

HOJA 91 - I (ELIZONDO)

INDICE

INDICE

Pags.

0.- INTRODUCCIÓN 1

1.- ESTRATIGRAFÍA 3

1.1. PALEOZOICO 3

1.1.1. Ordovícico 3

1.1.1.1 Cuarcitas y alternancias cuarcítico-esquistosas. Unidad 4. Ordovícico inferior-medio. 3

1.1.1.2 Esquistos azules . Unidad 6. Ordovícico inferior- medio. 4

1.1.1.3 Cuarcitas blancas. Unidad 7. Ordovícico medio 5

1.1.1.4 Esquistos cuarcíticos negros con orthis plicata. Unidad 8. Ordovícico superior. 5

1.1.2. Silúrico 6

1.1.2.1 Pizarras negras con graptolites. Unidad 9. Esquistos de arneguy. Wenlockiense-Ludlowiense 6

1.1.3. Devónico 7

1.1.3.1 Esquistos y areniscas con intercalaciones de calizas y esquistos. Unidad 10. Gedinense-Siegeniense 7

1.1.3.2 Esquistos y cuarcitas. Unidad 11. Devónico inferior 8

1.1.3.3 Esquistos, areniscas y brechas dolomíticas amarillentas. Calizas con encrinos. Unidad 12. Gedinense-Siegeniense inferior 8

1.1.3.4

Esquistos con braquiópodos. Unidad 14. Siegeniense-Emsiense inferior 9

1.1.3.5 Dolomías y areniscas con brechas y esquistos. Fms. Ondarolle y Urepel. Unidad 15. Siegeniense-Emsiense inferior-medio 10

1.1.3.6 Esquistos arenosos negros. Fm. Auringo. Unidad 16. Emsiense medio superior 11

1.1.3.7 Calizas y dolomías en bancos. Fm. Urquiaga. Unidad 17. Emsiense superior 11

Pags.

- 1.1.3.8 Esquistos arenosos ferruginosos. Fm. Odiá. Unidad 19. Eiffeliense 12
- 1.1.3.9 Esquistos arcillosos negros con intercalaciones de calizas. Fm. Argus. Unidad 20. Givetiense 13
- 1.1.3.10 Cuarzitas con intercalaciones de esquistos (23) y esquistos (22).
Frasniense inferior 13
- 1.1.3.11 Areniscas calcáreas y esquistos. Fm. Zuregún. Unidad 24. Pizarras
Arenosas y arcillosas alternantes con cuarzitas. Fm. Zocoa. Unidad 25. Frasniense inferior 14
- 1.1.4. Permico 15**
- 1.1.4.1 Brechas carbonatadas, arenas y limolitas. Unidad 42. Permico Inferior 15
- 1.1.4.2 Arcillas, areniscas y conglomerados rojizos. Unidad 43. Permico superior

17

1.2. MESOZOICO 17

1.2.1. Triásico 17

- 1.2.1.1 Conglomerados y areniscas rojos. Unidad 44. Facies Buntsandstein.
Triasico inferior 18
- 1.2.1.2 Areniscas rojas y grises con juntas arcillosas. Unidad 45. Facies
Buntsandstein. Triasico 18
- 1.2.1.3 Alternancias de areniscas y lutitas rojas. Unidad 46. Facies Buntsandstein.
Triasico 19
- 1.2.1.4 Arcillas abigarradas y rojizas con costras calcáreas. Unidad 47. Facies
Buntsandstein. Triasico 20
- 1.2.1.5 Calizas, dolomias, calizas dolomíticas y brechas calcáreas. Unidad 48.
Facies Muschelkalk. Triasico 21
- 1.2.1.6 Arcillas rojas y verdosas algo yesíferas. Unidad 49. Facies Keuper.
Ofitas. Unidad 2. Triasico 22

1.2.2. Jurásico 22

- 1.2.2.1 Carniolas, dolomias, calizas dolomíticas y brechas calcáreas. Unidad 50.
Hettangiense-Sinemuriense medio 23

Pags.

- 1.2.2.2 Calizas arcillosas y margocalizas. Unidad 51. Sinemuriense medio Toarciense 23
- 1.2.2.3 Calizas arcillosas y calizas. Unidad 52. Aaleniense-Kimmeridgiense 24

1.3. CUATERNARIO24

- 1.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (66). Cantos con escasa matriz. Canchales (67). Holoceno24**
- 1.3.2. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (63). Terrazas (61). Cantos, Limos y arcillas. Conos de deyeccion (64). Limos y arcillas. Meandro abandonado (65). Holoceno 25**
- 1.3.3. Cantos en matriz limoarcillosa. Depositos aluvial-coluival (68). Holoceno 26**

2.- TECTONICA 27

- 2.1. TECTONICA REGIONAL 27
- 2.2. DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS 29

3.- GEOMORFOLOGIA 33

- 3.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA 33
- 3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO 34
 - 3.2.1. Estudio morfoestructural34**
 - 3.2.2. Estudio del modelado 35**
 - 3.2.2.1 Formas de ladera 35
 - 3.2.2.2 Formas fluviales 36
 - 3.2.2.3 Formas poligenicas36
 - 3.2.2.4 Formas karsticas 37
 - 3.2.3. Formaciones superficiales 37**
 - 3.2.3.1 Gravas, arenas y limos. Terrazas (b, c). Fluvial. Pleistoceno-Holoceno 37
 - 3.2.3.2 Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones. Cantos con escasa matriz. Canchales (1). Laderas. Holoceno 38

Pags.

3.2.3.3	Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (Conos de deyeccion). Fangos y gravas (meandros abandonado) (d). Fluvial. Holoceno	38
3.2.3.4	Cantos en matriz limoarcillosa. Depositos aluvial-coluival (m). Poligenico Holoceno	39
3.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	39
3.4.	MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	40
4.-	HISTORIA GEOLÓGICA	41
5.-	GEOLOGIA ECONOMICA	45
5.1.	RECURSOS MINERALES	45
5.2.	HIDROGEOLOGIA	45
5.2.1.	Introducción	45
5.2.2.	Climatología e hidrología	46
5.2.3.	Geología y estructura	46
5.2.4.	Principales acuíferos	46
5.2.5.	Principales manantiales	47
6-	BIBLIOGRAFÍA	

**La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SON-
DEOS, S.A., habiendo intervenido los siguientes técnicos:**

ALFONSO OLIVÉ DAVÓ

**Coordinación y dirección. Cartografía
Geomorfológica y Memoria.**

JOSÉ IGNACIO RAMIREZ MERINO:

Cartografía Geológica y Memoria.

TECNA

**Hidrogeología, Geotecnia, Bases de datos y
Digitalización.**

ASESORES:

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACIÓN:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

La Hoja 1:25000 de Elizondo (91-I) se encuentra situada en la zona más septentrional de la C.A. de Navarra, siendo fronteriza con Francia. Comprende el territorio entre los meridianos 1°31'10" y 1°21'10" y los paralelos 43°10'04" y 43°05'04" respectivamente.

Geológicamente se sitúa en el extremo occidental de la Zona Axial Pirenaica, formando parte del Dominio del Pirineo Oriental y de los macizos paleozoicos de Quinto Real y Alduides. Los materiales aflorantes pertenecen a los sistemas Ordovícico, Silúrico, Devónico, Pérmico, Triásico y Jurásico, aparte de los escasos tanto en extensión como en espesor depósitos del Cuaternario.

La deformación que han sufrido los materiales hercínicos se caracteriza por el desarrollo de pliegues de dirección dominante N-S y vergencias hacia el O y la superposición de la sucesión ordovícico-devónica sobre los materiales del Devónico superior-Carbonífero en diversas escamas. La tectónica alpina se caracteriza en este sector del Pirineo centro-oriental por el desarrollo de diversas láminas cabalgantes con dirección de transporte hacia el S.

Los principales trabajos que se han ocupado de la compleja geología de la zona, realizados en las décadas de los años 60 y 70, se deben a los geólogos de la escuela de Clausthal; en particular, MÜLLER, D. se ha ocupado del Pérmico y Triásico del Valle de Baztán, mientras que MÜLLER, R., ROTH, H., THIELE, J. y REQUADT, H. estudiaron el Paleozoico al E y S de Elizondo.

La zona, por lo tanto, tiene una complicada orografía, montañosa y abrupta. Las cotas más importantes son los Montes Autza (1304 m), Peña de Alba (1074 m), Azailtegi (1008 m) y Oyoz (699 m).

Hidrográficamente, toda la hoja es tributaria del mar Cantábrico. El principal colector es el río Baztán, también denominado como Bidasoa, el cual nace pocos kms al ONO

de Elizondo en la vertiente occidental del puerto de Izpegui, en la vecina hoja de Maya de Baztán (66-III). Tiene como principales tributarios las regatas de Iñarbegi, Beartzun e Ibar, siendo la frontera con Francia la divisoria de aguas con la cuenca del río Nive.

La población que habita en la hoja no es muy abundante. La principal localidad es Elizondo, con 2516 habitantes según el censo de 1970, existiendo también tres pequeñas aldeas (Beartzun, Aintzalde y Pertalats de Aritzun) con escasas decenas de vecinos así como alguna población dispersa por los numerosos caseríos aislados.

Las principales fuentes de recursos son la ganadería, básicamente vacuno y algo de ovino, la agricultura y el aprovechamiento forestal. En los últimos años, se ha producido el desarrollo del sector turístico, siendo muy frecuentes los alojamientos rurales en antiguos caseríos y casas de labor.

1.- ESTRATIGRAFÍA1.- ESTRATIGRAFÍA

En la zona de estudio aflora una sucesión paleozoica que se encuentra deformada por las fases hercínicas y que abarca desde el Ordovícico hasta el Devónico superior. En zonas próximas (hojas 1:25000 de Maya de Baztán y Olaberri) afloran también materiales Carboníferos. Discordantes sobre todos ellos, se sitúan sedimentos del Pérmico y Triásico, así como del Jurásico, afectados todos ellos por la Orogenia Alpina. Escasos y poco potentes sedimentos del Cuaternario completan el registro geológico de la región.

1.1.PALEOZOICO1.1. PALEOZOICO

1.1.1. ORDOVÍCICO.

Los terrenos ordovícicos apenas tienen representación en el sector navarro de la hoja de Elizondo, localizándose un pequeño afloramiento al S del puerto de Berdériz. Sin embargo, se extienden ampliamente por el valle de la Gave de Nive, en el macizo de los Alduides, justo a partir de la frontera con Francia.

1.1.1.1 CUARCITAS Y ALTERNANCIAS CUARCITICO-ESQUISTOSAS. UNIDAD 4. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO.

1.1.1.1 CUARCITAS Y ALTERNANCIAS CUARCITICO-ESQUISTOSAS. UNIDAD 4. ORDOVÍCICO INFERIOR-MEDIO.

La presente unidad cartográfica se localiza en la parte E de la Hoja, en el sector francés del valle de Gave de Nive e inmediatamente al S del collado de Berdériz. Recibe los nombres informales de formación cuarcítica inferior y esquistos intermedios (LE POCHAT, 1968).

Está formada por un conjunto cuarcítico en la base de 250-300 m de espesor. Las capas son de potencia métrica, con ocasionales juntas esquistosas. Presentan tonos claros y contienen pistas bilobadas.

