



SGMB

**Excursion géologique "Pays basque 2016"
06 - 11 juin**

**Le flysch crétacé-tertiaire de la côte basque
franco-espagnole, et son volcanisme sous-
marin**



Excursion préparée par Thierry Juteau

**Professeur émérite de l'Université de Brest
Membre du CPIE "*Littoral basque*" d'Hendaye**

Cher participant,

Bienvenue au Pays basque, pour des balades que j'espère inoubliables, sur les falaises côtières et dans l'arrière-pays de cette belle région !

Je ne suis pas vraiment qualifié pour mener cette excursion géologique sur le flysch basque : je ne suis ni sédimentologue, ni stratigraphe, ni paléontologiste...

Ma seule excuse, c'est que j'arpente avec passion ce beau pays depuis treize ans, en compagnie de ceux qui savent, ceux qui consacrent leur vie à étudier le flysch basque, aussi bien du côté français que du côté espagnol !... J'ai tout appris d'eux et je les remercie sincèrement, en particulier Thierry Mulder et Philippe Razin (Université de Bordeaux) côté français, et Manu Carracedo (Universidad del Pais Vasco à Bilbao), Asier Hilario (Geoparque de Zumaia-Deba) et José Angel Torres (musée géologique Luberri d'Oiarzun) côté espagnol.

Bonne excursion, et que le ciel soit clément avec nous !

Thierry Juteau



La célèbre "playa de la Concha" de San Sebastian

Quelques généralités sur le flysch de la côte basque franco-espagnole

Schéma structural des Pyrénées occidentales

Les Pyrénées basques se trouvent à la transition entre: (1) la chaîne pyrénéenne intra-continentale née de la collision Ibérie-Europe, et (2) la marge nord-espagnole sous laquelle s'engage la croûte océanique du golfe de Gascogne.

On observe, dans ce segment des Pyrénées, une désorganisation des éléments structuraux classiques de la chaîne pyrénéenne (Philippe Razin, 2013), avec en particulier :

- Ennoyage vers l'Ouest de la zone primaire axiale et affleurement d'une mosaïque de massifs paléozoïques : les *massifs basques*.
- Disparition de l'expression superficielle de la *faille nord-pyrénéenne* et décalage de l'axe tectono-magmatique crétacé de la chaîne (faille transverse de Pampelune).
- Dédoublement vers l'Ouest du bassin flysch crétacé supérieur.
- Inversion de la vergence des chevauchements pyrénéens majeurs.

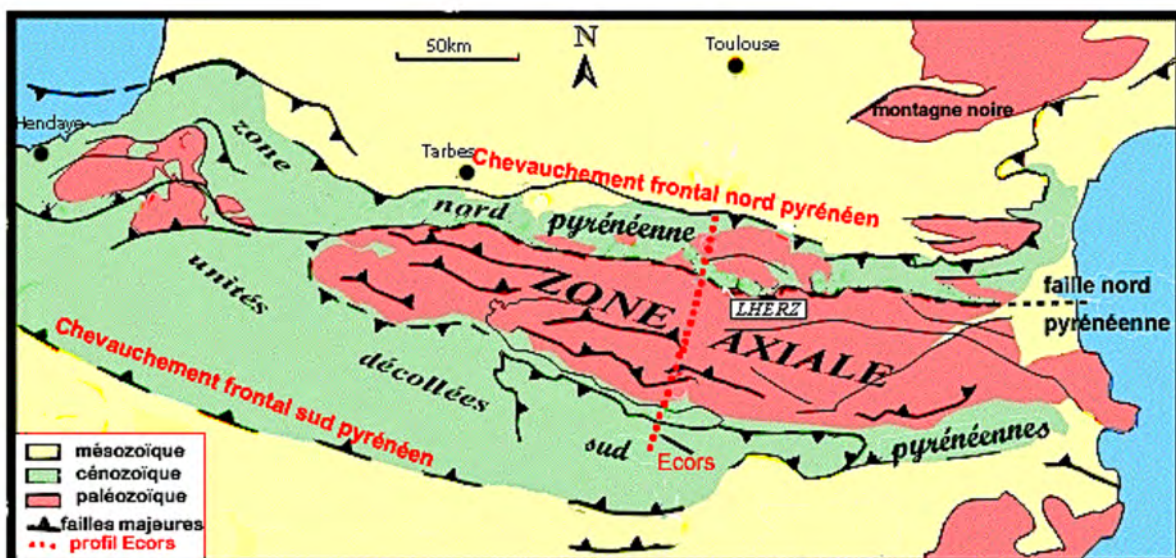


Schéma géologique simplifié de la chaîne pyrénéenne, montrant à l'Ouest l'ennoyage de la zone primaire axiale, et la mosaïque des massifs paléozoïques basques.
CFNP : Charriage Frontal Nord Pyrénéen. CFSP : Charriage Frontal Sud Pyrénéen.
FNP : Faille Nord Pyrénéenne. D'après Paul Richert.

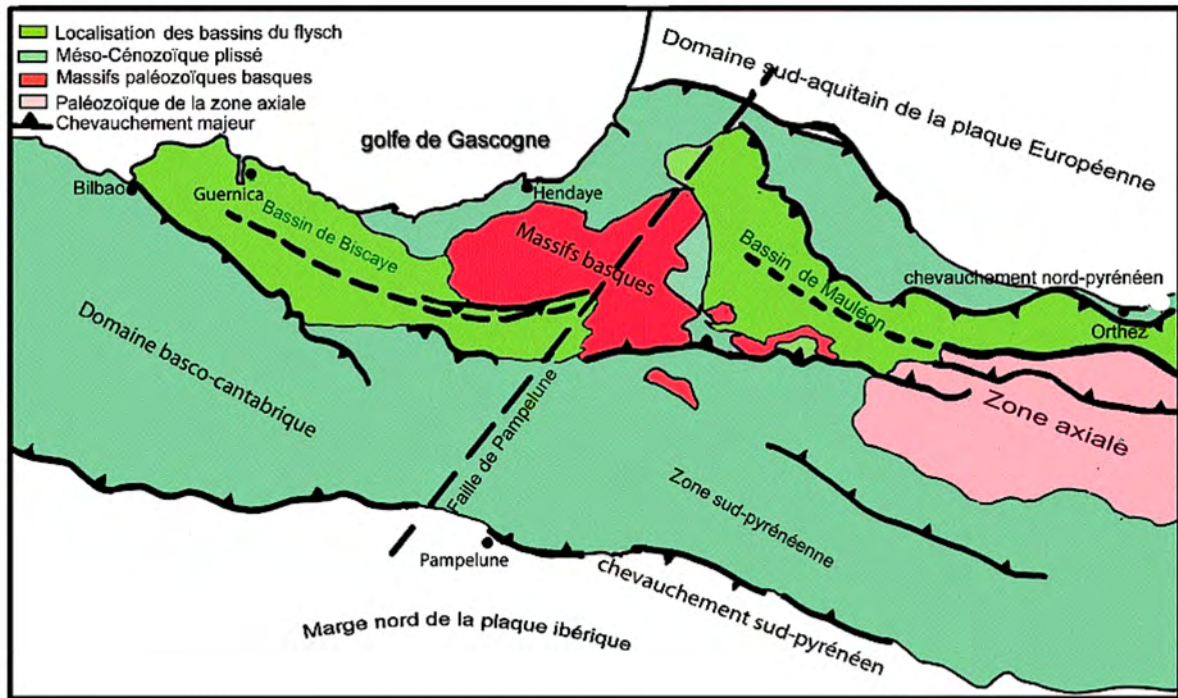
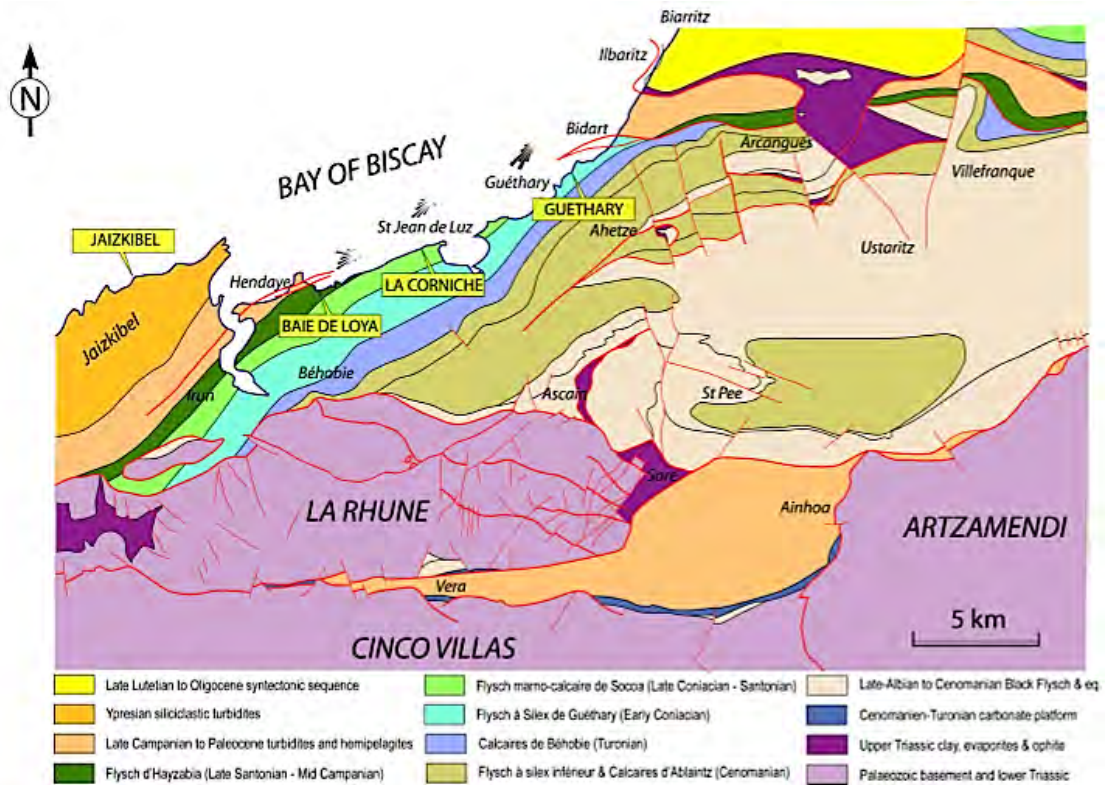


Schéma structural des Pyrénées occidentales), montrant les deux grands bassins de flysch (bassin de Mauléon - St-Jean-de-Luz et bassin de Biscaye), décalés par la grande faille de décrochement de Pampelune. D'après Philippe Razin (2013).

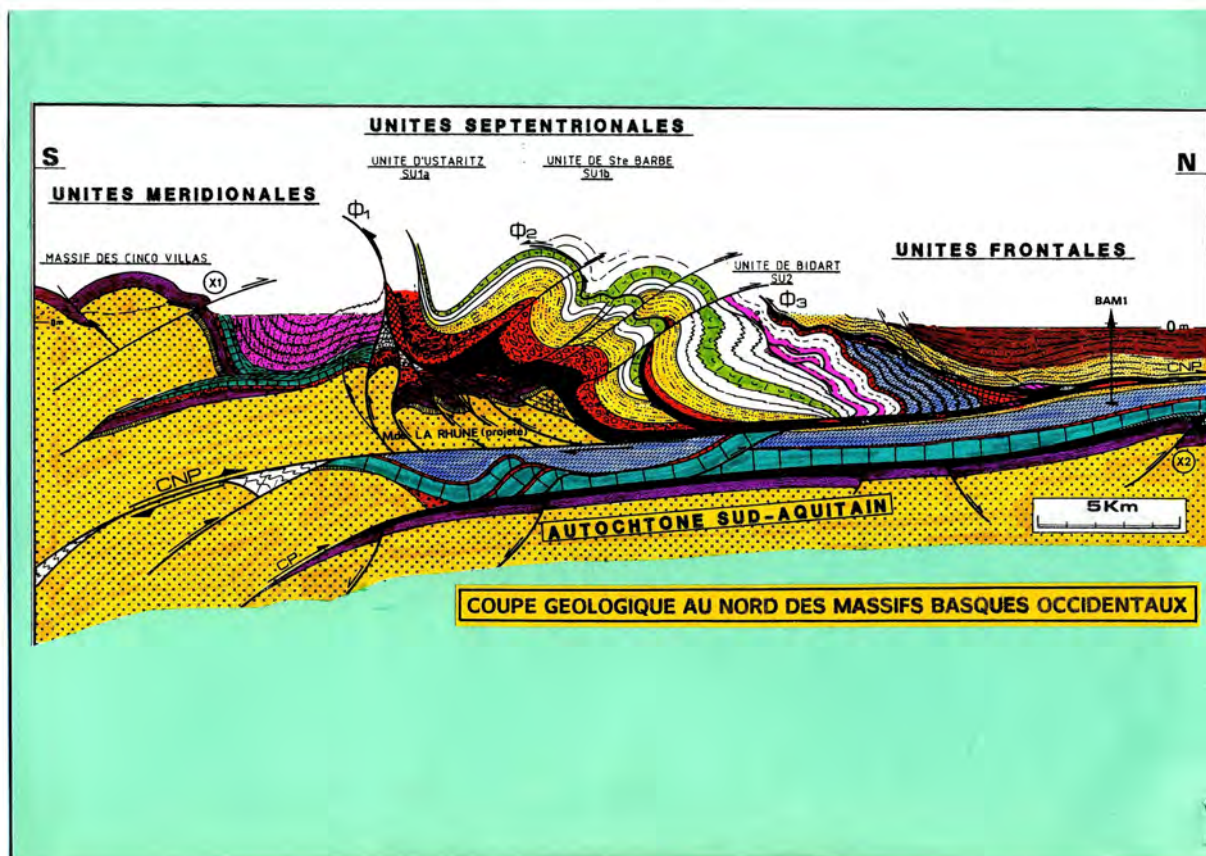
Regards sur la carte géologique du Pays basque français :



Carte géologique simplifiée du Pays basque français à l'ouest du massif du Labourd

La carte simplifiée ci-dessus montre que les unités sédimentaires de la côte basque se disposent en bandes orientées NE-SO, en gros parallèlement à la côte. Le pendage général des couches plonge généralement vers la mer (vers le Nord-Ouest), sauf dans les zones plissées. Cela signifie que *les couches sont de plus en plus jeunes vers le Nord-Ouest*, comme on peut le constater facilement sur la carte : le randonneur qui va, sur le sentier littoral, de Bidart à la pointe Sainte-Anne à Hendaye, traverse successivement des terrains d'âges géologiques de plus en plus jeunes : le flysch à silex de Guéthary, puis le flysch marno-calcaire de Socoa, le flysch d'Hayçabia, les marnes rouges de Bidart, le flysch gréseux de Hendaye et les calcaires roses du Danien (premier étage du Tertiaire).

