Nautilus.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 549166 m. / Y= 4796385 m. / Alt.= 0 m.



Negativo de ammonite sideritizado en la zona de Siete Playas.

## LIG 06

# SEPTARIAS DE DEBA

VALOR INTRÍNSECO: 3,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,71

VULNERABILIDAD: 2

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

En la parte oriental de la playa de Lapari se encuentra un filón con nódulos muy especiales, las conocidas septarias de Deba. El filón puede tener unos 15 m de potencia, pero aunque está afectado por varias fallas pequeñas no es apreciable a simple vista, ya que no se distingue del resto de la formación margosa del flysch negro de la playa de Deba.

Las septarias son nódulos de morfología externa esférica u ovalada y aunque pueden desarrollar diámetros excepcionales que superan el medio metro, normalmente las de Deba presentan un eje largo que está entre 5 y 25 cm.

Su aspecto exterior no ofrece ninguna indicación especial sobre su singular fracturación interior. Estos nódulos desarrollan una curiosa red de fracturas radiales y/o concéntricas con vértices angulosos y terminaciones en puntas afiladas que según se abren durante su crecimiento son rellenadas fundamentalmente por calcita, aunque también ocasionalmente por pequeños cristales de baritina y piritita. La calcita otorga color blanco a las fracturas, que resaltan sobre el negro mate del material arcilloso del nódulo.

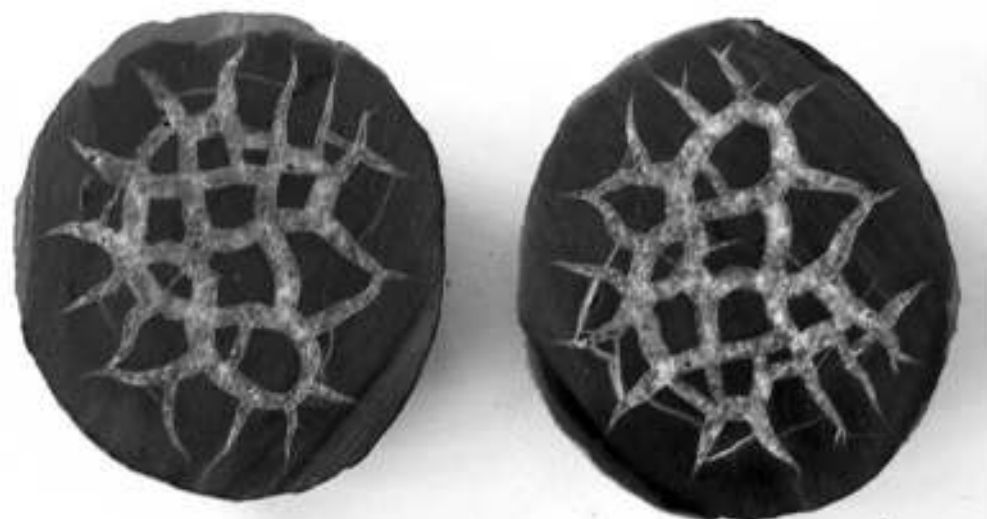
Las primeras publicaciones sobre las septarias de Deba datan de 1958. La parte superior del filón ha sido totalmente destruida por obras y en la parte de la playa, en las últimas décadas, coleccionistas extranjeros y locales han recogido gran cantidad de ejemplares. Actualmente este filón ha sido declarado de especial protección dentro del biotopo litoral Deba Zumaia por lo que la recogida de septarias está absolutamente prohibida sin el permiso del órgano gestor del biotopo.

### ACCESO

El filón se encuentra en la playa de Lapari de Deba.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

En el afloramiento no se puede ver nada. Actualmente se enseñan algunas septarias en el centro de interpretación Algorri de Zumaia.



Detalle de la fracturación interna de una septaria de Deba.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 552902 m. / Y= 4794203 m. / Alt= 12 m.



Negativo dejado en la pared del acantilado por una septaria.

## LIG 03

# CONGLOMERADOS DE SATURRARAN

VALOR INTRÍNSECO: **3,5**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,13**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Los conglomerados de Saturrarán son una buena representación de la formación Ondarroa, formada por conglomerados silíceos, areniscas y lutitas grises que aquí afloran de manera casi vertical en estratos de tamaño métrico. Estas rocas responden a rellenos de diferentes canales turbidíticos erosivos situados en el seno de un gran cañón de unos 7 kilómetros de ancho que funcionó en el Albiense medio y que aportaba grandes cantidades de sedimento desde las plataformas situadas al NE hacia los mares profundos del NW.

El afloramiento de Saturrarán concretamente corresponde a una canal erosivo de unos 25 metros de profundidad donde se depositaron secuencias decamétricas cuyo grosor y tamaño de grano disminuye hacia arriba en la serie. Esta organización implica que los canales más grandes estaban cortados por otros más pequeños. Los cantos están formados por rocas Carboníferas, Triásicas y Cretácicas, provenientes del macizo continental de Las Landas situado al NE, lo cual coincide con las marcas de corriente encontradas en la base de los estratos que apuntan direcciones de movimiento hacia el SW.

Estos canales fueron erosionados (hasta 50 m de profundidad) por grandes y poderosas corrientes que calan hacia el mar profundo a través del cañón, y posteriormente fueron rellenados por sedimentos gruesos que iban cayendo a favor de nuevos desprendimientos o corrientes de turbidez que comenzaron a perder energía una vez colmataron los canales.

### ACCESO

El afloramiento se sitúa en el paseo marítimo peatonal entre Ondarroa y Saturrarán. El acceso se realiza desde el aparcamiento de la playa de Saturrarán. El afloramiento se sitúa a unos 80 metros tras cruzar el puente que marca el comienzo del paseo.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general del afloramiento de conglomerados de Saturrarán.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 547661 m. / Y= 4796600 m. / Alt.= 9m.



Detalle del ortoconglomerado con los cantos apoyados entre sí.

# LIG 07

## MEGACAPA DE ONDARBELTZ

VALOR INTRÍNSECO: 3  
 POTENCIALIDAD DE USO: 3  
 VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La playa de Lapari muestra en la mayor parte de su pared acantilada un conjunto desordenado con fragmentos rocosos de color oscuro. Esta megacapa tiene entre 12 y 20 metros de grosor, una extensión mínima de 3 kilómetros y está formada por bloques de hasta 3 m de areniscas y lutitas desordenados en una matriz lutítica que es cada vez más abundante hacia arriba. De la misma manera, se puede observar una base erosiva bastante clara y una granoclasificación positiva. Muchos de los clastos están plegados, superando incluso los 180°.

Este depósito se interpreta como una caída gravitacional de alta densidad tipo "Debris flow" de materiales depositados ya en el fondo de cuenca que se desestabilizan y deslizan talud abajo. Durante la caída los materiales todavía no consolidados se pliegan de manera desordenada, y los que presentan comportamientos más rígidos se fracturan y rellenan con pequeños diques de arena. Una vez que el material más grueso se ha depositado decantan por gravedad las lutitas más finas en la parte superior de la unidad.

Las características sedimentarias permiten catalogar este depósito como una "seismita" ya que su origen pudo estar relacionado con un fuerte terremoto.

### ACCESO

Bajar por las escaleras de la playa de Lapari de Deba.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general de la megacapa de ondarbeltz en la playa de Lapari.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
 X= 552826 m. / Y= 4794192 m. / Alt.= 8 m.



Detalle de nódulos y un clasto plegado incluidos en la megacapa.

# LIG 05

## SEDIMENTOS SINTECTÓNICOS DE MUTRIKU.

VALOR INTRÍNSECO: **3,75**

POTENCIALIDAD DE USO: **1,88**

VULNERABILIDAD: **2**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La sección tiene 50 metros de grosor y está constituida principalmente por una brecha polimigítica formada por cantos de las unidades inferiores. Esta compleja y singular formación responde a la sedimentación sintectónica que se produjo en el Albiense Superior en la zona de Mutriku y que quedó fosilizada con las turbiditas areniscosas de la formación Deba, situadas a techo.

En su interior se pueden observar dos discontinuidades angulares de alto ángulo, que junto con los clastos brechoideos y las estructuras tectónicas indican que en el Albiense superior las capas de la zona de Mutriku fueron inclinándose hacia el SE y produjeron un sinclinal submarino (sinclinal de Aitzeta) en respuesta a la actividad de la falla de Mutriku que levantaba las capas por el NW. A medida que se levantaban, las capas se iban desestabilizando y rompiéndose en fragmentos que caían cuesta abajo hacia el núcleo del sinclinal, donde eran re-sedimentados en niveles estratigráficos más modernos.

Se trata de un LIG de trascendencia internacional que todavía se está estudiando y que destaca fundamentalmente por su singularidad.

### ACCESO

A la punta de Alcolea se puede acceder andando por los acantilados desde la playa del mismo nombre, a la que se ha acondicionado un sendero desde la N634 entre Deba y Mutriku.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde el mar



Bloque de gran tamaño enbichado de manera discontinua en las arcillas albienses.

**NO SE MUESTRA  
SITUACIÓN POR RIESGO  
DE EXPOLIO.**



Detalle de la brecha polimigítica y desordenada formada como consecuencia de la sedimentación sintectónica.



# LIG 10

## MEGABRECHA DE DEBA

VALOR INTRÍNSECO: 2  
 POTENCIALIDAD DE USO: 2  
 VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

En la parte sur del Pueblo se puede apreciar un promontorio de dimensiones importantes que llega a tener más de 60 metros de altura. Se trata de una megabrecha formada por varios olistolitos menores de 25 metros y bloques sueltos de distinta naturaleza muy desordenados en una matriz lutítica. La mayoría de los bloques son de calizas urgonianas y lutitas.

La sedimentación de esta megabrecha tiene que estar relacionada con un mecanismo gravitacional de mucha energía y densidad que se deslizó talud abajo desde las zonas someras de plataforma, donde se estaban formando las calizas arrecitales, hasta quedar depositado en el fondo de cuenca profunda donde se estaba formando el flysch negro. Existen otros depósitos de tipo gravitacional del mismo periodo y por eso se piensa que todos ellos pudieron estar relacionados con uno o varios terremotos que desestabilizaron los fondos marinos produciendo este tipo de derrumbes gravitacionales de gran escala.

El afloramiento se encuentra en el pueblo de Deba siguiendo hacia el sur desde el Palacio Agirre.

In Situ.



Aspecto general del afloramiento situado entre casas y muy deteriorado.



**LOCALIZACIÓN UTM 30N:**  
 X= 552263 m. / Y= 4793394 m. / Alt= 22 m.



Detalle de un bloque lutítico plegado por el desplazamiento talud abajo.

# LIG 11

## PALEOKARST DE ISTIÑA

VALOR INTRÍNSECO: 2,75  
 POTENCIALIDAD DE USO: 2  
 VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

En la parte superior de la cantera abandonada de Istiña aflora el contacto erosivo entre la formación Erlo, compuesta por calizas micríticas y la formación Alzola, compuesta por areniscas turbidíticas. La parte superior de las calizas muestra una superficie de erosión muy irregular con grandes huecos de paredes verticales que han sido rellenados por capas de areniscas turbidíticas que tienen continuidad en la formación superior. El hueco relleno de mayor tamaño tiene 11 metros de anchura y 8 de profundidad y es fácilmente distinguible desde la base de la cantera.

Este contacto erosivo ha sido interpretado como un paleokarst formado cuando las calizas de la formación Erlo, que se habían formado en una plataforma marina somera, quedaron emergidas tras una bajada relativa del nivel de mar. Durante este tiempo las calizas sufrieron procesos de disolución que dieron lugar a una morfología irregular típicamente kárstica. Posteriormente, por motivos tectónicos, las calizas sufrieron un fuerte hundimiento que las dejó en la cuenca profunda, donde fueron tapadas por las turbiditas de la formación Alzola que iban rellenando progresivamente los huecos dejados por la erosión kárstica en la superficie.

Aunque se encuentra en una zona muy deteriorada y en lo alto de una cantera, este afloramiento es un magnífico ejemplo de la complejidad tecto-sedimentaria del Cretácico inferior en el territorio del Geoparque.

### ACCESO

Desde la N-634, en la entrada sur del pueblo de Deba, tomar la carretera que desde la Ermita de San Martín nos lleva hasta la cantera abandonada de Istiña.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Desde la base de la cantera. Para observar el punto desde más cerca se puede subir un poco por los escarpes de la propia cantera.



La superficie erosiva se encuentra en la parte superior de la cantera de Istiña.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
 X= 551934 m. / Y=4792304 m. / Alt.= 148 m.



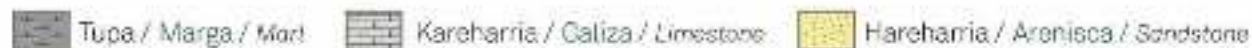
Detalle de relleno turbidítico en una de los huecos de mayor tamaño del Paleokarst.



## PLAKA TEKTONIKA TECTÓNICA DE PLACAS / PLATE TECTONICS



## GEOPARKEAREN EBOLUZIOA / EVOLUCIÓN DEL GEOPARQUE / GEOPARK EVOLUTION



# FLYSCH MOTAK ETA DISTRIBUZIOA

## TIPOS Y DISTRIBUCIÓN DEL FLYSCH / FLYSCH TYPES DISTRIBUTION

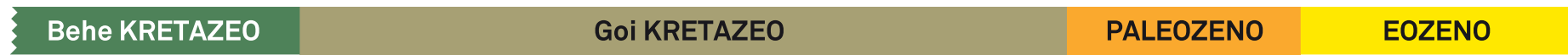
110 Mu/Ma

100

66

56

50



**FLYSCH BELTZA**  
FLYSCH NEGRO  
BLACK FLYSCH



**FLYSCH KAREDUNA**  
FLYSCH CALCÁREO  
CALCAREOUS FLYSCH



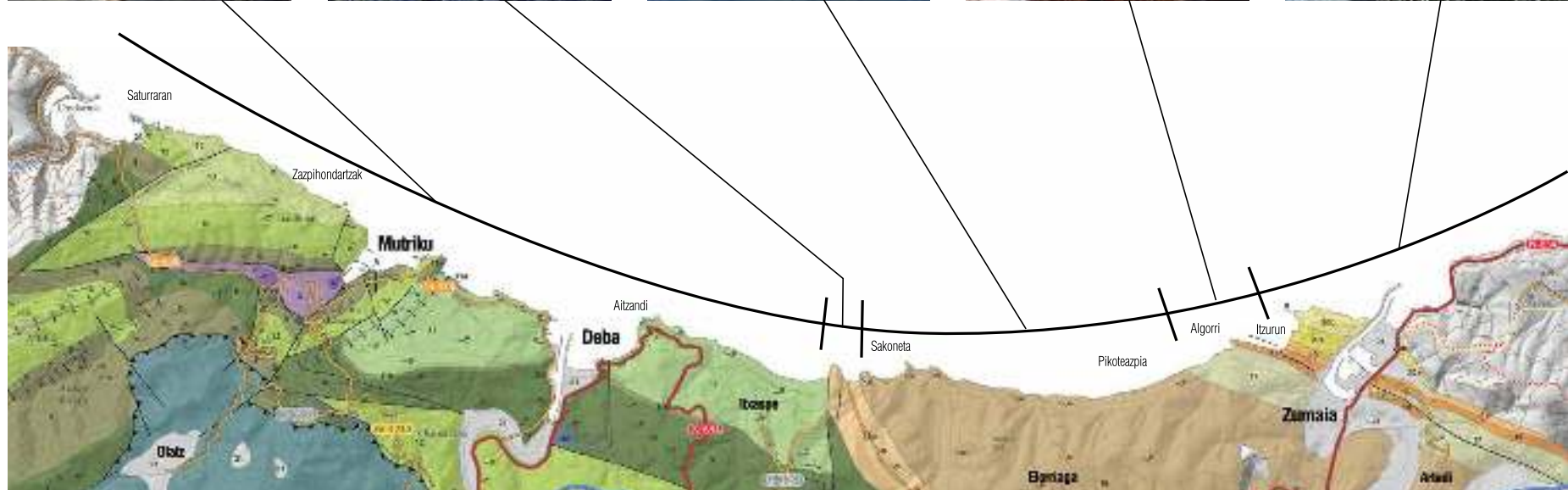
**FLYSCH HARETSUA**  
FLYSCH ARENOSO  
TURBIDITIC FLYSCH



**FLYSCH KAREDUNA**  
FLYSCH CALCÁREO  
CALCAREOUS FLYSCH



**FLYSCH HARETSUA**  
FLYSCH ARENOSO  
TURBIDITIC FLYSCH



## LIG 12

## FLYSCH CALCÁREO DE SAKONETA

VALOR INTRÍNSECO: 3,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,25

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La playa de Sakoneta muestra una sección espectacular de la formación Itziar, representativa del Flysch calcáreo de la parte inicial del Cretácico superior (Cenomaniense, Turoniense, Coniaciense y Santoniense)

La serie comienza en la falla de Andutz y tiene un espesor cercano a los 700m. Está formada por estratos decimétricos de calizas y margas con intercalación de pequeñas turbiditas. Esta formación marca el comienzo de un largo periodo de calma tectónica y de una transgresión marina que convierte la zona en un fondo marino tranquilo y profundo donde predomina la sedimentación hemipelágica de margas y calizas margosas y algunas pocas turbiditas.

La serie es además un museo natural de trazas fósiles. Se pueden observar con bastante facilidad vistosos ejemplos de Chondrites y Subphyllochorda y destaca por su singularidad y carácter tipo el *Rotundusichnium zumayensis*. Este último fue definido por Joaquín Gómez de Llarena en este lugar y aparece como una pista helicoidal de unos pocos milímetros de anchura, dispuesta en vueltas muy apretadas que en conjunto forman una espira de hasta 40 cm de diámetro.

## ACCESO

Se puede acceder a la playa de Sakoneta andando unos 15 minutos desde el área recreativa y agroturismo de Errotaberri o desde el mirador de Mendatagaina. Para llegar a Errotaberri hay que tomar el desvío de la N-634 entre Itziar y Zumaja y para llegar al mirador hay que tomar el desvío hacia el camping de Itxaspe en el alto de Itziar.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general de la serie del Flysch calcáreo de Sakoneta.



## LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 555816 m. / Y= 4793995 m. / Alt= 2 m.

Detalle de *Rotundusichnium Zumayensis*.

## LIG 13

## FLYSCH ARENOSO DE ARANTZAKO PORTUA

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 2,50

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El flysch arenoso de la formación Aginaga aflora en el Geoparque de manera muy generosa a lo largo del corte del acantilado entre la playa de Sakoneta y la zona de Andikarreka. Esta formación tiene un espesor aproximado de 1.500 metros y se caracteriza por la abundancia de turbiditas intercaladas entre las calizas y margas del Cretácico superior (Campaniense). Esta abundancia se explica como consecuencia de una regresión sucedida en este periodo que permitió que las turbiditas más distales de un gran cono siliciclástico proveniente del este, progradaran hasta llegar a los fondos marinos del Geoparque.

En la zona de Arantzako-portua se puede encontrar un cúmulo de singularidades que definen muy bien la naturaleza de esta formación. Las turbiditas tienen espesores decamétricos y en su interior se pueden reconocer fácilmente secuencias de Bouma enteras o parciales con buenos ejemplos de laminaciones convolutas, laminaciones cruzadas y grano-clasificaciones positivas. Incluso en algunos casos se pueden reconocer a techo los ripples generadores de dichas laminaciones cruzadas.

También es relativamente fácil encontrar buenos ejemplos de icnofósiles entre los que destacan *Scolicia*, *Paleodyction*, *Chondrites granulata* y *Helminthoidea*. Algunos se presentan en capas completamente llenas de rastros y fáciles de identificar, mientras que otros son de tamaño muy pequeño y se presentan de manera aislada.

## ACCESO

Desde el área recreativa de Errotaberri hay que caminar hasta el acantilado (15 min) y asomarse al mirador de Portutxiki, donde hay un panel interpretativo. Desde aquí hay que descolgarse de la cuerda y bajar por un sendero peligroso.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

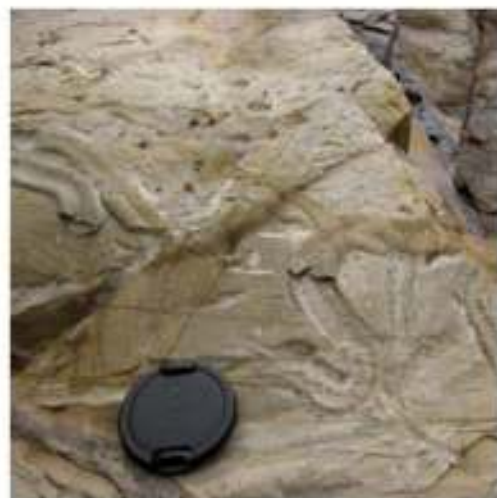
In Situ. El aspecto general se puede ver desde el mirador, pero es necesario bajar a los acantilados para ver los detalles de laminaciones y trazas fósiles.



Aspecto general de la formación Aginaga con gran cantidad de turbiditas intercalas en las que se encuentran las huellas fósiles.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 556350 m. / Y= 4794013m. / Alt.= 2 m.



Detalle de una *Scolicia*.

# LIG 14

## FLYSCH MAATRICHTIENSE DE ZUMAIA

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La parte final del Cretácico aflora en la margen occidental de la cala de Algorri en forma de una sucesión de unos 200 metros formada por una intercalación de calizas y margas calcáreas con pequeñas intercalaciones de turbiditas finas. Esta litología refleja un fondo marino profundo (aprox. 2.000m) y tranquilo formado como consecuencia de la transgresión ocurrida al comienzo de este piso. Esta subida del nivel marino alejó el abanico turbidítico que aportaba desde el este las turbiditas del flysch arenoso del Campaniense como consecuencia de la formación de los Pirineos y dejó unas condiciones de sedimentación tranquilas y profundas hasta el Eoceno. Gracias a esta etapa de tranquilidad se han reflejado fielmente la evolución y los grandes cambios biológicos, climáticos y geológicos de este intenso periodo geológico. (Lim KT, Milankovitch, Lim PE...).