Por encima se dispone una serie formada por esquistos gris-azulados, que incluyen

pequeños niveles de areniscas cuarcíticas. Su potencia alcanza los 250-300 m, y sobre ellos se sitúa un nuevo nivel cuarcítico con otros 250 m de espesor, con capas de espesor métrico separadas por navales pizarrosos.

El conjunto de la unidad presenta estratificaciones cruzadas planares y en surco, estratificación "hummocky" y ripples a techo de las capas. Se atribuye a sedimentos de plataforma somera siliciclástica con desarrollo de un sistema de barras submareales (niveles de naturaleza cuarcítica) situadas por debajo del nivel de base del oleaje y retocadas por el oleaje de tormentas que evoluciona hasta condiciones de plataforma externa (nivel esquistoso intermedio).

Aunque la escasa presencia de restos fósiles, reducidos a algunas pistas de bilobites, no permite la datación precisa de la unidad, se le asigna una edad Ordovícico Inferior-Medio por su posición estratigráfica.

1.1.1.2 ESQUISTOS AZULES . UNIDAD 6. ORDOVÍCIICO INFERIOR- MEDIO. 1.1.1.2 ESQUISTOS AZULES . UNIDAD 6. ORDOVÍCIICO INFERIOR- MEDIO.

Esta unidad se sitúa también los mismos sectores que la anterior.

Está formada por unos 200 m de esquistos ligeramente limosos, de tonos azulados en fresco y rojizos o violáceos por alteración. Son asimismo frecuentes las improntas de Helmintoides en la superficie de las capas.

Corresponden a sedimentos de plataforma externa abierta, y su edad se atribuye al Ordovícico Inferior-Medio por su posición estratigráfica.

1.1.1.3 CUARCITAS BLANCAS. UNIDAD 7. ORDOVÍCICO MEDIO.

Esta unidad se individualiza bien en el sector francés de la hoja, perdiendo entidad y definición cartográfica hacia el norte del puerto de Izpegui en la vecina hoja de Maya.

Está formada por unos 70 m de cuarcitas de grano medio a grueso y tonos blancos en fresco. El espesor de las capas es centimétrico a decimétrico, presentando frecuentes huellas de carga en la base de los estratos.

Corresponden a sedimentos de plataforma interna somera, posiblemente barras submareales.

Por consideraciones estratigráficas se les asigna una edad Ordovícico, probablemente medio.

1.1.1.4 ESQUISTOS CUARCÍTICOS NEGROS CON ORTHIS PLICATA. UNIDAD 8. ORDOVÍCICO SUPERIOR.

1.1.1.4 ESQUISTOS CUARCÍTICOS NEGROS CON ORTHIS PLICATA. UNIDAD 8. ORDOVÍCICO SUPERIOR.

Esta unidad está formada en su base por unos 250 m de esquistos de tonos gris-azulados a negros con un cierto contenido en limos. Intercalan nivelillos milimétricos de areniscas cuarcíticas y micáceas con laminación flaser que pueden llegar a alcanzar los 5 cm de grosor y capas algo más potentes de cuarcitas.

Por encima se disponen otros 100 m de esquistos arcillosos de colores oscuros y que contienen fauna como Orthis plicata SOW., Calimene sp. y Coculella sp.

Corresponden a facies de plataforma interna protegida, bajo influjo de la acción mareal.

Por su contenido faunístico, que marcaría una edad probablemente Caradoc, se atribuye la unidad al Ordovícico Superior.

1.1.2. SILÚRICO

Está representado por una única unidad cartográfica, la cual recibe las denominaciones de Esquistos de Arneguy en Francia y Esquistos de Anzabal en Navarra.

1.1.2.1 PIZARRAS NEGRAS CON GRAPTOLITES. UNIDAD 9. ESQUISTOS DE ARNEGUY. WENLOCKIENSE-LUDLOWIENSE.

1.1.2.1 PIZARRAS NEGRAS CON GRAPTOLITES. UNIDAD 9. ESQUISTOS DE ARNEGUY. WENLOCKIENSE-LUDLOWIENSE.

La presente unidad cartográfica se sitúa al E del monte Autza, al otro lado de la frontera y es correlacionable con los "Esquistos de Anzabal" definidos en el monte de igual denominación situado en la vecina hoja de Maya de Baztán.

Están formados por unos 130 m de esquistos de colores muy oscuros, ricos en carbono y claramente afectados por metamorfismo. Pueden llegar a presentar un ligero contenido en pirita amorfa. En su parte basal se localiza un nivel de dolomía de unos 20 m de espesor, y hacia el techo de la sucesión también se intercalan delgadas capas de cuarcita y niveles lenticulares de caliza que pueden presentar cierto contenido en crinoideos y ortocerátidos.

Se interpretan, pese a que las condiciones de afloramiento no permiten buenas observaciones sedimentológicas, como depósitos de plataforma marina abierta.

Los niveles calcáreos presentan restos de conodontos mal conservados, determinados por WALLISER, 1957 como Neoprioniodus bicurvatus (BRANSON Y MELH), Lonchodina greilingi (WALL.), Trichonodella inconstans (WALL.), Plectospathodus extensus (RHODES) y Spathognathodus aff. inclinatus inclinatus (RHODES), además de algunos graptolites que corresponden al género Monograptus. De acuerdo a esto se les atribuye una edad silúrica, Wenlockiense- Ludlowiense.

1.1.3. DEVÓNICO1.1.3. DEVÓNICO

Regionalmente se ha diferenciado dentro del Devónico de la zona dos dominios, el Grupo Valcarlos que se sitúa en el sector NO de la misma y el grupo Quinto Real, situado hacia el SE. Ambos están claramente relacionados por bruscos cambios laterales de facies, con litofacies en un sector que no están representadas en el otro. Esto refleja una paleogeografía muy variada y por consiguiente en contradicción con la continuidad sedimentaria de los materiales silúricos, como tradicionalmente se ha aseverado.

1.1.3.1 ESQUISTOS Y ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS Y ESQUISTOS. UNIDAD 10. GEDINIENSE-SIEGENIENSE.

1.1.3.1 ESQUISTOS Y ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS Y ESQUISTOS. UNIDAD 10. GEDINIENSE-SIEGENIENSE.

Esta unidad cartográfica se sitúa así mismo en la zona E del monte Autza, al otro lado de la frontera francesa, y algo más al S, en la zona de la Peña de Alba.

La unidad está formada por entre 200 y 300 m de esquistos de tonos verdosos a gris-azulados, alternantes con niveles desde milimétricos a centimétricos de areniscas de tonos blanquecinos que llegan a formar una auténtica ritmita. Localmente se intercalan bancos de areniscas cuarcíticas y micáceas de tonos grises, las cuales adquieren mayor desarrollo hacia el S, en la vecina hoja de Olaberri, hasta llegar a ser dominantes en el conjunto de la unidad

Las estructuras sedimentarias observadas consisten en laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo y ripples de oscilación y de corriente. Estos sedimentos se interpretan como correspondientes a una plataforma externa sometida al influjo de corrientes de turbidez.

En estos niveles se ha clasificado la siguiente fauna: Howellella mercurii, Platyorthis verneuili, Proschizophoria torifera, Douvillina triculta, Homalonotus sp. y Grammysia sp. que indican una edad Gediniense.

1.1.3.2 ESQUISTOS Y CUARCITAS. UNIDAD 11. DEVÓNICO INFERIOR. 1.1.3.2
ESQUISTOS Y CUARCITAS. UNIDAD 11. DEVÓNICO INFERIOR.

Corresponden a diversos afloramientos intensamente tectonizados que se presentan dentro de la cuenca triásica, siendo el más extenso el que ocupa el paraje de los montes Mazpira y Bazaldegui, al E de Beartzun.

Litológicamente se trata de series de naturaleza fundamentalmente esquistosa, con colores grises y verdosos, entre los que se intercalan bancos de cuarcitas con espesores decimétricos y tonos blanquecinos.

La carencia de buenos afloramientos, ausencia de fósiles e intensa tectonización impiden la asignación de estos sedimentos a alguna unidad en concreto, aunque por sus afinidades litológicas se les atribuye una edad Devónico inferior sin mayores precisiones.

- 1.1.3.3 ESQUISTOS, ARENISCAS Y BRECHAS DOLOMÍTICAS AMARILLENTAS. CALIZAS CON ENCRINOS. UNIDAD 12. GEDINIENSE-SIGENIENSE INFERIOR.
- 1.1.3.3 ESQUISTOS, ARENISCAS Y BRECHAS DOLOMÍTICAS AMARILLENTAS. CALIZAS CON ENCRINOS. UNIDAD 12. GEDINIENSE-SIGENIENSE INFERIOR.

La presente formación se localiza en territorio francés, al E del monte Autza, y fundamentalmente en el monte Soralar y sus inmediaciones, al E de Elizondo.

Se trata de una alternancia de esquistos más o menos silíceos y tonos verdosos y gris-azulados y areniscas calcáreas blanquecinas que pueden alcanzar hasta 700 m de espesor en el monte Soralar.

Hacia el techo de la sucesión, se hacen frecuentes las intercalaciones de calizas bioclásticas y esquistosas con fauna de Encrinos y tonos grises y rojizos. Localmente, estos niveles pueden presentarse dolomitizados y con aspecto brechoide. Hacia el S, en la Hoja 1:25000 de Olaberri, esta unidad se hace más cuarcítica, constituyendo las Cuarcitas de Aldudes.

Corresponden a depósitos de características mixtas terrígeno-carbonatadas que marcan la transición de una cuenca marina abierta a una plataforma carbonatada, donde las calizas de crinoides representan zonas de barras submareales con características arreci-

fales.

En el valle de la Gave de Nive, en esta unidad se ha clasificado la siguiente fauna: Oligoptycherhynchus daleidensis, Hysterlithes hystericus, Douvillina triculta, Howellella mercuri, Mauispirifer gosseleti y Spirifer sp., además de los conodontos Icroodus angustoides cf. angustoides CARLS y GAND. y Pelekysgnathus e. g. serrata. Estos últimos marcan el límite Gedinense- Siegeniense, por lo que al conjunto de la unidad se le atribuye una edad Gedinense- Siegeniense inferior.

1.1.3.4 ESQUISTOS CON BRAQUIÓPODOS. UNIDAD 14. SIEGENIENSE-EMSIENSE INFERIOR.

.1.3.4 ESQUISTOS CON BRAQUIÓPODOS. UNIDAD 14. SIEGENIENSE-EMSIENSE INFERIOR.

Afloran en los mismos sectores de la frontera francesa que la unidad 10.

Está formada por unos 150 m de espesor de esquistos calcáreos entre los que se intercalan algunos bancos decimétricos de dolomías oscuras, generalmente rellenas de venillas de carbonato cálcico secundario.

Se interpretan como sedimentos de zonas internas de una plataforma carbonatada.

Estos esquistos son muy fosilíferos, habiéndose clasificado hacia su base : Schizophoria vulvaria, Oligoptycherhynchus duleidensis, Stropheodonta gigas, Acrospirifer primae-vus, Euryspirifer paradoxus-pellico y Athyris undata, entre otros que definen una edad Siegeniense superior. Hacia el techo, el contenido faunístico es Uncinulus sp., Douvillina interstitialis, Eodevoniaria dilatata, "Spirifer" arduennensis, Eurospirifer paradoxus-pellico y Spinocyrtia subcuspidata, los cuales marcan el Emsiense inferior.