L'apparente simplicité de cette carte géologique est trompeuse: les nombreux sondages et imageries géophysiques réalisés par les compagnies pétrolières ont montré que tout cet ensemble est *allochtone*, charrié vers le nord sur la plateforme landaise (autochtone sud-aquitain), rencontrée systématiquement en profondeur sous les nappes du flysch, elles mêmes plissées et cisailées par de nombreux contacts tectoniques, comme l'indique la coupe interprétative suivante de Philippe Razin:



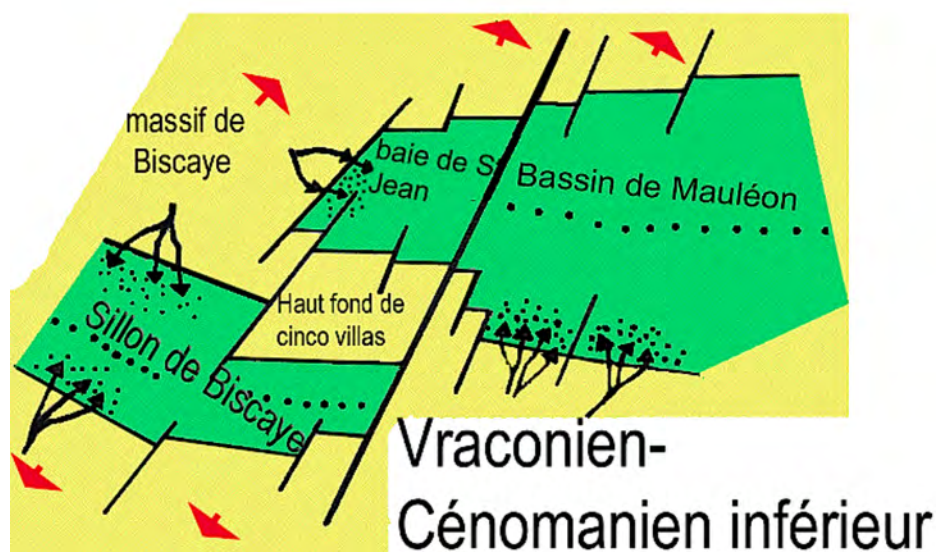
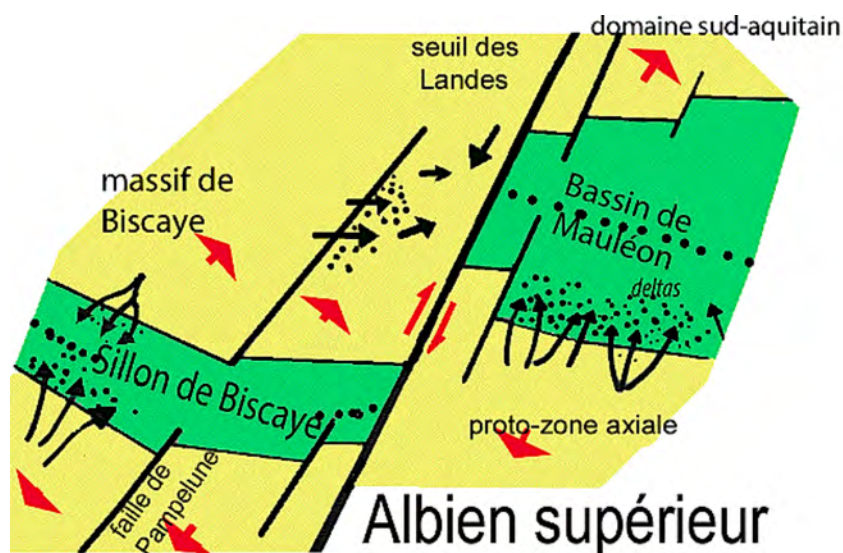
Coupe géologique interprétative à travers les unités nord-pyrénéennes, dans la partie occidentale de la zone des massifs basques. D'après Philippe Razin (2013).

Avant d'atteindre leur aspect actuel sur les falaises de la Corniche, les sédiments du flysch ont traversé plusieurs étapes, au cours d'une longue histoire qui débute il y a environ 110 Ma (millions d'années) à l'Albien :

1^o) **La phase de sédimentation**, pendant laquelle les sédiments se sont déposés sur le fond de la mer, dans des bassins ouverts lors de la rotation du Bloc ibérique à l'Albien, il y a environ 110 Ma. Au cours de cette longue période d'accumulation, le dépôt d'une mince couche d'argile enrichie en iridium, appelée la couche K-T, à la limite entre le Crétacé et le Tertiaire (-65 Ma), témoigne d'une catastrophe mondiale pour la biosphère.

2^o) **La phase de plissement et d'émersion**, pendant laquelle les sédiments encore mous et gorgés d'eau se sont plissés lors de la collision entre le bloc ibérique et le continent européen. Ces plissements ont provoqué l'émersion des sédiments, qui ont été immédiatement soumis aux processus de l'érosion.

3^o) **La phase d'altération et d'érosion**, actuellement en cours, pendant laquelle les sédiments formant les falaises de la côte basque sont transformés progressivement en *altérites* argileuses et meubles, facilitant le recul inexorable du trait de côte.



Évolution des bassins flyschs du Pays basque entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens inférieur. Reconstitution paléogéographique de Philippe Razin (2013).

1. La phase sédimentaire : le dépôt du flysch

Le mille-feuille géant...

Où que vous soyez sur le sentier littoral de la Corniche, vous avez sous les yeux des falaises ayant *l'aspect d'un mille-feuille géant*, avec des couches sédimentaires alternativement dures et tendres. Ce contraste de dureté est particulièrement évident sur l'estran à marée basse, car la mer affouille les couches tendres et laisse en relief les couches dures.

Les couches dures sont formées de *calcaires* (carbonate de calcium, de formule chimique CaCO_3), et les couches tendres sont formées de *marnes* (mélange de calcaires et d'argiles).

Les couches dures montrent des structures internes caractéristiques: d'une part des laminations, planaires ou ondulées, en gros parallèles aux limites de couches, d'autre part des variations progressives de la taille des grains de la base au sommet: les grains sont grossiers à la base, et diminuent progressivement de taille en allant vers le sommet de la couche. On dit que ces couches sont *granoclassées*.

Les couches tendres ont systématiquement un grain très fin et sont riches en microfossiles.

Les séries sédimentaires présentant l'ensemble de ces caractéristiques (aspect de mille-feuille, granoclassements verticaux dans les couches dures) sont désignées sous le terme de "*flysch*".



Les différences de dureté entre les couches dures et les couches tendres sont particulièrement bien visibles sur l'estran à marée basse...

Définition du terme de "flysch":

Ce terme est d'origine suisse et vient du verbe allemand "flissen" (glisser). Il a été utilisé d'abord dans les Alpes pour désigner des sédiments terrigènes marins, formés de couches alternativement gréseuses (sables) et schisteuses (argiles), ce qui leur donne un aspect de mille-feuille caractéristique. Déposés juste avant le plissement alpin, et plissés avec la

surrection de la chaîne alpine, ces ensembles sédimentaires sont le plus souvent épais de plusieurs kilomètres. Le terme de flysch a ensuite été étendu à d'autres chaînes de montagnes, en particulier dans les Pyrénées et les montagnes basques, pour désigner des sédiments analogues.

C'est ainsi que l'ensemble des falaises côtières affleurant depuis Biarritz jusqu'à Bilbao constitue une seule et unique formation géologique sédimentaire appelée le "flysch de la côte basque".

Comment et quand ces roches se sont-elles formées?

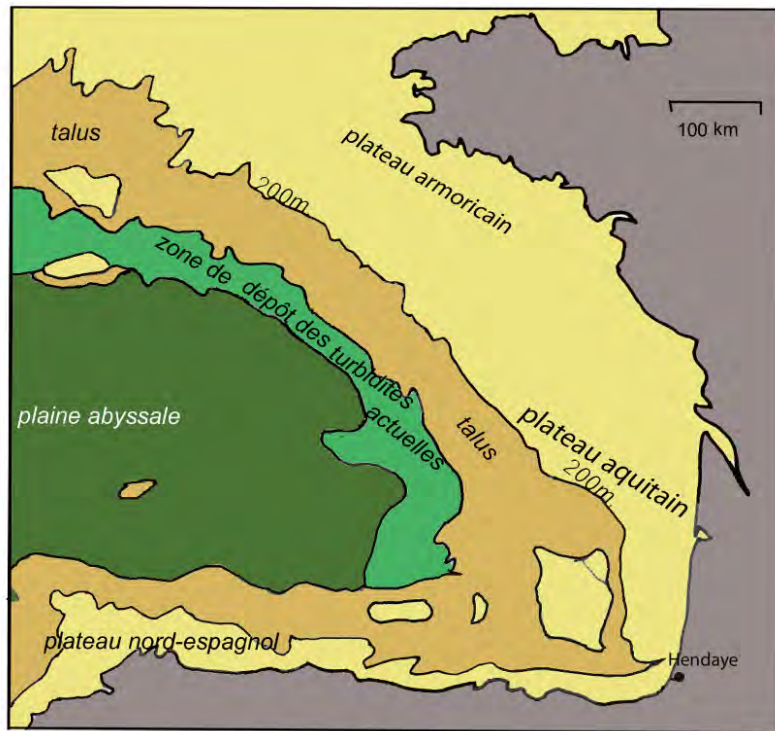
Cette histoire commence il y a environ 110 millions d'années, à l'époque du Crétacé (dernière époque ou "système" de l'ère secondaire, de -145 à -65 Ma ou millions d'années), avec la formation d'un *grand bassin sédimentaire* qui occupait toutes les Pyrénées actuelles et la majeure partie du Pays Basque, entre le bloc continental ibérique, détaché de l'Europe et situé nettement plus au sud-ouest qu'actuellement, et le continent européen. Ce bassin faisait communiquer l'océan Atlantique, en train de s'ouvrir et de s'agrandir, avec la Téthys, ancêtre de la Méditerranée actuelle.



Positions relatives des blocs continentaux ibérique et européen, il y a environ 120 millions d'années. Le golfe de Gascogne n'est à l'époque qu'une étroite mer épicontinentale, ouverte à l'est sur le bassin des Pyrénées et la Téthys.

En fait, malgré ce que pourrait laisser croire le schéma ci-dessus, le golfe de Gascogne n'existe pas encore: en effet, la vraie limite des continents se situe non pas à la ligne de rivage, qui fluctue sans cesse en fonction du niveau des mers, mais au rebord du plateau continental le plus souvent immergé.

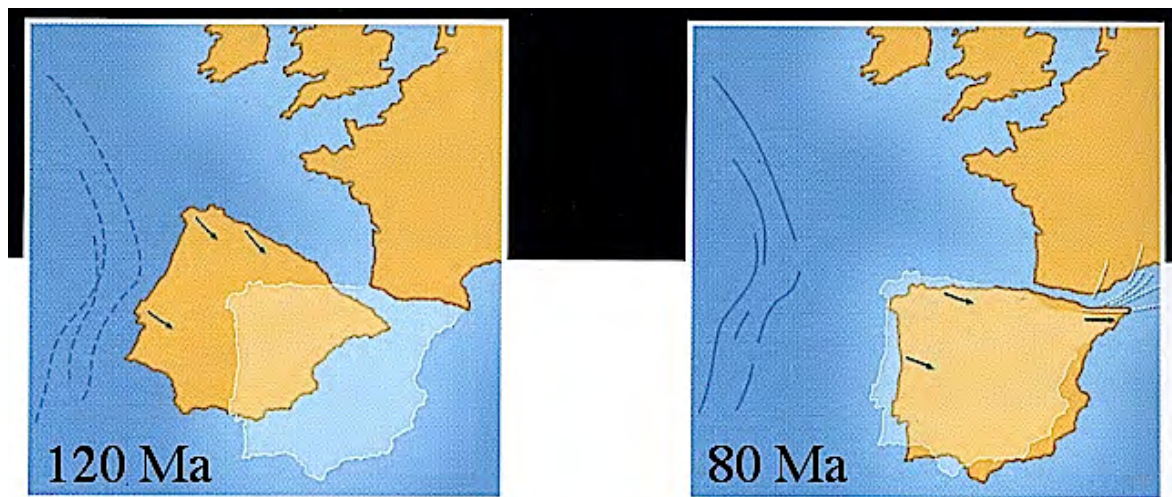
Regardons par exemple la carte bathymétrique du golfe de Gascogne actuel. Sur ses deux bordures, nous trouvons les mêmes unités géomorphologiques fondamentales: à partir du rivage s'étend d'abord le *plateau continental*, profond de 0 à 200 mètres, puis le *talus continental*, qui descend en pente régulière et relativement douce vers la *plaine abyssale*, de 1000 à plus de 2000 mètres de profondeur.



La carte bathymétrique actuelle du golfe de Gascogne. 1: plateau continental: 0 à 200 m., très large du côté français, très étroit du côté ibérique. 2: talus continental. 3: glaciais sédimentaire (dépôts de "turbidites" actuelles). 4: plaine abyssale (>2000 m).

On remarque que le plateau continental européen est très large (plus de 300 km au large de la Bretagne). Il se rétrécit au niveau du plateau aquitain, et se limite à une bande étroite de quelques km sur toute la façade nord du bloc ibérique. Il est donc clair qu'il y a 120 millions d'années, si l'on tient compte de la vraie limite des continents, les deux blocs étaient quasiment bord à bord, et le golfe de Gascogne de l'époque se limitait à une mince échancrure.

Revenons au bassin des Pyrénées. Entre -110 Ma et -85 Ma, le bloc ibérique a effectué un déplacement vers l'est avec rotation dans le sens anti-horaire, ouvrant le golfe de Gascogne.



L'ouverture du golfe de Gascogne entre 120 et 80 Ma.

Pendant des millions d'années, le fond de ce bassin s'est lentement couvert de sédiments ayant une double origine:

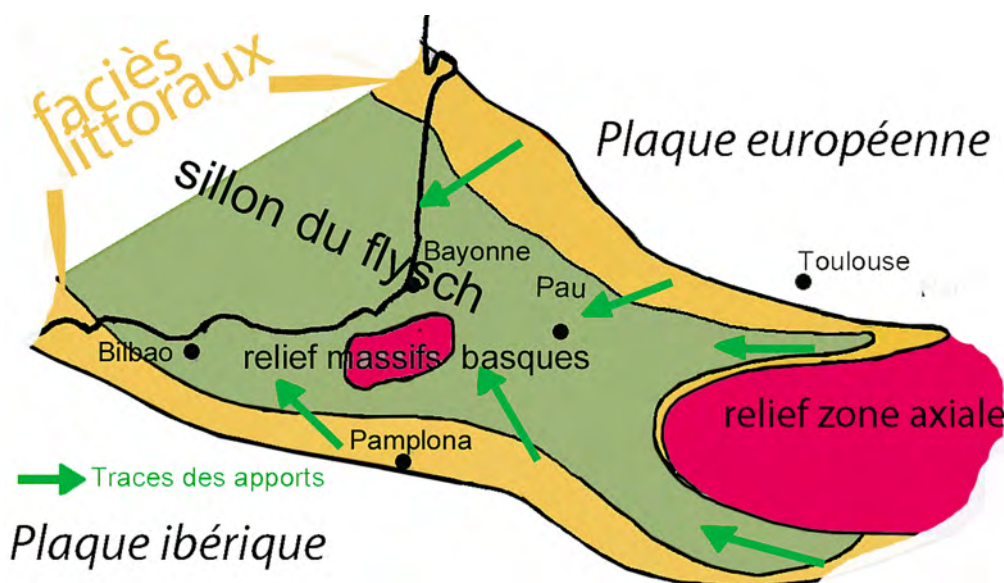
- D'une part une pluie verticale et continue de microscopiques squelettes du plancton mort à la surface de l'océan, ainsi que des coquilles et squelettes de la faune pélagique (ammonites, poissons, etc.) : c'est ce que l'on appelle la *sédimentation autochtone* ou *pélagique*, car elle tombe en continu à la verticale, comme une neige fine, à un rythme très lent. Il faut mille ans pour former une couche de quelques centimètres d'épaisseur;

- D'autre part les apports terrigènes déposés sur les flancs et sur le fond du bassin par les nombreuses avalanches sous-marines dévalant le talus continental, que l'on appelle des "*courants de turbidité*". Il s'agit là d'une sédimentation catastrophique, bien décrite par le terme d'"*avalanches sous-marines*".