En este ambiente la tasa de sedimentación es muy baja y se produce una serie condensada cuyos cambios litológicos reproducen fielmente las secuencias deposicionales derivadas de las variaciones menores del nivel de mar.

Desde el punto de vista paleontológico se trata también de una serie de gran interés fundamentalmente por la gran concentración de foraminíferos planctónicos, el nivel de extinción de los inocerámidos y la aparición de los últimos ammonites anteriores a la extinción del KT. Se pueden encontrar también restos de equinidos, ostreidos y algunas trazas fósiles entre los que destacan ejemplos espectaculares de *Zoophycus*.

### ACCESO

El acceso a la serie Maatrichtiense de Zumaia se realiza bajando las escaleras de la cala de Algorri. El afloramiento se extiende principalmente hacia el oeste, pero solamente se puede acceder en marea baja y con gran precaución.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde el mirador de Algorri.



Aspecto general de la serie Maatrichtiense de Zumaia.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 559269 m. / Y= 4794331 m. / Alt.= 1 m.



Detalle de un *Zoophycus* de gran tamaño.

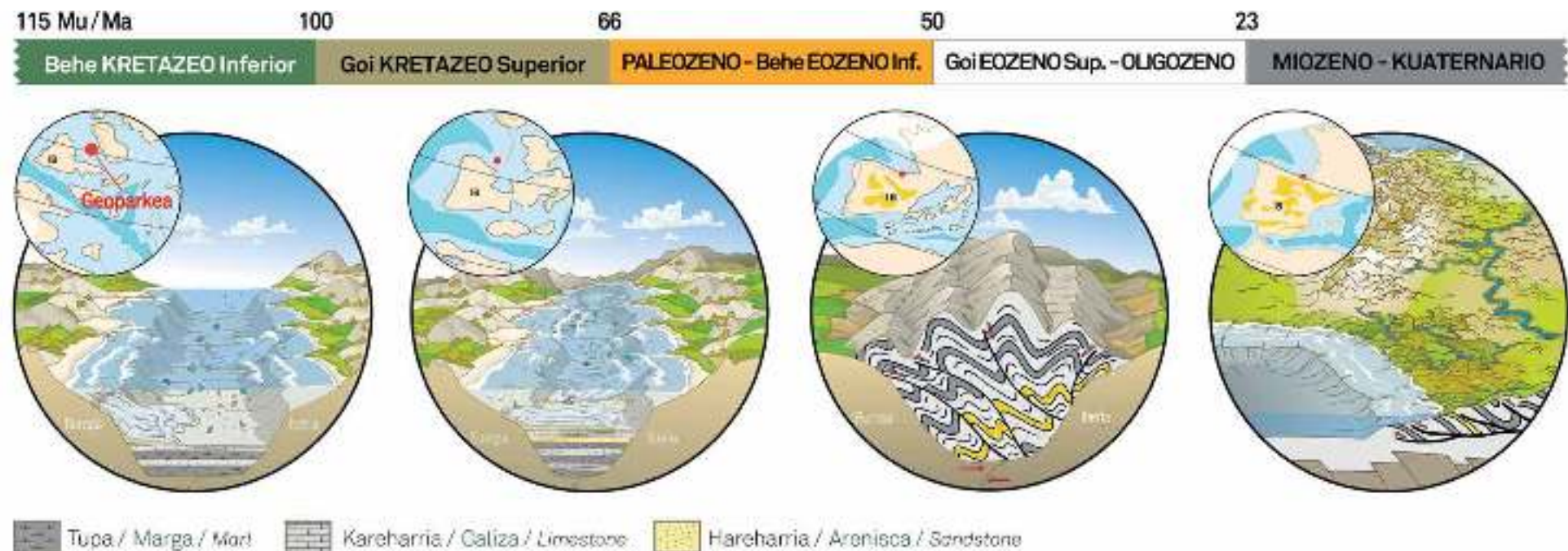




## PLAKA TEKTONIKA TECTÓNICA DE PLACAS / PLATE TECTONICS

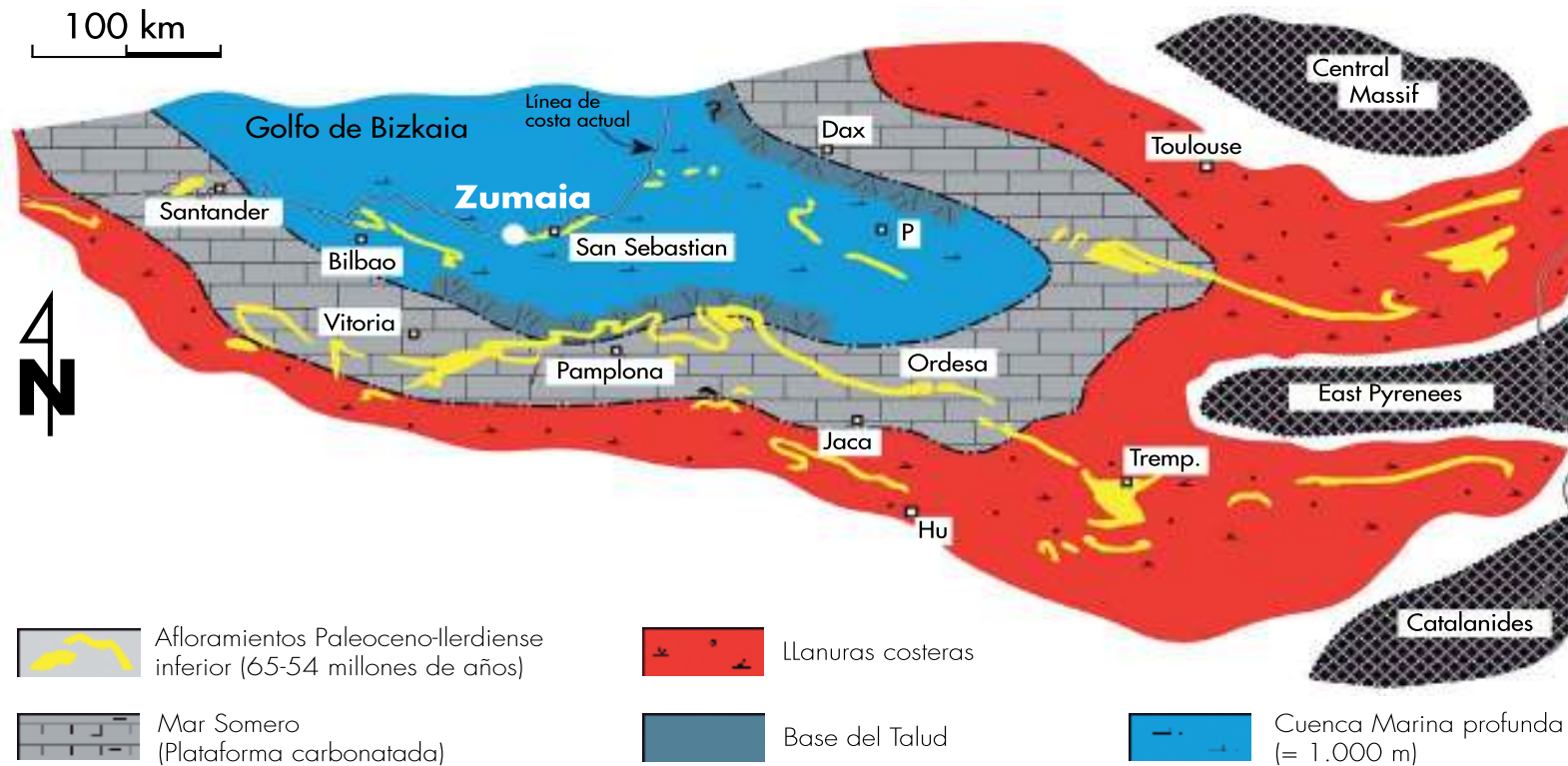


## GEOPARKEAREN EBOLUZIOA / EVOLUCIÓN DEL GEOPARQUE / GEOPARK EVOLUTION



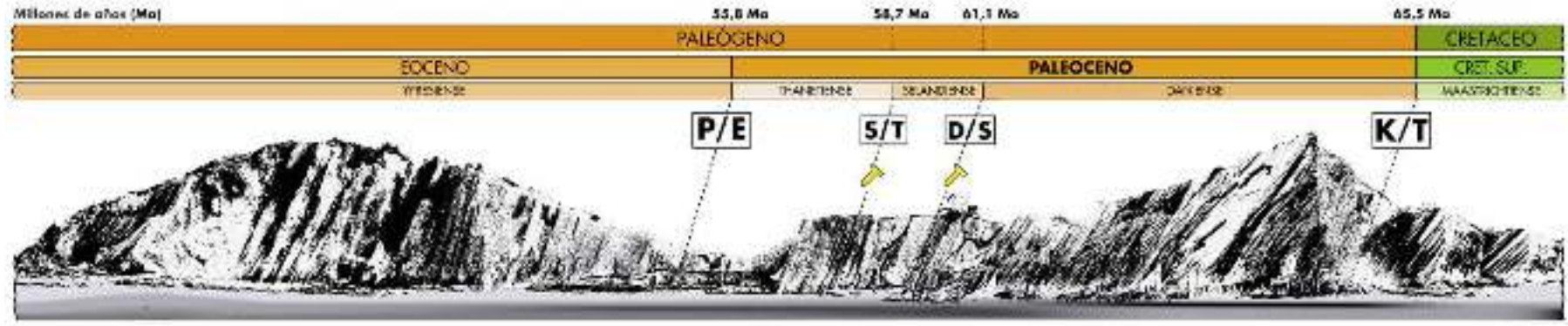


**PALEOZENOKO PALEOGEOGRAFIA**  
 PALEOGEOGRAFÍA DEL PALEOCENO / PALEOCENE PALEOGEOGRAPHY



# ZUMAIAKO MUGA ETA ESTRATOTIPOAK

## LÍMITES Y ESTRATOTIPOS DE ZUMAIA / LIMITS AND STRATOTYPES OF ZUMAIA





# LIG 15

## LÍMITE KT DE ALGORRI

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 2

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El límite Cretácico Paleógeno (Lim K/T) se identifica por una fina capa arcillosa de color oscuro situada en la cala de Algorri, justamente en el límite entre las margas rojizas del final del Maastrichtiense y la secuencia calcárea del Danés, también de color rojizo. El límite se caracteriza por marcar una gran extinción de la fauna marina y por presentar anomalías composicionales relacionadas con el impacto de un meteorito en Yucatán.

En detalle, la zona del límite tiene unos 5 cm de grosor y se distingue porque está afectada por una cizalla alpina, reflejada por multitud de venas de calcita, que interrumpe la continuidad lateral de la arcilla. En el interior de esta arcilla se pueden encontrar espinelas ricas en níquel, microcristitas, hollín y desde el punto de vista geoquímico, una anomalía importante de Iridio.

Desde el punto de vista paleontológico el límite KT de Zumaia marca la extinción total de los ammonites, y una drástica caída de los foraminíferos planctónicos (93 % en biomasa y 70 % en diversidad) y el nanoplancton calcáreo (80% en biomasa y 60% en diversidad), tanto en cantidad como en diversidad.

El límite KT de Zumaia ha sido uno de los afloramientos clásicos y referentes a nivel mundial para el estudio de la extinción del KT, siendo incluso citado ya por los autores de la teoría del impacto. Además, este límite fue clave para el estudio de la extinción repentina de los ammonites (Wiedman, J. 1988 y Ward, P. et al. 1993). Su importancia mundial ha sido reconocida como GEOSITE y fue propuesto como GSSP para dicho límite en los años 90.

### ACCESO

Desde el pueblo de Zumaia acceder en coche hasta la ermita de San Telmo y caminar por un sendero hacia la punta de Algorri (dirección NW, hacia el mar) hasta llegar a la pequeña cala de Algorri. Para acceder a la cala necesitaremos marea baja.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

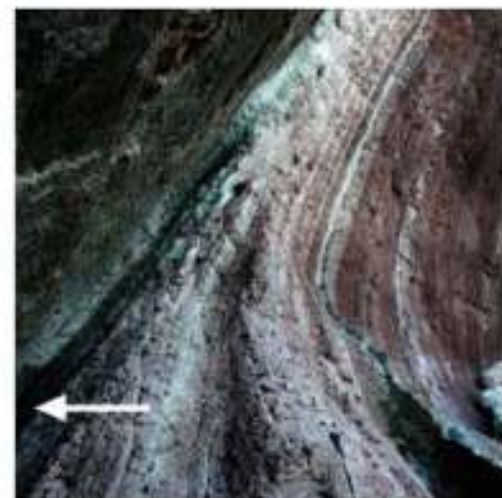
In Situ o desde el mirador de Algorri.



La zona del límite desde el mar.



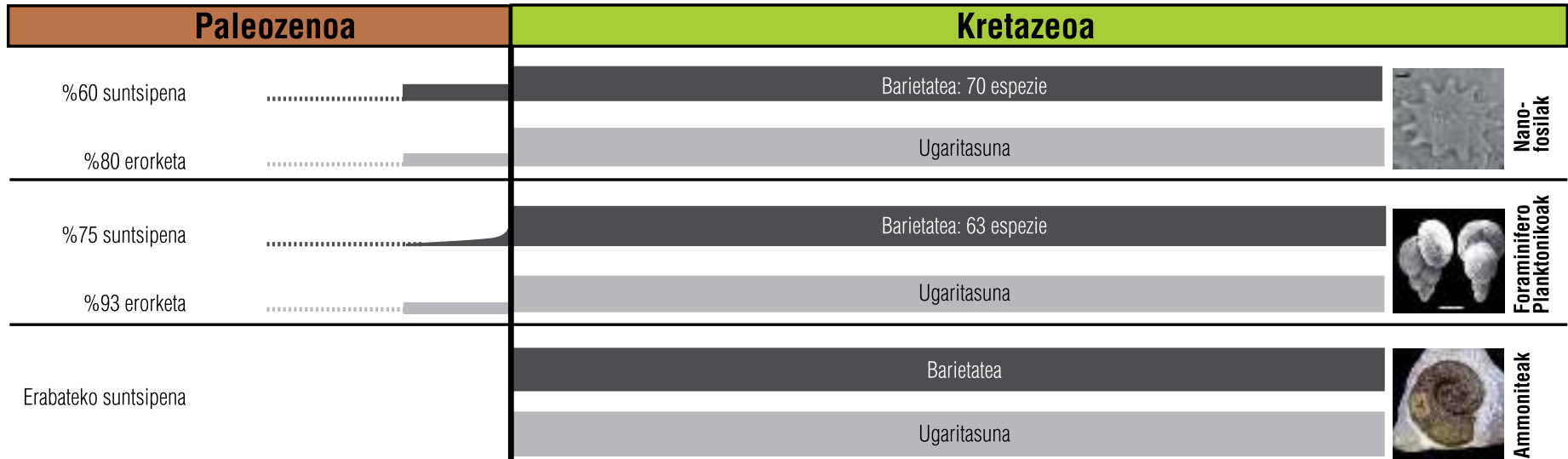
LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 559383 m. / Y= 4794406 m. / Alt= 0 m.

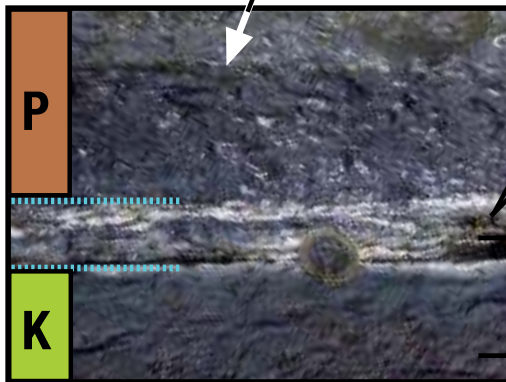
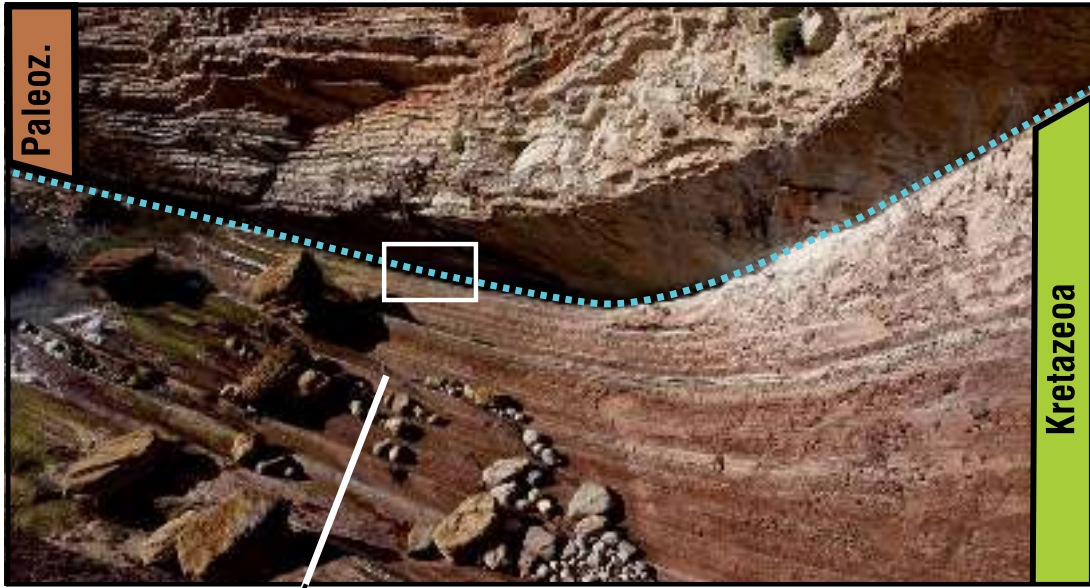


Detalle de la capa de Algorri y el canal donde se encuentra la "capa de iridio"

# 66 Mu / K/T MUGA / LÍMITE K/T - K/T BOUNDARY

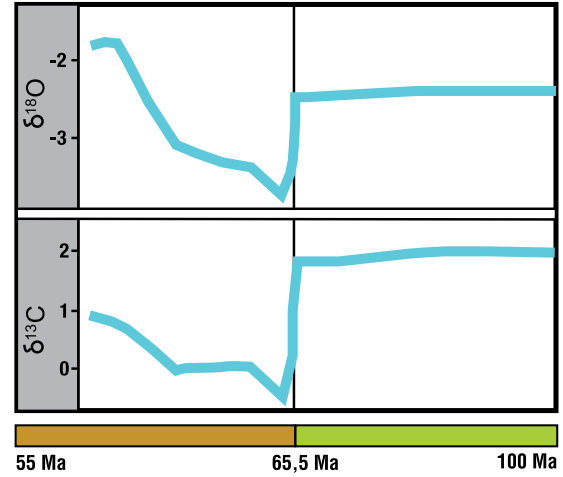
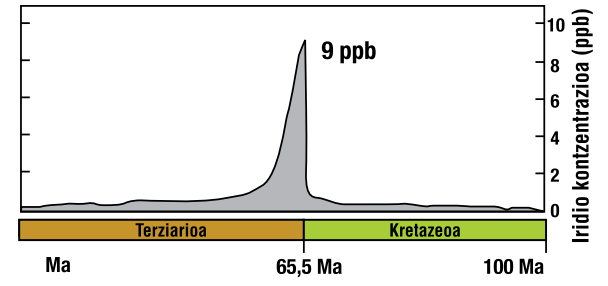
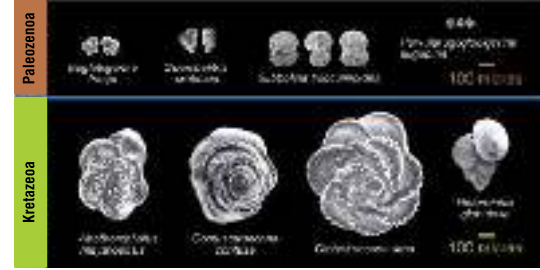
## SUNTSIPEN HANDIA / LA GRAN EXTINCIÓN / THE BIG MASS EXTINCTION





**Mugako anomaliak**

- Iridio kontzentrazio handia.
- Nikel askoko espinelez hornituriko mikroesferulak.
- Kedarra.
- Suntsipen masiboa: amoniteak, foraminifero planktonikoak eta nanofosilak.





## LIG 16

## CICLICIDAD ESTRATIGRÁFICA DE ZUMAIA

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,5

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La influencia de los ciclos astronómico / climáticos de Milankovitch sobre la sedimentación de las rocas del Flysch de la zona de Zumaia es, junto con los límites geocronológicos, uno de los puntos de mayor interés geocientífico internacional del geopaque. Esta influencia es especialmente evidente en la parte final del Danés y su relevancia ha sido recientemente puesta de manifiesto por varias publicaciones internacionales.

La formación Aitzgorri está formada por una intercalación constante de calizas y margas de color rojizo que a su vez se agrupan en paquetes de unas 5 parejas. Esta doble ciclicidad responde a los ciclos de precesión (20.000 años) y excentricidad (100.000 años) de Milankovitch respectivamente. Estos movimientos controlan la cantidad de energía solar que recibe nuestro planeta y por lo tanto también el clima, que a su vez condiciona fuertemente la sedimentación en los fondos marinos que no sufren alteraciones tectónicas importantes. Esta ciclicidad no se muestra por igual en todos los sectores de la sección y esto parece responder a ciclos de orden mayor más difíciles de detectar sobre el afloramiento.