1.1.3.5 DOLOMÍAS Y ARENISCAS CON BRECHAS Y ESQUISTOS. FMS. ONDAROLLE Y UREPEL. UNIDAD 15. SIEGENIENSE-EMSIENSE INFERIOR-MEDIO.

.1.3.5 DOLOMÍAS Y ARENISCAS CON BRECHAS Y ESQUISTOS. FMS. ONDAROLLE Y UREPEL. UNIDAD 15. SIEGENIENSE-EMSIENSE INFERIOR-MEDIO.

Esta unidad cartográfica se sitúa, con amplios afloramientos cobijados tectónicamente bajo la unidad cartográfica 12, en las vertientes tanto E como O del monte Soralar, donde REQUADT (1972) la asigna a la formación Ondarrolle. También se localiza en las proximidades de la Peña de Alba y monte Mundurru, asignadas por REQUADT (op.cit) a la formación Urepel. Ambas pertenecen al Grupo Quinto Real.

En la zona del monte Soralar está constituida por una potente serie con unos 500 m de alternancias de dolomías estratificadas en bancos de espesor hasta métrico y cuarcitas y areniscas cuarcíticas, ambas de tonos claros. Intercalan niveles de brechas con cantos muy angulosos, heterogéneos y heterométricos de hasta 15 cm de diámetro, cementados por una matriz rojiza formada por granos de cuarzo impregnados de hematites hidratada. También intercalan tramos de esquistos con braquiópodos, similares a los de la unidad 14.

En el sector del Monte Mundarru se trata de una unidad de naturaleza heterolítica que comienza por una alternancia de dolomías estratificadas en bancos gruesos y de areniscas cuarcíticas blanquecinas a verdosas, haciéndose las primeras dominantes hacia el techo de la serie. También hacia techo se intercalan niveles de esquistos dolomíticos y calcáreos, generalmente con poco espesor, y dos niveles de brechas rojizas. Este conjunto presenta un espesor mínimo de 135 m.

Estos materiales representan el relleno de rápido de pequeñas cuencas subsidentes e inestables, lo que explicaría tanto las variaciones bruscas de facies y de potencias de unas zonas a otras de la cuenca devónica.

REQUADT (1973) encontró conodontos de edad Gedinense en los niveles de brechas, y hacia el techo de la unidad una fauna de edad Emsiense inferior, con Favosites aff. cerviconis GOLD., Enestella aff. explanata ROEMER y Trematospira cf. multistriata (HALL). La presencia de Platyorthis circularis (SOW.), Eurospirifer cf. pellicoi (ARCHIACVERNEUIL) y Leptostrophia cf. magnifica (HALL) son indicios de una edad levemente más alta (Emsiense medio). Dado que la datación Gedinense corresponde a niveles resedimentados de edades más tempranas, consideramos para esta

formación una edad Siegeniense-Emsiense medio.

1.1.3.6 ESQUISTOS ARENOSOS NEGROS. FM. AUTRINGO. UNIDAD 16. EMSIENSE MEDIO SUPERIOR.

.1.3.6 ESQUISTOS ARENOSOS NEGROS. FM. AUTRINGO. UNIDAD 16. EMSIENSE MEDIO SUPERIOR.

Esta formación se ha identificado en los montes al E de Elizondo, en las proximidades de la aldea de Peralats.

Está formada por unos 350 m de esquistos arenosos de tonos negros a gris oscuros , en parte ferruginosos y con algunas intercalaciones de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de tonos grisblanquecinos y grano fino.

Se interpretan como sedimentos de plataforma siliciclástica por debajo del nivel de base del oleaje. En los mismos se han clasificado: "Spirifer" cf. mischkei FRECH, Leptostrophia magnifica(?) HALL y Streptorhynchus cf. umbraculum SCHLOT. En su parte alta, se encuentra una fauna de conodontos como Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE, Ozarkodina cf. typica denckmanni ZIEGLER e Incriodus aff. corniger WITTEK. que definen una edad Emsiense medio superior.

1.1.3.7 CALIZAS Y DOLOMAS EN BANCOS. FM. URQUIAGA. UNIDAD 17. EMSIENSE SUPERIOR.

.1.3.7 CALIZAS Y DOLOMAS EN BANCOS. FM. URQUIAGA. UNIDAD 17. EMSIENSE SUPERIOR.

Esta formación aflora en el sector meridional de la hoja, en las proximidades de la Peña de Alba. Se dispone de forma transicional sobre la Fm. Urepel (unidad 15), y está formada por unos 200 m en su base de dolomías en bancos decimétricos con pequeñas intercalaciones esquistosas, sobre las que se disponen unos 300 m de calizas finamente bandeadas con algunos niveles de areniscas cuarcíticas blanquecinas en su base. La formación termina con un horizonte coralino, aunque estos también se encuentran intercalados a distintas alturas de la serie.

Corresponden a sedimentos de plataforma carbonatada con desarrollo de pequeños montículos arrecifales (mud mounds).

Se ha clasificado en este tramo la siguiente fauna: Paraspirifer cultrijugatus cf. cultrijugatus ROEMER, Platyorthis cf. circularis SOW., Pseudocryphaeus sp. y Alatiformia sp. entre otros que definen el Emsiense superior.

1.1.3.8 ESQUISTOS ARENOSOS FERRUGINOSOS. FM. ODIA. UNIDAD 19. EIFFELIENSE.

Se les reconoce como Formación Eznazu y Odia en la literatura geológica. Se localizan en el borde S de la hoja de Elizondo, en las laderas de la Peña de Alba.

La serie estratigráfica comienza con calizas y gradualmente se intercalan margas y esquistos. En la mitad inferior de la formación predominan los esquistos arenosos y ferruginosos mientras que en la mitad superior se intercalan esquistos carbonatados y arcillosos. El conjunto presenta una potencia media de 250 m.

Según H. REQUADT (1973) esta formación pertenece al Devónico medio (Eifeliense) y su base contiene fósiles que datan el límite Emsiense superior-Eifeliense, entre otros se encuentran los siguientes ejemplares: Pseudocryphaeus sp, Platyorthis cf. Circularis, Schizophoria s.p. y Praspirifer cultijugatus.

Sedimentológicamente el Devónico medio presenta depósitos de cuenca de mayor profundidad que los existentes en el Devónico inferior.

1.1.3.9 ESQUISTOS ARCILLOSOS NEGROS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS. FM. ARGUS. UNIDAD 20. GIVETIENSE

Afloran ampliamente en el cuadrante SO de la hoja.

Se trata de una monótona sucesión de esquistos y margas de color oscuro, de aspecto flyschoides, con intercalaciones de calizas y calcarenitas nodulosas, conocida como Fm.

Esquistos de Argús.

El espesor de la formación puede llegar a superar los 800 m. Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma; no obstante, la presencia de granoselección positiva, laminación paralela y convolute lamination en los niveles detríticos denuncia una cierta influencia turbidítica.

Las intercalaciones de calizas oscuras que presenta la formación aportan conodontos como fósiles característicos de edad Givetiense. H. REQUADT (1973) cita entre otros: Icriodus obliquimarginatus, Polygnatus linguiformis y Polygratus pseudofoliatus.

No se descarta que la parte superior de la Fm. Esquistos Argús pueda pertenecer al Devónico superior, a juzgar por las determinaciones de los goniatites realizadas por KULLMANN (1970).

1.1.3.10 CUARCITAS CON INTERCALACIONES DE ESQUISTOS. FM. ADARZA. UNIDAD 23. FRASNIENSE INFERIOR

El Devónico superior comienza con la Fm. Adarza (Unidad cartográfica 23) la cual aflora en el núcleo del sinclinal de Trepá, en la esquina SO de la hoja.

La Fm. Adarza supone un resalte morfológico sobre la Fm. Esquistos de Argús, y está constituida por una alternancia de cuarcitas y esquistos en niveles de orden decimétrico, presentando un espesor máximo próximo a los 300 m en la vecina hoja de Olaberri (91-III) y un espesor medio de 150 m. En la parte NO de la hoja.

Las escasas estructuras que la formación presenta: ripples, flasers y estratificación cruzada solo permiten señalar que se trata de un depósito en contexto de plataforma siliciclástica.

1.1.3.11 ARENISCAS CALCÁREAS Y ESQUISTOS. FM. ZUREGÚN. UNIDAD 24. PIZARRAS ARENOSAS Y ARCILLOSAS ALTERNANTES CON

CUARCITAS. FM. ZOCCA. UNIDAD 25. FRASNIENSE INFERIOR

Afloran al igual que la unidad anterior en el núcleo del sinclinal de Trepá. Estas dos formaciones junto con la Fm. Adarza descrita anteriormente reciben el nombre de Grupo Irurita y tienen en común la naturaleza macroclástica de su litología.

Sobre la Fm. Artesiaga y de forma concordante se deposita la Fm. Zuregún (24), formada por una alternancia de areniscas con cemento calcareo, agrupadas en bancos gruesos con intercalaciones de esquistos y finos lentejones arenosos, su espesor alcanza los 250 metros.

A continuación y por encima, se deposita la Fm. Zocóa (25) constituida por esquistos alternantes con areniscas y cuarcitas con una potencia próxima a los 180 m.

Los bancos de areniscas llegan a tener 20 cm de espesor y es característica la estratificación cruzada que poseen. La Formación Zocóa da lugar a una ligera depresión morfológica entre los niveles infra y suprayacentes que presentan mayor proporción de tramos cuarcíticos y areniscosos.

Sedimentológicamente las formaciones Zuregun y Zocoa presentan escasas estructuras que solo permiten señalar su depósito en un contexto de plataforma siliciclástica.

La asociación de Goriatites y Lamelibranquios que presentan ha permitido la asignación del conjunto al Frasnense inferior..

1.1.4. PÉRMICO

El Pérmico de la región presenta una gran complejidad de litofacies. MULLER (1969) separa de muro a techo seis unidades litoestratigráficas, que denomina de la forma siguiente:

- Formación brechas de carbonato
- Formación de carbonato-limolita
- Formación de arenisca- limolita
- Formación de brechas pizarrosas
- Formación de calizas
- Formación de conglomerados-arenisca-limolita

Estas unidades presentan una distribución espacial bastante caótica. Por otra parte, no se han podido encontrar fósiles que permitan una exacta atribución cronoestratigráfica.

1.1.4.1 BRECHAS CARBONATADAS, ARENAS Y LIMOLITAS. UNIDAD 42. PÉRMICO INFERIOR

La presente unidad cartográfica incluye las cinco primeras unidades litoestratigráficas de MULLER, D. (op. cit.) y aflora exclusivamente en las laderas del monte Autza.

La unidad de brechas carbonatadas es la más conspicua en el área de la hoja de Elizondo. Está constituida por alternancias de capas de limolitas arenosas, a veces carbonata-

das, y niveles de brechas de tonos marrones a rojos vinosos que llegan a alcanzar los 15 m de espesor. Tienen cemento tanto carbonatado como silíceo, y los cantos son heterolíticos: calizas grises, negras y marrones, cuarzo, cuarcita, liditas y pizarras, cambiando mucho la proporción de los distintos componentes de uno a otro de los aflormientos. Su espesor puede llegar a alcanzar los 200 m.

Por encima de esta unidad se sitúan alternancias de areniscas limosas y limolitas arenosas de colores rojizos a marrones estratificadas en bancos decimétricos, entre las que se intercalan niveles lenticulares de areniscas calcáreas con frecuentes nódulos de tonos ocre. Su potencia varía entre los 40 y 90 m.