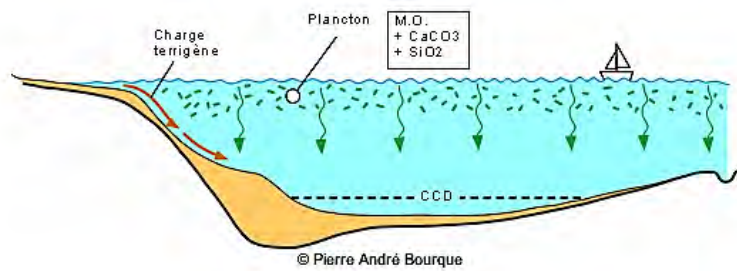
Ces courants de turbidité, qui partent généralement du haut du talus continental, peuvent mettre en place au pied du talus continental des bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur en quelques heures!... Ces bancs déposés par les courants de turbidité sous-marins s'appellent des *turbidites*.

Le "*flysch*" du pays basque est donc un sédiment marin, déposé à plus de 1.000 mètres de profondeur au pied du talus continental du bloc ibérique, entre -110 et -50 millions d'années.

Il a donc fallu 60 millions d'années pour déposer l'épaisse série sédimentaire qui constitue l'ensemble des falaises de la côte basque franco-espagnole. A cette époque, le rivage de la côte nord-ibérique se situait à une centaine de kilomètres plus au sud, au niveau de l'actuelle province de la Rioja, où la "*route des dinosaures*" permet d'observer des milliers d'empreintes des troupeaux de dinosaures qui arpentaient les marécages de cette côte, pendant que se déposait le Flysch créacé plus au nord, en bas de pente du talus continental.

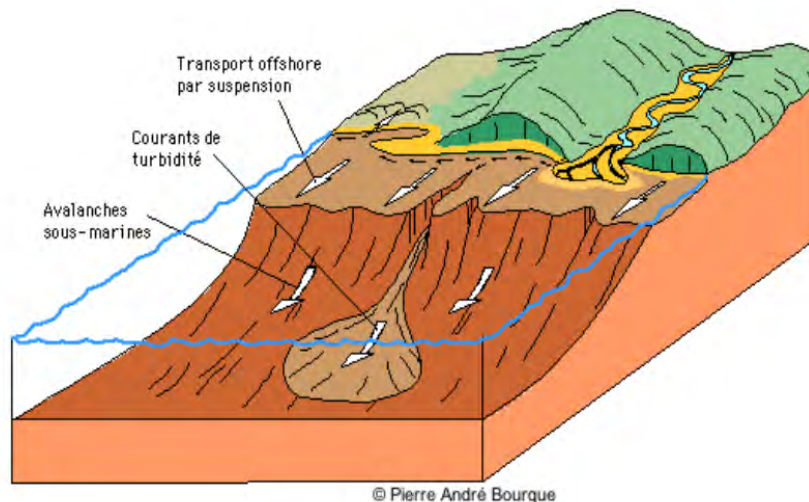


Le bassin des Pyrénées au Paléocène (tout début de l'ère tertiaire). Remarquer la position du rivage de l'époque (limite de la zone émergé).



Les sédiments de la côte basque sont composés à 80% d'apports terrigènes (via les "courants de turbidité"), et à 20% d'apports planctoniques tombant en pluie continue depuis la surface de la mer (M.O.: matière organique; CaCO₃: carbonate de calcium ou calcite; SiO₂: oxyde de silicium ou silice).

La ligne marquée CCD indique la profondeur à partir de laquelle les carbonates sont dissous dans l'eau de mer. Seules les argiles atteignent les fonds marins situés sous cette profondeur. Ce sont les "argiles des grands fonds".



Le Flysch de la côte basque s'est déposé dans les bassins à flysch ouverts entre la marge nord du bloc continental ibérique, et la marge européenne sud-aquitaine.

Comment se forment les "turbidites"...

Les dépôts d'avalanches sous-marines, ou *courants de turbidité*, constituent environ 80% des sédiments de la Corniche. Ils sont constitués de blocs, de graviers, de sables et d'argiles, qui se déposent dans cet ordre, de bas en haut, dans chaque banc sédimentaire: c'est ce que les spécialistes appellent un "*granoclassement vertical*".

La naissance d'un "courant de turbidité" commence souvent par l'écroulement d'une falaise sous-marine en haut du talus continental: au fur et à mesure qu'elle glisse dans la pente, elle se fracture, s'émiette, et se transforme petit à petit en blocs et en particules en suspension dans l'eau de mer. Les blocs les plus gros et les plus lourds tombent sur le fond et le labourent, tandis que des courants convectifs turbulents brassent les particules fines dans un nuage qui se développe sur plusieurs centaines de mètres de hauteur...

La figure suivante montre les différentes étapes du déclenchement d'un courant de turbidité et de la mise en place d'un banc de "turbidite" au pied du talus continental:

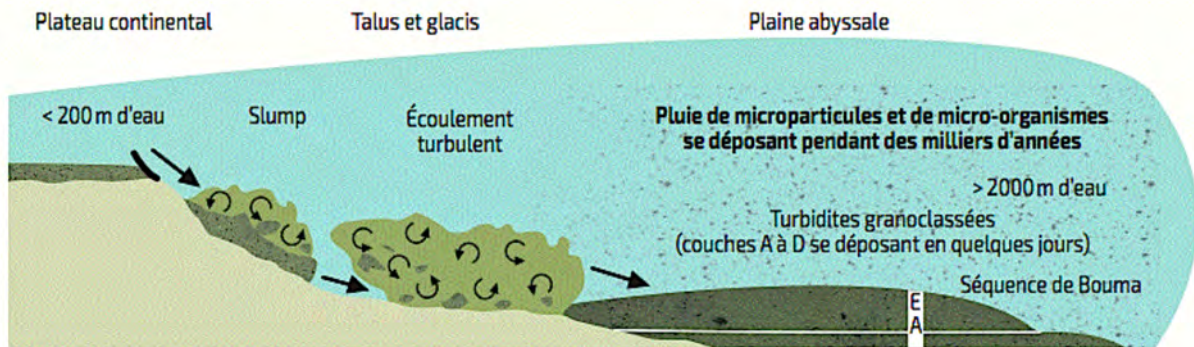
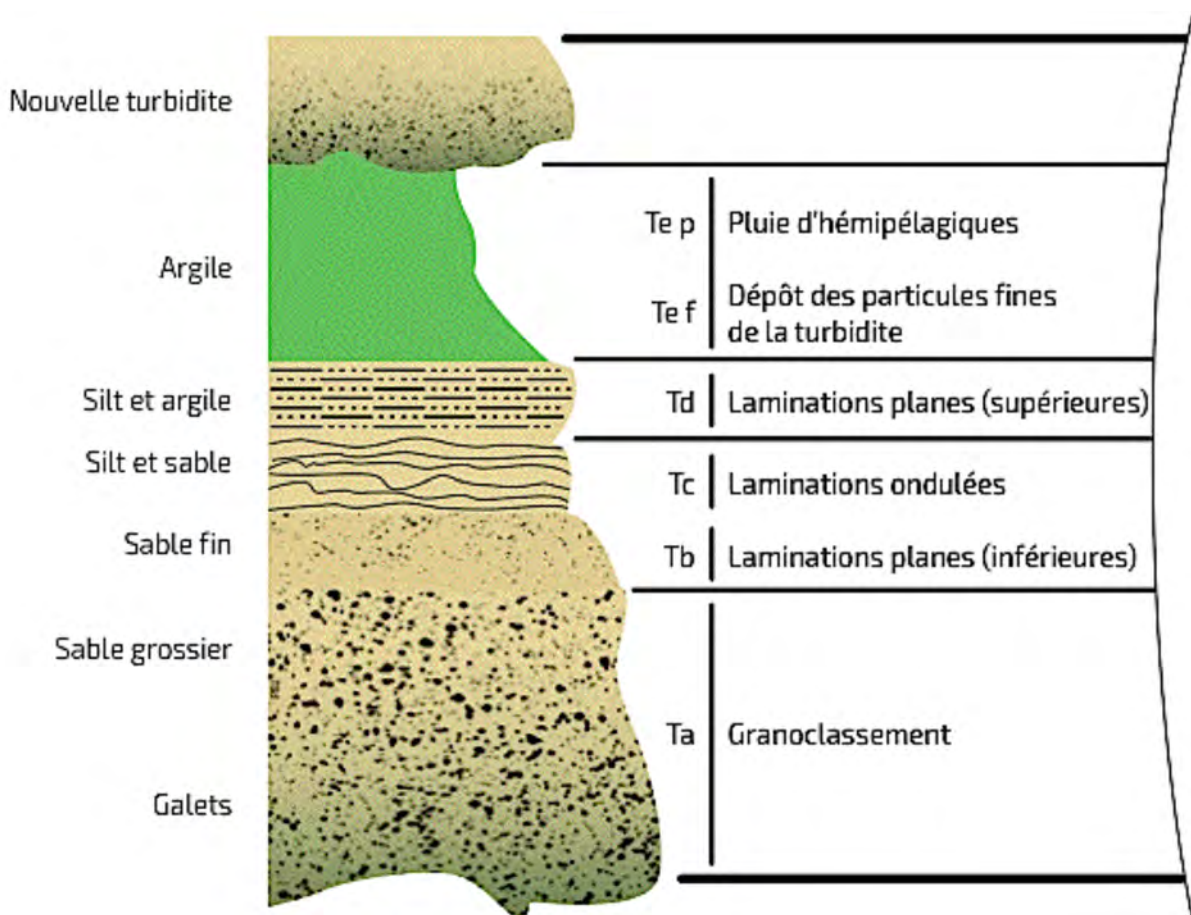


Schéma montrant les différentes étapes aboutissant au dépôt d'un banc de turbidite : détachement d'un pan rocheux en haut du talus continental; son glissement dans la pente avec émiettement; formation d'un courant de turbidité, avec chute des particules lourdes et développement d'un nuage de particules fines (granoclassement vertical); ralentissement en bas de pente et chute lente des particules fines; immobilisation de l'avalanche et dépôt d'un banc de turbidite granoclassé ("séquence de Bouma" A-E).



La "séquence de Bouma" d'un banc de turbidite granoclassé complet

Il ne faut que quelques heures à de telles avalanches sous-marines pour dévaler le talus continental sur des dizaines de kilomètres. Lorsque le courant de turbidité s'immobilise au pied du talus continental, il faut plusieurs dizaines d'heures pour que

les particules les plus fines se déposent lentement sur le sommet du banc sédimentaire ainsi formé. Ce banc, généralement de 20 à 50 cm d'épaisseur, s'appelle une *turbidite*.

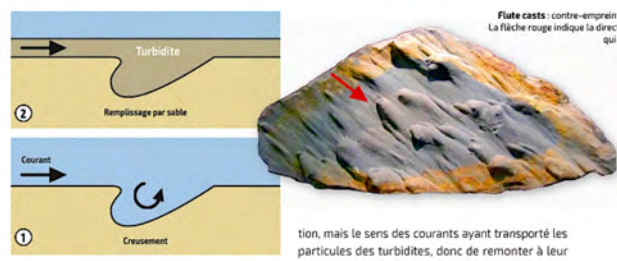


Ce bloc de flysch montre la séquence complète d'une turbidite granoclassée, avec les sables grossiers à la base et les particules de plus en plus fines vers le sommet du banc.

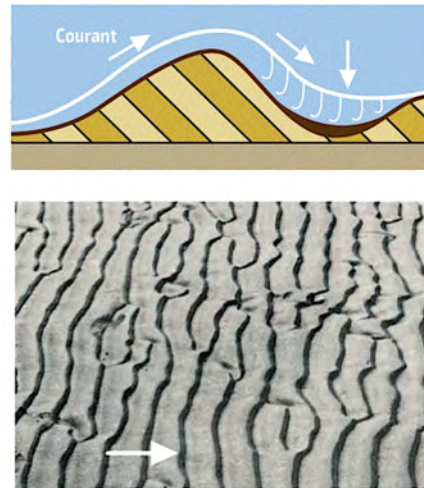
Les 20% restants sont constitués par une "pluie" continue de minuscules squelettes calcaires ou siliceux du plancton qui vit à la surface de l'océan. Ces restes de microfaune viennent se déposer par-dessus chaque avalanche sous-marine, dès qu'elle s'est immobilisée en bas de pente, se mélangeant aux argiles fines de la partie supérieure du dépôt. Ceci explique l'alternance rythmique "couche dure - couche tendre", et son aspect si caractéristique de "mille-feuille".

Les figures de bases ou de sommets de bancs

Nous verrons sur le terrain de nombreux exemples de *ripple marks* (ondulations rythmiques en surface de bancs), de *flute casts* (figures de courants) et de *load marks* (figures de charge). Ces figures, en particulier les *flute casts*, sont très utiles pour reconstituer le sens et la direction des paléo-courants qui déposaient les sédiments dans les bassins de flysch.



Flute casts



Ripple marks

La faune marine fossile du flysch

Une faune marine riche et diversifiée vivait dans ce bassin, dont témoignent les *nombreux restes de fossiles marins* trouvés dans les sédiments. Le flysch de la côte basque contient de nombreuses traces d'activité biologique et de nombreux fossiles montrant que cette mer chaude abritait tout un écosystème très varié, du moins jusqu'à la fin du Crétacé (-65 millions d'années). Tout au long de la falaise côtière, on peut observer dans les sédiments du flysch:

- Des traces d'activité biologique sur le fond: pistes et terriers d'animaux fouisseurs (vers, etc.), traces de reptation sur le fond, etc. C'est ce que l'on appelle les *ichnofossiles*.



Pistes d'animaux (vers?), fossilisées à la surface du sédiment meuble de l'époque.



Terriers d'animaux fouisseurs, fossilisés dans le sédiment meuble de l'époque.

- Des fossiles de *macrofaune* (fossiles identifiables à l'oeil nu): ce sont soit des animaux *benthiques* vivant sur le fond, par exemple des oursins, ou des mollusques bivalves comme les inocérames, soit des animaux *pélagiques* nageant en surface, par exemple des ammonites, des bélemnites ou des poissons, dont les coquilles ou les squelettes se sédimentent sur le fond de la mer après leur mort...



Sur cette photographie, trois des macro-fossiles les plus fréquents trouvés dans les sédiments du flysch de la Corniche: Les ammonites (deux exemplaires en haut et à gauche, les inocérames, mollusques bivalves (un exemplaire, au milieu à droite), et les oursins (deux exemplaires en bas).



Reconstitution imagée des ammonites du Crétacé en position de vie.



Les ammonites appartiennent à la famille des Céphalopodes, dont les représentants actuels sont les seiches, les poulpes, les calmars... Un de leurs lointains cousins est le nautilus, que l'on peut observer de nos jours dans le lagon de Nouvelle-Calédonie par exemple. L'animal construit sa coquille enroulée en occupant toujours la dernière loge, de plus en plus grande avec le temps.