En la parte eocena y cretácica de la sección esta ciclicidad es mucho más difícil de apreciar debido al abundante aporte de turbiditas a los fondos de cuenca.

## ACCESO

Los afloramientos más significativos se encuentran en el entorno de la ermita de San Telmo. Se puede caminar desde aquí hacia el NW por el sendero acondicionado hasta llegar a los conocidos "ciclos bonitos" (Punto de interés A4)

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ, desde el alto del acantilado. La visión que se tiene desde el mar permite reconstruir toda la ciclostratigrafía del danés.



Panorámica general de la formación del Danés con una ciclicidad estratigráfica muy marcada.



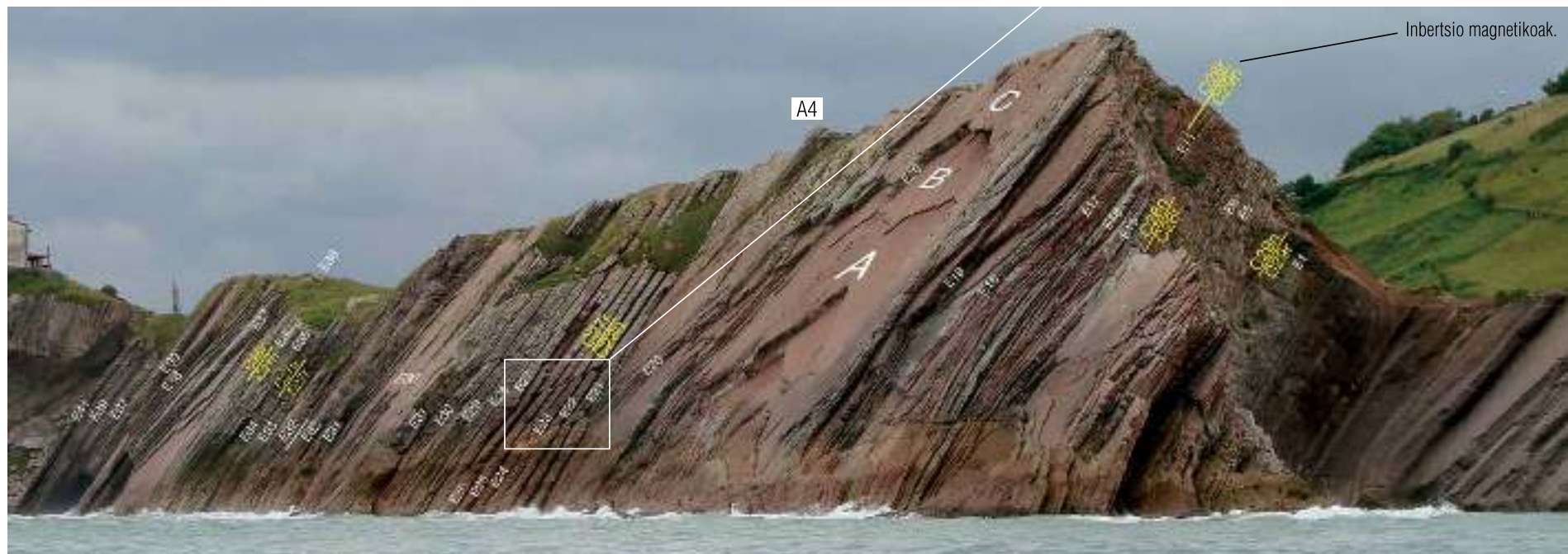
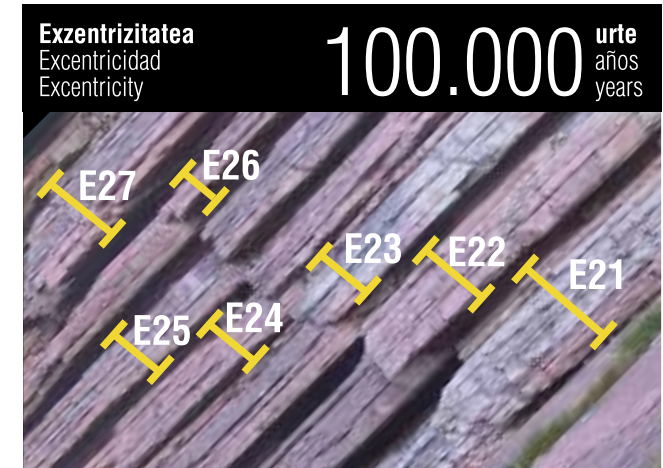
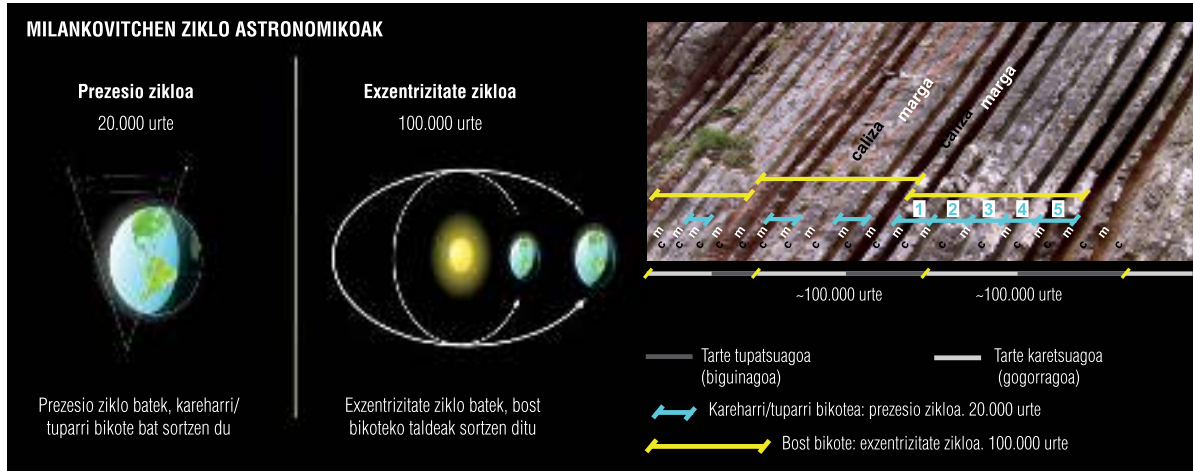
LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 559500 m. / Y= 4794402 m. / Alt.= 10 m.



Detalle de los ciclos de excentricidad conocidos como "los ciclos bonitos".

# ARROKEN ZIKLIZITATEA

## CICLICIDAD DE LAS ROCAS / CICLOSTRATIGRAPHY



## LIG 17

## ESTRATOTIPO DE LA BASE DEL SELANDIENSE

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El límite (GSSP) entre el Daniense y el Selandiense se sitúa en el cambio litológico brusco que marca el paso de la formación Aitzgorri (muy calcárea) a la formación Itzurun, con una base muy arcillosa. Este límite ha sido datado en 61,1 Ma. Este límite está definido además por una serie de pequeños cambios en la microfaua planctónica y por un mínimo relativo de 13°C.

El cambio litológico brusco hacia rocas más arcillosas se interpreta como una caída del nivel de mar de entre 40 y 80 metros relacionada con un hundimiento tectónico del fondo marino que se puede apreciar en toda la cuenca. Por su parte, las anomalías bióticas e isotópicas indican algún tipo de cambio oceanográfico global hoy todavía por caracterizar.

El 6 de Mayo del año 2010 la "International Commission on Stratigraphy" colocó el clavo de oro que certifica este límite como estratotipo de referencia mundial, convirtiendo esta playa en un hito para la historia de la Tierra. El estratotipo se conoce a nivel global como GSSP (Global Stratotype Section and Point) y está marcado con un clavo dorado y una placa identificativa.

## ACCESO

El estratotipo de la base del Selandiense se sitúa bajo el paredón que sustenta la ermita de San Telmo, en la esquina SW de la playa de Itzurun. Hay que bajar a la playa y caminar hacia la izquierda hasta encontrar la placa identificativa.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



El estratotipo del Selandiense se localiza coincidiendo con un importante cambio litológico.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 559887 m. / Y= 4794293 m. / Alt= 7 m.



Detalle del "clavo dorado" y la placa que certifican su referencialidad internacional.

# LIG 18

## ESTRATOTIPO DE LA BASE DEL THANETIENSE

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 2

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El estratotipo del límite (GSSP) entre el Selandiense y el Thanetiense se sitúa a unos 30 metros hacia el NE del estratotipo de la base del Selandiense, en la parte superior de un canal margoso.

El estratotipo de límite se ha hecho coincidir con un cambio en la polaridad magnética de las rocas, concretamente con el paso del 26R al 26N, y marca la edad de 58,7 Ma. Este criterio permite una fácil correlación con otros afloramientos de la misma edad. Apenas un metro por debajo del límite, definiendo la parte más margosa del canal, se sitúa el conocido "Mid Paleocene Biotic Event (MPBE)" definido por un cambio importante en las comunidades planctónicas y bentónicas e interpretado como un evento de calentamiento global de unos 10.000 años de duración.

El 6 de Mayo del año 2010 la "International Commission on Stratigraphy" colocó el clavo de oro que certifica este límite como estratotipo de referencia mundial, convirtiendo esta playa en un hito para la historia de la Tierra. El Estratotipo se conoce a nivel global como GSSP (Global Stratotype Section and Point) y está marcado con un clavo dorado y una placa identificativa.

### ACCESO

El estratotipo de la base del Thanetiense se sitúa en la parte SW de la playa de Itzurun. Hay que bajar a la playa y caminar hacia la izquierda hasta encontrar la placa identificativa.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Localización del estratotipo de la base del Thanetiense.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X=559956 m. / Y= 4794336 m. / Alt.= 7 m.



Detalle del "clavo dorado" y la placa que certifican su referencialidad internacional.



# LIG 19

## LÍMITE PALEOCENO EOCENO

VALOR INTRÍNSECO: 4

POTENCIALIDAD DE USO: 3,50

VULNERABILIDAD: 1

### DESCRIPCIÓN

El límite Paleoceno/Eoceno se sitúa en la entrada de la playa de Itzurun, cerca de la escultura de los caballos. A primera vista está definido por una unidad arcillosa rojiza donde se producen importantes anomalías de los isótopos de Oxígeno y Carbono relacionados con la emisión de Carbono a la atmósfera.

Este límite, datado en 55,8 Ma es, junto con el límite KT, uno de los elementos geológicos de mayor valor internacional del Geoparque. La emisión masiva de Carbono a la atmósfera produjo un fuerte efecto invernadero y uno de los calentamientos climáticos más importantes de la historia de la Tierra. Este calentamiento tuvo efectos importantes en la distribución biótica del planeta, ya que los cinturones climáticos se desplazaron y las condiciones de los ecosistemas cambiaron fuertemente.

Tal y como se puede ver en las arcillas de Zumaia, el calentamiento produjo una fuerte extinción de foraminíferos bentónicos e importantes cambios en la distribución de los planctónicos. En las zonas continentales este calentamiento motivó también importantes cambios y migraciones en flora y fauna, especialmente en los mamíferos.

El afloramiento de Zumaia fue propuesto como estratotipo de límite en el año 2004, y aunque no lo consiguió, actualmente sigue siendo el afloramiento referente a nivel internacional para el estudio del Máximo Térmico del Paleoceno Eoceno (PETM). La similitud de algunos parámetros de este evento con el calentamiento climático actual y su excelente exposición atraen anualmente a multitud de científicos a los acantilados de Itzurun.

### ACCESO

Desde el pueblo de Zumaia acceder andando a la entrada de la playa de Itzurun.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Vista general del tramo arcilloso que define el límite Paleoceno Eoceno



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 560033 m. / Y= 4794413 m. / Alt.= 18 m.



Detalle de la parte inicial del tramo arcilloso donde se producen las anomalías isotópicas y bióticas.

# PETM-AREN ANOMALIA ISOTOPIKOAK

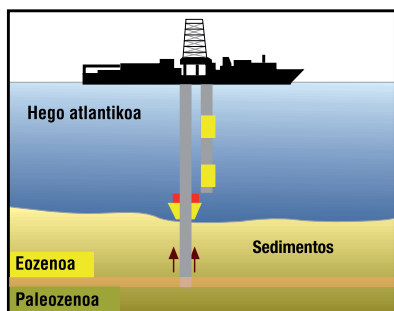
Lekuak eta giroak



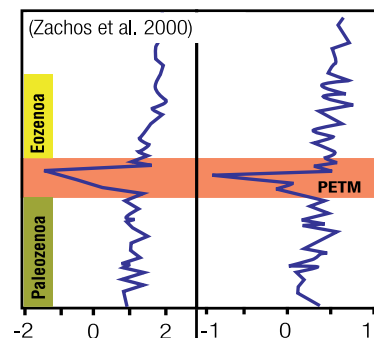
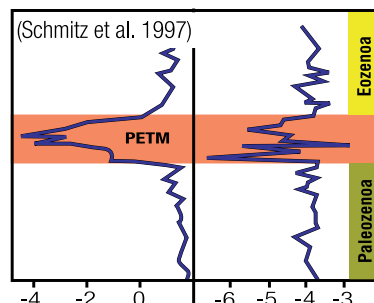
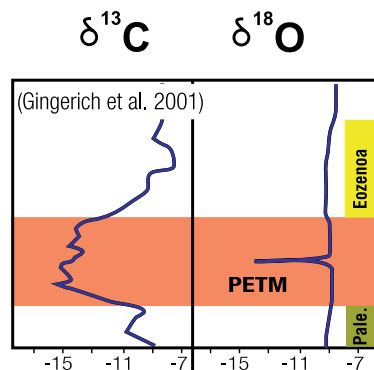
Mimbral erreka (Wyoming): ingurumen kontinental.



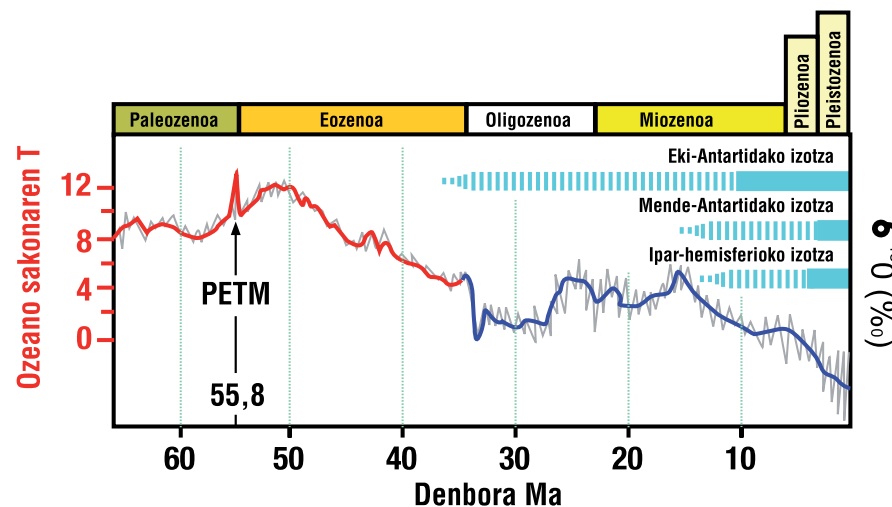
Zumaia: latitude apaleko itsas hondo sakonak.



Hegoaldeko Atlantikoa: latitude garaietako itsas hondo sakonak.



↑ **T 5-8 °C**  
BEROTZE / CALENTAMIENTO / WARMING



# LIG 20

## TURBIDITAS DEL FLYSCH EOCENO DE ITZURUN TXIKI

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,50**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Al NE del límite Paleoceno-Eoceno y hasta la punta de Marianton podemos observar 300 metros de espectaculares acantilados con la serie basal del Eoceno (Ypresiense). En general se trata de una serie formada por margas y calizas margosas intercaladas por multitud de turbiditas siliciclásticas. La frecuencia y grosor de las turbiditas aumenta según ascendemos en la serie, es decir, según nos movemos hacia el NE. La aparición de las turbiditas está relacionada con la inestabilidad tectónica derivada del levantamiento de la cadena pirenaica situada al este. En la zona de Marianton las turbiditas pueden llegar a tener más de un metro de grosor.

En la punta de Marianton se pueden observar ejemplos excepcionales de marcas de corriente tipo flute que marcan una dirección de movimiento hacia el W de las corrientes de turbidez que generaron estas capas. Las turbiditas muestran estructuras internas características bien conservadas como la secuencia de Bouma o diferentes tipos de laminaciones. Entre todas hay que destacar una capa de unos 70 cm de grosor, situada en la parte central de Itzurun txiki, con una laminación convoluta muy espectacular, ya que la arenisca se ha erosionado a favor de las láminas curvadas, generando formas redondeadas muy atractivas.

### ACCESO

La primera parte del afloramiento se puede recorrer por el paseo que baja a la parte NE de la playa. Para visitar los afloramientos más singulares hay que adentrarse en la zona rocosa de Itzurun txiki, solamente accesible con marea baja y bastante peligrosa.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general del afloramiento eoceno en la playa de Itzurun.



Detalle de laminaciones convolutas en una turbidita.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 560084 m. / Y= 4794612 m. / Alt= 3 m.



Detalle de los flutes de la punta Marianton.



## LIG 21 ICNOFÓSILES DE ITZURUN TXIKI

VALOR INTRÍNSECO: 3,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 2

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La serie eocena de Itzurun Txiki muestra algunos de los mejores afloramientos de icnofósiles de todo el Geoparque. La serie forma parte de la conocida formación Jaizkibel que continúa hasta Getaria. En este tramo de la formación se han realizado múltiples trabajos internacionales y se considera uno de los afloramientos más importantes del mundo para el estudio de la icnopaleontología de fondos profundos.

El Geoparque comprende únicamente la parte basal de esta formación, pero en apenas 150 metros de afloramiento se han identificado gran cantidad de icnofósiles tales como *Taphrhelminthopsis*, *Glokerichnus*, huellas de reposo de erizos o *Subphyllochora*.

Cabe destacar la base de un estrato donde se ha conservado una concentración de huellas especialmente alta de *Scolicia*, probablemente el afloramiento de icnofósiles más vistoso de todo el Geoparque. Algunas de estas huellas mantienen el relleno, y por lo tanto nos permiten estudiar la morfología de la huella a muro y a techo del propio conducto. En esta misma zona se ha rescatado recientemente e ejemplar de *Saerichnites abruptus* más grande descrito hasta el momento en la literatura científica. Este ejemplar se puede ver en el centro de interpretación Algorri.

### ACCESO

Hay que bajar el paseo que accede a la parte NE de la playa de Itzurun y pasar después a la zona pedregosa de Itzurun Txiki. Solamente es posible en marea baja.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o en el museo Algorri



Concentración de trazas *Scolicia*.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 560084 m. / Y= 4794612 m. / Alt.= 3 m.



Aspecto general del *Saerichnites abruptus* rescatado del afloramiento.

EUSKAL KOSTAKO GEOPARKEAREN MAPA GEOLOGIKOA  
 MAPA GEOLÓGICO DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA

TEKTONIKA IG








**Euskal Kostako Geoparkaren mapa geologikoa**  
 Euzko Leku M. Agintaritzaren eta Agintaritzaren Baxuko  
 Geoparkoaren Geoparkoaren Mapa Geologikoa (1:50,000) 2017.01.01

Unitate Geologikoa	Unitate Geologikoa	Unitate Geologikoa
<b>Quaternario</b>	<b>Cretacico</b>	<b>Paleogeno</b>
<b>Neogeno</b>	<b>Paleozoico</b>	

**Geologia**

- 01. Cuaternario: Depósitos de aluvión reciente.
- 02. Cuaternario: Depósitos de aluvión antiguo.
- 03. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 04. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 05. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 06. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 07. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 08. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 09. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 10. Cretacico: Grupo de los Pirineos.
- 11. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 12. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 13. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 14. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 15. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 16. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 17. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 18. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 19. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 20. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 21. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 22. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 23. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 24. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 25. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 26. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.
- 27. Paleogeno: Grupo de los Pirineos.

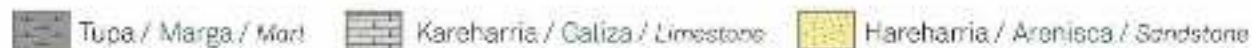
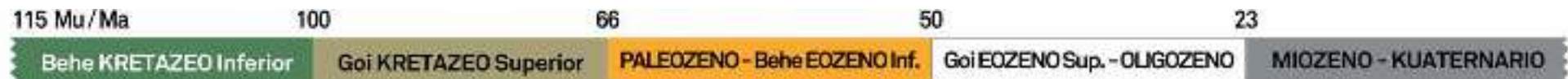
**Geología**

- 01. Falda normal
- 02. Falda inversa
- 03. Falda normal
- 04. Falda inversa
- 05. Falda normal
- 06. Falda inversa
- 07. Falda normal
- 08. Falda inversa
- 09. Falda normal
- 10. Falda inversa
- 11. Falda normal
- 12. Falda inversa
- 13. Falda normal
- 14. Falda inversa
- 15. Falda normal
- 16. Falda inversa
- 17. Falda normal
- 18. Falda inversa
- 19. Falda normal
- 20. Falda inversa
- 21. Falda normal
- 22. Falda inversa
- 23. Falda normal
- 24. Falda inversa
- 25. Falda normal
- 26. Falda inversa
- 27. Falda normal

## PLAKA TEKTONIKA TECTÓNICA DE PLACAS / PLATE TECTONICS



## GEOPARKEAREN EBOLUZIOA / EVOLUCIÓN DEL GEOPARQUE / GEOPARK EVOLUTION



# LIG 25

## FALLA DE ANDUTZ

VALOR INTRÍNSECO: 2,75

POTENCIALIDAD DE USO: 2,88

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La falla de Andutz es uno de los principales accidentes tectónicos del Geoparque y se ve especialmente bien en la punta de Mendata. Esta falla tiene una orientación prácticamente N-S y en el afloramiento costero separa las dos grandes unidades de Flysch del Geoparque: el flysch negro del Cretácico inferior situado en la parte occidental del territorio y la secuencia Cretácico Terciaria localizada en la parte oriental. En la transición, la falla omite aproximadamente 4 millones de años, desde 100 hasta 96 Ma. Este contacto mecánico da lugar a uno de los acantilados más espectaculares del Geoparque, el paredón de Aitxuri, donde se pueden apreciar multitud de fracturas que afectan al flysch calcáreo del Cretácico superior y que se pueden relacionar con la propia falla.