Al E y SO del monte Autza, entre dos tramos de brechas carbonatadas, llegan a encontrarse un máximo de 100 m de potencia de calizas en bancos gruesos de estratificación difusa, también con tonos entre marrones, rojizos y violáceos, y a veces verdosos y amarillos.

El espesor total de este conjunto varía entre los 0 y hasta 220 m en la hoja de Elizondo.

Estos materiales provienen de zonas próximas, y han sufrido un corto proceso de transporte, posiblemente bajo condiciones variables desde abanicos aluviales hasta posiblemente fan deltas. Las cuencas preexistentes se rellenan con rapidez pese a presentar una fuerte subsidencia.

En la unidad no se han encontrado fósiles determinativos, por lo que se le atribuye una edad Pérmico inferior por su posición estratigráfica.

1.1.4.2 ARCILLAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS ROJIZOS. UNIDAD 43. PÉRMICO SUPERIOR.

Esta unidad cartográfica tiene mayor representación superficial en la hoja de Elizondo que la anterior, ya sea porque la erosiona, ya sea por una mayor expansividad del Pérmico superior sobre el inferior. Corresponde a la Formación conglomerado-arenisca-limolita de MULLER (op. cit).

Litológicamente está formada por niveles de conglomerados con espesores comprendidos entre los 5 y 15 m alternantes con areniscas de color rojo poco consolidadas y arcillas rojo-vinosas. Los conglomerados son de cantos de cuarzo y cuarcita casi con exclusividad y de 2-3 cm de tamaño medio y hasta 7 cm de centil, y presentan una matriz areno-limosa. El espesor del conjunto alcanza los 180 m , y se interpretan como sedimentos fluviales.

La carencia de fósiles determinativos hace que se atribuya a la unidad una edad Pérmico superior por su situación estratigráfica.

1.2.MESOZOICO

1.2.1. TRIÁSICO

Los sedimentos triásicos son los que ocupan una mayor extensión cartográfica dentro de la hoja de Elizondo, aunque la intensa meteorización que presentan dificultan las observaciones estratigráficas. La prácticamente ausencia de fósiles también impide precisiones cronoestratigráficas, habiéndose realizado la diferenciación de las diversas unidades por sus cambios litológicos.

1.2.1.1 CONGLOMERADOS Y ARENISCAS ROJOS. UNIDAD 44. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO INFERIOR.

Esta unidad constituye la parte basal del Buntsandstein, y se encuentra representado en el sector nororiental de la hoja, formando la culminación de su relieve más característico, el monte Autza. En la zona meridional de la misma, este tramo basal está ausente.

Litológicamente está formada por un máximo de 40 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita, con alguna arenisca, silixitas y esquistos, bien redondeados, de unos 5 cm de tamaño medio y hasta 30 cm. de centilo. La matriz es areno-limosa, y el cemento silíceo, presentando un característico tono rojo vinoso. Son frecuentes las huellas de presión-solución en la superficie de los cantos.

Hacia la parte superior, comienzan a intercalarse capas de areniscas de grano medio a fino y hasta 1 m de espesor, tránsito hacia la unidad suprayacente. Su coloración es roja por lo general, aunque en ocasiones son gris verdosas o blanquecinas.

En la unidad se aprecia granoselección positiva y bases canalizadas, además de frecuentes estratificaciones cruzadas a gran escala y laminaciones de ripples en los niveles arenosos. Se interpretan como sedimentos de génesis fluvial.

Por consideraciones estratigráficas, se le atribuye a la unidad una edad Triásico, probablemente inferior.

1.2.1.2 ARENISCAS ROJAS Y GRISES CON JUNTAS ARCILLOSAS. UNIDAD 45. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO

Por encima de la unidad anterior se dispone, mediante un contacto transicional, un potente tramo de naturaleza básicamente areniscosa que se ha estudiado en la sección de Oyo.

Está formado por areniscas rojas, a veces blanquecinas o grises, y de grano medio a fino, bien estratificadas en bancos de decimétricos a métricos por amalgamación de las

capas. Localmente se aprecian areniscas de grano grueso, llegando a ser microconglomeráticas, y areniscas con cierto contenido moscovítico. A techo de las capas de arenisca son frecuentes las juntas de estratificación de naturaleza lutítica, con potencias de hasta 15 cm. El espesor del conjunto varía entre los 40 y 200 m, teniendo un espesor medio de unos 100 m.

Se aprecian frecuentes amalgamaciones de capas, bases canalizadas, estratificaciones cruzadas a gran escala tanto planares como en surco, y ripples de corriente en los techos de las capas. Se interpretan como sedimentos fluviales de ríos entrelazados.

La carencia de datos bio y cronoestratigráficos en la unidad hace que se atribuya al Triásico sin mayores precisiones.

1.2.1.3 ALTERNANCIAS DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS. UNIDAD 46. FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

La presente unidad tiene la mayor representación cartográfica en la hoja de Elizondo, extendiéndose a lo largo de sus dos tercios septentrionales.

Está formada por una alternancia de areniscas micáceas, limolitas y arcillas algo limosas que evolucionan hacia techo de la sucesión hacia un mayor predominio de los términos finos. Presentan tonalidades rojizas por lo general, aunque a veces son blanquecinas a gris verdosas. Están estratificadas en bancos decimétricos que pueden alcanzar 1 m. Hacia la parte intermedia de la unidad se localiza un nivel denominado por MULLER, D. (op. cit.) como "conglomerado superior del Buntsandstein", el cual es un tramo con 8 m de espesor máximo formado por lo general por areniscas blanquecinas de grano grueso, escasamente micáceas, que presentan cantos cuarcíticos dispersos. Este nivel areniscoso lateralmente pasa a ser francamente conglomerático, con cantos de cuarzo lechoso y cuarzo rojizo de hasta 5 cm de tamaño máximo y cemento carbonatado. El espesor de los conglomerados llega a alcanzar los 2.5 m.

Estos materiales se organizan en secuencias granodecrecientes. Las areniscas presentan

cantos blandos en la base, que en ocasiones es microconglomerática y erosiva. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas planares y en surco, habiéndose observado acreciones laterales del tipo "point bar". También son frecuentes las laminaciones paralelas y los retoques de ripples de corriente en los techos de las capas.

Se interpretan como depósitos correspondientes a las partes medias y distales de un complejo fluvial entrelazado que hacia el techo de la unidad pasaría a un sistema de llanura aluvial fangosa.

En la vecina hoja de Maya (66-III) y dentro del nivel del "conglomerado superior" se ha clasificado una flora correspondiente a Equisetites sp., Neocalamites (?) sp., Cladophlebis sp., Sphenobaiera sp., Phoenicopsis sp. y Voltzia (?) sp., además de Yuccites vogesiacus (SCHIMPLER y MOUGEOT) y Albertia que indican un Buntsandstein, probablemente medio.

1.2.1.4 ARCILLAS ABIGARRADAS Y ROJIZAS CON COSTRAS CALCÁREAS. UNIDAD 47 . FACIES BUNTSANDSTEIN. TRIÁSICO.

La unidad cartográfica que constituye el techo del Buntsandstein aflora en pequeñas manchas bastante tectonizadas en las proximidades de la localidad de Beartzun, además de en la cabecera de l valle de Iñarbegi. Es equivalente de la facies Röt del Trías germánico.

Litológicamente se trata de una serie de naturaleza predominantemente arcillosa entre la que se intercalan delgados niveles de 2-3 cm de espesor de encostramientos carbonatados de tipo pulverulento y aspecto ondulado. Las arcillas presentan tonalidades abigarradas: rojas, verdes y ocres.

Se interpretan como sedimentos distales de llanuras aluviales arcillosas, sin descartarse la presencia de ambientes litorales de tipo "sebhka".

La edad de estos depósitos es Triásico.

1.2.1.5 CALIZAS, DOLOMÍAS, CALIZAS DOLOMÍTICAS Y BRECHAS CALCÁREAS. UNIDAD 48. FACIES MUSCHELKALK. TRIÁSICO.

Esta unidad se encuentra localizada en distintos afloramientos parciales, por lo general intensamente tectonizados, en diversos puntos de la mitad septentrional de la hoja.

En la base de la sucesión se observan niveles de calizas arenosas y calizas dolomíticas grises, estratificadas en bancos decimétricos, sobre las que se disponen calizas de tonos gris-oscuro alternantes con dolomías de color marrón claro. Por encima, se disponen calizas tableadas grises con estratificación ondulante, entre las que se intercalan margas laminadas en capas más gruesas en la parte superior. El techo lo forman calizas y dolomías similares a las de la base. Aunque el tramo se presenta muy tectonizado, ya que se sitúa entre dos unidades de litologías poco competentes y en ningún caso se observa la sucesión completa, el espesor del conjunto puede cifrarse en un mínimo de unos 45 m.

Sedimentológicamente, esta unidad corresponde a ambientes marinos de plataforma somera bajo el influjo de las mareas, fundamentalmente de intermareales a submareales.

En la vecina hoja de Maya (66-III), se ha clasificado en estos niveles, además de ostrácodos y restos de moluscos y crinoideos, Fronicularia woodwardi HOWCH, la cual data claramente estos materiales como Triásico.

1.2.1.6 ARCILLAS ROJAS Y VERDOSAS ALGO YESÍFERAS. UNIDAD 49. FACIES KEUPER. OFITAS. UNIDAD 2. TRIÁSICO.

Esta unidad aflora principalmente a lo largo de la vertiente meridional de la regata de Beartzun, apareciendo por lo común en relación con cabalgamientos ya que constituye el principal nivel de despegue durante la tectónica alpina.

Está formada por arcillas abigarradas de tonos rojos, verdosos y ocre-anaranjados, bastante plásticas por lo general. Presentan intercalaciones centimétricas de yesos fibro-

ros blancos, a diferencia del techo del Buntsandstein (unidad 47).

Asociadas al Keuper se presentan importantes masas de rocas subvolcánicas de tipo básico denominadas como ofitas (unidad 2). Aunque en fresco se presentan como rocas granudas de color verdoso, suelen estar tan meteorizadas que su aspecto es el de una masa arcillosa compacta de colores amarillentos y ocre.

Los materiales del Keuper se interpretan como sedimentados en ambientes litorales de tipo "shebka" bajo condiciones de aridez que permiten la hipersalinidad del medio y la formación de yesos, probablemente durante las etapas tempranas de la diagénesis.

En esta unidad no se ha determinado ninguna fauna. Por consideraciones regionales su edad se asigna a la parte superior del Triásico.

1.2.2. JURÁSICO

El Jurásico de la hoja aflora exclusivamente en el monte Mendigain, en su extremo O, aunque alcanza considerable desarrollo en la vecina hoja de Sumbilla (90-II).

1.2.2.1 CARNIOLAS, DOLOMÍAS, CALIZAS DOLOMÍTICAS Y BRECHAS CALCÁREAS. UNIDAD 50. HETTANGIENSE-SINEMURIENSE MEDIO.

Esta unidad agrupa un conjunto litológico variado, formado por carniolas de tonos grises y anaranjados, dolomías y calizas dolomíticas microcristalinas con ciertas proporciones de limo de cuarzo que en ocasiones presentan un aspecto bandeado, y calizas mudstone gris oscuras bien estratificadas en bancos de 15 a 40 cm. Sobre ellas se disponen brechas dolomíticas con los cantos muy angulosos de 2-3 cm de tamaño medio y 7 cm de tamaño máximo.