Les fossiles les plus emblématiques de la macrofaune du flysch sont sans conteste les *ammonites*, qui pullulaient dans les mers chaudes du Crétacé supérieur. On en a recensé plus de vingt espèces différentes rien que dans les falaises de la baie de

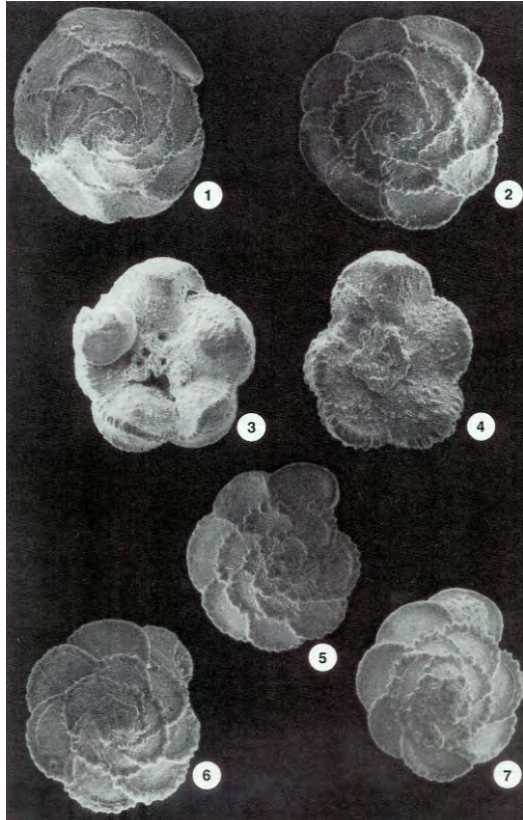
Loya... Excellentes nageuses, elles se sont répandues dans toutes les mers du monde. Comme elles ont évolué rapidement en se différenciant en très nombreuses espèces, elles constituent de très bons *fossiles stratigraphiques*, précieux pour dater précisément les sédiments marins de l'ère secondaire.

- Des fossiles de *microfaune* (fossiles microscopiques, identifiables seulement sous la binoculaire ou sous le microscope): squelettes et tests microscopiques des innombrables organismes constituant le *plancton*, lentement sédimentés après leur mort dans les couches sédimentaires les plus fines...

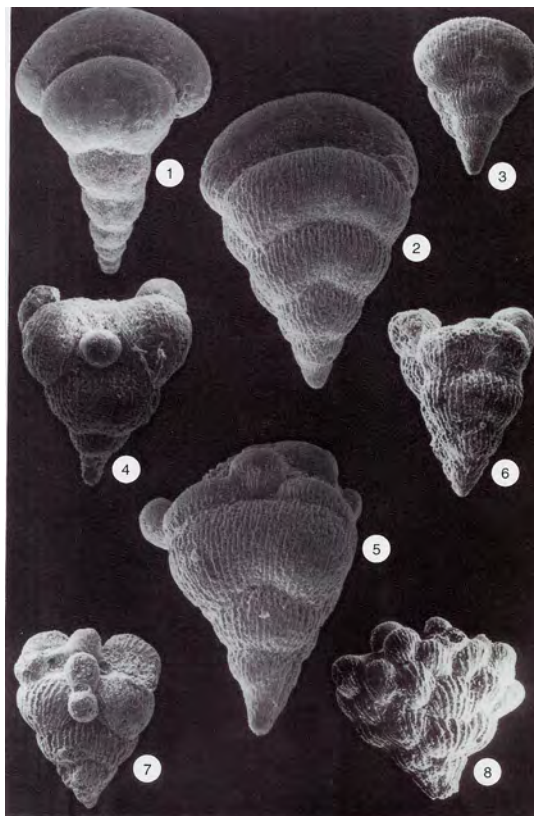
On y trouve aussi bien des restes de *phytoplankton* (espèces végétales, ou algues unicellulaires) que des restes de *zooplankton* (espèces animales).



Exemple de microfaune fossile récupérée, après lavage et tamisage, dans une marne fine d'âge crétacé supérieur du flysch de la côte basque. Ils sont vus ici sous la binoculaire, car ils font à peine un dixième de millimètre de diamètre! On reconnaît en particulier des Globotruncanidae globuleux et des Heterohelicidae en forme de "cornets de glace" (voir photos suivantes).



Quelques espèces de Globotruncanidae, microfossiles typiques du Crétacé supérieur de la Corniche basque (grossis 700 fois!). In: Lacazedieu et al., CRDP Aquitaine, 1996.



Quelques espèces de Heterohelicidae, microfossiles typiques du Cétacé supérieur de la Corniche basque (grossis 700 fois!). In: Lacazedieu et al., CRDP Aquitaine, 1996.

2. La phase tectonique : pourquoi les couches sont-elles redressées et plissées ?

Lors de leur formation, les couches sédimentaires de la côte basque se sont déposées "à plat", au pied du talus continental ibérique à plus de 1.000 mètres de profondeur, sur une pente faible, certainement inférieure à 5°.

Pourtant, ce n'est pas du tout ainsi que ces couches se présentent, sur les falaises de la côte basque : les couches du flysch sont redressées et plissées. Tout le monde peut le constater en se promenant le long de la corniche basque : l'inclinaison des couches est très variable. Ici les couches sont sub-verticales, un peu plus loin elles sont sub-horizontales, et le plus souvent elles sont inclinées vers la mer ou vers la terre, avec un pendage variable.

Par ailleurs, l'examen attentif de la falaise révèle de nombreuses charnières de plis, attestant que *toute la formation a été plissée lors des plissements pyrénéens*.



Une belle séquence de plis affectant les sédiments du flysch est visible sur plus de 100 m de long en bordure du rond-point de l'hypermarché Al Campo (sortie sud d'Irun). Les sédiments étaient encore sous la mer et gorgés d'eau pour pouvoir se déformer ainsi.

Répartition géographique des zones plissées

Le randonneur qui parcourt le sentier littoral de la Corniche entre Socoa et Hendaye pourrait s'étonner de ce qui précède: il a beau écarquiller les yeux, aucun pli à l'horizon!... Où sont donc les plis? En fait, les zones riches en plis sont concentrées dans des zones bien délimitées, et alternent avec de larges zones non plissées,

dans lesquelles les couches se présentent avec une inclinaison absolument régulière (couches dites *monoclinales*).



Le célèbre pli "en genou" de la Pointe Sainte Barbe à Saint-Jean-de-Luz.



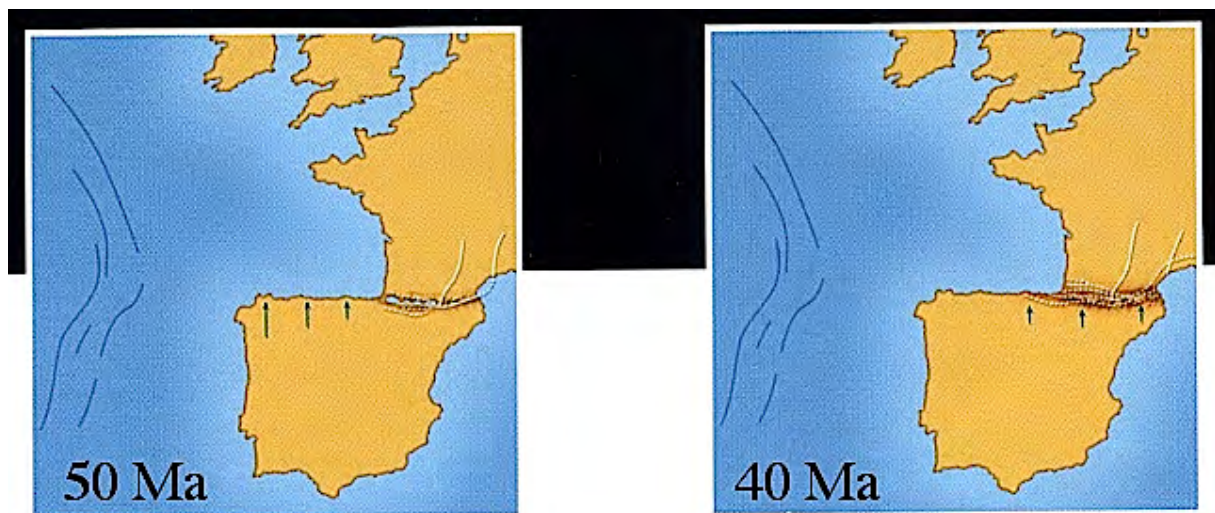
Détail de la photo précédente.

Interprétations: que s'est-il donc passé après le dépôt des sédiments?

Il y a environ 50 millions d'années, au début de l'ère tertiaire, tout a changé... Pris en tenaille entre la plaque africaine remontant vers le Nord en raison de l'ouverture de l'Atlantique sud, et le bloc européen, le bloc ibérique a commencé à migrer vers le Nord, mettant en compression générale l'ensemble des bassins pyrénéens.

Les sédiments sous-marins, encore mous et gorgés d'eau, ont commencé à se déformer et à se plisser, pris en étau entre deux grandes plaques continentales rigides: la "plaque ibérique" et la "plaque européenne". Ces deux plaques vont se rapprocher inexorablement, refermant progressivement le bassin des Pyrénées avec tous ses sédiments accumulés sur le fond.

La conséquence ultime de ce mouvement sera une *collision continentale*, qui fera surgir la majestueuse chaîne de montagnes des Pyrénées et du Pays Basque, au début de l'ère tertiaire.



Vers -50 millions d'années, l'expansion de l'océan Atlantique sud provoque la remonté vers le nord du bloc ibérique, mettant en compression tout le bassin des futures Pyrénées.

Le flysch se retrouve surélevé lors du plissement pyrénéen. Alors qu'il était à plus de 1000 m de profondeur sous la mer, il émerge à l'air libre avec l'ensemble de la chaîne pyrénéenne.

Ainsi donc, *la collision entre la plaque ibérique et la plaque continentale européenne*, qui donne naissance aux Pyrénées, est responsable du phénomène de plissement du flysch, à l'origine des différents pendages et des nombreux plis rencontrés le long de la Corniche basque, ainsi que de sa *surrection verticale* et de son *émersion* au-dessus du niveau de la mer.

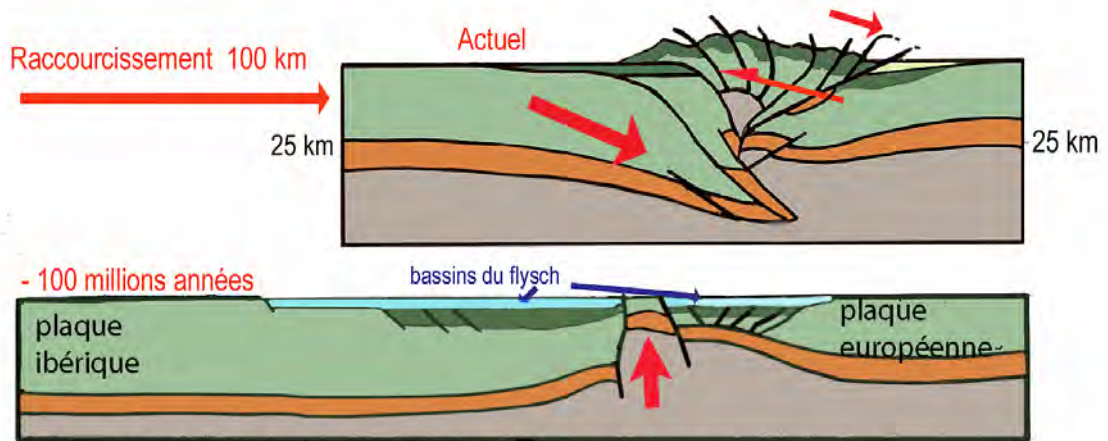


fig.2.1.32 - Schéma simplifié montrant la formation des Pyrénées Occidentales

Ce schéma montre comment la collision continentale entre la plaque ibérique (à gauche) et la plaque européenne (à droite) a transformé un bassin sédimentaire en une chaîne de montagnes.

Comme nous l'avons vu, seuls des mouvements de grands blocs, que les géologues appellent des "plaques", peuvent expliquer des événements géologiques d'une telle ampleur. C'est la théorie de la "tectonique des plaques" qui explique, entre autres, la formation des chaînes de montagnes.

En définitive, c'est l'ouverture régulière et continue de l'océan Atlantique (qui se poursuit aujourd'hui au rythme de 2 à 4 cm par an), qui a provoqué d'abord la rotation du bloc ibérique et l'ouverture du golfe de Gascogne, puis la migration vers le nord de la plaque africaine, entraînant à son tour la surrection de la chaîne de montagnes des Pyrénées et du Pays Basque.

3. Des falaises vivantes : altération, érosion et recul actuel de la côte basque

La côte basque a subi jusqu'à aujourd'hui les effets d'une érosion active faisant reculer progressivement le trait de côte de plusieurs mètres par siècle. La falaise côtière est fragilisée par la nature même du flysch: l'alternance de couches dures et de couches tendres favorise l'érosion marine, qui affouille les couches tendres de manière spectaculaire, et laisse les couches dures en relief. Cette "érosion différentielle" façonne ainsi peu à peu le paysage littoral.

Ce recul de la falaise de la côte basque peut s'apprécier à l'échelle d'une vie humaine. C'est ainsi que les blockhaus construits pendant la seconde guerre mondiale en bordure de falaise se retrouvent aujourd'hui glissés dans la pente, ou écrasés au pied de la falaise:



Ces deux photos, prises respectivement en 2005 et 2007, montrent l'évolution des restes d'un blockhaus de la seconde guerre mondiale ayant glissé dans la pente de la falaise du domaine d'Abbadia. En arrière-plan, les "deux jumeaux" d'Hendaye.

Les processus qui contrôlent l'érosion de la falaise :

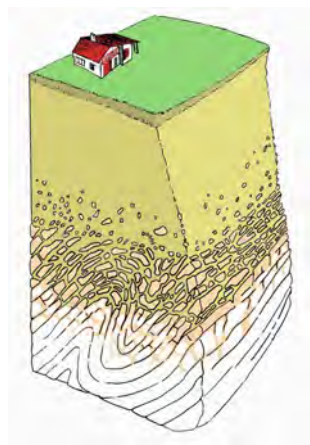
L'érosion de la Corniche basque fait appel à trois processus qui combinent leurs effets :

1°) *L'érosion mécanique* qui provoque le recul de la côte sous l'action du travail de sape de la mer et des agents météoriques (l'eau, le vent, plus rarement le gel...).

2°) *L'érosion chimique* qui provoque l'altération des roches sous l'action de l'eau de pluie et leur transformation en altérites argileuses meubles...

L'eau pénètre à l'intérieur des roches par des fissures et fractures qu'elle élargit par dissolution, faisant perdre aux roches leur cohésion mécanique. Elle dissout peu à peu le calcaire (carbonate de calcium) et les marnes, mélange de calcaire et d'argile, constituants principaux des séries géologiques de la côte basque ; reste alors l'argile, malléable et glissante. Elle constitue une couche argileuse brunâtre, gorgée d'eau et donc instable qui recouvre les affleurements de flysch sur une épaisseur pouvant atteindre par endroits 50 mètres.

Cette couche résiduelle brunâtre, qui conserve souvent dans sa masse des reliques de couches de flysch altéré, s'appelle *une altérite*.