En planta esta falla tiene un comportamiento senestro y afecta a materiales que van desde el Aptiense hasta el Cenomaniense. Además, se puede apreciar como afecta a estructuras de dirección NW-SE propias de la fase principal de compresión de la orogenia Pirenaica. Por otro lado, en la punta de Mendata se puede identificar un depósito de brechas datado para el final del Turoniense e interpretado como una consecuencia de la actividad de la propia falla. En este sentido la falla de Andutz puede tener un origen Cretácico y haber condicionado la sedimentación del flysch, aunque posteriormente esta habría sido reactivada en la orogenia alpina para dar lugar a la estructura que hoy podemos cartografiar en el mapa.

### ACCESO

Desde el alto de Itziar en la N-634 tomar la carretera hacia el camping de Itxaspe. Desde aquí bajar a la antigua vía de tren y recorrer esta en sentido Este hasta encontrarnos con el paredón de Aitxuri. Para acceder al lado Este del cabo seguir las indicaciones del LIG 24.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Desde las vías de tren de Usarragaundiño gabarlekua o desde la cala de Mendata.



Vista de la falla de Andutz desde la antigua vía de la zona de Itxaspe. A la derecha queda el flysch negro y a la izquierda el flysch calcáreo del Cretácico superior.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 555117 m. / Y= 4793979 m. / Alt.= 30 m.



Detalle de la falla de Andutz.

# LIG 22

## DÚPLEX DE SAN TELMO

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El dúplex de San Telmo, localizado en los acantilados de la playa de Itzurun, es una de las estructuras tectónicas más visibles del Geoparque. Las calizas rosáceas del Danés, situadas bajo la Ermita de San Telmo, y las margas del Selandiense, situadas en la parte SW de la playa de Itzurun, están afectadas por una serie de fallas relacionadas que en su conjunto dibujan una estructura de tipo dúplex que con marea baja y poca arena en la playa se puede observar perfectamente en tres dimensiones gracias a la vista en planta de la rasa mareal.

La falla principal se sitúa justo debajo de la ermita y produce un salto de unos 50m dando lugar a la repetición de los últimos 20 metros de calizas del Danés y repitiendo el límite entre el Daniense y el Selandiense. El resto de las fallas muestran desplazamientos inferiores a los 5 metros. Asociados a estas fallas podemos encontrar pliegues de arrastre, pequeñas fracturas de desplazamiento menor y dúplex que reproducen a pequeña escala la geometría de la estructura completa. Aunque a priori el sentido de desplazamiento de las capas y el buzamiento de las fallas pueden hacernos pensar que se trata de una falla normal, estas pequeñas estructuras y la reconstrucción del conjunto indican que se trata de un dúplex generado por compresión que posteriormente ha sido basculado conjuntamente al resto de las capas.

Por otro lado, uno de los puntos de mayor interés que se está estudiando en actualidad es el papel que ha podido jugar la arcilla del límite KT, claramente cizallada y en la que terminan varias fracturas que afectan únicamente a las calizas Paleocenas, en la configuración de esta vistosa estructura.

### ACCESO

Se sitúa bajo el paredón que sustenta la ermita de San Telmo, en la esquina SW de la playa de Itzurun. Hay que bajar a la playa y caminar hacia la izquierda hasta llegar a los paredones rosáceos bajo la ermita.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Falla principal del dúplex en las calizas del Danés bajo la ermita de San Telmo



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 559952 m. / Y= 4794316 m. / Alt.= 9 m.



Detalle de una de las fallas que afecta a las margas del Selandiense.

# LIG 24

## SISTEMA DE FALLAS DE MENDATAKO PUNTA

VALOR INTRÍNSECO: **3**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,13**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La rasa mareal de Mendatako punta muestra en planta un sistema conjugado de fallas de pequeño salto fácilmente distinguibles por la formación de canales que definen su trazado.

Las fallas tienen direcciones que oscilan entre el E-W y NE-SW y generan saltos de hasta 2m entre los bloques. Estas fallas se relacionan con el episodio principal de compresión de la orogenia Pirenaica y demuestran que aunque no existen apenas estructuras de gran escala, el afloramiento está afectado por multitud de pequeñas fallas de salto discreto. Actualmente se está realizando un estudio sobre la secuencia temporal de las estructuras que afectan al afloramiento costero del Geoparque.

En este caso las fallas son especialmente fáciles de detectar gracias a la erosión preferencial que ha generado sobre la rasa canales de 1-2 metros de ancho a favor del trazado de las fracturas.



Sistema de fallas de Mendatako punta desde el mirador de Mendatakogaina.

### ACCESO

Desde el alto de Itziar en la N-634 tomar la carretera hacia el camping de Ixaspe y antes de llegar desviarse al aparcamiento del mirador de Mendatagaina. Desde aquí se puede bajar andando hasta el afloramiento (15 minutos) o ir al mirador (10 minutos).

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde el mirador de Mendatagaina.



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 555466 m. / Y= 4794090 m. / Alt.= 0 m.



Detalle de uno de los canales formados a favor de las fallas.

# LIG 09

## ESQUISTOSIDAD DE LA FORMACIÓN KAKUTA EN SASIOLA

VALOR INTRÍNSECO: **2,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **1,75**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El talud del cruce de Astigarribia muestra un buen ejemplo de la formación Kakuta con una fuerte esquistosidad alpina que casi no deja apreciar la estratificación. Este afloramiento está formado principalmente por margas (90%) con algunas intercalaciones gruesas de calcarenitas y brechas. Las calcarenitas tienen forma tabular, base erosiva, interior desordenado y normalmente muestran secuencias de Bouma. Las brechas calcáreas están formadas por cantos de calizas urgonianas de hasta 5 metros de diámetro soportadas por matriz margosa.

Estos sedimentos se depositaron en el talud interior de un canal situado en la plataforma carbonatada. En general la sedimentación era tranquila, pero esta se veía habitualmente alterada por aportes de mayor energía provenientes de las plataformas carbonadas urgonianas. Las turbiditas darían lugar a calcarenitas, mientras que los derrumbes tipo "debris flow" serían los causantes de las brechas.

Todo el afloramiento está afectado por una fuerte esquistosidad alpina ( $230^{\circ}/62^{\circ}$ ) que enmascara la estratificación. Se puede apreciar claramente como esta es mucho más penetrativa en las margas (material más blando) que en las calcarenitas o brechas (material más duro).

### ACCESO

El afloramiento se encuentra en la carretera N-634 en el cruce de Astigarribia. Hay que aparcar el coche al otro lado del puente. No hay arcén y si hay mucho tráfico. Acceso muy peligroso.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACION

In Situ o desde el parking al otro lado del puente.



Aspecto general del afloramiento en el borde de la carretera.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 550860 m. / Y= 4790904 m. / Alt= 18 m.



Detalle de la afección de la esquistosidad sobre las margas y una capa de calcarenita.

## LIG 23

# DIACLASAS DE AIZBELTZ

VALOR INTRÍNSECO: 2,75

POTENCIALIDAD DE USO: 2,50

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Este vistoso afloramiento se encuentra en la poco visitada zona de Aizbeltz. La fracturación frágil por diaclasas es muy común en toda la serie flysch, y habitualmente estas además se encuentran rellenas de calcita blanca, por lo que suelen ser fáciles de identificar en el campo.

Existen varios sistemas de diaclasas en respuesta a diferentes fases de deformación, y por lo tanto referidas a distintos periodos de tiempo. En algunos lugares podemos encontrar intersecciones entre los diferentes sistemas, aunque pocas veces se manifiestan de manera tan vistosa como en la turbidita calcárea de Aizbeltz que define este LIG. Se pueden reconocer 3 sistemas principales que muestran relaciones temporales claras, ya que se cortan y se desplazan entre sí.

Este tipo de afloramientos son muy habituales en el flysch del Geoparque, pero en este caso el desarrollo de los 3 sistemas es especialmente vistoso y este ha sido el motivo principal para su elección.

### ACCESO

Se puede acceder por la pista que bajades de Elorriaga hasta la rama real en la zona de Baratzarrak y caminar unos 10 minutos en dirección W por la rasa. Acceso peligroso y solamente transitable con marea baja.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ. También se pueden ver ejemplos menos espectaculares en la playa de Itzurun.



Aspecto general del afloramiento con los 3 sistemas de fracturas conjugadas.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 557178 m. / Y= 4793810 m. / Alt.= 4 m.



Detalle de una intersección entre varias fracturas más desordenadas apreciables en el estrato anterior



## LIG 26

## PLIEGUE TUMBADO DE PUNTA AITZANDI

VALOR INTRÍNSECO: 3,5

POTENCIALIDAD DE USO: 2,5

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Situado al este de la playa de Lapari, Punta Aitzandi muestra el pliegue más espectacular de todo el Geoparque y uno de los mejores ejemplos de pliegue tumbado de toda la cuenca. Se trata de un pliegue recumbente de dimensiones decamétricas volcado hacia el norte, con una charnela bastante apretada y plano axial ligeramente inclinado hacia el suroeste. En la zona de charnela se puede apreciar la diferencia de comportamiento entre las areniscas más duras que se fracturan para acomodar la deformación y las margas más blandas que dibujan plegamientos más continuos. El corte irregular del acantilado permite también visualizar y medir con claridad el eje del pliegue.

El plegamiento puede estar relacionado con una falla situada unos 100 metros hacia el sur, y se podría interpretar como un pliegue de arrastre, que posteriormente ha sido basculado hasta la posición horizontal actual.

Se trata de un ejemplo excelente para didáctica dirigida a un público especializado. Se ha realizado una reconstrucción 3D y actualmente se estudia su relación con el resto de las estructuras de la zona.

## ACCESO

Salir desde Deba por la N-634 en dirección Iiziar. Aparcar el coche en el mirador y descender a la rasa por un sendero no señalizado que nos conduce a Sorginebe. Desde aquí bajar a la rasa únicamente con marea baja. Acceso bastante peligroso.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general del pliegue tumbado de Punta Aitzandi.



## LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 553146 m. / Y= 4794599 m. / Alt.= 5 m.



Detalle de la zona de charnela donde se puede ver el eje del pliegue y el comportamiento diferente de los estratos ante el plegamiento.

# LIG 27

## ANTICLINAL DE SESIARTE

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **2,75**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El monte Sesiarte se sitúa en el vértice sur del Geoparque y es el punto más alto del territorio. El macizo está formado por las calizas arrecifales del Cretácico inferior de la formación Erlo que en su vertiente sur muestran un anticlinal de escala cartográfica.

Es un anticlinal de dirección NW-SE vergente hacia el NE. Tiene 1,5 kilómetros de ancho y al menos 4 km de largo. El flanco NE está invertido y muestra un buzamiento de  $50^\circ$ , mientras que el flanco normal buza unos  $37^\circ$ . Se puede apreciar claramente una esquistosidad de plano axial  $62^\circ/200$  o que apunta una intensidad importante de los esfuerzos.

Esta estructura de gran escala fue generada por esfuerzos compresivos de dirección NE-SW propios de la fase principal del levantamiento de la cadena pirenaica. Se ha interpretado como un pliegue de arrastre relacionado con el movimiento del cabalgamiento de Azepeitia.

Como interés secundario hay que destacar también el intenso lapiaz que se ha desarrollado en los flancos del pliegue, probablemente favorecido por la esquistosidad de plano axial relacionada con la estructura.

### ACCESO

Para acceder a Aitolako tontorra hay que seguir desde Lastur la Gi-3210 en dirección sur hasta Zelaitokiko Txabola y desde aquí subir andando por el camino hasta a cumbre.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Aitolako tontorra u Obako punta.



Aspecto general del anticlinal y el monte Sesiarte.



**LOCALIZACIÓN UTM 30N:**  
X= 5556988 m. / Y= 4786472 m. / Alt.= 627 m.



Detalle del lapiaz desarrollado a favor de la esquistosidad de plano axial.

## LIG 05

### SEDIMENTOS SINTECTÓNICOS DE MUTRIKU.

VALOR INTRÍNSECO: **3,75**

POTENCIALIDAD DE USO: **1,88**

VULNERABILIDAD: **2**

#### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La sección tiene 50 metros de grosor y está constituida principalmente por una brecha polimigítica formada por cantos de las unidades inferiores. Esta compleja y singular formación responde a la sedimentación sintectónica que se produjo en el Albiense Superior en la zona de Mutriku y que quedó fosilizada con las turbiditas areniscosas de la formación Deba, situadas a techo.

En su interior se pueden observar dos discontinuidades angulares de alto ángulo, que junto con los clastos brechoides y las estructuras tectónicas indican que en el Albiense superior las capas de la zona de Mutriku fueron inclinándose hacia el SE y produjeron un sinclinal submarino (sinclinal de Aitzeta) en respuesta a la actividad de la falla de Mutriku que levantaba las capas por el NW. A medida que se levantaban, las capas se iban desestabilizando y rompiéndose en fragmentos que caían cuesta abajo hacia el núcleo del sinclinal, donde eran re-sedimentados en niveles estratigráficos más modernos.

Se trata de un LIG de trascendencia internacional que todavía se está estudiando y que destaca fundamentalmente por su singularidad.

#### ACCESO

A la punta de Alcolea se puede acceder andando por los acantilados desde la playa del mismo nombre, a la que se ha acondicionado un sendero desde la N634 entre Deba y Mutriku.

#### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde el mar



Bloque de gran tamaño enlucado de manera discontinua en las arcillas albienses.

**NO SE MUESTRA  
SITUACIÓN POR RIESGO  
DE EXPOLIO.**



Detalle de la brecha polimigítica y desordenada formada como consecuencia de la sedimentación sintectónica.

## LIG 01

## ARCILLAS Y OFITAS TRIÁSICAS DE MUTRIKU

VALOR INTRÍNSECO: 2,25

POTENCIALIDAD DE USO: 1,88

VULNERABILIDAD: 1

## DESCRIPCIÓN

En el talud de la carretera N-634 en la salida de Mutriku hacia Ondarroa se pueden observar las rocas más antiguas del Geoparque. Se trata de un afloramiento de arcillas versicolores y yesos blancos de edad triásica que engloban rocas subvolcánicas de tipo ofita y diabasa formando cuerpos hectométricos. Estas rocas aparecen en la zona de Mutriku a favor de la falla de Berriatua y por lo tanto su contacto con las rocas colindantes es mecánico.

Estas rocas se formaron en el periodo Triásico en un entorno continental de clima seco y cálido que favoreció la formación de evaporitas. A su vez, el contexto extensivo de la disgregación de Pangea generó fracturas por las que intruyeron rocas magmáticas de tipo subvolcánico.

Durante el Cretácico, el Terciario y la Orogenia Alpina estas rocas se encontraban a gran profundidad con una gran carga de sedimentos situados encima suya (Jurásico, Cretácico y Terciario), pero gracias a su baja densidad fueron encontrando fisuras, como la falla activa de Berriatua, a favor de las cuales pudieron ascender hasta quedar englobadas en niveles superiores de rocas cretácicas donde podemos encontrarlas en la actualidad.

## ACCESO

N-634 a la salida de Mutriku hacia Ondarroa, cerca del cruce de Olatz.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACION

In Situ.



Aspecto general del afloramiento triásico de Mutriku.



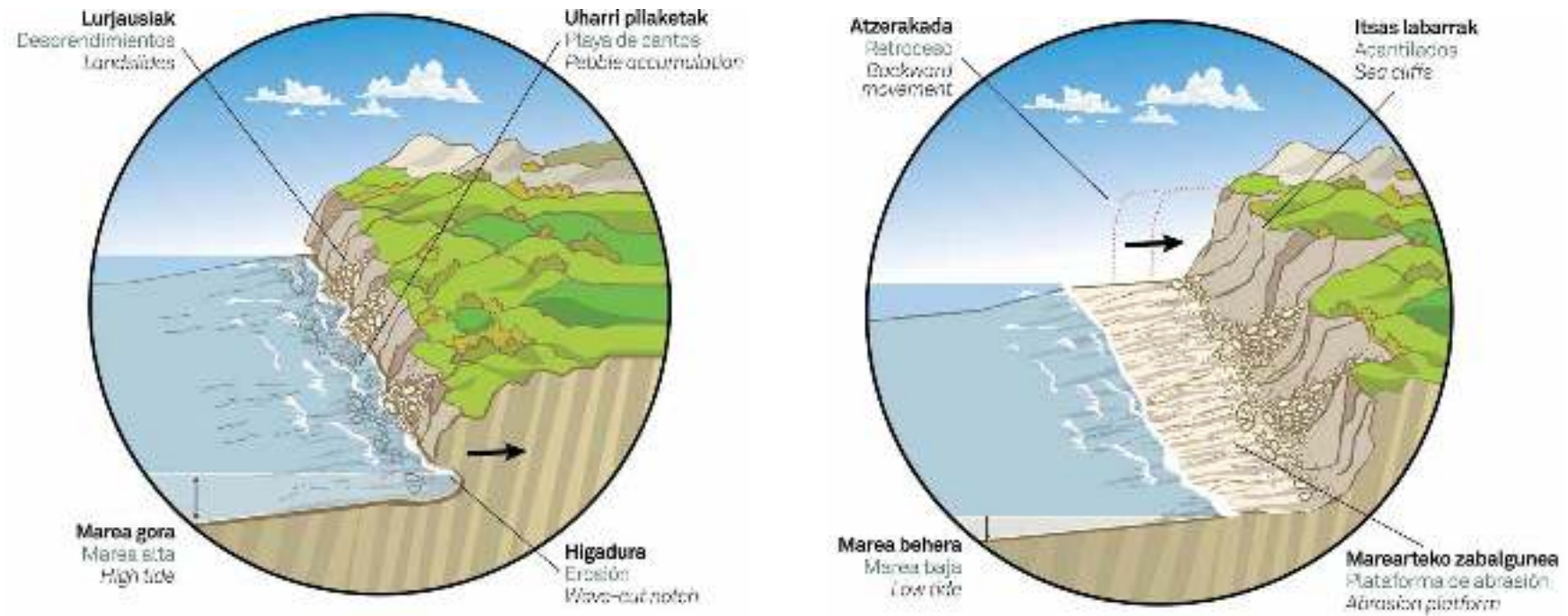
LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 549221 m. / Y= 4796042 m. / Alt.= 63 m.



Detalle de cristales de epidota encontrados en las fracturas de las ofitas.



## LABAR ETA MAREARTEKO ZABALGUNEAREN ERAKETA



## LIG 33

## FORMAS DE EROSIÓN DE ITZURUN TXIKI

VALOR INTRÍNSECO: 2,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La parte sur de la playa rocosa de Itzurun txiki muestra ejemplos muy vistosos de socavones de erosión formados en la base de los acantilados por acción del oleaje y el golpeo constante de los cantos rodados.

En el murallón de Talaimendi, donde existe una alternancia de margas, calizas y turbiditas finas, se puede ver un socavón basal continuo de unos 20 metros de longitud también llamado *Notch* erosivo. La altura del tramo erosionado en la base del acantilado es de 2 metros y la profundidad de 1,5. Este desgaste desestabiliza el acantilado y con el tiempo puede producir desprendimientos importantes.

Cincuenta metros al norte del socavón basal la serie es ya mucho más margosa y tiene intercalaciones de turbiditas más gruesas y más espaciadas. Esta litología condiciona la erosión dando lugar a socavones localizados y bastante profundos en las zonas margosas separadas por las capas de arenisca. En este caso la altura supera los 3 metros y la profundidad es también algo mayor.

## ACCESO

Hay que bajar el paseo que accede a la parte N de la playa de Itzurun y pasar después a la zona pedregosa de Itzurun Txiki. Solamente es posible en marea baja.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde la playa de Itzurun.



Aspecto del Notch erosivo continuo desarrollado en la entrada de Itzurun Txiki.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 560078 m. / Y= 4794531 m. / Alt= 11 m.



Socavones de erosión desarrollados en las zonas margosas de la serie.

# LIG 34

## BLOQUES CAÍDOS DE PUNTA MARIANTON

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La punta de Marianton se sitúa en el vértice NE de la playa de Itzurun y a sus pies muestra una acumulación de bloques caídos de gran tamaño. Se trata de turbiditas de tamaño métrico que han sido desplomadas del acantilado adyacente. En esta zona la serie eocena está formada por gruesas turbiditas que se intercalan en una "matriz" margosa fácil de erosionar por los agentes atmosféricos. Cuando esto sucede las margas no pueden aguantar el peso de las turbiditas y estas caen en grandes bloques. Los bloques aparecen dispuestos de manera caótica y en general muestran vértices y esquinas bastante angulosas por lo que se puede deducir que el arrastre no ha sido todavía muy importante y que por lo tanto su caída es relativamente reciente.

Junto a este campo de bloques se puede apreciar también un desprendimiento que afecta a las margas, que en episodios de fuerte lluvia caen habitualmente formando desprendimientos de morfología cónica.