El espesor de la unidad alcanza un mínimo de 160 m.

Los tramos calcodolomíticos se organizan en secuencias sedimentarias estratocrecientes, con bandeados de origen estromatolítico. La unidad cartográfica se depositó en una llanura de mareas carbonatada, con desarrollo de ambientes posiblemente desde supramareales a submareales.

No se ha clasificado fauna determinativa. Se atribuye a la unidad una edad Hettangiense-Sinemuriense medio por criterios regionales y de microfacies.

1.2.2.2 CALIZAS ARCILLOSAS Y MARGOCALIZAS. UNIDAD 51. SINEMURIENSE MEDIO- TOARCIENSE

Se trata de una formación que resalta topográficamente por dar un blando relativo entre dos niveles más competentes.

Está formada por una alternancia de calizas arcillosas wackstone-packstone grises, bien estratificadas en bancos de 10-30 cm, y margocalizas con juntas margosas de tonos beige. El espesor del conjunto es de unos 100 m.

Es muy abundante el contenido fosilífero de la unidad: belemmitas, braquiópodos de tipo terebrátula, pectínidos y una asociación microfaunística que data el intervalo desde el Sinemuriense medio al Toarciense.

Sedimentológicamente se interpreta el medio como una plataforma abierta carbonatada por debajo del nivel de base del oleaje en grandes tormentas.

1.2.2.3 CALIZAS ARCILLOSAS Y CALIZAS. UNIDAD 52. AALENIENSE-KIMMERIDGIENSE.

Sobre el conjunto anterior se sitúa una alternancia de calizas mudstone grises a gris-azuladas y calizas arcillosas que se va enriqueciendo en carbonato progresivamente hacia el techo. Tienen frecuentes nódulos piritosos oxidados. El espesor de la sucesión es de 70 m.

Se interpretan como sedimentados en ambientes de plataforma externa tranquila.

Se han encontrado Ammonites inclasificables. Por las microfacies y contenido microfau-
nístico, se les atribuye una edad Aalenense-Kimmeridgiense.

1.3. CUATERNARIO

1.3.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (66). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (67). HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados a los niveles más resistentes, se localizan unos depósitos con morfología de coluvión (66), que tapizan de forma bastante generalizada sobre todo los relieves mesozoicos de la zona norte.

Están formados por cantos, englobados en una matriz arcillosa y limosa, de tonos pardos y grisáceos. Su espesor, en las zonas más distales del depósito, puede alcanzar los 2-3- m.

En las partes más elevadas, y al pie de los cresteríos principales localizados en la zona del Autza, en la parte nororiental de la hoja, se han cartografiado depósitos de canchales (67), formados por cantos angulosos y subangulosos procedentes de los relieves superiores, y sin apenas matriz.

Se ha estimado para estos depósitos edad holocena.

1.3.2. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (63). TERRAZAS (61). CANTOS, LIMOS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCION (64). LIMOS Y ARCILLAS. MEANDRO ABANDONADO (65) HOLOCENO.

Los rellenos aluviales, correspondientes a los fondos de valle (63), no son frecuentes en

el ámbito de la hoja. El más importante es el del Baztán, en el ángulo norooccidental del área.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas, arcillas y limos en proporción variable, y cuya potencia no suele exceder de 1-2 m. en la red de menor orden, siendo mayor en el Baztán, donde supera los 2-3-m.

En el valle del Baztán, en la esquina noroccidental de la hoja, se han cartografiado dos depósitos de terraza (61), situadas a 2-3 m., y a 5 m. sobre el cauce actual, formada por gravas, arenas y fangos en matriz areno-limosa, y con un espesor de 2-3- m.

En el valle del río Baztán, en las proximidades de Elizondo, y sobre los depósitos correspondientes a la primera terraza, se localiza una morfología de meandro abandonado, con depósito de materiales predominantemente finos, limos y arcillas con algunas gravas (65).

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (64), formadas por cantos con matriz limoarcillosas en proporción variable. Su extensión es reducida, y el espesor e los depósitos no debe superar los 2-3- m. en sus zonas más distales.

La edad de estas unidades es holocena.

1.3.3. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (68).HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado los depósitos de cantos, más o menos heterométricos, englobados en matriz limoarcillosa, correspondientes a rellenos de génesis mixta fluvial y de ladera de tipo aluvial-coluvial (68).

Su extensión no es elevada, y su espesor reducido, no superior a los 3 m., estimándose para ellos una edad holocena.

2.- TECTÓNICA

2.1.TECTÓNICA REGIONAL

Desde el punto de vista estructural la zona estudiada se encuentra situada en el sector vasco de la Cadena Pirenaica.

Las deformaciones en este sector tienen su origen en la superposición de dos ciclos orogénicos, cada uno de ellos a su vez de carácter polifásico.

La primera deformación registrada en los materiales aflorantes en el área de estudio corresponde a la orogenia Hercínica, cuyas fases de plegamiento principal se sitúan en esta región de los Pirineos entre el Namuriense B y el Estefaniense Medio. El siguiente evento deformativo importante queda registrado en la discordancia existente entre el conjunto Estefaniense-Autuniense y el conjunto en facies Saxonienses, que representa la transición del régimen compresivo residual de ciclo hercínico a un ciclo de carácter distensivo. Los siguientes eventos o pulsaciones tectónicas de entidad han quedado registrados en la sucesión cretácica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde se han citado tres rupturas estratigráficas, que localmente aparecen como discordancias:

- Ruptura de la base de la sucesión Purbeck-Weald: cambio de sedimentación marina en el Cretácico inferior como culminación a la fase regresiva iniciada en el Dogger.
- Ruptura del Cretácico medio (Albiense medio-superior): fase regresiva y reorganización paleogeográfica. Desarrollo de fosas de flysch en el Pirineo.
- Ruptura del final del Cretácico superior: fase regresiva en relación con la deformación pirenaica. Desarrollo de cuencas de antepaís en el Pirineo.

En el Pirineo Centro-Oriental, la deformación principal alpina principal tiene lugar en el Cretácico superior (Maastrichtiense)-Mioceno inferior, cuando se produce la transla-

ción y apilamiento de las láminas cabalgantes.

En este sector de la cordillera se diferencian tres grandes unidades estructurales, con un núcleo paleozoico y cobertera mesozoica, separadas entre sí por grandes accidentes más o menos cabalgantes:

- Los Aldudes-Quinto Real
- Cinco Villas
- Mendibelza

Y además la zona de antepais meridional plegada y cabalgada, constituida por las unidades tipo flysch del Cretácico superior-Paleoceno presentes al S del cabalgamiento de Roncesvalles zona de estudio.

De ellas, la que está presente en la hoja de Elizondo es la primera. A continuación se hace una breve descripción de la misma.

LOS ALDUDES-QUINTO REAL:

Presentan un fuerte contraste estructural entre los sectores Norte y Sureste del macizo. Estas estructuras tienen una disposición arqueada, pasando de la N 120°E (en el sector sudeste) con vergencia hacia el SO, a la N 160°E (en el sector noroeste) y la N 20°E (al norte), manteniendo la vergencia al O.

La estructura regionalmente consta de un núcleo Ordovícico-Silúrico rodeado por materiales devónicos, los cuales a su vez se encuentran recubiertos hacia el N y O por el Carbonífero.

Éste se encuentra muy bien desarrollado en la vecina hoja de Olaberri (91-III).

El núcleo Ordovícico es cabalgante sobre los materiales del Devónico inferior, como se observa en el puerto de Ibañeta, mientras que este último cabalga al Devónico medio en

el barranco de Soragain. En el puerto de Urquiaga, es el Carbonífero quien llega a estar cabalgado por el Devónico.

El sector específicamente ocupado por la hoja de Elizondo se caracteriza por estar afectado por una gran cantidad de fracturas de diversos tipos que la fragmentan. son particularmente importantes los cabalgamientos de direcciones comprendidas entre la E-O y ONO-ESE, que son de origen posthercínico ya que involucran al Pérmico y Triásico como se verá más adelante.

También existen en el valle de la regata de Argús afloramientos de diques diabásicos, los cuales siguen direcciones entre N-S y NO-SE, posiblemente relacionados con emisiones de ofitas y, por lo tanto, posthercínicas.

Aunque en este macizo no existen afloramientos de materiales postectónicos hercínicos, por conocimiento regional puede indicarse que la edad de la fase principal de la orogenia hercínica es Westfaliense superior, presentándose discordantes los depósitos del Stephaniense en la zona de Vera de Bidasoa.

2.2.DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURASEl sector específicamente ocupado por la hoja de Elizondo se caracteriza por estar afectado por una gran cantidad de fracturas de diversos tipos que la fragmentan. son particularmente importantes los cabalgamientos de direcciones comprendidas entre la E-O y ONO-ESE, que son de origen posthercínico ya que involucran al Pérmico y Triásico como se verá más adelante. También existen en el valle de la regata de Argús afloramientos de diques diabásicos, los cuales siguen direcciones entre N-S y NO-SE, posiblemente relacionados con emisiones de ofitas y, por lo tanto, posthercínicas. Aunque en este macizo no existen afloramientos de materiales postectónicos hercínicos, por conocimiento regional puede indicarse que la edad de la fase principal de la orogenia hercínica es

Westfaliense superior, presentándose discordantes los depósitos del Stephaniense en la zona de Vera de Bidasoa.2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

A continuación se describirán brevemente las principales estructuras de la Hoja de Elizondo (91-I).

Alineación de Elizondo: Se trata del corredor que con dirección NE-SO recorre la esquina NO de la hoja. En su mayor parte está ocupado por afloramientos ofíticos, afectados por numerosas fallas de direcciones dominantes E-O y NNO-SSE. Constituye un accidente de importancia regional con inyección de materiales ofíticos que se prolonga por el N en la fosa de Maya de Baztán y por el SO hasta el puerto de Belate, enlazando con la falla de Leiza y limitando por el E los afloramientos del manto de los Mármoles.

Núcleo devónico de Saralar: Situado en la parte centro-septentrional de la hoja, está formado por tres unidades tectónicas cabalgantes. La primera de ellas, constituida por los materiales del Gediense-Siegiense, cabalga a las formaciones Ondarrolle y Urepel, de edad Siegiense-Emsiense medio. Estas últimas a su vez cabalgan a la formación de Autringo, de edad Emsiense medio-superior.

Los cabalgamientos principales son de alto ángulo y siguen una dirección N-S; están afectados por una fracturación de dirección E-O probablemente posthercínica, que permiten la existencia de una pequeña fosa rellena de materiales pérmicos.

Fosa de Iñarbegui: Situada inmediatamente al E del núcleo de Saralar. Tiene una dimensiones pequeñas, 2'5 km de longitud y 500 m de anchura media y elongación N-S; está rellena de materiales triásicos.

Zona del monte Autza: Localizada al E de la anterior, está limitada por el S y SE por la falla de Arrigorri. Esta zona está ocupada por las series con disposición monoclinal

del Permiano y Triásico.

Falla de Arrigorri: Presenta un trazado sensiblemente E-O desde el borde O de la hoja hasta el meridiano del monte Autza, a partir del cual adopta una dirección NE-SO penetrando en el macizo de los Alduides, ya en territorio francés. Esta falla de complejo rejuego debe haber funcionado como cabalgamiento durante la compresión hercínica, y como falla directa y/o desgarre en época alpina. Forma el límite meridional del núcleo devónico de Saralar, fosa de Iñarbegui y zona del monte Autza.