A



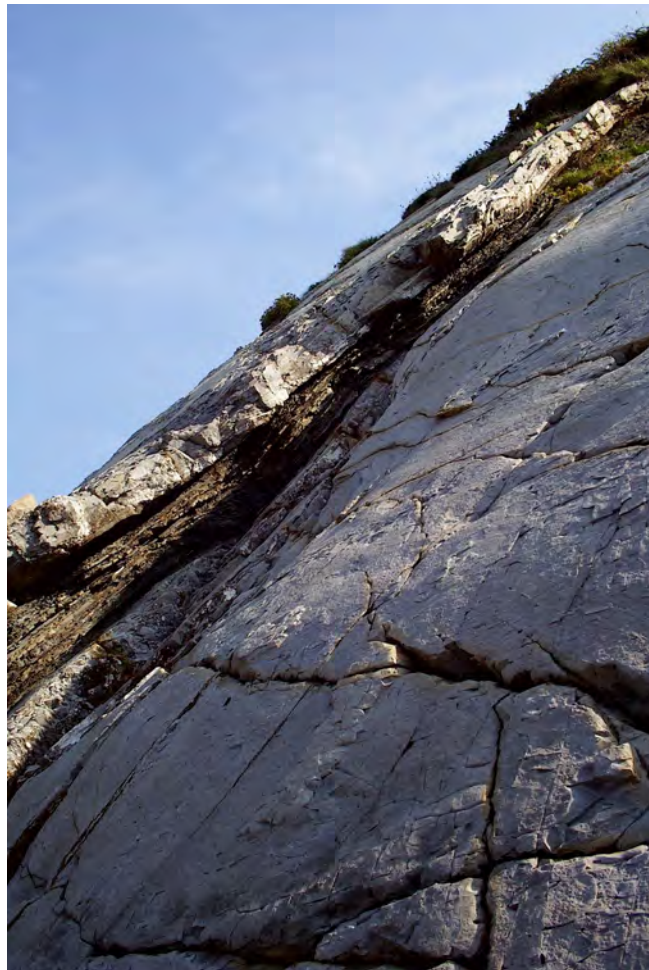
B

A. Schéma d'une couche superficielle d'altérite se développant en sommet de falaise, aux dépens d'une formation sédimentaire de flysch plissé ((d'après Aubié et al., 2003).

B. Exemple d'un sommet de falaise de la Corniche transformé en altérite argileuse de couleur ocre-jaune.

3°) *L'érosion biologique* qui résulte de l'action des hommes, des animaux (piétinements ...), et des végétaux (racines ...).

Habituellement, l'érosion mécanique est plus destructrice que l'érosion chimique, mais sur la corniche basque, selon l'inclinaison des couches du flysch, l'eau de ruissellement est un facteur d'érosion très important. En effet, partout où les strates ont basculé à l'oblique, voire à la quasi-verticale, l'eau s'infiltré naturellement entre les couches. On assiste alors à une érosion à la fois mécanique et chimique:



Une dalle calcaire dure et fortement redressée, reposant sur une fragile couche marneuse tendre, plus ou moins altérée, est forcément appelée à se décoller et à s'effondrer au pied de la falaise.

Le recul du rivage de la Corniche basque résulte de l'action conjuguée du travail de sappe de l'océan, des glissements de terrain sur altérite et des glissements de blocs rocheux pentés par gravité. Ce recul a été mesuré entre 20 et 50 m en deux siècles par le BRGM à partir des anciennes cartes (Cassini 1815, SHOM 1829 et 1882). L'érosion par le ruissellement entame aussi le sommet de la falaise : Il est estimé pour la Corniche basque à 10 cm par an. La route de la corniche est donc très menacée ce qui pose le problème de son avenir.

En fonction des lieux, on assiste à des glissements de terrain, des éboulements et des ravinements qui transforment le paysage plus ou moins rapidement : l'évolution

du paysage sous l'effet de l'érosion se déroule à l'échelle d'une vie humaine. La comparaison des cartes anciennes et récentes montre un recul général du littoral de plusieurs mètres par siècle, laissant en arrière des pointes rocheuses et des îlots de calcaires résistants, tandis que se creusent les baies.



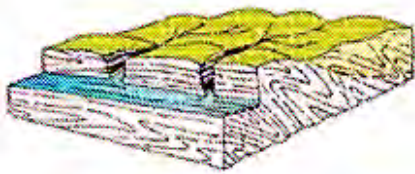
Glissement de terrain (année 2000) ayant emporté une partie de l'aire de parking des Viviers basques... avec une voiture ! Lorsque la plaque a glissé, le chauffeur de la voiture, au volant, prenait sa pause en mangeant un sandwich face à la mer !...



La mer sape les dalles redressées de flysch à la base, creusant des trous qui s'élargissent progressivement et finissent par déstabiliser toute la falaise...

L'évolution du trait de côte:

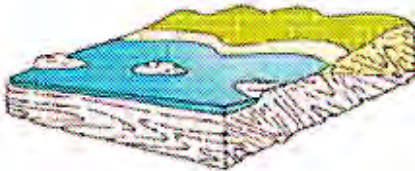
L'évolution du trait de côte passerait par les étapes suivantes:



a) Formation de falaises de roches dures entaillées par les rivières



b) Ouverture de passes dans la roche dure et creusement de baies dans les roches tendres (roche altérée). Formation de plages

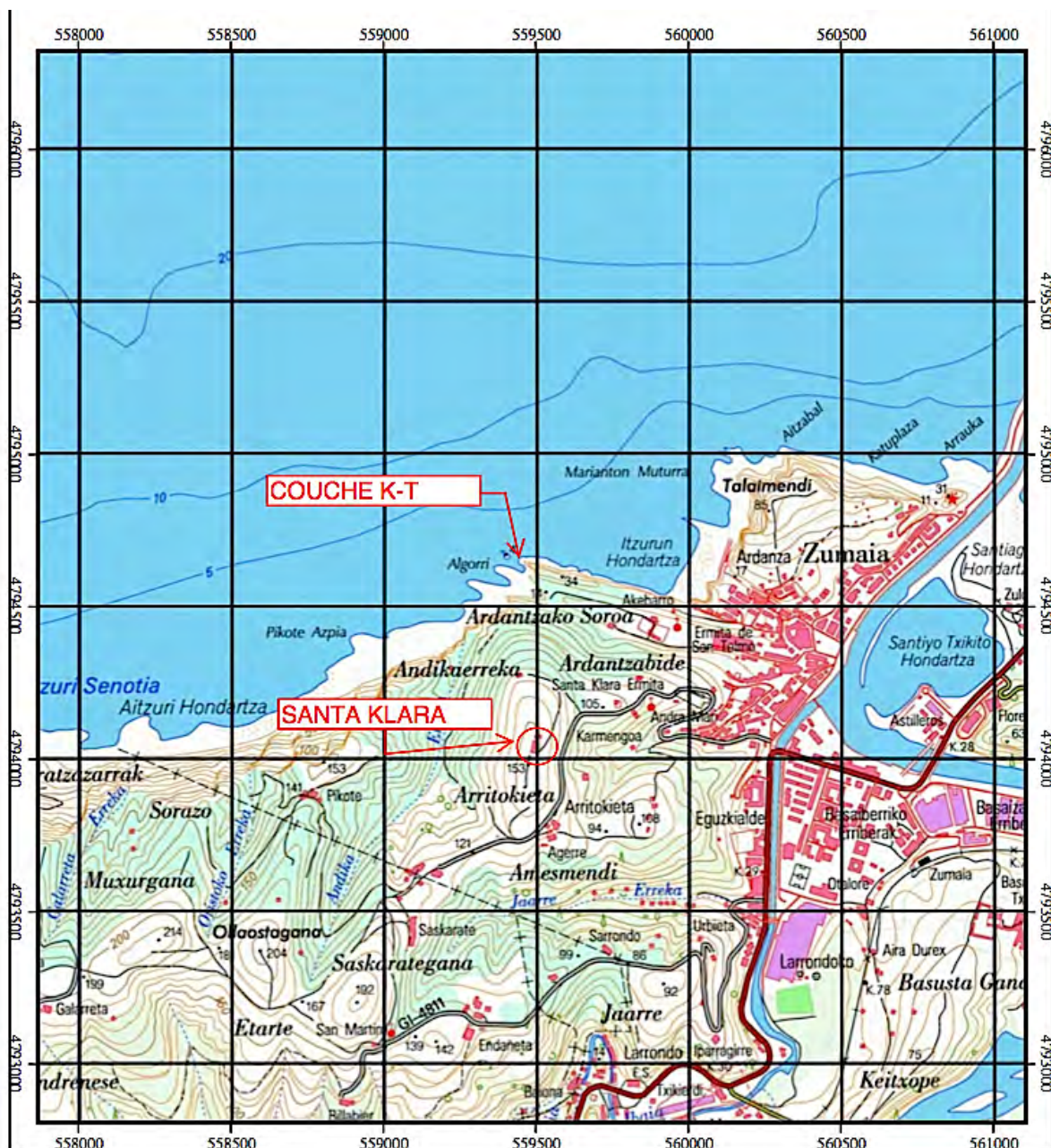


c) Aplanissement des reliefs et formation d'îlots résiduels

Évolution schématique du recul des falaises de la côte basque.

Description des affleurements

JOUR 1. Lundi 6 juin. Le flysch des falaises côtières de Zumaia: un stratotype mondialement reconnu autour de la couche KT



Carte de Zumaia et des falaises autour de la pointe d'Algorri et de la plage d'Itzurun.

Stratigraphie des falaises de Zumaia

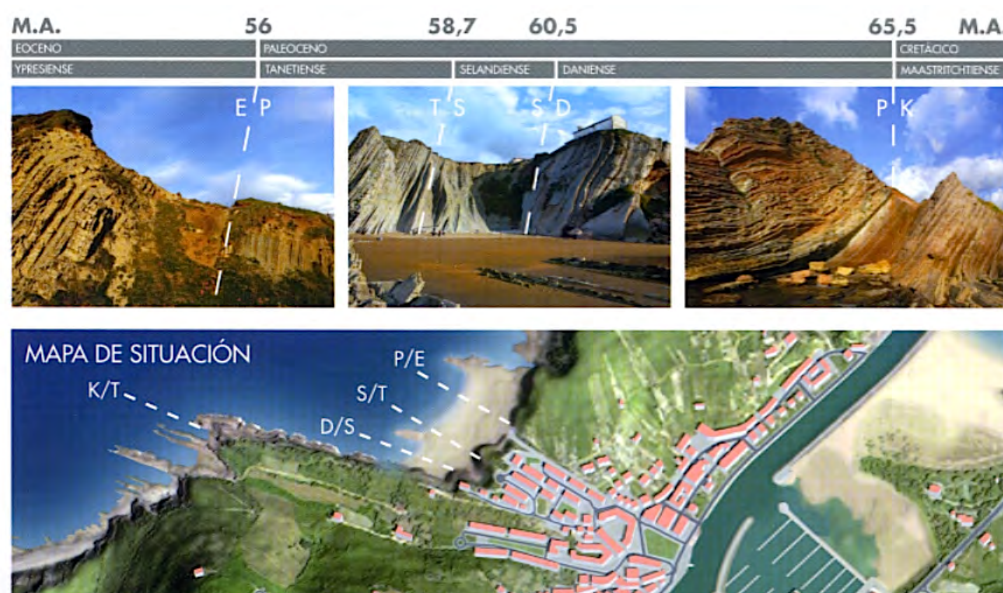
Sur le plan stratigraphique, les splendides falaises de Zumaia exposent une sédimentation continue du Campanien à l'Éocène, sur environ 30 millions d'années. La coupe de Zumaia est une des plus étudiées au monde. Elle traverse quatre limites stratigraphiques, dont deux ont été choisies comme "stratotype mondial" par la Commission de Stratigraphie de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) en 2010, et sont marquées d'un "clou d'or" ("Golden Spike"). Ces quatre limites sont les suivantes, en allant de la plus jeune à la plus ancienne (figure ci-dessous):

1^o) **La limite Paléocène/Éocène** (ou limite P/E), à 56 Ma (millions d'années), est marquée par un intervalle de 4 mètres d'argiles rouges. Ce niveau, caractérisé par une chute brutale des carbonates et des isotopes ^{13}C et ^{18}O , ainsi que par un renouvellement complet des associations planctoniques, est interprété par les spécialistes comme le résultat d'un réchauffement considérable de l'atmosphère et des océans. *Il se confirme actuellement que l'épisode P/E est un des plus forts réchauffements climatiques de l'histoire géologique de notre planète !*

2^o) **La limite Thanétien/Sélandien** (ou limite S/T), à 58,7 Ma, correspond très précisément à une inversion du champ magnétique terrestre, qui passe de la position inverse à la position normale (C26R à C26N). **CLOU D'OR !**

3^o) **La limite Danien/Sélandien** (ou limite D/S), à 60,5 Ma, correspond à une baisse importante du niveau marin, avec augmentation de la fraction argileuse dans les marnes, d'où un recul très net de la falaise côtière, bien visible ici. **CLOU D'OR !**

4^o) **La limite Crétacé/Tertiaire** (ou limite K/T), à 65 Ma, est marquée par la présence de la célèbre "couche K-T" enrichie en iridium, conséquence lointaine de la chute de la météorite de Chicxulub au Mexique. Cette couche argileuse sombre de quelques centimètres d'épaisseur est affouillée par la mer, et sépare les calcaires marneux roses du sommet du Crétacé (Maestrichtien terminal) des calcaires durs et blanchâtres du début du Tertiaire (Danien).



Les quatre limites stratigraphiques de la coupe du flysch de Zumaia.

La sédimentation du flysch



Le flysch, un mille-feuille formé par la superposition de milliers de couches de turbidites, produites par des avalanches sous-marines.

Ces sédiments se sont déposés à des profondeurs de l'ordre de 1.000 m ou plus. Ils ont été ensuite plissés et surélevés à l'Eocène, lors du plissement pyrénéen, et redressés presque à la verticale.

Riches en macrofaunes (Ammonites) et en microfaunes (plancton fossile), ces sédiments racontent l'évolution du monde vivant marin pendant cette période.

Alors que le Danien (première étage du tertiaire) est totalement dépourvu de turbidites, ce qui indique une période de calme tectonique, les turbidites sont de plus en plus abondantes à partir du Sélandien, du Thanétien et surtout de l'Éocène (photo ci-dessus).

L'enregistrement dans les sédiments des variations climatiques liées aux cycles astronomiques de la Terre (cycles de Milankovitch)

Grâce à des affleurements de qualité exceptionnelle, les spécialistes ont pu déchiffrer, sur les falaises de Zumaia, les variations climatiques enregistrées dans les sédiments, et liées aux cycles des paramètres astronomiques contrôlant le mouvement de la Terre (précession des équinoxes, excentricité et obliquité de l'orbite terrestre).