### ACCESO

Bajar por el paseo que baja a la parte NE de la playa. Para ver los bloques de cerca hay que adentrarse en la zona rocosa de Itzurun txiki, solamente accesible con marea baja. Acceso peligroso.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde la playa de Itzurun.



Algunos de los bloques tienen dimensiones que superan los 20m<sup>3</sup>



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 560032 m. / Y= 4794681 m. / Alt= 1 m.



Detalle de un turbidita gruesa y expuesta a caída en el acantilado gracias a la erosión de las margas adyacentes.



# LIG 35

## DESPRENDIMIENTOS DE PIKOTE

VALOR INTRÍNSECO: **3,5**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,75**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Los acantilados de Pikote tienen 150 metros de altura y muestran un cúmulo de desprendimientos de gran volumen relativamente reciente y muy espectacular.

La serie está compuesta por una intercalación de calizas, margas y turbiditas de tamaño decimétrico en posición casi vertical. Los desprendimientos se producen por deslizamientos capa a capa favorecidos por el alto buzamiento, la poca competencia de las capas y la existencia de fracturas en el conjunto rocoso. Las capas van cayendo desde la parte superior y se acumulan en la base del acantilado dando lugar a un gran caos de bloques que comienza ya a unos 100 metros de altura y que en la base da lugar a un frente erosionado de unos 300 metros de ancho y más de 20 metros de altura.

En la parte más alta del acantilado se puede apreciar una fractura vertical de dirección NE-SW y unos 30 metros de desarrollo vertical con una apertura de 3 metros. Esta fractura aísla un gran bloque de unos 600m<sup>2</sup> que amenaza con producir un nuevo desprendimiento de grandes proporciones.

Estos desprendimientos alimentan de bloques de roca a la gran playa de cantos situada en su base (LIG 29).

Dejar el coche en el área recreativa de Elorriaga y caminar por la pista hasta el mirador del mismo nombre.

In situ, desde el mirador de Elorriaga (IP E3) o desde el mar.



Vista panorámica de los desprendimientos de Pikote desde el mar.



**LOCALIZACIÓN UTM 30N:**  
X= 558910 m. / Y= 4793899 m. / Alt.= 56 m.



Detalle de la zona superior de acumulación de bloques situada a unos 100 metros de altura.

# LIG 36

## DESLIZAMIENTO DE LADERA DE BARATZAZARRAK

VALOR INTRÍNSECO: **3**

POTENCIALIDAD DE USO: **3**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La zona de Baratzazarrak es un deslizamiento de grandes dimensiones (8 hectáreas de superficie) que se puede distinguir claramente en el acantilado debido a la cantidad de vegetación que lo recubre. El deslizamiento tiene forma cónica en planta y comienza a una altura de 158m, junto en el linde del acantilado. El frente del deslizamiento se puede apreciar claramente sobre los estratos verticales de la formación flysch a lo largo de unos 400m.

El deslizamiento de ladera se produce a favor de los planos de estratificación por deslizamiento de las capas más competentes sobre las menos resistentes. Esto produce un deslizamiento lento y continuo que en algunos lugares ha dado lugar a vistosos pliegues anticlinales y algunas fracturas que acomodan la deformación lenta y continua que produce el desplazamiento de la masa de roca. Así mismo, en el frente del acantilado se pueden encontrar excelentes ejemplos de "creeping" provocados por el movimiento de la masa deslizante sobre los estratos subverticales de la formación flysch.

La inestabilidad de la zona del deslizamiento de Baratzazarrak se ha podido ver favorecida por el aporte de agua de las pequeñas regatas de la zona, por el alto buzamiento de las capas y por la naturaleza alternante del Flysch. Al contrario que el vecino desprendimiento de Pikote, el deslizamiento de Baratzazarrak está cubierto de vegetación, lo que apunta también a un modelo de deslizamiento paulatino que lleva ya actuando muchos años. Este modelo se apoya también en el hecho de que no existan referencias históricas de un desprendimiento repentino de grandes dimensiones en la zona.

### ACCESO

Dejar el coche en el área recreativa de Elorriaga y caminar por la pista hasta el mirador del mismo nombre o descender hasta la rasa mareal por la pista construida sobre el propio deslizamiento.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Para ver los pliegues y el "creeping" hay que bajar por la pista hasta la rasa. Desde el mirador de Elorriaga (IP E3) se puede tener una perspectiva general de todo el deslizamiento.



Detalle de los pliegues y fracturas generados por efecto del deslizamiento paulatino de las capas.

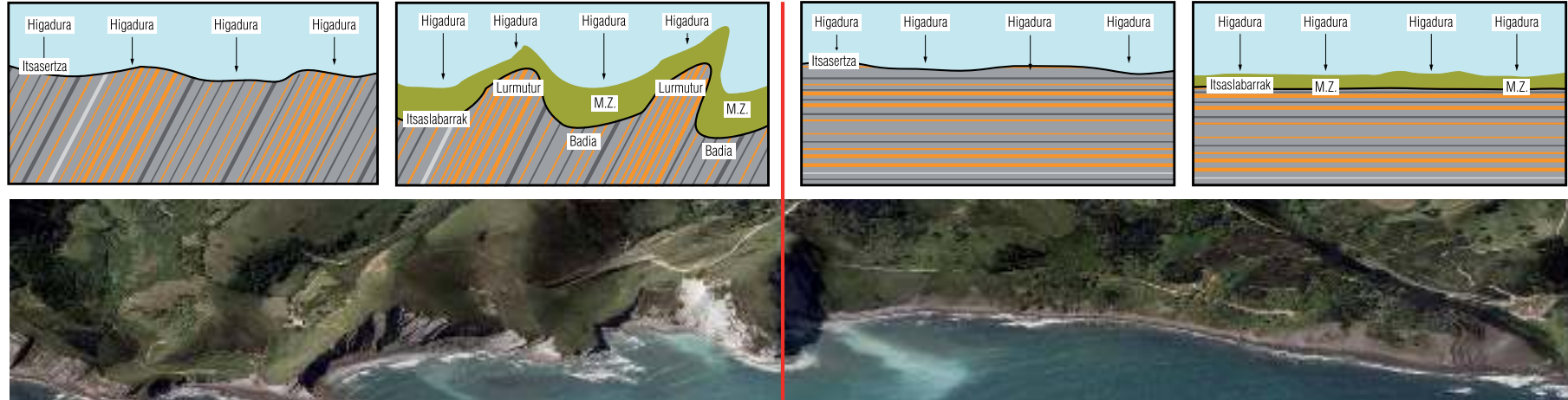


**LOCALIZACIÓN UTM 30M:**  
X= 557721 m. / Y= 4793736 m. / Alt= 33 m.

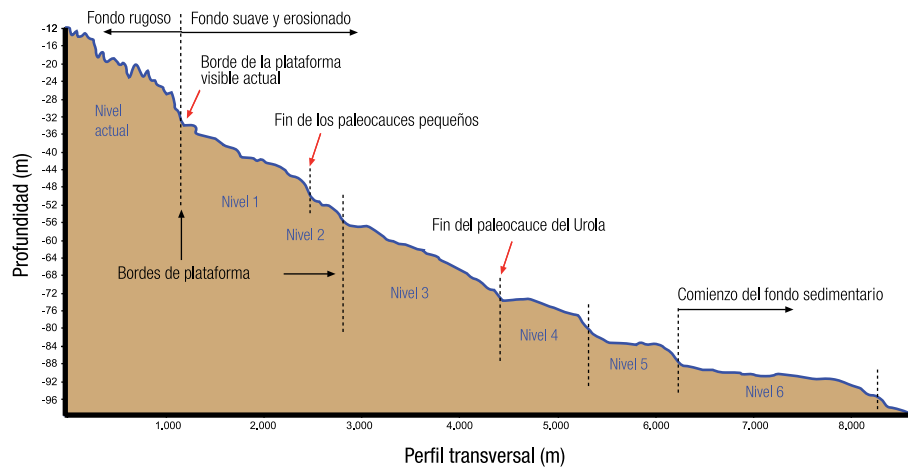


Efecto de "creeping" en el frente del deslizamiento.

# LABARRAK / ACANTILADOS / SEACLIFFS



# MAREARTEKO ZABALGUNEA PLATAFORMA DE ABRASIÓN / ABRASION PLATFORM



# PALEO-IBAIBIDEAK / PALEO-CAUCE / PALEO-CHANNEL



# LIG 38

## ACANTILADOS DE TXERTUDIKO GABARLEKUA

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La zona de Txertudiko Gabarlekua constituye una morfología acantilada peculiar dentro de la línea de costa del Geoparque. Los acantilados aquí no son especialmente altos, pero llaman la atención por su trazado rectilíneo.

En este tramo de la costa las capas del flysch tienen una dirección aproximada N120°E con un buzamiento de unos 45° NE, hacia el mar. La dirección de la costa en este tramo es paralela a la estratificación y esto provoca una erosión homogénea sobre las capas. Estas se van desplomando de manera uniforme y el retroceso se produce de forma homogénea dado lugar a una costa de forma rectilínea definida por la propia estratificación del flysch.

Este fenómeno se puede ver localmente en otras zonas del Geoparque, pero es aquí donde es más evidente y la rasa alcanza una extensión lateral mayor, unos 700 m.

### ACCESO

Desde el Camping de Itxaspe tomar el sendero Sakoneta hasta el mirador de Itxaspe (IP S2)

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Desde el mirador de Itxaspe o desde el mirador de Amabirgihabista, en la carretera N-634, cerca del pueblo de Deba. También se tiene una buena vista desde el mar y desde el mirador de Mendatagaina,



Vista de los acantilados rectilíneos definidos por el plano de estratificación de las capas del Flysch.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 554131 m. / Y= 4794299 m. / Alt= 1 m.



Rasa mareal muy homogénea desarrollada en la base de los acantilados.

## LIG 30

## CONJUNTO GEOMORFOLÓGICO DE SAKONETA

VALOR INTRÍNSECO: 3,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,63

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El litoral de Sakoneta guarda algunos de los paisajes geomorfológicos más impresionantes del Geoparque. Se trata de una porción costera acantilada en forma de media luna orientada hacia el noroeste y delimitada por dos pequeños promontorios. Su morfología está fuertemente controlada por la orientación, buzamiento y competencia de los materiales que conforman el acantilado y afloran a lo largo del área intermareal y por la dirección de procedencia del oleaje. Los cabos representan partes de la serie con rocas más duras (areniscas y calizas), mientras que la playa se ha generado en el tramo más margoso.

La cala presenta un importante déficit sedimentario y únicamente aparecen sedimentos distribuidos en pequeños parches arenosos en su lado este y aisladas playas de cantos situadas en la base del acantilado. Esta circunstancia permite observar en plena magnitud la espectacular plataforma de erosión intermareal cuando queda descubierta durante la bajamar. Esta superficie casi plana tiene su origen en los diversos procesos de erosión mecánica, responsables del retroceso de la línea de costa. Aquí todos ellos muestran ejemplos muy vistosos.

La rasa mareal muestra oquedades de tamaño métrico a decamétrico llamadas cubetas que son formas deprimidas de poca profundidad y anchura importante excavadas a favor de pequeñas diaclasas o erosión diferencial propiciada por la diferencia de competencia entre los materiales aflorantes en las que se acumulan cantos y arena. Las paredes de estas cavidades están perforadas por organismos perforadores (erizos, moluscos litófagos, etc.). También aparecen otros elementos como las marmitas de gigante que son depresiones circulares de fondo plano, cóncavo o en embudo y paredes verticales de dimensión centimétrica o métrica.

## ACCESO

Se puede acceder a la playa de Sakoneta andando unos 15 minutos desde el área recreativa y agroturismo de Errotaberri o desde el mirador de Mandatagaina. Para llegar a Errotaberri hay que tomar el desvío de la N-634 entre Itziar y Zumaia y para llegar al mirador hay que tomar el desvío hacia el camping de Itxaspe en el alio de Itziar.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ o desde el mirador de Mandatagaina



Conjunto geomorfológico de Sakoneta desde el mirador de Mandatagaina.



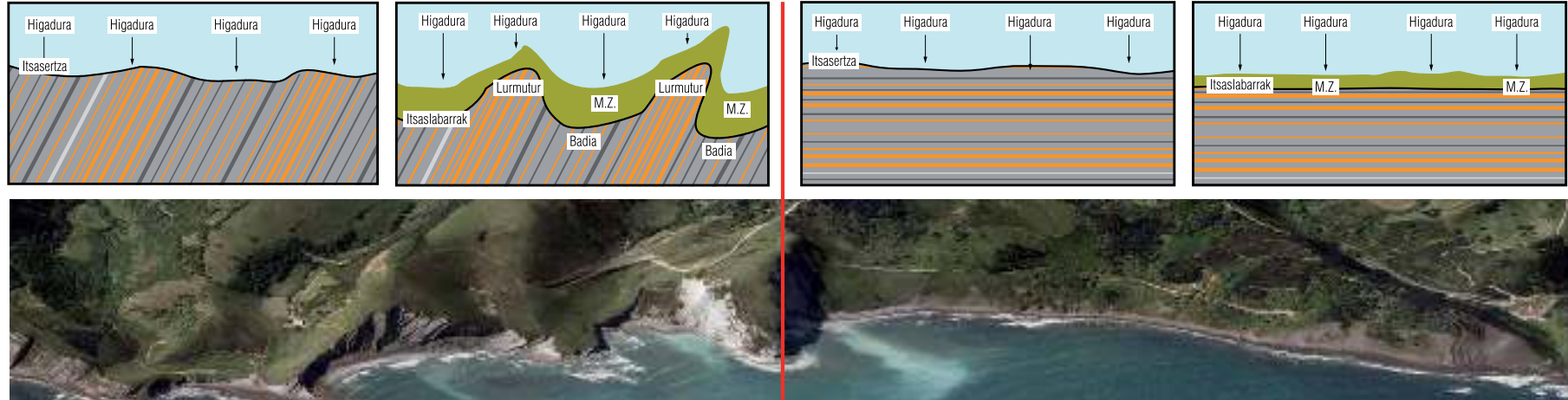
## LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 555752 m. / Y= 4794035 m. / Alt.= 0 m.

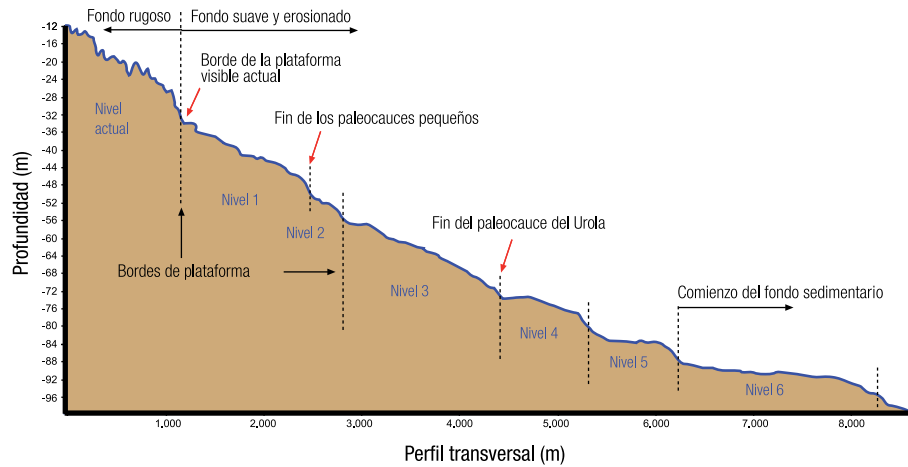


Rasa mareal de Sakoneta.

# LABARRAK / ACANTILADOS / SEACLIFFS



# MAREARTEKO ZABALGUNEA PLATAFORMA DE ABRASIÓN / ABRASION PLATFORM



# PALEO-IBAIBIDEAK / PALEO-CAUCE / PALEO-CHANNEL



## LIG 37

# RASA MAREAL ALGORRI-PORTUTXIKI

VALOR INTRÍNSECO: **3,75**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,63**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La rasa mareal del biotopo litoral Deba Zumaia es una de las plataformas de abrasión más espectaculares de todo el Cantábrico. Destaca principalmente por su extensión lateral y por su desarrollo.

La plataforma de abrasión situada entre Algorri y Portutxiki tiene una extensión lateral de 3,2 km y queda expuesta únicamente durante la marea baja, localmente con distancias desde pie de acantilado que superan los 300 metros. Esta gran superficie tiene una pendiente media de 1% y se ha generado como consecuencia del retroceso de los acantilados. A medida que ha ido quedando expuesta se ha ido erosionando por el mar y por el barrido de los cantos rodados que dan lugar a la típica superficie pulida que podemos encontrar en algunos sectores de la rasa. Esta erosión diferencial ha generado sobre la rasa canales, marmitas, depresiones, murallones y multitud de recovecos que sirven de refugio a uno de los ecosistemas más complejos y ricos de la comunidad autónoma.

Se ha realizado una cartografía submarina donde se puede seguir la plataforma hasta los 8 kilómetros de distancia desde la costa actual, donde la profundidad es de 80 m. En un corte transversal se pueden distinguir diferentes niveles separados por pequeños escalones que pueden ser interpretados como antiguas plataformas y acantilados relativos a antiguos niveles de mar más bajos que el actual.

### ACCESO

Se puede acceder a ver la plataforma desde el mirador del Algorri (LIG 17), el mirador de Elorriaga (LIG 36) o desde el mirador de Portutxiki (LIG 15).

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Desde la pista de Elorriaga, el mirador de Algorri, el mirador de Elorriaga o el mirador de Portutxiki. No se recomienda entrar en la rasa mareal.



Aspecto interno de la rasa mareal de Arantzazpla.



**LOCALIZACIÓN UTM 30N:**  
X= 556800 m. / Y= 4793921 m. / Alt= 1 m.



Vista de la parte occidental de la rasa desde el mirador de Elorriaga.

# LIG 39

## CUEVAS DE LA PLAYA DE ITZURUN

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,88**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La playa de Itzurun está limitada por el SW por el característico muralión rojizo de las calizas del Danés, que se orientan con una dirección de N120°E y definen el frente del acantilado. Estas calizas son bastante duras y aguantan bien el embate del mar que habitualmente entra de NW y recorre la parte inferior del acantilado con un ángulo de unos 45°.

La erosión se ha abierto camino a favor de las fracturas verticales de la roca y ha producido en la pared vistosas cuevas. Las fracturas representan planos de debilidad de la roca, y por lo tanto lugares idóneos para que la erosión vaya avanzando, tanto en profundidad, como en sentido lateral, dando lugar a cavidades que pueden llegar a tener hasta 8 m de desarrollo en sentido SW. Estas cavidades van dejando al descubierto formas caprichosas en el "milhojas" formado por las capas del Flysch.

Entre todas ellas cabe destacar la que está situada más al este ya que tiene un desarrollo superior a los 10 metros y en este caso la erosión se ha producido paralela a la dirección de las capas, es decir en dirección SE.

Las cuevas de Itzurun son unos de los elementos geológicos más reconocibles y fotografiados del geoparque, y son especialmente espectaculares cuando el mar azota la pared con fuerza y funcionan como pequeños sifones.

### ACCESO

Andando desde el pueblo de Zumaia hasta la playa de Itzurun.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Vista panorámica del paredón del Danés de la playa de Itzurun.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 559654 m. / Y= 4794362 m. / Alt= 0 m.



Detalle de una de las cuevas desarrollada a favor de una fractura vertical.



# LIG 40

## CUEVAS DE AITZURI

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Las cuevas de Aitzuri se localizan en la base del cabo del mismo nombre. Se trata de dos grandes oquedades de tamaño similar cuya boca de entrada tiene unos 15 metros de ancho por 20m de alto. El desarrollo de las cuevas se produce en dirección SE y alcanza unos 25 metros.

Estas dos grandes cavidades se desarrollan en el término inferior de la formación Itziar, compuesta por calizas y margas inclinadas hacia el NE. La erosión se ha producido a favor de varias fracturas de dirección variable relacionadas con la cercana falla de Andutz (LIG 25). Las fracturas representan planos de debilidad que la acción del mar ataca con más facilidad, generando huecos en dirección paralela a las capas.

Estas dos cuevas son conocidas en la zona como los ojos de una calavera semi-sumergida.



Panorámica de la zona de Aitzuri desde el mirador de Itxaspe.

### ACCESO

Desde el Camping de Itxaspe tomar el sendero Sakoneta hasta el mirador de Itxaspe (IP S2)

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Se puede acceder a ellas en marea muy baja, pero el acceso es peligroso. Se recomienda utilizar el mirador de Itxaspe. También se pueden ver muy bien desde el mar.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 555153 m. / Y= 4794134 m. / Alt= 1 m.



Detalle de las cuevas de Aitzuri desde el mirador de Amabirgiñabista.

# LIG 41

## CASCADA DE MENDATA

VALOR INTRÍNSECO: **3,75**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,50**

VULNERABILIDAD: **2**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Los valles colgados representan uno de los rasgos geomorfológicos más palpables del rápido retroceso de los acantilados del Geoparque. Su explicación es sencilla. Cuando la velocidad de erosión y retroceso de los acantilados es mayor que la velocidad de erosión y socavación del cauce del riachuelo, los acantilados ganan la partida, el valle queda colgado y el cauce tiene que saltar al mar en forma de una pequeña cascada.

El riachuelo de Mendata tiene apenas 1km de longitud y drena una pequeña cuenca de unas 65 hectáreas. El caudal es constante durante todo el año, pero normalmente no es muy importante y su capacidad erosiva es realtiva. La peculiaridad de este valle colgado es que se ha formado como consecuencia de la captación del riachuelo por el acantilado. En algún momento reciente, el retroceso del acantilado en la zona que hoy se localiza la cascada atrapó el cauce del río y el agua se desvió hacia el cantil, abandonando el antiguo cauce que le llevaba en dirección NE unos 100 metros más adelante. Hoy en día este paleo-cauce está cubierto de sedimento y vegetación, pero todavía es perfectamente apreciable sobre el terreno.