Zona de cabalgamientos meridional: Al S de la falla de Arrigorri se extiende una región muy compleja tectónicamente donde el rasgo más notable son los cabalgamientos de direcciones variables entre la NO-SE, ONO-ESE y E-O. Las áreas comprendidas entre los cabalgamientos están afectadas por una fracturación con direcciones dominantes N-S, NE-SO y NNO-SSE.

De NE a SO de la hoja, se pueden citar las siguientes estructuras:

- Cabalgamiento de Azailtegi, vergente al N y NE, presenta tres tramos en su trazado con direcciones NO-SE, E-O y NO-SE nuevamente.
- Falla de Bearzun, semiparalela al cabalgamiento anterior, afecta al núcleo de materiales del Devónico inferior indiferenciado de los montes Mizpira y Bazaldegui.
- Cabalgamiento de Berderiz, de dirección NNO-SSE y vergencia N, constituye el límite septentrional de la lámina cabalgante del monte Lizardi.
- Cabalgamiento de Bagota, de dirección similar a la del anterior forma el límite meridional de dicha lámina cabalgante, en cuyo núcleo afloran materiales devónicos y ordovícicos con direcciones de plegamiento NNO-SSE(Anticlinal de Mundurro) sobre los que se sitúa discordantemente el Buntsandstein.
- Cabalgamiento de Urquiaga, el cual tiene una dirección comprendida entre la N-S y

NNO-SSE, alcanzan su mayor desarrollo hacia el S dentro de la hoja de Olaberri (91-III), y en el cual el Devónico inferior y medio se apoya sobre el Devónico superior.

Sinclinal de Trepa: Situado en el vértice SO de la hoja, se extiende hacia el S manteniendo una dirección del eje sensiblemente N-S. Su núcleo esta ocupado por los términos más altos de la serie pretectónica hercínica, de edad Devónico superior en la hoja de Elizondo y Carbonífero (Westfaliense) en la de Olaberri.

3.- GEOMORFOLOGIA

La hoja de Elizondo se localiza en la parte más septentrional del territorio navarro en las proximidades del límite con Francia, quedando comprendida en las comarcas del Valle del Baztán y vertiente Norte del Macizo de Aldudes-Quinto Real.

En el ámbito de la hoja predomina el modelado estructural labrado sobre los materiales detríticos paleozoicos y triásicos que constituyen el sustrato. Solo en la zona norooccidental de la hoja es notable la presencia de morfologías con depósito correspondientes a morfologías con depósito de génesis fluvial (terrazas y fondo aluvial del río Baztán).

En el conjunto de la hoja es notable la presencia de frecuentes procesos de incisión de la red de menor orden, así como una regularización de vertientes bastante generalizada.

3.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Elizondo se sitúa, como ya se ha indicado, en la parte septentrional del territorio navarro, inscribiéndose en el dominio morfoestructural del Pirineo Occidental.

El conjunto del relieve axial pirenaico va progresivamente descendiendo hacia el Atlántico encontrándonos, en esta zona, realmente en la vertiente norte de esta zona axial, que viene definida por el Macizo de Aldudes-Quinto Real.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por la presencia de relieves montuosos, al Sur y al Este, que descienden progresivamente hacia el NE, hacia el valle del río Baztán.

Las alturas culminantes en el ámbito de la hoja, que corresponden a la prolongación septentrional del Macizo de Aldudes-Quinto Real, situado al Sur, son Autza (1.304 m.), Maza (1.066 m.), Azailtegui (1.008 m.) y Peña de Alba (1.074 m.).

El drenaje principal en el ámbito de la hoja se efectúa hacia el río Baztán, que transcu-

re, con dirección NE-SO por el ángulo noroccidental de la hoja y es el colector principal y que, aguas abajo, cambia su nombre a Bidasoa para desembocar en el Cantábrico.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Elizondo se enmarca dentro del dominio occidental pirenaico.

La hoja se encuentra ocupado, en su totalidad, por sedimentos predominantemente detríticos del Paleozoico (esquistos y cuarcitas) y Triásico (conglomerados, areniscas y arcillas), así como rocas volcánicas (ofitas), que presentan un intenso grado de alteración.

Las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido que la presencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, propician la generación de formas, que pueden alcanzar una frecuencia y extensión notables y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural de los materiales.

En el ámbito de la hoja son los materiales resistentes, sobre todo areniscas y cuarcitas, los principales responsables de la presencia de morfologías de génesis estructural.

Se han cartografiado las **crestas** y **frentes de cuesta**, relacionados con los niveles más resistentes a la erosión, así como las morfologías con resalte correspondientes a **líneas de capa**, en las que también se ha representado en cartografía su **buzamiento** cuando éste es evidente.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas del modelado, de origen exógeno,

preentes en la hoja, agrupadas en función de su génesis.

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

Las vertientes, como formas de enlace entre los relieves elevados y las zonas deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimentos hacia la red de drenaje.

En la hoja de Elizondo, y condicionado por la disposición estructural de los materiales, es frecuente la presencia de un proceso bastante generalizado de regularización de vertientes, que dada su presencia generalizada no ha sido representado en la cartografía.

Si se han representado aquellas vertientes en las que el proceso es más eficaz y en las que las características topográficas han propiciado la presencia de acumulaciones tipo **coluvión** que no suelen alcanzar gran extensión.

En las partes altas de los relieves, y asociados a la parte basal de los cresteríos dominantes, se localizan también algunas acumulaciones en ladera de tipo **canchal**, que pueden alcanzar extensiones y espesores notables.

Es importante destacar,asimismo, la presencia de áreas en las que se han reconocido **deslizamientos** de dimensiones hectométricas.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías con depósito de génesis fluvial que tienen mayor representación en la hoja son los **fondos de valle**, entre los que cabe destacar por su extensión el del río Baztán, en la zona noroccidental de la hoja.

En esta misma zona se han cartografiado unos niveles de **terrazas**, localizadas a +5 m. y +10-12 m. sobre el cauce actual. Asociado a estas morfologías se han diferenciado los

escarpes existentes como correspondientes a terrazas **solapadas y/o encajadas**. En este mismo ámbito, y sobre la terraza baja, en las proximidades de la localidad de Elizondo, se ha cartografiado una morfología atribuible a **meandro abandonado**, así como el **cauce activo** del río Baztán.

Otra morfología con depósito presente en el ámbito de la hoja, corresponde a los **conos de deyección** que se localizan a la salida de algunos barrancos.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de **incisión lineal**, sobre todo en los tramos altos.

Se han representado también en el mapa los **collados de divergencia fluvial** que marcan morfologías netas.

3.2.2.3 FORMAS POLIGENICAS.

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Maya de Baztán, en algunas áreas se han representado las morfologías ocupadas por depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, que se han identificado como **depósitos aluvial-coluvial**.

Normalmente relacionadas con zonas de relieve más abrupto, se reconocen algunas morfologías residuales, labradas sobre materiales más resistentes, que dan lugar a **rocas aisladas o pináculos rocosos**.

3.2.2.4. FORMAS KARSTICAS

Se ha cartografiado una depresión de origen kárstico, atribuible a una **dolina** que, posiblemente, se encuentre fundamentalmente relacionada con procesos de disolución en materiales evaporíticos del Keuper.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Elizondo. A continuación se describen estos materiales, agrupados en orden a su génesis y edad, expresando entre paréntesis la letra asignada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

3.2.3.1 GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS. (b, c) FLUVIAL. PLEISTOCENO-Holoceno.

Los principales depósitos de terrazas se encuentran asociados al valle del río Baztán.

Aunque la escasez de afloramientos de los materiales que las componen impiden una caracterización precisa de estos depósitos, puede señalarse que se trata de gravas de redondeadas a subesféricas, predominantemente arenosas y con cementación escasa. Se le atribuye una edad pleistocena-holocena.

3.2.3.2 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES. CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES. (a). LADERAS. HOLOCENO.

Aunque en el área es frecuente la movilización de los materiales a favor de las vertientes, se han diferenciado en la cartografía solamente aquellas zonas en las que el tapiz de ersiduos alcanza una mayor extensión y/o espesor.

Los coluviones, que se encuentran escasamente representados en el área de la hoja están formados por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de las partes altas de la vertiente, englobados en una matriz abundante de limos y arcillas de tonos pardos y amarillentos. Su espesor puede superar los 4-5 m. en las zonas más distales del depósito.

En las partes altas de los relieves, asociado generalmente a los cresteríos serranos, se localizan acumulaciones de cantos, heterométricoa, angulosos a subangulosos, sin apenas matriz, correspondientes a canchales. Su potencia no debe superar los 3 m.

Se han atribuido al holoceno.

3.2.3.3 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCION). FANGOS Y GRAVAS (MEANDRO ABANDONADO) (d). FLUVIAL. HOLOCENO.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más importantes, por espesor y desarrollo, corresponden al aluvial del río Baztán.

Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor es difícilmente cuantificable, pudiendo estimarse un valor general en torno a 1-2 m., excepto en el correspondiente al río Baztán en que debe ser superior.

En la zona de Elizondo se ha reconocido un depósito atribuible a un meandro abandonado que, por observaciones de superficie, debe poseer un alto contenido en fangos con

algunas gravas.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías correspondientes a conos de deyección, formados por cantos, más o menos heterométricos y angulosos, englobados en una abundante matriz arcillosa y limosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

Su edad es holocena.

3.2.3.4 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (m). POLIGENICO. HOLOCENO.

Se han diferenciado algunas zonas en las que se localizan materiales de génesis mixta, fluvial y de ladera, compuestos por cantos en matriz limoarcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su extensión es, habitualmente, reducida, y su espesor no debe superar los 2 m.

Se atribuyen al Holoceno.

3.3.EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Elizondo, está constituido por las formas estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje.

Por conocimiento regional, puede considerarse que la exhumación definitiva del relieve debió producirse, aproximadamente, en el Oligo-Mioceno que fué, por tanto, el momento del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

A partir del Pleistoceno, se produce el depósito de las morfologías de glaciares, presentes en zonas próximas, y que son coetáneos con terrazas fluviales.

En el Holoceno se generalizan los procesos de acumulación de ladera y de erosión y depósito de la red fluvial que, por otra parte, ya debió ser activa desde los primeros estadios de generación del relieve.

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica, química (kárstica) y de movimiento en ladera, continúa el proceso de modelado del relieve del área.

3.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de movilización y acumulación en ladera, aparecen como los más activos en la actualidad en la hoja de Elizondo.

En las zonas con escasa cobertura vegetal, debe estimarse que los procesos potencialmente activos puedan desarrollarse con mayor eficacia. Por ello, y con objeto de minimizar las consecuencias de la actividad de estos procesos, se recomienda favorecer, en lo posible, el desarrollo de una cobertura vegetal de protección, bien a nivel forestal o de cultivos.

En cualquier caso, y en la situación actual, deben considerarse como procesos potencialmente activos y generadores, por tanto, de riesgo en el desarrollo y ejecución de la obra pública, la movilización en ladera y los procesos relativos a la dinámica fluvial.

4.- HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica del sector Vasco de la Cadena Pirenaica donde se encuadra la zona de estudio es muy compleja, tanto por el gran número de formaciones existentes, como por la complejidad de su evolución tectónica que llega hasta etapas muy recientes.

A grandes rasgos pueden diferenciarse dos grandes ciclos orogénicos, que a su vez comprenden varias fases, lo que complica la reconstrucción de la evolución histórica.