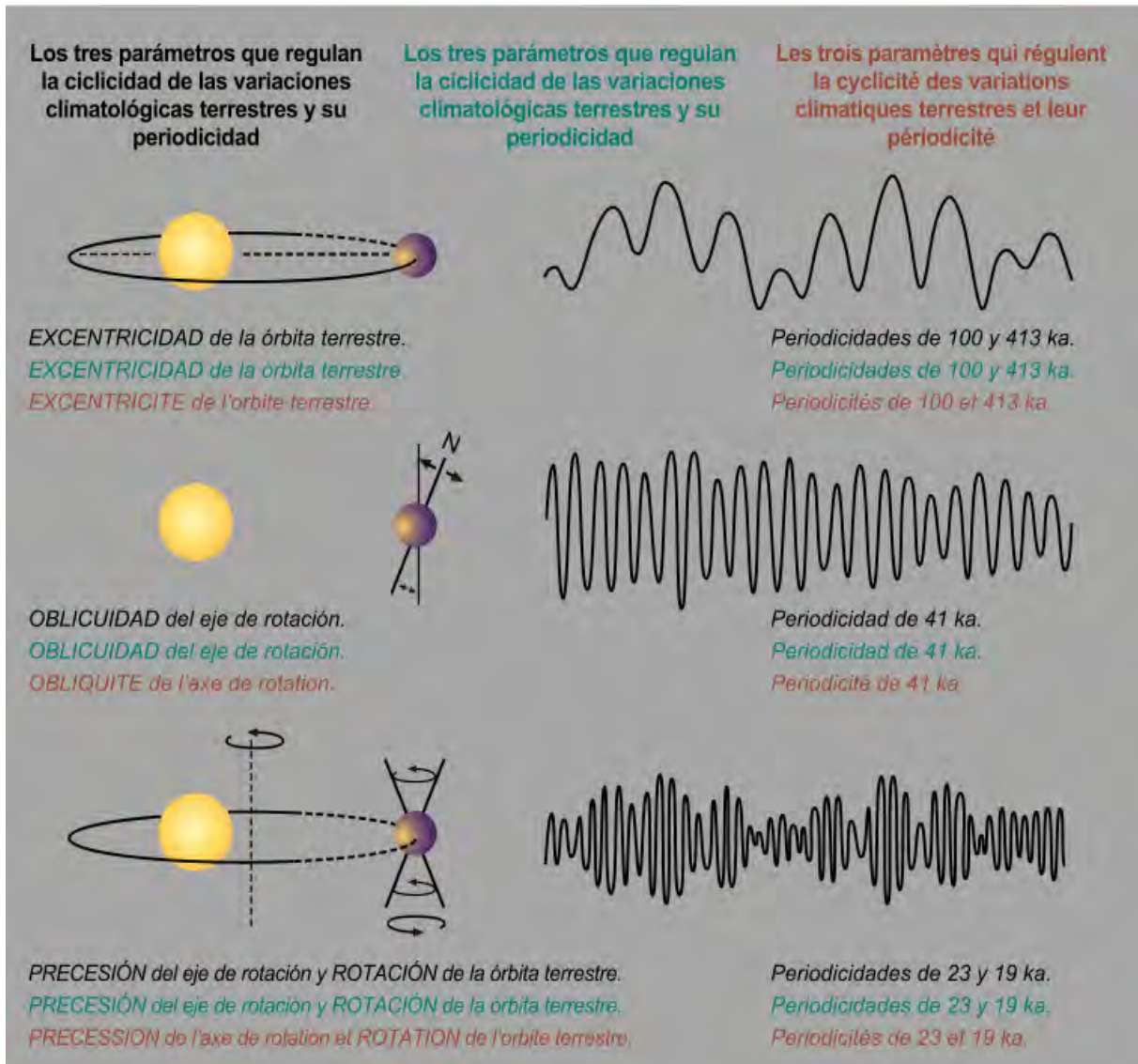
*Les cycles climatiques enregistrés dans les sédiments du Danien, ici dépourvus de turbidites.
Les cycles à 20 Ma et 100 Ma se lisent parfaitement sur l'affleurement.*

La théorie astronomique des climats est basée sur l'idée que les variations à long terme (ou séculaires) des paramètres de l'orbite et de la rotation terrestre engendrent des variations de l'ensoleillement (ou insolation) reçue à la surface de la Terre, ces variations pouvant entraîner des changements climatiques dont la trace est parfois enregistrée ou gravée dans certains indicateurs paléoclimatiques et séquences géologiques, en particulier dans les sédiments marins.

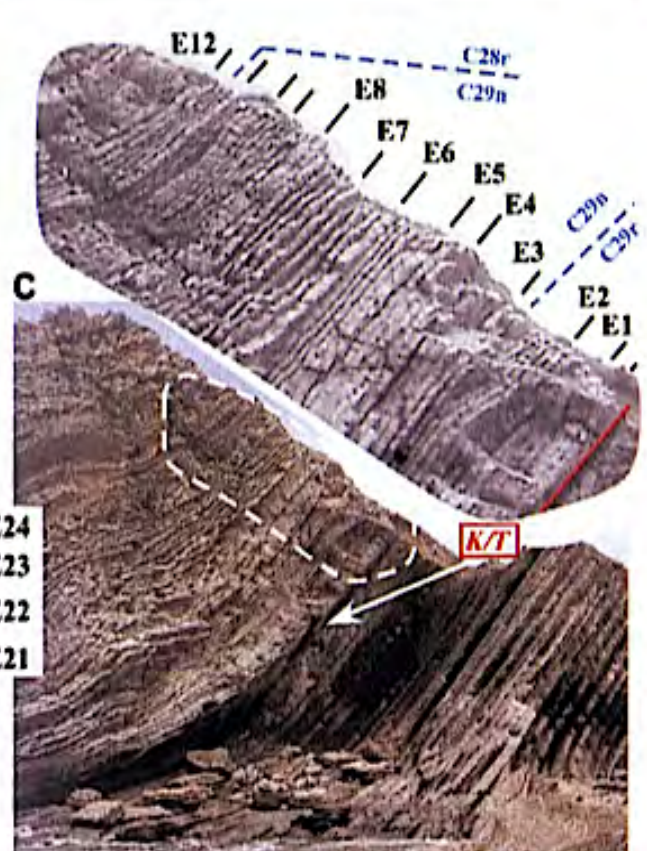
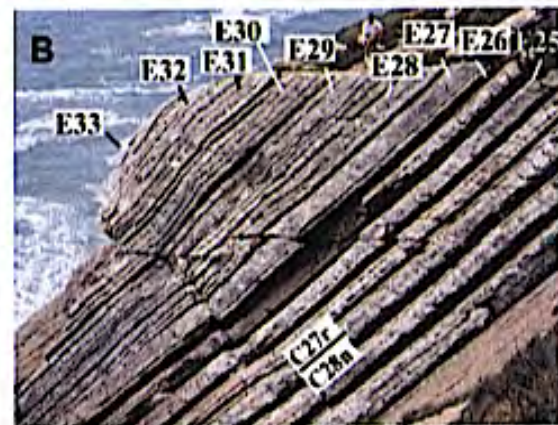
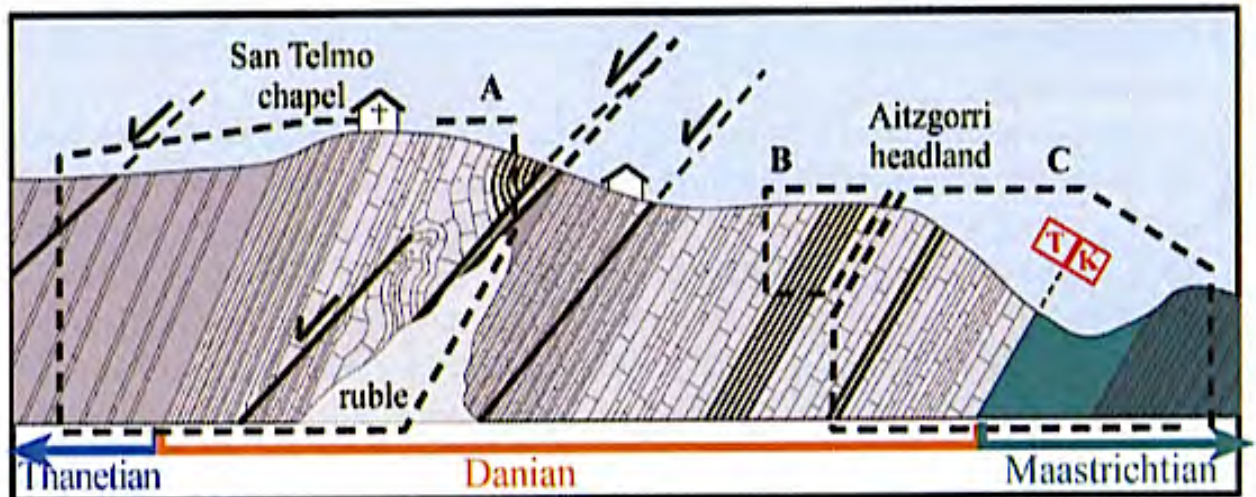
En effet, si aucun autre astre que le Soleil ne venait perturber la révolution de la Terre, son mouvement elliptique resterait inchangé au cours du temps. La Lune et les autres planètes du Système Solaire perturbent ce mouvement et tous les paramètres orbitaux ainsi que l'orientation de la Terre sont alors affectés et changent. Les variations d'insolation à la surface de la Terre résultent soit de la variation de la distance Terre-Soleil soit de la variation de son orientation. Trois paramètres contrôlent alors principalement cette distribution d'ensoleillement: la précession des équinoxes, les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre, et les variations de l'obliquité de l'axe de rotation terrestre sur le plan de l'écliptique. Les variations séculaires de ces paramètres déterminent des cycles de 20.000 ans, 100.000 ans et 400.000 ans respectivement.

Ces variations sont clairement enregistrées dans les sédiments marins des falaises de Zumaia, mais attention: uniquement dans les zones dépourvues de turbidites! En effet, la présence de turbidites trouble le signal climatique, qui ne s'enregistre bien

que dans les séries sédimentaires autochtones, constituées uniquement de restes du plancton et de fines particules argileuse d'origine continentale.



Schémas montrant les trois paramètres astronomiques qui régulent la cyclicité des variations climatiques terrestres à long terme, et leurs périodicités respectives.



Les cycles de Milankovitch sont particulièrement bien visibles dans le Danien de Zumaia, sous la chapelle de San Telmo, car les sédiments de cet étage sont dépourvus de turbidites. Les alternances de calcaires durs et de calcaires marneux tendres se groupent par "paquets" de cinq paires représentant un cycle de 100.000 ans (excentricité). Chaque paire "calcaire-calcaire marneux" représente un cycle de 20.000 ans (précession).

D'après J.Carballo et Asier Hilario, 2010.

Magnéto-stratigraphie : enregistrement des inversions du champ magnétique terrestre dans les sédiments du flysch

Le champ magnétique terrestre s'est inversé de nombreuses fois au cours des temps géologiques, et la chronologie de ces inversions est aujourd'hui connue avec

précision, au moins jusqu'au Trias. Ces inversions du champ sont parfaitement enregistrés dans les sédiments de la coupe de Zumaia. En vous promenant sur la plage d'Itzurun ou sur le promontoire d'Algorri, vous verrez fréquemment des trous cylindriques de 3 cm de diamètre... Ce sont des mini-carottes prélevées par des équipes de géophysiciens, spécialistes de l'étude du magnétisme rémanent fossilisé dans les roches:



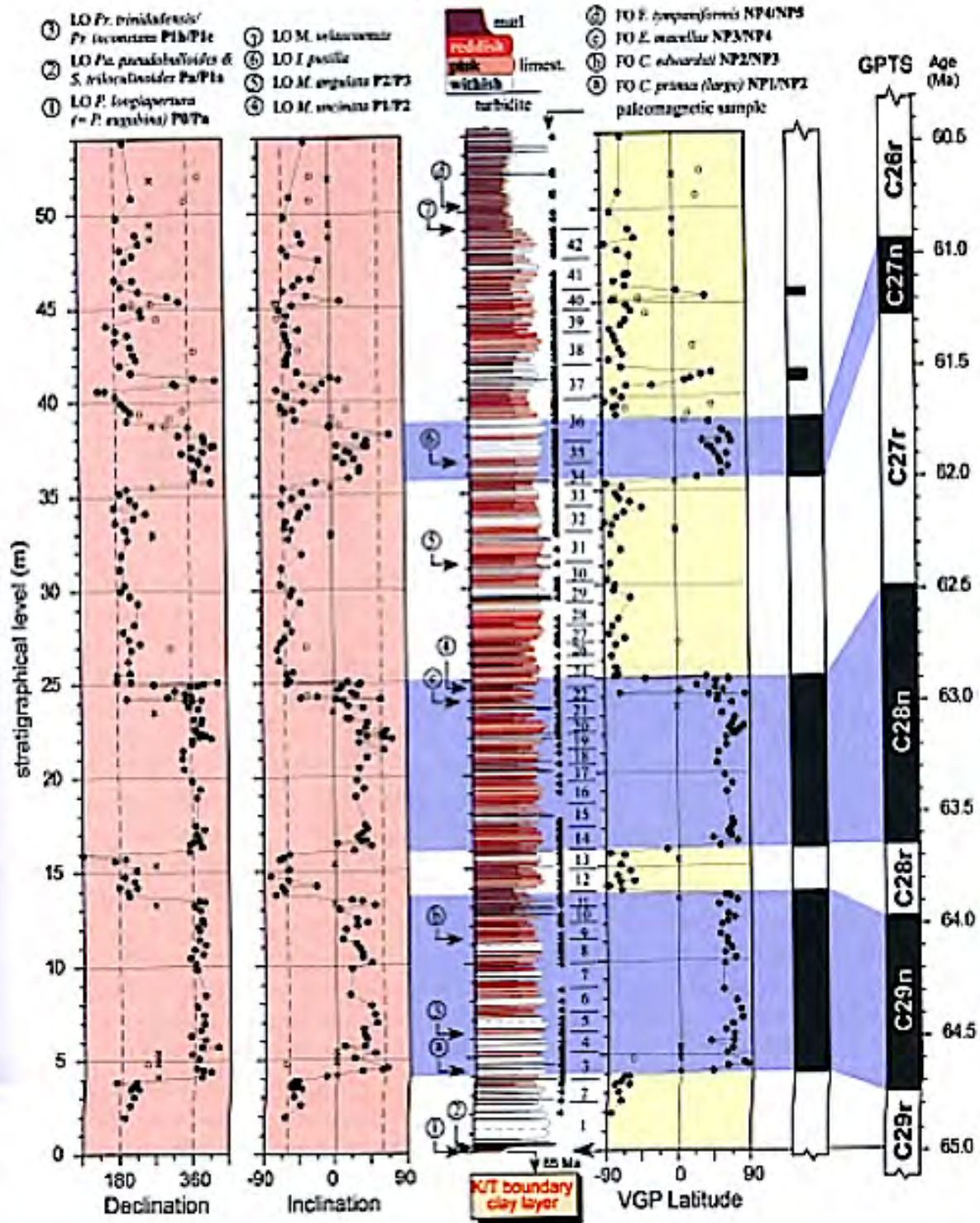
Prélèvement de mini-carottes dans les sédiments du flysch de Zumaia pour l'étude en laboratoire du paléomagnétisme enregistré dans ces roches au moment de leur dépôt. D'après J.Carballo et Asier Hilario, 2010.

On sait que les roches volcaniques, en se refroidissant, acquièrent le magnétisme du champ magnétique terrestre de l'époque et le fossilisent, grâce à leur richesse en petits cristaux de magnétite. Cette aimantation dite "rémanente" est très résistante et peut se préserver intacte pendant des millions d'années.

On sait moins que les roches sédimentaires, elles aussi, peuvent fossiliser le champ magnétique terrestre au moment de leur dépôt, et acquérir une aimantation rémanente, grâce aux fines particules d'oxydes et hydroxydes de fer qui se mêlent aux particules sédimentées. Leur aimantation est infiniment plus faible que celle des basaltes, mais grâce à des magnétomètres sophistiqués (magnétomètres cryogéniques), on arrive à amplifier ce faible signal.

Des centaines de mini-carottes ont été prélevées sur la coupe de Zumaia, et grâce à un échantillonnage très serré, on a pu reconstituer les variations d'orientation du champ magnétique terrestre.