Esta captación ha dado lugar a una bonita cascada de 22 metros de altura en una zona especialmente inestable donde no es difícil ver pequeños desprendimientos favorecidos por las fracturas del acantilado.

### ACCESO

Se puede acceder a la cascada de Mendata andando unos 10 minutos desde el aparcamiento del mirador de Mendatagaina, al cual se puede acceder desde el alto de Itziar en la N-634.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general de la cascada de Mendata con el paleo-cauce abandonado en la parte inferior izquierda.



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

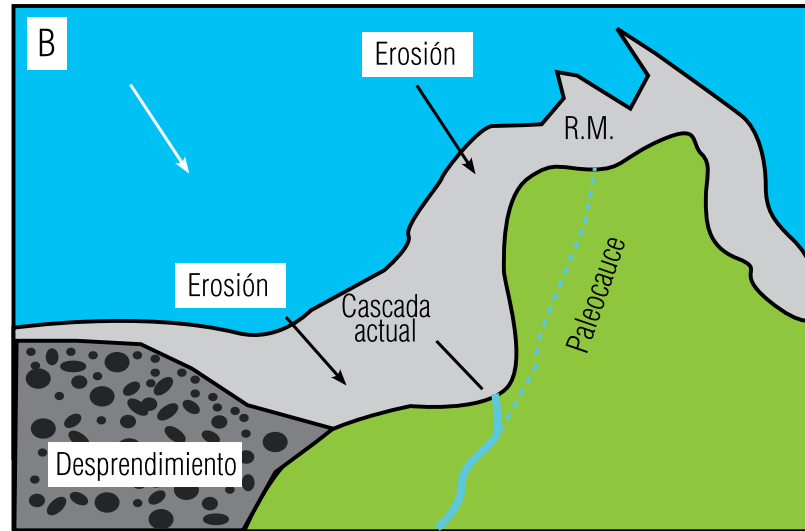
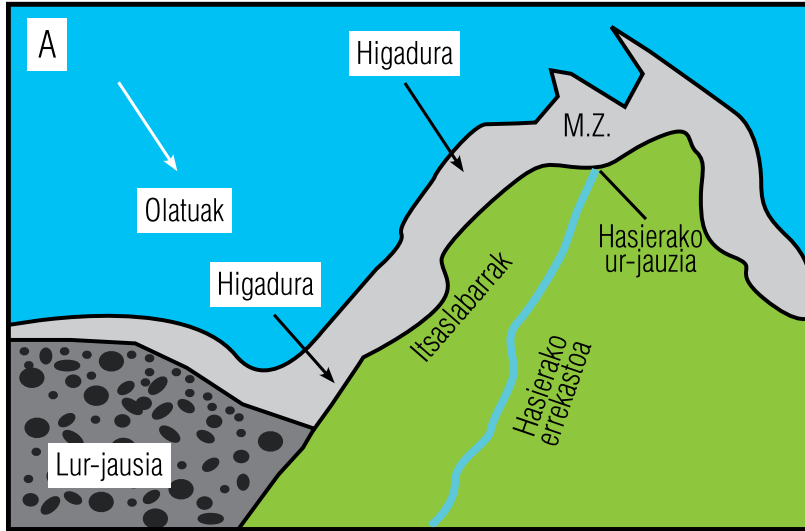
X= 566438 m. / Y= 4793950 m. / Alt.= 22 m.



Cascada de Mendata con dos fracturas que han facilitado el retroceso del acantilado y la captación del riachuelo original.

# MENDATAKO UR-JAUSIA

## CASCADA DE MENDATA / MENDATA WATERFALL



# LIG 29

## PLAYA DE CANTOS DE PIKOTEAZPIA

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,38**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La playa de cantos de Pikoteazpia es un cordón sedimentario de 1.400 metros de longitud situado en la base del acantilado de Pikote.

La playa está constituida por cantos que proceden del desmoronamiento del acantilado que sucumbe ante la erosión generada por el impacto y la presión ejercidos por el oleaje y por la subsiguiente abrasión producida por los fragmentos de roca existentes en la base del acantilado. Este proceso erosivo da lugar a la paulatina regresión del margen rocoso. Los materiales caídos acantilado abajo hacia el litoral, son posteriormente redondeados mediante las colisiones que entre ellos se producen. Después, estos materiales son ordenados por el oleaje para conformar el cordón playero. Se pueden apreciar cantos de entre 10 y 40 cm y normalmente se encuentran imbricados.

La playa presenta un perfil reflectivo. Junto al acantilado muestra una superficie de bajo ángulo, casi plana, de unos 10 metros de longitud generada por procesos de swash (colapso y derramamiento del oleaje). Hacia el mar, se observa una berna de alto ángulo (15º) que da lugar a que el oleaje incidente, que se orienta en la dirección de los contornos batimétricos, en ocasiones, sea reflejado.

La variabilidad en la altura y período del oleaje incidente y las fluctuaciones mareales inciden sobre el perfil de la playa de manera que se tiene que adecuar a estos cambios estacionales. Este gradiente energético condiciona también la distribución del tamaño de los cantos a lo largo del perfil de la playa.

### ACCESO

Desde la cala de Algorri (LIG 15) andando por la rasa hacia el oeste o bajar por la pista que sale desde el área recreativa de Elorriaga.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ. Solamente podremos acceder a la playa en marea baja y con cierto peligro por lo que se recomienda su observación desde el mirador de Elorriaga o el mirador de Algorri.



Vista de la playa de cantos desde el mirador de Elorriaga.



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 558971 m. / Y= 4794108 m. / Alt.= 6 m.



Desde más cerca se puede apreciar con claridad la plataforma sub-horizontal superior.

# LIG 28

## PLAYA DE ITZURUN

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**  
 POTENCIALIDAD DE USO: **4**  
 VULNERABILIDAD: **3**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La playa de Itzurun es una playa arenosa encajada entre el cabo de Aitzgorri situado al oeste y el murallón de Talaimendi situado al este. La disposición del contorno del litoral y la dirección y buzamiento los estratos que lo conforman junto con la acción tractiva del oleaje, condicionan la aparición de la playa y la distribución de su sedimento.

El cabo de Aitzgorri orientado en la dirección Noroeste-Sureste interactúa con el oleaje incidente de manera que los frentes de oleaje que se acercan con un cierto ángulo respecto al litoral son sometidos a procesos de refracción y difracción. Así, las olas que alcanzan la orilla transportan el sedimento a lo largo de la playa desde el oeste hacia el este, según un modelo en zigzag que se denomina deriva litoral.

El sedimento de la playa está constituido principalmente por cuarzo y secundariamente, por trozos de organismos marinos (bioclastos) y de rocas procedentes del acantilado (litoclastos). Esta arena tiene su origen en las acumulaciones sedimentarias situadas en el ámbito marino sumergido adyacente a la playa.

Debido a la variación estacional existente en la intensidad y altura del oleaje (invierno, oleaje intenso y ordenado y verano, oleaje disperso y moderado) a lo largo del año se producen variaciones en el perfil de la playa presentando mayor acumulación de sedimento durante la época estival. La carrera de marea combinada con la acción del oleaje incidente modifica asimismo, el perfil de la playa a lo largo del año.

### ACCESO

Andando desde el pueblo de Zumaia.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ, desde el cabo de Aitzgorri o desde el monte Talaimendi.



Vista de la playa de Itzurun desde el cabo de Aitzgorri.



**LOCALIZACIÓN UTM 30N:**  
 X= 559962 m. / Y= 4794390 m. / Alt.= 2 m.



Playa de Itzurun desde Talaimendi. Obsérvese el efecto muro de la rasa situada en el centro de la fotografía.

# LIG 32

## PLAYA DE SATURRARAN

VALOR INTRÍNSECO: **2,50**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,50**

VULNERABILIDAD: **3**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La playa de Saturrarán es una playa arenosa situada cercana a en la desembocadura del río Artibai. El arenal está encajado y orientado hacia el noroeste y adquiere forma de media luna adaptándose a los trenes de oleaje que inciden sobre la playa.

Al suroeste está limitada por el arroyo canalizado procedente del valle de Mijoa que desemboca al oeste de un pequeño muelle de bloques de escollera. Al noreste, la playa acaba contra un afloramiento del sustrato que dificulta el transporte sedimentario hacia el este. La disposición de los diques del puerto de Ondarroa condiciona también la disposición de la playa alterando su morfología original y su stock sedimentario.

El sedimento de la playa está constituido principalmente por arenas de cuarzo y secundariamente, por trozos de organismos marinos (bioclastos) y de rocas procedentes del acantilado (litoclastos). Estos sedimentos tiene su origen en las acumulaciones sedimentarias situadas en el ámbito marino sumergido adyacente a la playa. En la zona donde se disipa la energía del oleaje, es posible observar cordones de cantos procedentes probablemente de la disgregación y transporte de los materiales aportados para la construcción del dique sobre el arroyo. La proporción de cantos va disminuyendo hacia el noreste hasta desaparecer.

Debido a la variación estacional existente en la intensidad y altura del oleaje (invierno, oleaje intenso y ordenado y verano, oleaje disperso y moderado) y la carrera de marea a lo largo del año se producen variaciones en el perfil de la playa presentando mayor acumulación de sedimento durante la época estival.

### ACCESO

Se puede llegar en coche hasta el aparcamiento de la playa por la N-634.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Vista general de la playa de Saturrarán.



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 547823 m. / Y= 4796680 m. / Alt.= 2 m.



La playa de Saturrarán está limitada al norte por un afloramiento de flysch negro.

# LIG 31

## DUNAS Y MARISMAS DE SANTIAGO

VALOR INTRÍNSECO: 2,25

POTENCIALIDAD DE USO: 3,38

VULNERABILIDAD: 3

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El complejo sedimentario de la desembocadura del río Urola se encuentra fuertemente modificado por el ser humano. La construcción de diques en el margen oeste de la playa de Santiago, así como el establecimiento de un puerto deportivo en su zona sur, han modificado las características de la rotura del oleaje y la distribución de las corrientes de marea. Por consiguiente, las estructuras sedimentarias de esta zona se encuentran alejadas de su dinámica natural.

Sin embargo, el entorno todavía presenta elementos interesantes como la zona intermareal de la playa de Santiago donde se pueden observar una gran variedad de formas de lecho y los complejos dunares situados en la zona supramareal. Estos ambientes sedimentarios son muy escasos en la costa vasca y por lo tanto, muy valorados en este contexto. Se forman por la acción tractiva del viento que cuando supera la velocidad de 4 m/s es capaz de transportar la arena desde las áreas intermareales expuestas de la playa hasta la zona supramareal de la misma. Ahí, el sedimento es atrapado por la vegetación dunar que contiene hasta 50 especies dunares diferentes. Este campo dunar está también fuertemente alterado tanto por la existencia de edificaciones como por la proliferación de pistas y sendas no reguladas.

En el margen sur de la playa se observan pequeños parches marismos de cierto interés, pero al estar rodeados de diques, pistas y demás estructuras su supervivencia a medio plazo es poco probable.

### ACCESO

Aparcar en el aparcamiento habilitado para la playa de Santiago.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ. Desde el monte Talaimendi se tiene también una perspectiva muy amplia del de todo el estuario del Urola.



Detalle de una laminación dunar en la playa de Santiago.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 560965 m. / Y= 4794381 m. / Alt.= 4 m.



Marismas de Santiago desde Talaimendi. El puerto deportivo ha alterado notablemente la dinámica natural de la marisma.

# LIG 42

## ESTUARIO DEL DEBA

VALOR INTRÍNSECO: 2

POTENCIALIDAD DE USO: 2,75

VULNERABILIDAD: 3

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El estuario del río Deba es junto con el de Zumaia (LIG 31) el único registro estuarino del Geoparque y por ello tienen un valor especial, ya que sus sedimentos guardan información sobre las variaciones del nivel del mar y del clima a lo largo del Holoceno (10.000 años).

Los restos sedimentarios del estuario se concentran desde la localidad de Deba hasta prácticamente el meandro encajado de Sasiola. El estudio sedimentológico y paleontológico de un sondeo de 30m de profundidad constata una secuencia de colmatación sedimentaria con una pérdida progresiva de la influencia marina a lo largo del Holoceno. Este registro corresponde a una evolución ambiental caracterizada por el ascenso del nivel de mar desde la última glaciación (20.000 años). De esta forma, el estuario se encuentra rellenando el espacio que produjo el encajamiento del río Deba en el periodo glacial, como mínimo 30 metros por debajo del estuario actual.

Aunque se ha realizado una labor de recuperación importante, como sucede en la mayoría de los casos, el estuario del Deba se encuentra muy deteriorado y antropizado.

### ACCESO

Andando desde el pueblo de Deba por el sendero acondicionado.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto general del estuario en la zona de Errotazarko erribera.



### LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 561574 m. / Y= 4793454 m. / Alt.= 3 m.



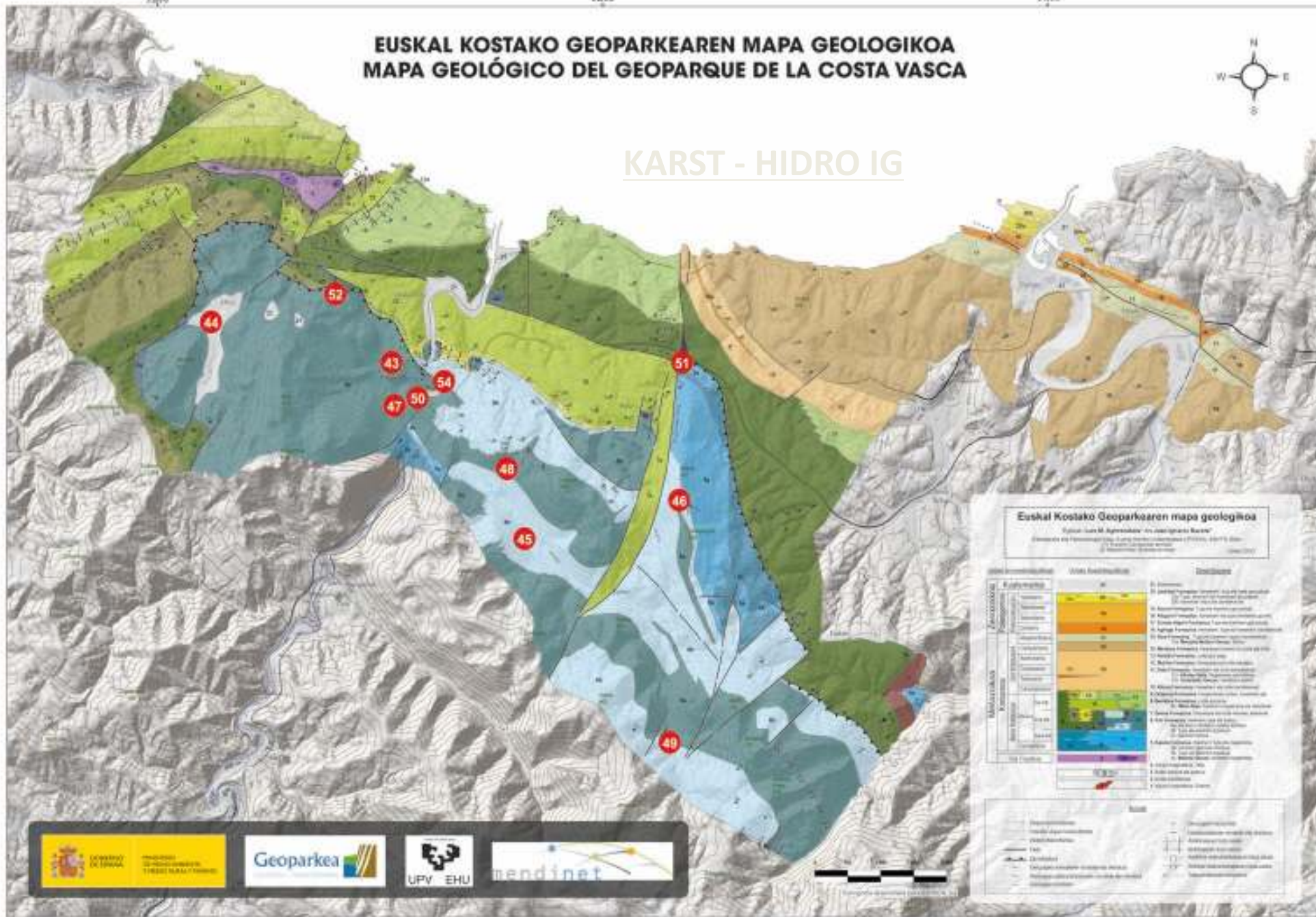
Detalle de la zona recuperada.



# EUSKAL KOSTAKO GEOPARKEAREN MAPA GEOLOGIKOA MAPA GEOLÓGICO DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA



## KARST - HIDRO IG



**Euskal Kostako Geoparkearen mapa geologikoa**  
 Egilea: Luis M. Aguirretxe "An astigarrak Euzko"  
 Geoparkea eta Euzkoaren Informatika eta Lantze Zentroak (Euzkoaren Informatika eta Lantze Zentroak)  
 © Euzkoaren Informatika eta Lantze Zentroak, 2010

Geologia	Unitate Geologikoa	Simboloa
Kuartarno	1. Deposituak	1
	2. Deposituak	2
	3. Deposituak	3
	4. Deposituak	4
	5. Deposituak	5
	6. Deposituak	6
	7. Deposituak	7
	8. Deposituak	8
	9. Deposituak	9
	10. Deposituak	10
Terzarioa	11. Deposituak	11
	12. Deposituak	12
	13. Deposituak	13
	14. Deposituak	14
	15. Deposituak	15
	16. Deposituak	16
	17. Deposituak	17
	18. Deposituak	18
	19. Deposituak	19
	20. Deposituak	20
Kretazioa	21. Deposituak	21
	22. Deposituak	22
	23. Deposituak	23
	24. Deposituak	24
	25. Deposituak	25
	26. Deposituak	26
	27. Deposituak	27
	28. Deposituak	28
	29. Deposituak	29
	30. Deposituak	30
Mesozoikoa	31. Deposituak	31
	32. Deposituak	32
	33. Deposituak	33
	34. Deposituak	34
	35. Deposituak	35
	36. Deposituak	36
	37. Deposituak	37
	38. Deposituak	38
	39. Deposituak	39
	40. Deposituak	40
Paleozoikoa	41. Deposituak	41
	42. Deposituak	42
	43. Deposituak	43
	44. Deposituak	44
	45. Deposituak	45
	46. Deposituak	46
	47. Deposituak	47
	48. Deposituak	48
	49. Deposituak	49
	50. Deposituak	50
Prekamarioa	51. Deposituak	51
	52. Deposituak	52
	53. Deposituak	53
	54. Deposituak	54
	55. Deposituak	55
	56. Deposituak	56
	57. Deposituak	57
	58. Deposituak	58
	59. Deposituak	59
	60. Deposituak	60

**Simboloak**

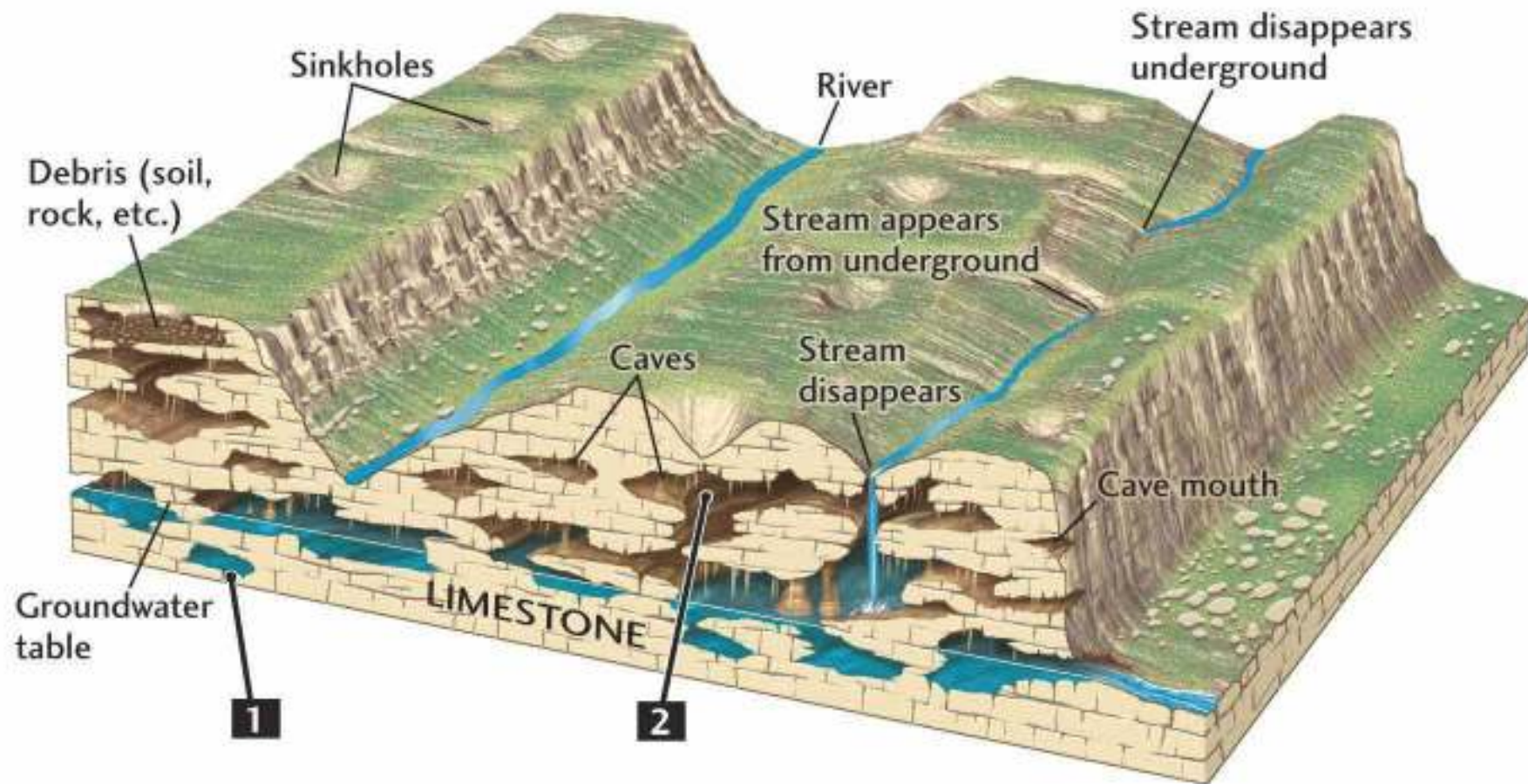
- 1. Deposituak
- 2. Deposituak
- 3. Deposituak
- 4. Deposituak
- 5. Deposituak
- 6. Deposituak
- 7. Deposituak
- 8. Deposituak
- 9. Deposituak
- 10. Deposituak
- 11. Deposituak
- 12. Deposituak
- 13. Deposituak
- 14. Deposituak
- 15. Deposituak
- 16. Deposituak
- 17. Deposituak
- 18. Deposituak
- 19. Deposituak
- 20. Deposituak
- 21. Deposituak
- 22. Deposituak
- 23. Deposituak
- 24. Deposituak
- 25. Deposituak
- 26. Deposituak
- 27. Deposituak
- 28. Deposituak
- 29. Deposituak
- 30. Deposituak
- 31. Deposituak
- 32. Deposituak
- 33. Deposituak
- 34. Deposituak
- 35. Deposituak
- 36. Deposituak
- 37. Deposituak
- 38. Deposituak
- 39. Deposituak
- 40. Deposituak
- 41. Deposituak
- 42. Deposituak
- 43. Deposituak
- 44. Deposituak
- 45. Deposituak
- 46. Deposituak
- 47. Deposituak
- 48. Deposituak
- 49. Deposituak
- 50. Deposituak
- 51. Deposituak
- 52. Deposituak
- 53. Deposituak
- 54. Deposituak
- 55. Deposituak
- 56. Deposituak
- 57. Deposituak
- 58. Deposituak
- 59. Deposituak
- 60. Deposituak

**Skala**

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000



## ETA BARNEKO PAISAIA? KAREHARRIAK - KARST



# LIG 48

## LAPIAZ DEL MONTE ARBIL

VALOR INTRÍNSECO: **2,50**  
 POTENCIALIDAD DE USO: **3**  
 VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

A pesar de que el lapiaz está bien desarrollado en todos los macizos Kársticos del Geoparque solamente aflora "desnudo" o es visible en las cotas más altas como el monte Arbil o Sesiarte. La cara SW del monte Arbil muestra uno de los lapiazes visibles más extensos del territorio. Debido a la alta humedad del entorno la producción de suelo es considerable y éste es rápidamente invadido por la vegetación.