Las formaciones más antiguas que afloran en este sector pertenecen al Ordovícico, con unos 1.500 m de potencia, constituido por sedimentos detríticos, representados en la base por cuarcitas en bancos potentes, sobre las que se sitúan unas alternancias de cuarcitas y esquistos, para terminar en una serie eminentemente pizarrosa. En conjunto el Ordovícico constituye una megasecuencia que representa la evolución desde facies de plataforma somera en la base a sedimentos marinos de cierta profundidad a techo, disposición que continuará durante el Silúrico.

A partir del Devónico inferior la sedimentación se hace más variada tanto en la vertical como en la horizontal, con cambios bruscos de facies y potencias, lo que hemos interpretado como debidos a una fase de movimientos en la vertical que provocarían la formación de unas zonas elevadas y otras hundidas. Es en este contexto donde tuvo lugar la sedimentación durante el Devónico. En una primera etapa (durante el Gediense-Siegeniense) se crea un alto relativo en el sector SO y una zona deprimida hacia el norte, donde se depositarían las facies detríticos-pelíticas de la base del Devónico, en otros sectores en las zonas elevadas, la sedimentación es más carbonatada, calizas de Encrinos.

Durante el Siegeniense-Emsiense los aportes detríticos van perdiendo importancia hacia el techo de la serie, reflejando por una parte el relleno de las zonas deprimidas y por otra el desbordamiento sobre las zonas elevadas.

Durante la mayor parte del Devónico medio predomina una sedimentación de tipo pelágico. En el Devónico superior, en los sectores situados al norte (Cinco Villas), este régimen continua, mientras que hacia el sur se instaure una sedimentación más variada con aportes detríticos de tipo turbidítico, acompañado de manifestaciones eruptivas y con episodios carbonatados que continua durante el Carbonífero inferior.

En el Carbonífero superior las facies detríticas de origen continental anuncian los primeros movimientos de la orogenia hercínica.

El Pérmico representa una etapa de relleno de pequeñas cuencas muy subsidentes con facies continentales a litorales. Estas cuencas están limitadas por los accidentes tardihercínicos, y separadas entre sí por umbrales con sedimentación nula o escasa. Algunos de estos accidentes presentan una actividad volcánica básica asociada, como ocurre en la hoja de Maya de Baztán (66-III).

El inicio del Triásico (facies Buntsandstein) supone la homogeneización de las cuencas pérmicas y la expansión de la sedimentación detrítica sobre el zócalo hercínico. En conjunto, el Buntsandstein dibuja una megasecuencia granodecreciente producida bajo condiciones climáticas áridas.

La facies Muchelkalk supone un episodio marino transgresivo, con sedimentación carbonatada, que da paso durante el Keuper de nuevo a ambientes litorales someros de tipo “sebhka”.

El Triásico supone una etapa de estabilidad tectónica previa al inicio de la fase de “rifting” del orogeno pirenaico, la cual comienza en el Jurásico.

Al finalizar el Jurásico los movimientos que dan origen a la fracturación N-50°E, son los responsables de la erosión de los relieves recién constituidos, de la laguna estratigráfica existente en la base del Cretácico Inferior y de las discordancias existentes durante parte del Cretácico superior.

Los movimientos orogénicos más importantes en esta fase van asociados a la traslación sinistral de la falla nord-pirenaica, que origina una zona elevada (macizo de Aldudes), una zona de flexura inestable (Mendibelza), y hacia el norte una zona deprimida subsidente de orientación Este-Oeste.

En esta disposición tiene lugar la sedimentación de los materiales cretácicos marcados por la transgresión Albiense Cenomaniense. En el macizo de Aldudes se origina una plataforma marina somera, mientras que en la flexura de Mendibelza se depositan brechas intraformacionales, y en la zona de cuenca los depósitos turbidíticos, con presencia de olistolitos procedentes de los bordes.

Esta disposición continúa durante el Cretácico superior, con episodios de mayor o menor actividad de la flexura del Medibelza.

Durante el Turoniense y parte del Coniaciense se registra un episodio regresivo al que sigue una etapa uniforme durante la sedimentación del Santoniense inferior.

Durante el Santoniense superior la flexura de Mendibelza se reactiva, creandose en la zona un régimen litoral con aportes detríticos, para continuar con episodios de sedimentación carbonatada con rellenos de las áreas deprimidas que igualaría los relieves y para finalizar se instala un régimen pelágico sin apenas aportes detríticos.

Este régimen de mar abierto con facies homogéneas de tipo pelágico continúa durante el inicio del Terciario.

Durante una parte del Paleoceno, la cuenca de sedimentación se individualizó en varias subcuencas, pasando progresivamente a una única cuenca que ocuparía este sector.

Una nueva fase situada en el Eoceno medio da lugar a la formación de grandes relieves contituidos por los materiales paleozoicos.

Después de una primera fase, tiene lugar el rejuego de la falla nord-pirenaica y el accidente profundo N 40°-60°E que provoca una torsión de las escamas de la primera

fase.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

5.1.RECURSOS MINERALES

En la hoja de Elizondo (91-I) se localizan explotaciones, actualmente abandonadas, que aprovechaban materiales arenosos del triásico en la zona de Elgoizar, y sulfuros de cobre (malaquita y azurita) en el Triásico y Devónico. Por otra parte, están citados indicios de sulfuros de cobre y barita que no han sido objeto de explotación conocida.

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

Las hojas 1:50.000 de Maya de Baztan y Valcarlos, no presentan gran interés en orden a sus recursos de agua subterránea. La naturaleza litológica de los materiales que componen el sustrato, predominantemente esquistos, cuarcitas y areniscas de edad paleozoica y triásica provoca la presencia de abundantes acuíferos, pero de escasa entidad, y repartidos de forma irregular. Solamente los materiales carbonatados del Cretácico, aflorantes en la zona septentrional, y las dolomías y magnesitas paleozoicas, al Sur, pueden llegar a constituir acuíferos de cierto interés.

En 1975, la Comunidad Foral puso en marcha el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que en dos fases, se prolongó hasta 1983. Este estudio permitió definir, dentro del Territorio Foral, once unidades hidrogeológicas, y conocer sus principales características y parámetros hídricos.

Teniendo en cuenta que las características hidrogeológicas del territorio no se circunscriben exclusivamente al ámbito de un cuadrante, se realizará en este capítulo una descripción general, incluyendo una explicación detallada de los manantiales que se localicen en cada cuadrante.

5.2.2. CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

El área comprendida en el ámbito de las hojas se incluyen en la zona que, dentro del territorio foral, presenta valores más elevados en cuanto a pluviosidad. Las precipitaciones medias se sitúan por encima de los 1.500 mm. anuales y, localmente, alcanzan los 2.000 mm. El régimen de humedad puede, por tanto, considerarse como muy húmedo.

Hidrologicamente, las hojas de Maya de Baztán y Valcarlos se incluyen en la Cuenca Norte (subcuenca del Bidasoa)

5.2.3. GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

Las hojas 1:50.000 de Maya de Baztán y Valcarlos quedan integradas dentro de la Unidad Hidrogeológica Norte, constituida por materiales paleozoicos y triásicos que forman los macizos de Aldudes-Quinto Real. Los primeros son, fundamentalmente, esquistos, pizarras y cuarcitas, con tramos de calizas, dolomías y magnesitas. Los segundos son conglomerados, areniscas y arcillas.

En toda el área, existe una zona de alteración superficial, que puede tener importancia, provocada por las condiciones climáticas y la abundante cobertura vegetal existente.

5.2.4. PRINCIPALES ACUIFEROS

Como consecuencia de la diversidad litológica y de la importante tectónica existente, que compartimenta de forma notable el territorio, se localizan abundantes acuíferos, en general poco importantes, repartidos por toda la unidad.

Normalmente, responden a dos tipos genéricos; el primero, formado por acuíferos superficiales, localizados a favor de zonas de alteración, que juega un papel importante en la retención de las aguas de lluvia. Son drenados por pequeños manantiales de circulación hipodérmica que se localizan en los fondos de los valles y en las laderas.

Existe otro tipo de acuíferos formado por calizas, dolomías y areniscas con permeabilidad por fisuración y que, debido a la estructura y litología, forman pequeños acuíferos compartimentados y aislados unos de otros. Como los anteriores, se alimentan a partir de las aguas de lluvia, y descargan por numerosos manantiales.

Posiblemente, el más importante es el formado por las calizas, dolomías y magnesitas del Carbonífero en la zona de Eugui. Se trata de un acuífero de permeabilidad media en una zona de elevada pluviometría y drenado por un buen número de manantiales y por los cauces que, como el río Arga, lo surcan.

Las aguas de la Unidad hidrogeológica Norte, suelen ser de mineralización débil y blandas, salvo las de acuíferos carbonatados, que son de dureza media y mineralización ligera. Por su composición, son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, y su variación en la composición química con el tiempo, no es significativa.

5.2.5. PRINCIPALES MANANTIALES

En la hoja 1:50.000 de Valcarlos todos los manantiales inventariados presentan caudales muy bajos, habitualmente inferiores a 10 l/seg., que proporcionan exclusivamente abastecimientos a particulares o pequeñas comunidades. Solo cabe destacar, en orden a su caudal, algunos manantiales que superan los 20 l/seg., en el Bidasoa (manantial de Negusarai II, con 65 l/seg.) y en el río Luzaide (manantiales de la Regata del Infierno con 26 l/seg.)

6.- BIBLIOGRAFIA

BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACK, F.; MENSINK, H. Y TISCHER, G.- (1966). “El Jurásico y el Wealdense en el NE de España”. Inst. Federal de Investigaciones Geológ. y Servicios Geológ. Regionales de la República Federal Alemana.

BOER, H.U. DE, y MOHR, L. (1966).- “Zum magmatismus im Aldudes-Quinto Real Massiv, in dem Spanischen West pyrenäen”. Clausthal-Zellerfed.

BOER, H.U. de; H.F. KRAUSSE; K. MOHR; R. MÜLLER; A. PILGER, y H. REQUADT (1971). “La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles-une explication de la carte géologique”. Actes VI Congrès Inter., Etudes Pyrénéennes, Bagnères-de-Bigorre, 18, 22. Sept. 1971 (im Druck). Toulouse, 1973.

BOER, H. U. (1954). “Phase de plissement dans les Pyrénées basques orientales”. C.R. 19° Sess., Congrès géol. Intern. Alger., 1952, sect. XIII, fas. XIV, pp. 143-164, 2 figs., 1 pl., Alger.

BOISSONNAS, J.; LE POCHAT, G.; THIBAUT, C. Y BERNATZKY, M. (1976). “Notice explicative de la feuille Iholdy”. S.G.R. Aquitaine - Poitou - Charentes. Paris.

CAMARA P. Y KLIMOWITZ, J.- (1985).- “Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica”. Estudios Geológicos nº 41, pp. 391-404.

CAMPOS, J.- (1979).-” Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa”. Rev. MUNIBE. Soc. Ciencias Aranzadi. T. 31. pp. 3-139.

CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1965).- “Sur la constitution et sur la stratigraphie du revêtement crétacé du massif de Mendibelza (Pyrénées occidentales)”. C. R. Somm. Soc. Géol. France, 1965, 7, pp. 225-226, Paris.

CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1966). “Sur les accidents de la couverture de la

zone primaire axiale au Sud du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". C.R. Somm. Soc. Géol. France, 1966, 9, pp. 368-369, 1 fig., Paris.