Comme le montre la figure ci-dessous, les inversions du champ magnétique terrestre sont parfaitement enregistrées et identifiées sur la coupe de Zumaia, ce qui constitue une aide efficace pour dater les couches et les replacer dans le calendrier mondial des inversions du champ magnétique terrestre:



Variations stratigraphiques de la déclinaison et de l'inclinaison des vecteurs du magnétisme rémanent fossilisés dans les sédiments du Danien de Zumaia. On observe six inversions du champ magnétique en 4,5 Ma, en corrélation avec l'échelle internationale des inversions magnétiques (GPTS).
 In: "Climate & Biota of the Early Paleogene" Conference, Zumaia Section, Bilbao (2006).

La couche K/T et la grande extinction en masse du Crétacé supérieur.

Les falaises de la côte basque abritent un passionnant secret : leurs sédiments ont fidèlement enregistré les effets lointains d'une *gigantesque catastrophe d'ampleur planétaire*, qui a menacé l'existence même de la biosphère terrestre!...La limite entre l'ère secondaire et l'ère tertiaire est marquée par un très important renouvellement des faunes marines et terrestres. Elle est datée à 65 millions d'années. C'est aussi la limite Crétacé - Tertiaire, le Crétacé étant le dernier étage de l'ère secondaire. On l'appelle en abrégé la limite K/T (pour Crétacé-Tertiaire, la lettre K symbolisant le Crétacé sur les cartes géologiques).

Cette transition entre le Crétacé et le Tertiaire affleure en plusieurs endroits sur la côte basque franco-espagnole, entre autres à Bidart, à Hendaye (dans la Baie de Loya) et à Zumaia. A chacun de ces endroits, la limite entre les derniers mètres de calcaires marneux roses du Crétacé et les premiers mètres de calcaires durs et blanchâtres du Danien (premier étage du Tertiaire) est marquée par la présence d'une mince couche d'argiles sombres de quelques cm d'épaisseur, la célèbre couche K-T.



La couche K-T, au pied des falaises de Zumaia : une mince couche argileuse sombre entre les calcaires marneux roses et tendres du Crétacé terminal, et les calcaires durs du Danien (premier étage du Tertiaire).

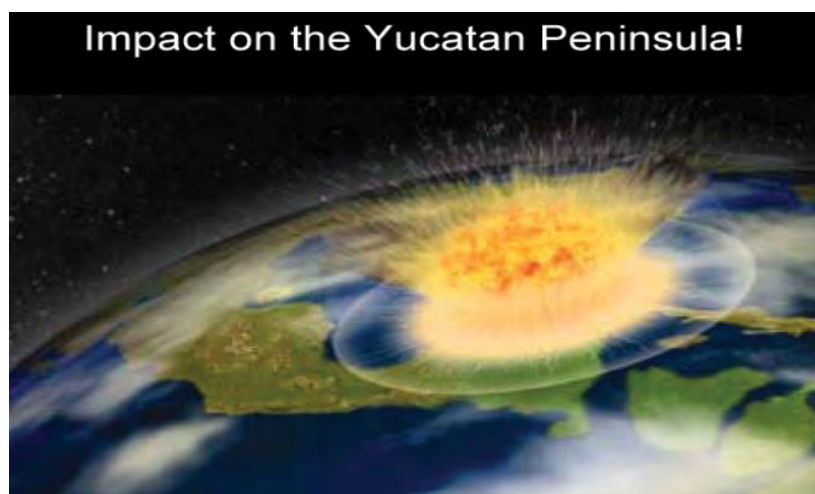
Très tendre, cette couche affouillée par l'érosion marine apparaît comme un véritable trait de scie dans la falaise calcaire.

Bien que très discrète, cette couche K-T présente des caractéristiques étonnantes :

- Elle contient des teneurs anormalement élevées en *iridium*, un métal très rare dans l'écorce terrestre, mais commun dans les météorites ;
- On y trouve aussi des fragments de cristaux de *quartz choqués*, des tectites, des *spinelles nickélifères*, et de fines *particules de suie* :
 - Les *quartz choqués* témoignent du passage d'une gigantesque onde de choc dans la zone affectée par l'impact.
 - Les *tectites* sont des minuscules gouttes de roches fondues sous l'impact.
 - Les *spinelles nickellifères* sont bien connus dans la croûte des météorites, ces minéraux cristallisant typiquement au moment de la traversée de ces bolides dans l'atmosphère terrestre.
 - Les *particules de suie* témoignent des énormes incendies ayant embrasé les forêts des continents de l'époque, suite aux retombées de milliards de particules incandescentes à la surface de la Terre.
- Elle sépare deux mondes radicalement différents: au-dessous d'elle, les calcaires de la fin du Crétacé regorgent de fossiles marins (macrofaunes et microfaunes diversifiées). Au-dessus d'elle, c'est d'abord un désert biologique dans les premiers mètres de calcaires tertiaires, puis la vie reprend progressivement, mais avec des espèces complètement différentes.... La vingtaine d'espèces d'ammonites recensées dans le Crétacé de la baie de Loya disparaissent toutes brutalement au-dessus de la couche K-T: aucune ammonite n'a survécu! Il en va de même des Inocérames, ces grands bivalves benthiques si typiques des sédiments du Crétacé supérieur...

Interprétation : l'hypothèse cosmique et l'hypothèse volcanique

L'hypothèse cosmique - Il y a exactement 65 millions d'années, juste à la transition entre l'ère Secondaire et l'ère Tertiaire, *une météorite géante de 10 km de diamètre a percuté la Terre*. Le cratère d'impact, de 200 km de diamètre, a été retrouvé au Mexique dans la province du Yucatan, près du village de Chicxulub.



L'impact de la météorite de Chicxulub sur la côte du Yucatan au Mexique a eu des effets catastrophiques sur toute la biosphère terrestre.

En percutant notre planète, la météorite de Chicxulub aurait provoqué:

- Un séisme monstrueux dont l'énergie libérée a été évaluée à 13 sur l'échelle de Richter, soit 10.000 fois l'énergie du séisme le plus puissant jamais enregistré! (séisme de Valdivia au Chili, 1960, 9,5 sur l'échelle de Richter),
- Un gigantesque tsunami, dont on retrouve les traces dans tout le golfe du Mexique et dans les îles des Antilles,
- D'énormes feux de forêts sur tous les continents, dus aux retombées de cendres incandescentes (d'où les *particules de suie* dans la couche K-T),
- Un rigoureux "hiver nucléaire", causé par l'opacité du nuage de cendres, de poussières et de suies ayant enveloppé la Terre pendant des années. Cette opacité a causé également un *arrêt de la photosynthèse*, et de fil en aiguille un écroulement de tous les écosystèmes marins et terrestres, provoquant une *extinction en masse* catastrophique dans la biosphère.

Les sédiments de toutes les mers du globe ont enregistré cet événement, sous la forme d'une couche d'argile noire de 10 cm d'épaisseur, contenant des teneurs anormales en *iridium*, un métal extrêmement rare dans l'écorce terrestre, mais bien représenté dans les météorites. *Cette couche correspond à la retombée du gigantesque nuage de cendres et de poussières*, qui a tourné autour de la terre pendant des années, avant de retomber lentement dans les mers du monde entier.

Cette mince couche d'argile, désignée sous le nom de "couche K/T", *contient 1.000 à 10.000 fois plus d'iridium que les calcaires environnants!* Cette teneur en iridium de la couche K-T est en quelque sorte *la signature de son origine météoritique*. *La présence de quartz choqués et de spinelles nickélicifères renforce cette hypothèse.*

Ce qu'il est convenu d'appeler la "crise Crétacé-Tertiaire" (ou "crise K-T" en abrégé) correspond à *une des grandes extinctions en masse de la biosphère*. *Avec les dinosaures et les ammonites, plus de 70% des espèces marines et terrestres (et sans doute 80% des individus) ont brutalement disparu à la limite K-T, il y a 65 millions d'années.*

Cette « extinction en masse » marque la fin de l'ère secondaire, mais aujourd'hui, *elle n'est pas attribuée uniquement à la chute d'une météorite: une autre catastrophe d'ampleur planétaire, celle-là d'origine interne, doit être prise en compte...*

L'hypothèse volcanique - La Terre a connu un *événement volcanique majeur* entre -68 et -63 millions d'années, localisé dans la partie occidentale de l'Inde: ce sont les fameux *"trapps" du Deccan*, un empilement d'immenses coulées de basalte sur trois kilomètres d'épaisseur, sur une surface grande comme la France!... La phase éruptive majeure a été datée récemment, par Vincent Courtillot et son équipe (IPG de Paris), à -65 millions d'années, juste avant la chute de la météorite de Chicxulub. *Ces éruptions volcaniques monstrueuses, qui ont rejeté dans l'atmosphère de gigantesques volumes de gaz et de poussières, ont sans aucun doute fragilisé de nombreux écosystèmes marins et terrestres, avant que l'impact de la météorite ne donne le coup de grâce!*

Par ailleurs, La Terre a d'ailleurs connu un refroidissement général au Crétacé terminal, probablement provoqué par le volcanisme du Deccan, et l'on observe à la même époque une forte régression marine, en particulier en Europe.

En résumé, la crise biologique majeure appelée "crise K/T", correspondant à une véritable extinction en masse au sein de la biosphère, serait donc le résultat de *la superposition dans le temps de deux événements catastrophiques* d'amplitude mondiale : un *événement cosmique extra-terrestre* (la chute de la météorite de Chicxulub au Mexique), et un *événement magmatique d'origine interne*, la gigantesque province volcanique du Deccan en Inde!



Un autre aspect de la mince couche K-T de Zumaia, affouillée par la mer...

Paléontologie

Une faune marine riche et diversifiée vivait dans ce bassin, dont témoignent les nombreux restes fossiles trouvés dans les sédiments. Le flysch de la côte basque contient de nombreuses traces d'activité biologique et de nombreux fossiles montrant que cette mer chaude abritait tout un écosystème très varié, du moins jusqu'à la fin du Crétacé (-65 millions d'années). Tout au long de la falaise côtière, on peut observer dans les sédiments du flysch:

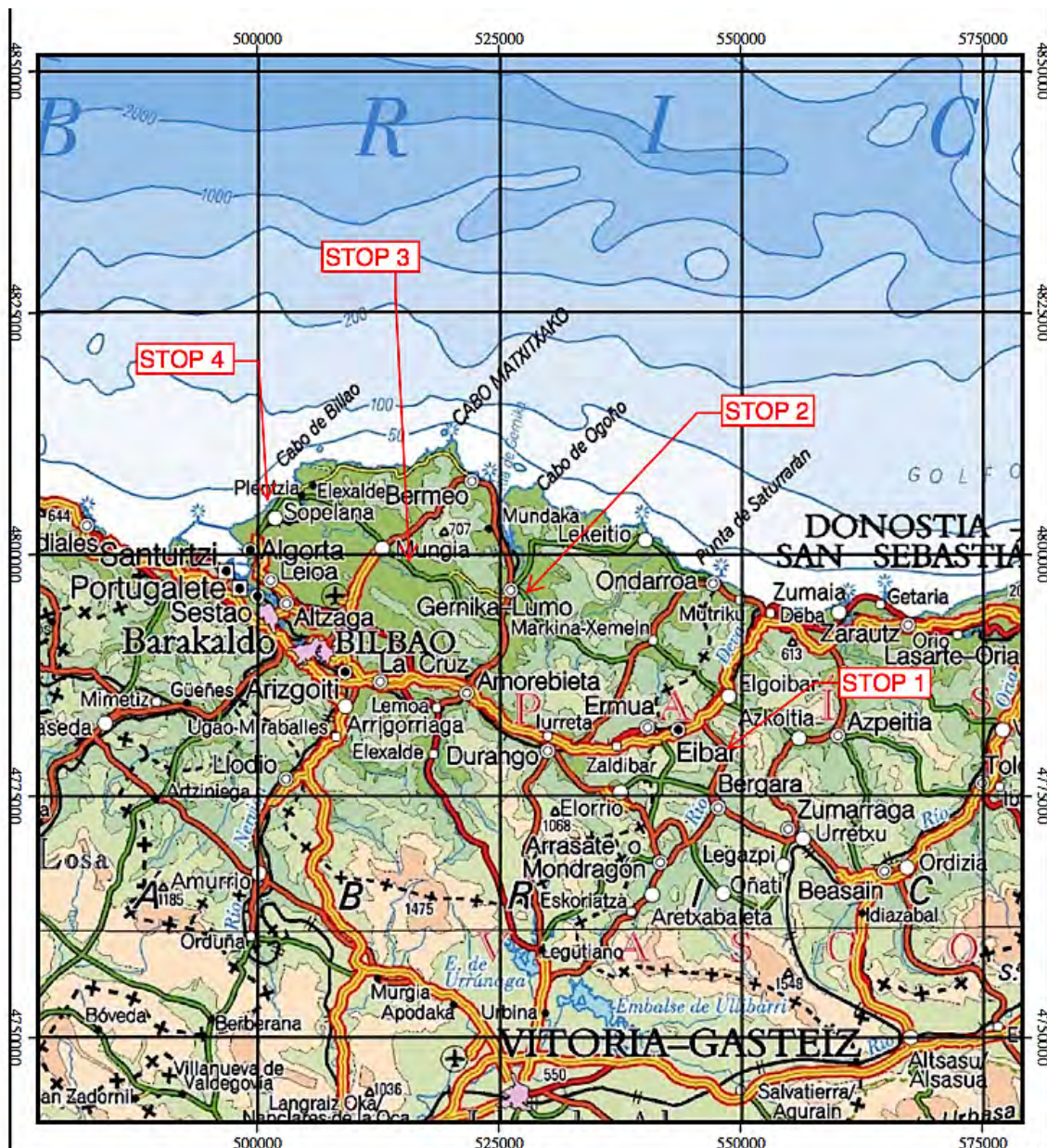
- des traces d'activité biologique sur le fond: pistes et terriers d'animaux fouisseurs, etc. (ichnofossiles);
- des fossiles de *macrofaune* (fossiles identifiables à l'oeil nu): ce sont soit des animaux *benthiques* vivant sur le fond, comme par exemple des oursins, ou des mollusques bivalves comme les inocérames, soit des animaux *pélagiques* nageant en surface, comme par exemple des ammonites, des bélemnites ou des poissons, dont les coquilles ou les squelettes se sédimentent sur le fond de la mer après leur mort...
- des fossiles de *microfaune* (fossiles identifiables seulement sous la loupe ou sous le microscope): squelettes et tests microscopiques des innombrables organismes constituant le *plancton*, lentement sédimentés après leur mort dans les couches sédimentaires les plus fines... On y trouve aussi bien des restes de *phytoplankton* (espèces végétales, ou algues unicellulaires) que des restes de *zooplankton* (espèces animales).



Empreintes fossiles d'Inocérames dans les grandes dalles du "flysch gréseux" de Zumaia

JOUR 2. Mardi 7 juin. Le volcanisme basaltique sous-marin à "pillow lavas" du synclinal de Bilbao.