Los lapiazes son sumideros naturales que infiltran el agua de lluvia al sistema hidrológico interior impidiendo la formación de escorrentía superficial. Los procesos de karstificación disuelven y erosionan la caliza. El agua va horadando lentamente la roca hacia su interior y, con el tiempo, se generan caminos preferenciales por donde circula con facilidad. Cuando se producen fuertes precipitaciones el agua se infiltra hacia zonas profundas a través del lapiaz y no se suele generar escorrentía superficial alguna, ya que es una zona de gran permeabilidad.

En este caso, el tipo de lapiaz predominante se forma a favor del diaclasado, formando los llamados Kluffkarren o grikes. Localmente, en sitios más escarpados, se encuentran también lapiazes con forma de surcos denominados Rinnenkarren.

### ACCESO

Tomar la Gi-3292 en el barrio de Sasiola hasta la entrada al valle de Lastur.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Alto de entrada al valle de Lastur (Elkorrieta) o caserío de Kortaberri.



Panorámica del monte Arbil desde la carretera.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
 X= 561978 m. / Y= 4790994 m. / Alt.= 225 m.



Detalle de estructuras de disolución Rinnenkarren en la zona de Elkorrieta.

# LIG 45

## POLJÉ DE LASTUR

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,13**

VULNERABILIDAD: **1**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

Junto con el valle de Olatz, Lastur es un ejemplo excepcional de valle cerrado o Poljé de origen Kárstico. En este caso, la parte inferior del valle llamado Lastur Behea (desde el molino hacia abajo) tiene una forma alargada NW-SE que responde a un origen estructural relacionado con una falla de la misma dirección situada en profundidad y que facilita la disolución de la roca. El fondo de valle de Lastur Behea, cubierto por sedimentos de descalcificación, tiene aproximadamente una longitud en línea recta de 3,1 kilómetros de largo y una anchura media de 150 metros.

Mediante un estudio de detalle del relleno sedimentario se puede reconocer una superficie colgada relacionada con un antiguo nivel superior del paleo-poljé. En algunas superficies colgadas se pueden incluso ver cantos rodados que delatan el antiguo nivel del arroyo de Lastur.

En la actualidad esta superficie de paleo-poljé se encuentra incidida por un conjunto bien ordenado de sumideros y dolinas alineadas con el valle. Esta incisión está relacionada con un descenso del nivel freático que obligó al arroyo encajarse e infiltrarse por la zona del caserío Abelebe, produciendo el complejo de dolinas alineadas a partir de ese punto hacia abajo, en especial en la zona del caserío Arroanzar. En este punto las dolinas son muy vistosas y tienen unos 75 m de diámetro y hasta 25 metros de profundidad.

### ACCESO

Tomar la GI-3292 en el barrio de Sasiola y recorrer el valle por carretera hasta el molino.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Hay varios puntos de observación a lo largo de la carretera. Entre ellos se pueden destacar los siguientes: caserío Kortaberri para una vista general del valle, caserío Arroanzar para las dolinas alineadas y caserío Abelebe para el sumidero principal del río Lastur.



Alineación de dolinas en la zona del caserío Arroanzar.



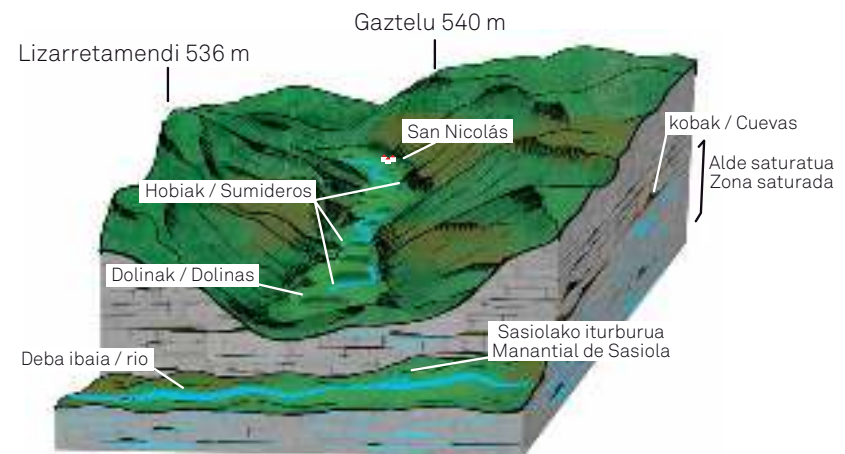
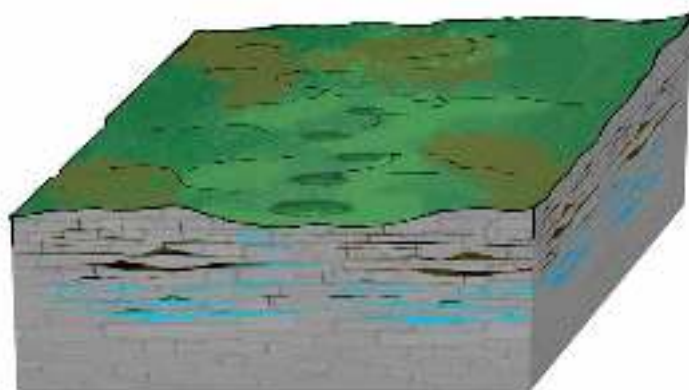
LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 552347 m. / Y= 4790261 m. / Alt.= 110 m.



Sumidero principal del riachuelo en la zona de Abelebe

# LASTURKO POLJEA

## POLJÉ DE LASTUR / LASTUR POLJE



# LIG 49

## RÍO ENCAJADO DE UGARTEBERRI

VALOR INTRÍNSECO: **3,25**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,25**

VULNERABILIDAD: **3**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El sector superior del polje de Lastur se encuentra a unos 300m de altura y aquí se pueden encontrar también claras evidencias de que el nivel anterior del polje está siendo hoy en día incidido por un descenso del nivel freático (LIG 45)

En este caso, en las inmediaciones del caserío de Ugarteberri, la incisión se manifiesta en forma de un vistoso encajonamiento del río sobre el nivel de base definido por el polje. El riachuelo dibuja además bonitos y redondeados meandros y alguna pequeña llanura de inundación que han sido recubiertos por un pastoril manto verde. La incisión del arroyo sobre el paleo-nivel de base del polje es de unos 10-15 metros. Habitualmente el arroyo está seco y cubierto de vegetación por lo que el fenómeno es todavía más llamativo ya que se observa una morfología fluvial evidente sin poder ver el flujo. Cuando el arroyo lleva agua esta se infiltra en el sumidero de Ugarteberri.

200 metros más abajo se observan rellenos de cantos rodados a la entrada de una cueva-sumidero, indicando que antes de la bajada del nivel freático el río llegaba hasta la cueva y discurría por ella.

### ACCESO

Tomar la Gi-3292 en el barrio de Sasiola o la Gi-3210 en Itziar hasta la cantera de Lastur. El caserío Ugarteberri se encuentra apenas 500 metros después de la cantera.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ



Aspecto del arroyo encajonado de Ugarteberri desde el aparcamiento.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 554954 m. / Y= 4786931 m. / Alt.= 283 m.



Detalle del arroyo encajonado de Ugarteberri.

# LIG 47

## SURGENCIA DE SASIOLA

VALOR INTRÍNSECO: 2

POTENCIALIDAD DE USO: 1,88

VULNERABILIDAD: 3

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La surgencia de Sasiola está situada en la margen derecha del río Deba, a unos 100 m aguas arriba del puente de Sasiola, bajo la autopista. Distintos ensayos de trazado han demostrado que el agua que desaparece en el sumidero de Lastur, situado a 4 km en línea recta sale por la surgencia de Sasiola, aunque esto no significa que toda el agua de la surgencia proviene de ese punto, ya que a través de ese manantial manan también aguas de otros acuíferos del entorno.

El poljé de Lastur (LIG 45) alberga dos cursos de agua que no tienen salida en superficie y que, tarde o temprano, desaparecen en la superficie del terreno. El sumidero principal se encuentra junto al caserío Abeletxe, situado a 4 km en línea recta con la surgencia de Sasiola.

El valle de Lastur, rodeado de importantes crestones calizos, se ha desarrollado (y lo sigue haciendo) a favor de una falla de dirección noroeste-sudeste. Esta falla, junto con las fracturas asociadas, facilitan el paso del agua de precipitación hacia el medio subterráneo. El agua, ligeramente ácida, disuelve la roca carbonatada generando simas y cuevas en su interior y facilitando cada vez más la infiltración del agua desde la superficie del terreno.

### ACCESO

Desde el cruce de la GI-3292 con la N-634 en el barrio de Sasiola.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto y situación de la surgencia de Sasiola en la orilla del río Deba.



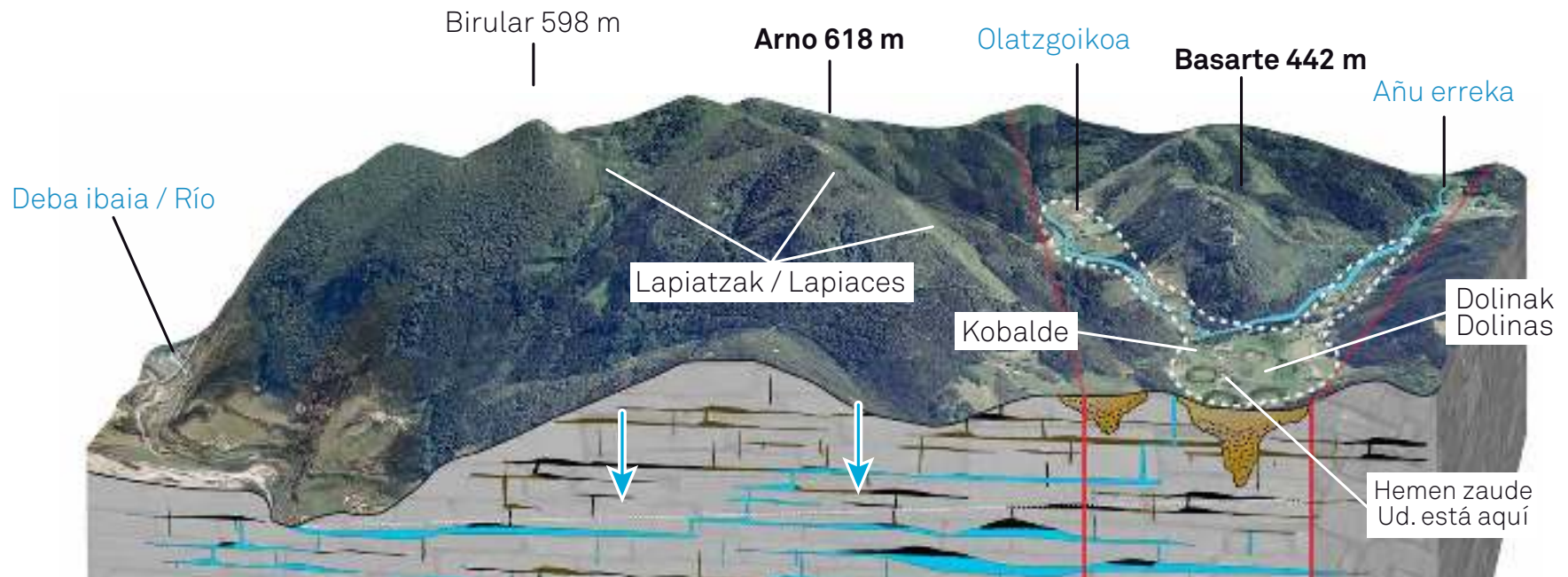
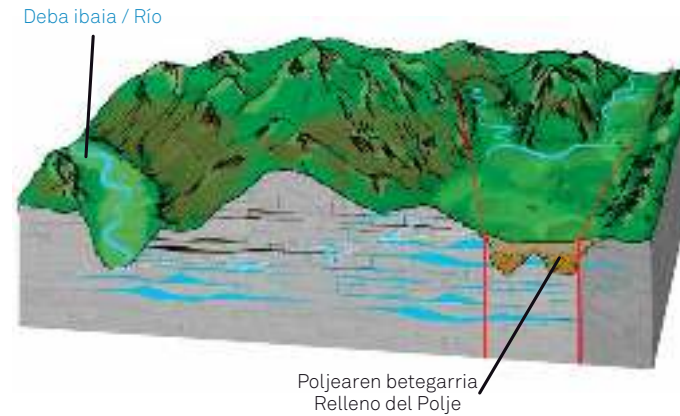
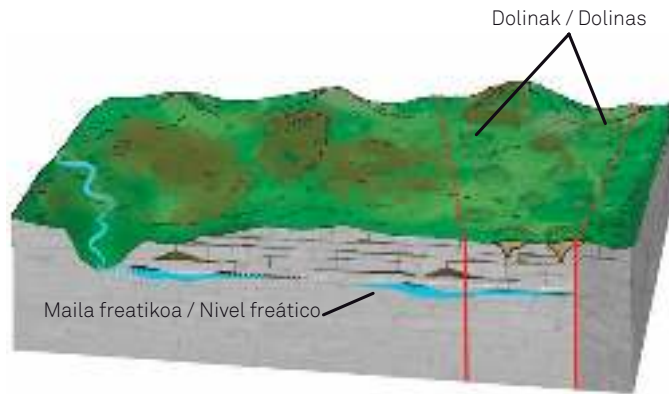
LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 550918 m. / Y= 4790802 m. / Alt.= 4 m.



Detalle de la surgencia.

# OLATZEKO POLJEA

## POLJÉ DE OLATZ / OLATZ POLJE





# LIG 44

## POLJÉ DE OLATZ

VALOR INTRÍNSECO: **3,50**

POTENCIALIDAD DE USO: **3,13**

VULNERABILIDAD: **3**

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El conocido valle de Olatz es un excelente ejemplo de poljé de nivel de base creado sobre las calizas urgonianas de la formación Erlo. La parte principal del poljé, donde se encuentra la ermita de Olatz, tiene forma ovalada y un área aproximada de 35 hectáreas. Desde aquí salen dos valles; el valle del río Añu en dirección N250°E y el valle del río Olatzgoikoa en dirección N200°E. Ambos valles son también parte del poljé de Olatz y demuestran que la disolución kárstica se ha producido a favor de dos fallas de estas direcciones. En total el fondo de valle del poljé de Olatz tiene unas 125 hectáreas.

A igual que en caso de Lastur (LIG 45) nos encontramos ante un poljé de nivel de base donde la depresión está marcada por el nivel freático. A su vez, la superficie de base se encuentra incidida por una amplia red de dolinas de entre 25m y 75m de diámetro que intersectan entre sí y por los cauces de los ríos Añu y Olatzgoikoa que inciden más de 25 metros sobre el nivel de base de la formación del poljé. Esta incisión responde a un descenso del nivel freático actual con respecto del nivel de formación del poljé.

Las aguas de Olatz pasan a formar parte del sistema subterráneo a favor de las dolinas y del gran sumidero de Kobalde, donde van a parar las aguas de los dos ríos citados. Se trata de un sumidero muy espectacular de grandes dimensiones donde se han encontrado sedimentos arcillosos, arenosos y conglomerados de tipo slackwater. Este sumidero conduce las aguas de Olatz a diferentes surgencias situadas a unos 3 km en línea recta en la margen izquierda del río Deba. Se ha comprobado que, en la mayoría de los casos, el agua viaja a velocidades muy altas (aprox. 170 m/h) y por lo tanto estos flujos no llegan hasta la zona saturada ni pasan a formar parte del acuífero.

### ACCESO

Desde Mutriku tomar la carretera Gi-3562 al barrio de Olatz.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In situ, recorriendo a pie el sendero del valle o desde la cima del Miruaitz.



Vista general de la parte principal del poljé de Olatz marcado por la superposición de dolinas de grandes dimensiones.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 548094 m. / Y= 4792983 m. / Alt.= 199 m.



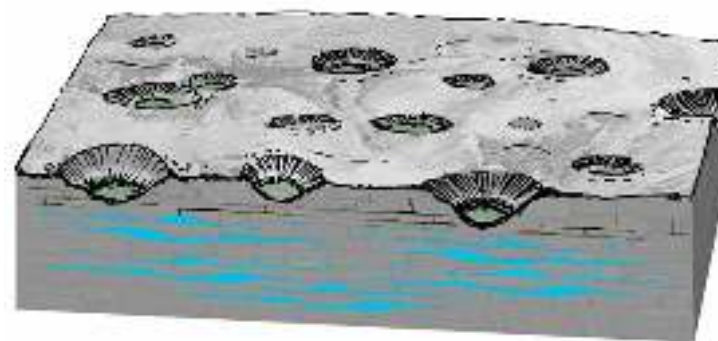
Sumidero de Kobalde por donde desaparecen los dos ríos del poljé.

# KARST PINAKULARRA

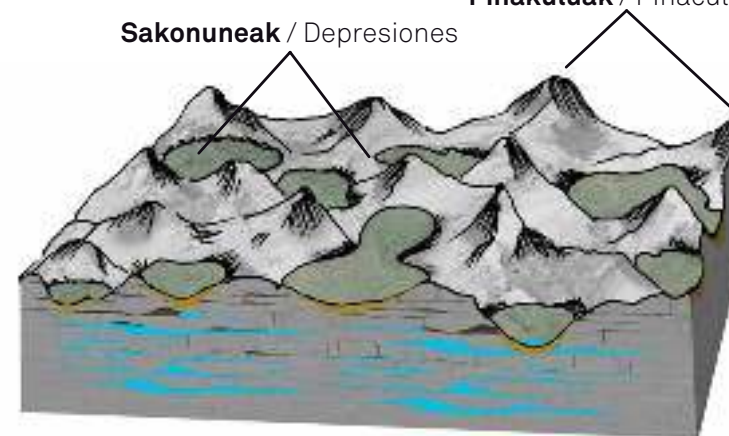
## KARST PINACULAR / PINNACLE KARST



Hasierako gainazal horizontala /  
Superficie horizontal inicial



Sakonuneak / Depresiones  
Pinakuluak / Pináculos



## LIG 43

## KARST PINACULAR DE ASTIGARRIBIA

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 2,88

VULNERABILIDAD: 1

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El modelado del valle de Astigarribia está marcado por pináculos de origen Kárstico que generan relieves cónicos o incluso hemisféricos, más o menos aislados, y de cotas similares en torno a 130 m.