CASTERAS, M.; M. FREY, y J. GALHARAGUE (1967).- "Sur le terrains paléozoiques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". C.R. Acad. Sc., 264, Sér. D, pp. 1.677-1.682, 1 fig., Paris.

CIRY, R. (1951).- "Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au nord-ouest de Pamplone". C.R. Acad. Sc., 233, pp. 72-74, Paris.

CIRY, R. ; M. AMIOT, y P. FEUILLE (1964). "Les transgressions crétacées sur le massif d'Óroz-Betelu (Navarre espagnole)". Bull. Soc. Géol. France, 5 sér., 5, pp. 701-707, Paris.

DAMESTOY, G. (1961). "Esquisse tectonique du massif des Aldudes -Quinto Real (Basses-Pyrénées)". C.R. Soc. Géol. France, 4, pp. 86-89.

DAMESTOY, G. (1961).- "Etude de la série dévonienne de la vallée de Quintua (Basses Pyrénées)". C.R. Soc. Geol. France n° 3. pp. 75-77.

DESTOMBES, J.P. (1965). "Paleogéographie du Devonien des Pyrénées françaises". Rapp. Int. B.R.G.M. (Inedit).

DESTOMBES, J.P., y C. GUIRAUDIE (1965).- "Tectonique et formations paléozoiques de la région d'Iraty, Massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". Actes 4° Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes, 11, 16 sept., 1962, I (1), pp. 43-48, 2 fig., Toulouse.

EWERT, F.K. (1964). "Geologie des Südteiles des Baskischen Pyrenäen". Diss. Univ. Münster, 223 p., Münster.

FEUILLEE, P. (1962). "Contribution a la connaissance du Cretacé moyen du nord et de

louest de la Navarre espagnole”. L. Geologie Sorbone.

FEUILLEE, P. (1962). “Observation sur la Cretace moyen du bassin de Vera-Sare-Ainhoa (Basses Pyrénées et Navarre espagnole)”. C.R. Soc. Géol. France. Fas. 5, p. 138

FEUILLEE, P. (1964). “Sur l’âge céno-manien des calcaires à Caprines de Pyrénées Basques occidentales”. C.R. Somm. Géol. France, fasc. 2, pp. 90-82.

FEUILLE, P. (1970). “Y-a-t-il des flysch Pyrénéens?”. Bull. Soc. Géol. France, vol. 12, n° 4, pp. 603-611.

FEUILLEE, P., y SIGAL, J. (1965). “Presencia de un nivel con Globotruncana helvética Bolli (Turonense) en la región vasco cantábrica”. Not. y Com. IGME, n° 80, pp. 85-90.

FEUILLEE, P. y SIGAL, J. (1965). “La transgression du Cretacé Superior (“Flysch Nord-Pyrénéens”) sur le Massif des Cinco-Villas (Pyrénées Basques)”. Bull. Soc. Géol. France, t. VII, pp. 45-55.

FEUILLE, P., y RAT, P. (1970). “Le déplacement du matériel bioclastique et l’importance des extraclastes (exemples dans le Crétace pyrénéo-cantabrique)”. Ext. Du C.R. Somm. des Sean. de la Soc. Géol. France, fascicule 2, p. 60.

FEUILLE, P., y RAT, P. (1971). “Structures et paleogeographies pyrénées-Cantabriques”. Histoire Structurale du Golf de Gascogne, V. 1-1, a V. 1-48, tome 2, technip.

FROUTE, J.Y. (1988). “Le role de l’acident Déstella dans l’histoire géologique Cretace superieur a Miocene des Navarra-Alavais”. These. Universite de Pau.

GARCÍA, A.; VALLE, J. (1997). “Mapa geológico de Navarra 1:200.000. Memoria”. Sev. Obras Publ. Gob. Navarra, pp. 1-142.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). “La magnesita de Eugui (Navarra)”. Bol Soc. Esp.

Hist. Nat. Madrid, 48, pp. 67-70.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). “La magnesite (giobertite) de la haute vallée de l'Árga (Pyrénées de la Navarre espagnole) et de Úrepel (Basses-Pyrénées)”. C.R. Acad. Sc., 231, pp. 1.521-1.522, Paris.

GUBLER, Y.; M. CASTERAS; R. CIRY, y P. LAMARE (1947).- “Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans le bassin du Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (Basses-Pyrénées)”. C.R. Som. Soc. Géol. France, 1947, 16, pp. 329-330. Paris.

GUBLER, Y.; y D. SCHNEEGANS (1948).- “Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacées Inférieur)”. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 1948, pp. 130-131, Paris.

HEDDEBAUT, C. (1965). “Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)”. Bull. Soc. Géol. France (7), VII, pp. 631-639.

HEDDEBAUT, C. (1967). “Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)”. C.R. Somm. Des Séan. De la Soc. Géol. France, fasc. 7, p. 280.

HEDDEBAUT, C. (1967). “Découverte dun Westphalien á plantes dans les Pyrénées basques francaises”. C.R. Somm. Des Séan. de la Soc. Géol. France, fasc. 3, p. 81.

HEDDEBAUT, C. (1970). “Sur l'âge des formations paléozoiques du massif des Cinco-Villas (Pays basque espagnol)”. C.R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 6, pp. 205-207.

HEDDEBAUT, C. (1973). “Etudes Géologiques dans les Massif Paléozoiques basques”. Thèse. Université des Sciences et Techniques de Lille. France.

JUCH, D. (1970). “Das variszikum von Maya del Baztán (spanische West-pyrenäen)”. Tesis de Diploma (no publicada), Geol. Inst. T.H. Claustahl.

JUCH, D., y SCHÄFER, D. (1971). "L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Árizakun dans la partie orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)". Acta VI Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. 1971 (en prensa).

KLARR, K. (1971). "Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real-Massiv (spanische Westpyrenäen)". Clausthal Geol. abh. 11, 184 s., 42 Abb., 1 Tal., 16 Bell, Clausthal-Zellerfeld.

KRAUSSE, H.F. (1971). "The tectonical Evolution of the Western Pyrénées". Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. 1971.

KRAUSSE, H.F. (1973). "Strukturkarte und Achsenkarte der kleinfalten im Devon V. Karbon mit Permo-triassischen Deckgebirge zwischen Echalar V. Mugaire-Oronoz (östeiches Cinco Villas Massiv)" aus "Über den geologischen Ban variscischer Massive und ihrer alpidischen Mantelschichten in den baskischen Pyrenäen". Habil-Schrift, Fak. Natur. - V - geistes wiss. Techn. Univ. Claushtal, VI + 2175 75 abb., 4 tab., 5 strukturmarte i. D. Aulage, Clausthal-Zellerfeld.

KULLMANN, J. (1970). "Oberdevonische und karbonische Goniatiten Faunen in den Spanischen Westpyrenäen." Clausthaler Geol. Abh., H. 12 (In Vorbereitung), Mskript. 14s., b.d. Redaktion eingegangen 7. Sept.

LAMARE, P. (1936). "Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". Mém. Soc. Géol. France (N.S.) 12, 27, 464 p., 305 figs. 7 pls., 1 carte géol. au 1:200.000 Paris.

LAMARE, P. (1943). "Les roches intrusives anté-hercyniennes des Pyrénées basques d'Espagne". Bull. Soc. Francaise Minér., 66 (1-6), pp. 337-370, Paris.

LAMARE, P. (1946). "La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environ d'Árgégur (Rev. de la feuille de Saint Jean Pied de Port au 1:80.000)". Bull. Carte Géol.

France, 45, 216, pp. 265-305, 4 figs., 4 pls., Paris, 1946.

LE MAITRE, D., y C. HEDDEBAUT (1962).- “Découverte d’un gisement à Gastrocrinus dans le Dévonien Inférieur des Aldudes (Basses-Pyrénées)”. C.R. Acad. Sc. , 254, Sér. D., 13, pp. 2.399-2.400, 1 fig., Paris.

LE POCHAT, G.; LENGUIN, M.; NAPIAS, J.C.; THIBAUT, C.; ROGER, P. y BOIS, J.P. (1976). “Notice explicative de la feuille S. Jean de Pied-de-Port”. SGR. Aquitaine-Poitou-Charentes. Paris

MAILLARD, P. (1966).- “Etude géologique et métallogénique de la région de Valcarlos (Navarra). Thèse Doct. 3° Cycle, Fac. Sc. Univ. Paris, 108 p., 17 figs., 1 carte géol., au 1/20.000, Paris (non publiée).

MARTÍNEZ TORRES, L. (1989).” El Manto de los Mármoles (Pirineo occidental)”. Tesis. Universidad del País Vasco.

MIROUSE, R., (1966). “Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées”. Thèse Doct. Sc. Nat., 2 t, 672 p., 16 pls. 135 figs., 2 cartes, Toulouse, 1962; Mém. Carte Géol. France, 451 p., 122, figs. 16 pls, Paris.

MULLER, D. (1969). “Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische Westpyrenäen)”. Dissertation, Fak. Natur. U. Geisteswiss. T.U. Clausthal, 128, 15 Abb., zahir, Profiltaf, u. 2 geol. karten, Clausthal-Zellerfeld.

MULLER, D. (1973). “Perm und Trias im Valle del Baztán-ein Beitrag zur Stratigraphie und Palaeogeographie der spanischen West-pyrenäen”. N.Jb. Geol. Palaeont., Abh. 142, 1, s. 30-43, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

MOHR, R. Y PILGER, A. (1965). Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen. Geol. Rdsch., 54 (1964), 2, s. 1044-1060, 7 Abb., Stuttgart.

REQUADT, H. (1972). "Zur Stratigraphie und Fazies des Unter-und-Mittelde-vons in den spanischen Westpyrenäen". Unversf. Diseser., Fak. Natur. U. Geistes. Techn. Univ. Claust. 170s., 40 Abb. 1 Taf., Clsusthal-Zellerfed, 1971, und in: Clasutha. Geol. Abh. 13, 113 s., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfed, 1972.

REQUADT, H. (1973). "Apercu sur la Stratigraphie et le facies du Devonien Inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne". Actes VI Congrès Int. Etudes Pyrénéenes. Bagnères de Bigorre, 18-22 sept., 1971, Toulouse.

SCHÄFER, D. (1970). "Das Westpyrenäenpaläozolkum in südlichen Arizcun-Tal, Valle del Baztán, Spanien". Diplomarbeit Geol., Inst., t. V, Clausthal.

SOUQUET, P. (1966). "Nouvelles observations sur le revêtement crétaee des Massifs des Aldudes et de Mendibelza (Pyrénées basques)". C.R. Acad. Sc., 262, Sér. D. Pp. 2.413-2.434, 2 figs., Paris.

VOELTZ, H. (1964). "Zur Geologie der Pyrenäiden im nordwestlichen Navarra. Spanien". Diss. Westfälischen landesuniversität (Münster).

WALGENWITZ, R. (1976). "Etude petrologique des roches intrusives du trias, des ecailles du socle profond et gites de clhorite de la region d' Elizondo (Navarre. Espagne)". These de l'Universite de Besancon, pp. 172.

WIRTH, M. (1967). "Zur Gliederung des höheren Palaeozoikums (Givet Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenaen) mit Hilfe von Conodonten". N. Jb. Geol. Paläeonto., Abh. 127, 2, s. 179-244, 14 Abb., 2 Tal., 4 Taf., Stuttgart.