El encinar que cubre las laderas de los montes impide observar, con detalle, la superficie meteorizada de las calizas, pero se puede observar un lapiaz parcialmente cubierto. Este modelado kárstico podría ser clasificado como "karst poligonal", "Tower karst" o "Cockpit karst" con interdepressiones cónicas, típico de regiones húmedas templadas y tropicales. Visto desde el aire, recuerda a una topografía en caja de huevo, generado por disolución a partir de una superficie que, en las inmediaciones de Sasietta, se localiza alrededor de los 150m. Esta superficie posiblemente de carácter erosivo y a partir del cual ha podido generarse el modelado exokárstico por disolución descendente, se extiende desde la costa actual siguiendo el valle fluvial hasta el meandro de Sasietta. Es por ello que aunque la litología del sustrato sea la misma, los relieves que quedan hacia el interior del valle, presentan cotas mucho más elevadas (en torno a 350-400 m de altitud). Una gran dolina, con su base a 48-50m., separa los montes de cotas 150m. de las superiores a 350 m.

Los relieves están constituidos por calizas cretácicas urgonianas de la formación Erlo.

Uno de los pináculos de mayores dimensiones ha sido completamente desmantelado y vaciado por la cantera de Sasiola.

## ACCESO

Desde la carretera N-634 a la altura de la propia cantera.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Desde la carretera GI-3230 a la altura de la ermita de Astigarribia.



Alineación de pináculos. El pináculo de la derecha ha sido vaciado por la cantera de Sasiola.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
X= 550772 m. / Y= 4792195 m. / Alt.= 113 m.



Pináculo del meandro de Sasiola.

# LIG 51

## PINÁCULO KÁRSTICO DE SALBATORE

VALOR INTRÍNSECO: 3  
 POTENCIALIDAD DE USO: 3  
 VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El mogote kárstico de Salvatore es un pináculo aislado del Karst pinacular de Deba (LIG 43). Sus dimensiones son considerables ya que alcanza una altura de 240m y un desnivel desde el fondo de valle de unos 160 metros. En planta, este pináculo tiene una geometría perfectamente redonda y un diámetro de unos 300 metros.

El interés principal estriba en los conductos kársticos horizontales que contiene en su interior. Las cavidades más relevantes son Zelaieta, Urliaga y la surgencia de Urliaga, correspondientes a 2 distintos niveles de galerías horizontales en la vertical; el más alto a 150 metros sobre el nivel del mar y el más bajo a unos 110 metros, mientras que la planta del valle se encuentra alrededor de 80 metros. Tanto Zelaieta como Urliaga contienen un piso principal a 150 metros y otro menos desarrollado en 110 metros, mientras que la Surgencia de Urliaga es una galería bien desarrollada a 110 metros, y que enlaza con la cueva de Urliaga.

Estos pisos horizontales están relacionados con un periodo de estabilidad freática, que bien pudo estar relacionado con el nivel del mar dado su cercanía a la costa (1km), durante un periodo en el que éste estuviera por encima del nivel actual. En esta suposición, un estudio de detalle de los diferentes pisos kársticos nos podría indicar la velocidad de la bajada del nivel freático a lo largo del tiempo y una estipulación para las variaciones del nivel de mar.

### ACCESO

Desde el alto de Itziar tomar la carretera Gi-3291 hacia al barrio de Itxaspé y en seguida tomar a la derecha al agroturismo Zelaieta berri. Desde aquí se puede acceder andando hasta la base del pináculo.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Desde el agroturismo Zelaieta Berri para vista general o in situ para ver las cavidades.



Vista del mogote pinacular de Salvatore con la ermita del mismo nombre en la punta.



LOCALIZACIÓN UTM 30M:  
 X= 555192 m. / Y= 4792358 m. / Alt.=185 m.



Entrada de una de las galerías horizontales del pináculo.

# LIG 46

## DOLINAS DEL MONTE ANDUTZ

VALOR INTRÍNSECO: 3

POTENCIALIDAD DE USO: 2,50

VULNERABILIDAD: 2

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El monte Andutz (612m) es uno de los mejores mirados naturales del territorio del Geoparque. Está formado por facies carbonatadas de tipo arrecifal (LIG 2) en posición casi vertical, de manera que la diferencia de competencia entre los diferentes tramos del paquete calcareo se ven muy bien representados en planta y en la dirección de la estratificación. De esta forma, las facies de caliza más masivas son más competentes a la erosión química mientras que las facies más estratificadas muestran una facilidad mayor a su disolución y han dado lugar a una alineación de dolinas bastante vistosas. Estas dolinas pueden tener un diámetro de unos 20 metros y aproximadamente 10 metros de desarrollo vertical.

Las dolinas de monte Andutz no destacan por su desarrollo, pero sí por situarse en una de las cumbres del Geoparque demostrando así que la disolución química de las calizas se produce en todo el territorio y en las 3 dimensiones.

### ACCESO

Subir al monte Andutz desde cualquiera de los senderos que parten de la zona de Itziar.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

In Situ.



Aspecto de la alineación de dolinas del monte Andutz.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
X= 555136 m. / Y= 4790360 m. / Alt.= 569 m.



Dolinas del monte Andutz desde la cima.

## LIG 54

# MEANDRO DE SASIOLA

VALOR INTRÍNSECO: 2,50

POTENCIALIDAD DE USO: 2,50

VULNERABILIDAD: 1

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El río Deba dibuja en el barrio de Sasiola un meandro de geometría perfecta de herradura. El río, trae una dirección NE siguiendo el trazado de una falla y cuando llega a chocar con los muros de caliza más duros sortea los pináculos (LIG 43) dibujando un meandro bastante apretado.

Si tenemos en cuenta que el nivel de erosión a partir del cual se forman los pináculos está a unos 150 metros de altura y que el cauce actual está a apenas unos pocos metros, la incisión del río sobre la roca caliza es de más de 100 metros.

El meandro de Sasiola muestra un excepcional ejemplo de la dinámica erosiva sedimentaria de este tipo de formaciones. En la parte interior del meandro se pueden ver claramente una terraza que, aunque de manera discontinua, puede corresponder a sedimentos del estuario del Deba (LIG 42). Estos han sido erosionados en la parte exterior, mientras que a interior sigue acumulando sedimentos.

### ACCESO

N-634 a la altura del barrio de Sasiola.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

No se ha encontrado un mirador adecuado para ver el meandro en su totalidad. Lo mejor es recorrerlo por la N-634.



Vista aérea del meandro de Sasiola.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:

X= 561504 m. / Y= 4791965 m. / Alt.= 1 m.

# LIG 50

## CUEVA DE PRAILEAITZ

VALOR INTRÍNSECO: 2,75  
 POTENCIALIDAD DE USO: 3  
 VULNERABILIDAD: 2

### BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

La cueva de Praileaitz se sitúa en la ladera norte del pináculo principal del Karst pinacular de Astigarribia (LIG 43), justo en el límite de la cantera de Sasiola que ha vaciado dicho pináculo.

Esta cueva es muy conocida por sus excelentes hallazgos arqueológicos, incluyendo pinturas rupestres del Magdaleniense.

Desde el punto de vista geológico esta cueva es representativa de las más de 150 oquedades descubiertas en el territorio del Geoparque, con la particularidad de que debido a su interés arqueológico el relleno sedimentario ha sido estudiado en detalle.

La cueva tiene alrededor de 100 m de longitud y una dirección NW-SE paralela al anticlinorio norvizcaino y a uno de los sistemas de fractura principales del macizo Izarraitz. La cueva tiene un vestíbulo prácticamente obstruido por desprendimientos. A derecha e izquierda parten sendas galerías que se unen más adelante y conducen a una sala de buenas dimensiones. Su boca, orientada al NE se halla también casi obstruida.

La cavidad comprende un mínimo de 7 fases sedimentarias de relleno con procesos erosivos intercalados. Estos sedimentos cuentan la historia deposicional originada por factores climáticos, estructurales y/o geomorfológicos desde hace varios cientos de miles de años hasta la actualidad.

### ACCESO

La cueva está cerrada.

### PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

No se puede observar



Aspecto de la galería interior del Santuario de Praileaitz. Foto Sonia San José.



LOCALIZACIÓN UTM 30N:  
 X= 551388 m. / Y= 4791984 m. / Alt.=55 m.



Entrada a la cueva de Praileaitz en la que se puede ver la marca del sedimento escavado. Foto Sonia San José.

## LIG 52

## YACIMIENTO CUATERNARIO DE KIPUTZ

VALOR INTRÍNSECO: 3,75

POTENCIALIDAD DE USO: 3,33

VULNERABILIDAD: 2

## BREVE DESCRIPCIÓN DEL LIG

El yacimiento de Kiputz se localiza al este del monte Arno y consiste en una cavidad kárstica formada en calizas urgonianas del Cretácico inferior. Esta sima de unos 6 metros de profundidad actuó como una trampa natural para la fauna cuaternaria de entre 20.000 y 15.000 años, durante el último máximo glaciar.

La sima tiene un relleno sedimentario de unos 4,5 metros de potencia formado por una mezcla de niveles arcillosos, calcáreos y brechas de bloques caídos de las propias paredes. La cueva se descubrió en el año 2002 y tras varias campañas de excavaciones se ha conseguido sacar una de las mayores concentraciones del Cantábrico de huesos de mamíferos del Pleistoceno superior. Se han recuperado más de 13.000 huesos que confirman la presencia de 48 ciervos, 23 renos y 18 bisontes. Precisamente, es un bisonte estepario adulto de unos 900 kilos de peso quien nos ha dejado el ejemplar fósil más espectacular; un excepcional cráneo de 90 cm de envergadura, único conservado entero en toda la península.

El suelo alcalino de origen kárstico ha permitido la buena conservación de los huesos. Al contrario que la mayoría de los yacimientos de esta edad, Kiputz se distingue por no poseer ningún rastro de actividad humana. Esta circunstancia proporciona a la fauna conservada en esta cueva un carácter excepcional como muestra representativa de las especies que en ese momento ocupaban el ecosistema circundante.

## ACCESO

No se puede acceder a la sima.

## PUNTO ÓPTIMO DE OBSERVACIÓN

Deposito de materiales arqueológicos y paleontológicos del Gobierno Vasco. Intxaurreondo.



Reconstrucción del famoso cráneo de bisonte de Kiputz.



## LOCALIZACIÓN UTM 30N:

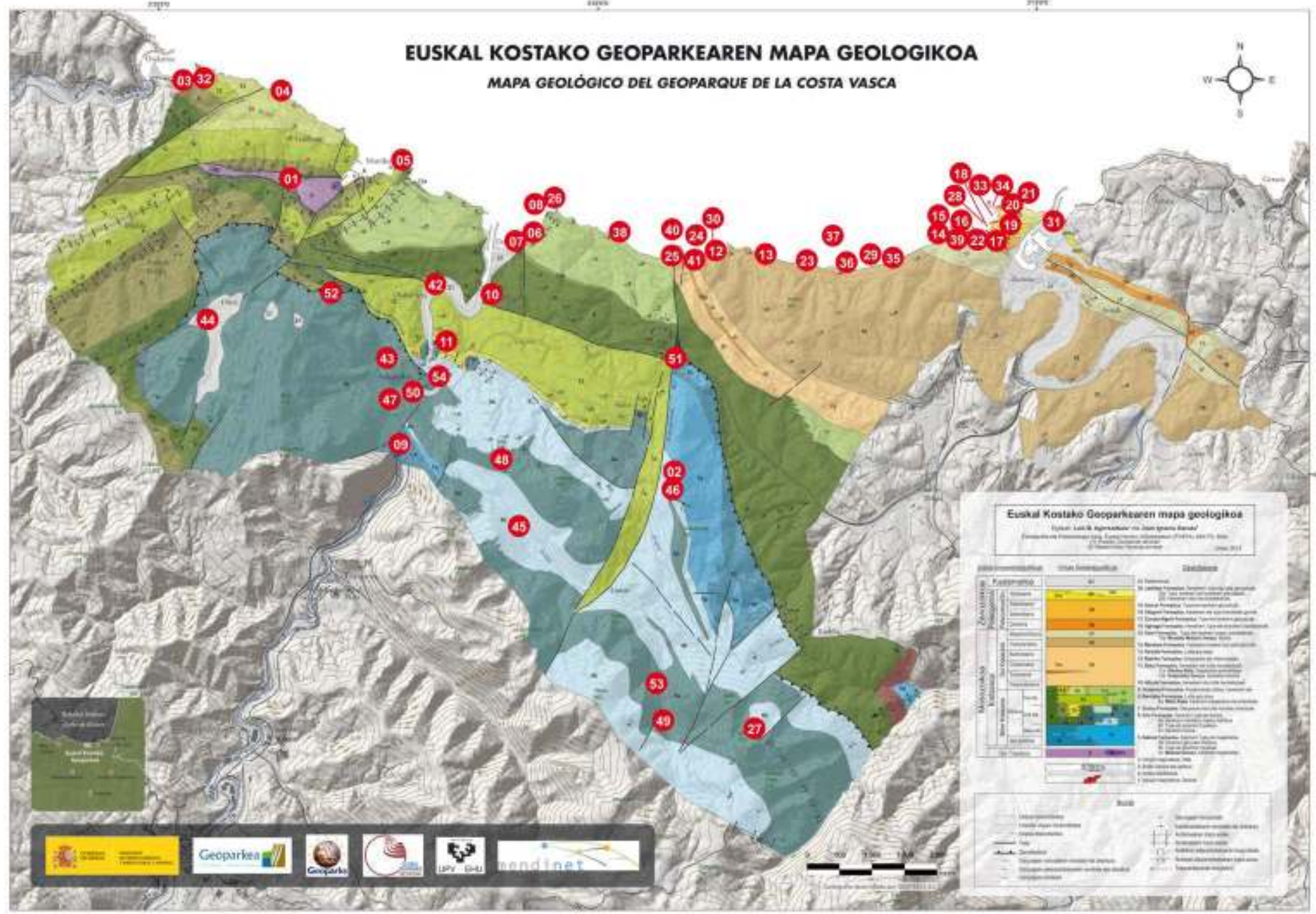
Mutriku. No se facilita la localización de detalle por riesgo de expolio.

**NO SE PROPORCIONA LA SITUACIÓN EXACTA DEL YACIMIENTO POR RIESGO DE EXPOLIO Y POR ESTAR CERRADO.**



# EUSKAL KOSTAKO GEOPARKEAREN MAPA GEOLOGIKOA

MAPA GEOLÓGICO DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA



### Euskal Kostako Geoparkaren mapa geologikoa

Elkarri Luis & Agnetañor eta Joan Ignazio Baraño  
Elkarriak Proiekturik (S.A.) - Elkarriak, S.A. (Elkarriak, S.A.)  
E-48100 Leizor, Bizkaia (Elkarriak, S.A.)  
1995/2014

Etanik	Urtan	Geologia
<b>Quaternarioa</b>	Q1	14.1. Sediments
<b>Zenitikoak</b>	Q2	14.2. Sediments
<b>Neozoikoa</b>	T	14.3. Sediments
<b>Mesozoikoa</b>	J	14.4. Sediments
<b>Paleozoikoa</b>	P	14.5. Sediments

Geologia
14.1. Sediments
14.2. Sediments
14.3. Sediments
14.4. Sediments
14.5. Sediments
14.6. Sediments
14.7. Sediments
14.8. Sediments
14.9. Sediments
14.10. Sediments
14.11. Sediments
14.12. Sediments
14.13. Sediments
14.14. Sediments
14.15. Sediments
14.16. Sediments
14.17. Sediments
14.18. Sediments
14.19. Sediments
14.20. Sediments
14.21. Sediments
14.22. Sediments
14.23. Sediments
14.24. Sediments
14.25. Sediments
14.26. Sediments
14.27. Sediments
14.28. Sediments
14.29. Sediments
14.30. Sediments
14.31. Sediments
14.32. Sediments
14.33. Sediments
14.34. Sediments
14.35. Sediments
14.36. Sediments
14.37. Sediments
14.38. Sediments
14.39. Sediments
14.40. Sediments
14.41. Sediments
14.42. Sediments
14.43. Sediments
14.44. Sediments
14.45. Sediments
14.46. Sediments
14.47. Sediments
14.48. Sediments
14.49. Sediments
14.50. Sediments
14.51. Sediments
14.52. Sediments
14.53. Sediments
14.54. Sediments



# GEOPARKEAREN BEREIZLE GEOLOGIKOAK

## 1. Flysch formazioa:

- 14 km kostalde – 60 Ma
- Muga geokronologikoak



## GEPARKEAREN BEREIZLE GEOLOGIKOAK

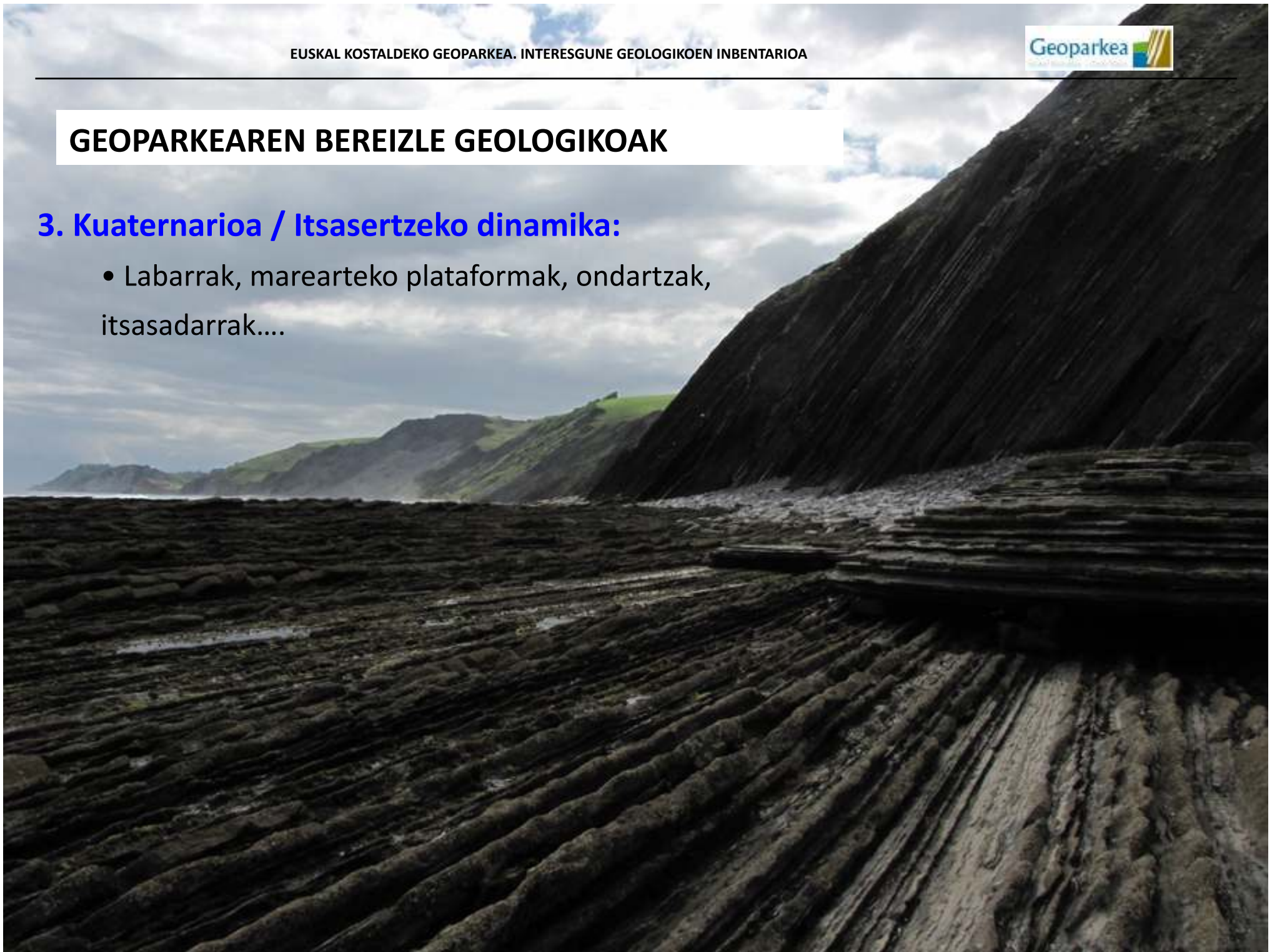
### 2. Paleontologia:



## GEOPARKEAREN BEREIZLE GEOLOGIKOAK

### 3. Kuaternarioa / Itsasertzeko dinamika:

- Labarrak, marearteko plataformak, ondartzak, itsasadarrak....



## GEOPARKEAREN BEREIZLE GEOLOGIKOAK

### 3. Kuaternarioa / Karts - arkeologia:

- + 150 Kobazulo.
- Aztarnategi paleolitikoak (Praileaitz, Ekain, Ermitia, Urtiaga,
- Exokarst aberatsa: pinakuloak, poljeak, lapiazak, dolinak, terrazak...
- Kiputz



# EUROPEAN GEOPARK NETWORK



Geoparks are natural laboratories that offer a unique opportunity to learn about the Earth's history and the evolution of the landscape. They are also a source of inspiration for sustainable development and tourism.



europeangeoparks.org



# EUSKAL KOSTALDEKO GEOPARKEA

## FLYSCH & KARST EXPERIENCE



### FLYSCH



13 milioi urteko historia,  
60 milioi urte.  
13 milioi urteko historia,  
60 milioi urte de zela,  
60 milioi urte de zela.



13 milioi urteko historia,  
60 milioi urte de zela,  
60 milioi urte de zela.

### KARST



Montañas, cuevas y  
valles escondidos en el  
interior del Geoparque.



Montañas, cuevas y valles  
ocultos en el interior del  
Geoparque.

### EXPERIENCE



Genios, cultura y  
tradicón de un pueblo  
milenario...



The individual, culture and traditions of  
an age-old people.