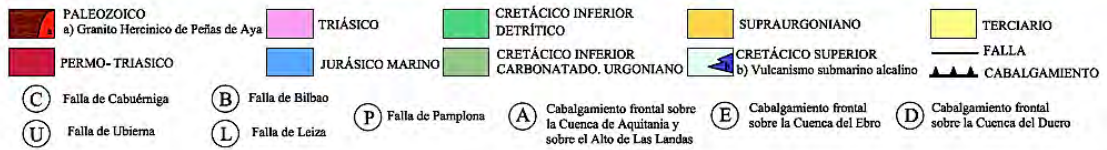
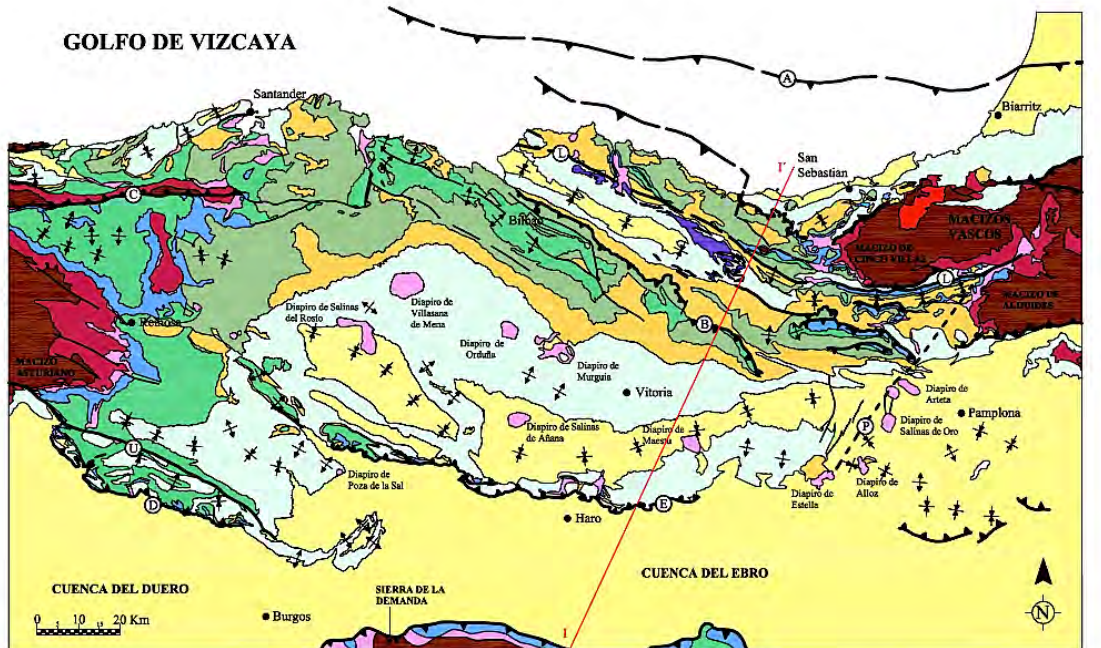
Cette journée est consacrée au *spectaculaire volcanisme basaltique sous-marin* qui s'intercale dans les sédiments marno-calcaires du Crétacé du synclinal de Bilbao.



Carte routière du pays basque espagnol, avec localisation des quatre arrêts prévus

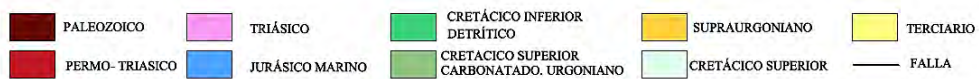
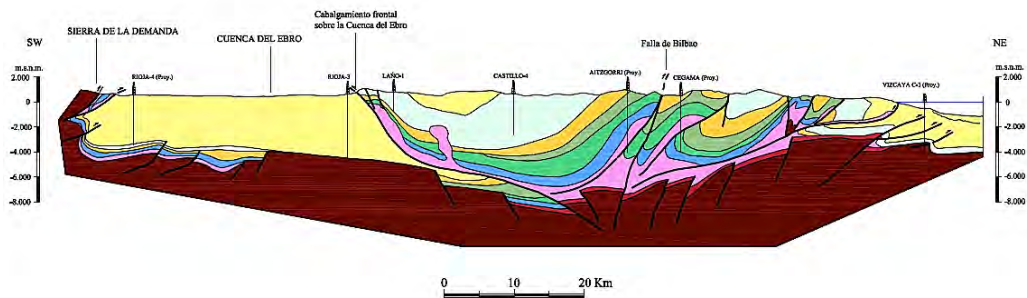
Informations générales sur la géologie de la région:

MAPA GEOLÓGICO

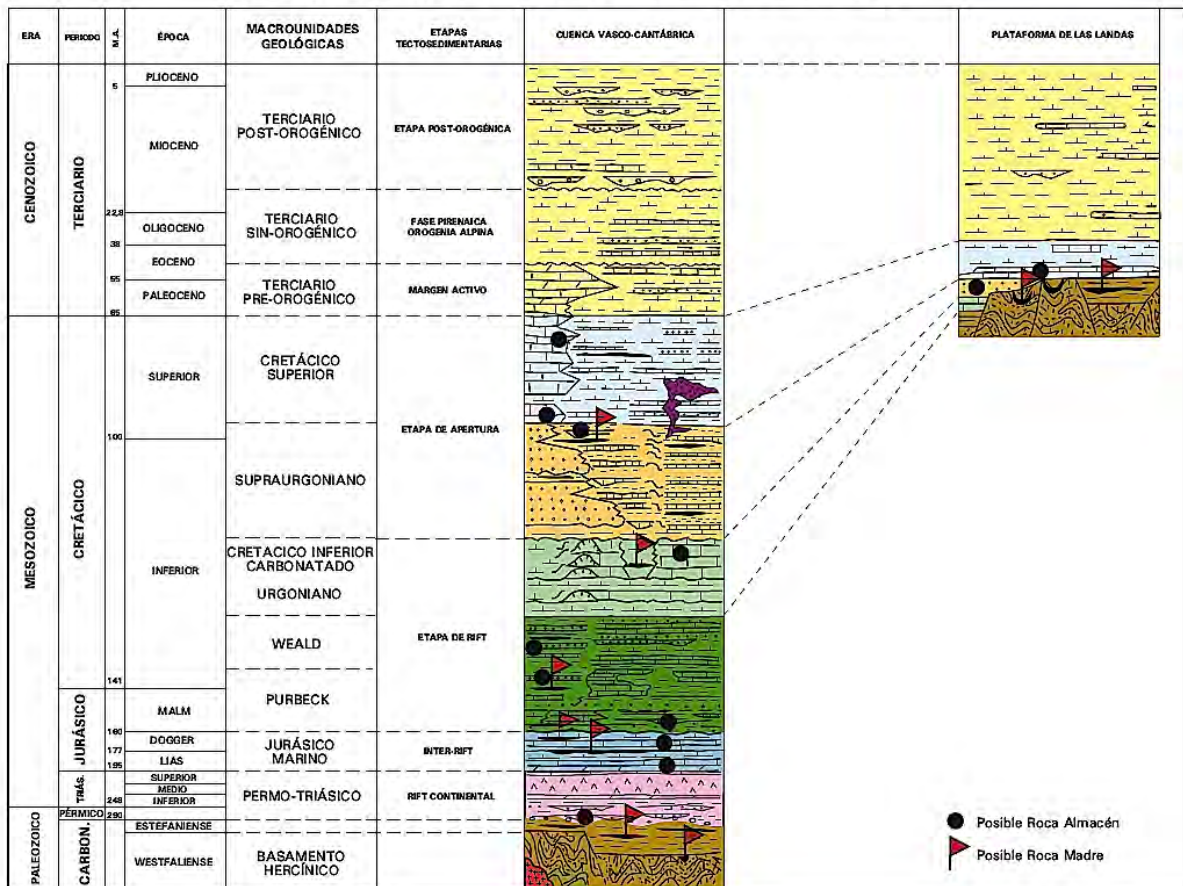


Carte géologique et coupe générale du pays basque espagnol

CORTE GEOLOGICO I-I'



SECCIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA



Colonne chrono-stratigraphique du pays basque espagnol, et comparaison avec la colonne chrono-stratigraphique de la plateforme des Landes. Les petits drapeaux rouges représentent les roches-mères possibles pour les hydrocarbures, et les ronds noirs représentent les roches-réservoirs possibles.

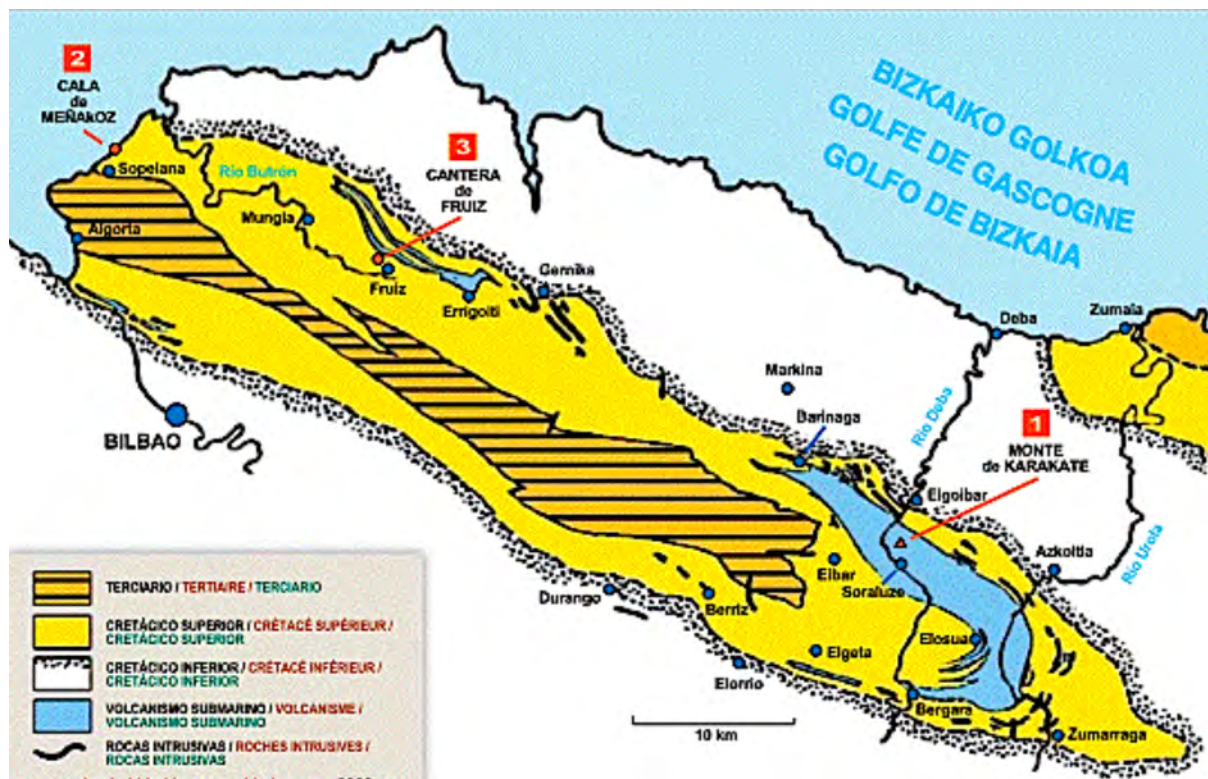
La carte géologique simplifiée et la coupe générale nord-sud présentées ci-dessus montrent que le pays basque espagnol est essentiellement constitué par *deux vastes structures synclinales* orientées NW - SE, le synclinal de Vitoria au sud et le synclinal de Bilbao au nord, séparées par la faille chevauchante de Bilbao.

Les couches sédimentaires impliquées dans ces structures synclinales comprennent l'ensemble des terrains secondaires (du Trias au Crétacé terminal), et le début du Tertiaire. Cette épaisse série sédimentaire repose sur le vieux socle hercynien, et contraste avec la minceur de la série sédimentaire de la plateforme des Landes, émergée jusqu'au Crétacé inférieur. Ces sédiments, à certaines époques, sont riches en débris organiques qui ont pu évoluer en hydrocarbures liquides ou gazeux (*roches-mères*), lesquels ont pu migrer ultérieurement vers des *roches-réservoirs*.

La colonne chrono-stratigraphique indique que le flysch du pays basque commence à se déposer à la fin du Crétacé inférieur (Albo - Aptien). C'est également à cette époque qu'un *important épisode volcanique sous-marin* s'intercale dans les sédiments du flysch. Ce volcanisme est contemporain de l'ouverture du golfe de Gascogne.

Ce volcanisme basaltique alcalin et sous-marin est localisé. Du côté espagnol, on ne le trouve que dans le synclinal de Bilbao. Du côté français, il se manifeste dans certains bassins de flysch pyrénéens, par exemple dans le Béarn.

Les formations volcaniques sous-marines du synclinal de Bilbao :



Carte géologique schématique du synclinal de Bilbao

Les formations volcaniques sous-marines sont **en bleu** sur cette carte géologique simplifiée du synclinal de Bilbao. Nous les observerons en quatre endroits : 1) dans le secteur de *Soraluce-Eibar*, autour de la rivière Deva, là où la formation volcanique est la plus épaisse; 2) près de Guernica et 3) à Fruniz, sur le flanc nord du synclinal de Bilbao; 4) sur la *plage de Meñacoiz*, le long de la falaise côtière, près de Bilbao.

Un puissant ensemble de coulées de laves basaltiques sous-marines à pillow lavas, accompagnées de tout un cortège d'intrusions (dykes, sills) et de brèches volcaniques variées, s'intercale dans le flysch crétacé du synclinal de Bilbao, s'accumulant parfois sur plus de 1.000 m d'épaisseur.

D'après Castañares *et al.* (2001), on peut distinguer quatre types de formations volcaniques:

1. Les **coulées massives planaires** (ou "*sheet flows*" en anglais), très semblables aux coulées basaltiques aériennes. Elles correspondent à de grands volumes de lave émis instantanément : dans ce cas, la trempe thermique brutale subie par la lave n'arrive pas à contenir la coulée, qui s'étale largement et s'écoule vers le bas. Ces coulées, comme les coulées basaltiques à l'air libre, sont souvent *prismées* (orgues basaltiques). Les prismes hexagonaux se forment au cours du refroidissement de la coulée, vers 600°C, par contraction thermique.

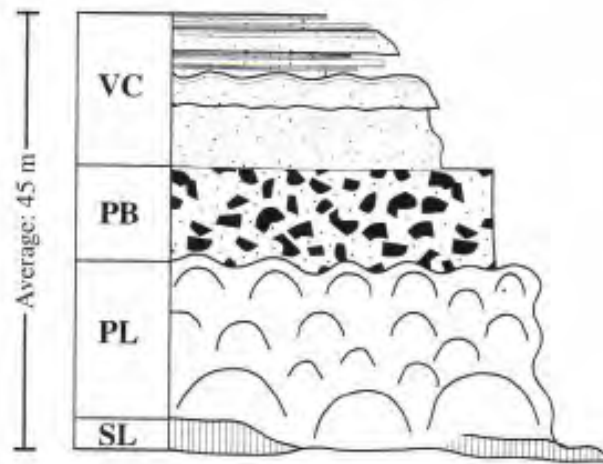
2. Les **coulées de lave en coussins** (ou "*pillow lavas*" en anglais). Ce sont les plus fréquentes. Elles correspondent à des volumes de lave modérés, sur lesquels la

trempes thermiques ont un effet maximum: une couche de verre emprisonne la lave, qui forme des tubes anastomosés et enchevêtrés, progressant vers le bas par éclatements successifs de leur croûte vitreuse.

3. **Les brèches de pillow lavas.** Au front des coulées ou sur les flancs des volcans, les tubes se bréchifient et forment des brèches de pillow lavas. La bréchification peut se faire soit à *chaud* (fragments à contours lobés), soit à *froid* (fragments à contours anguleux).

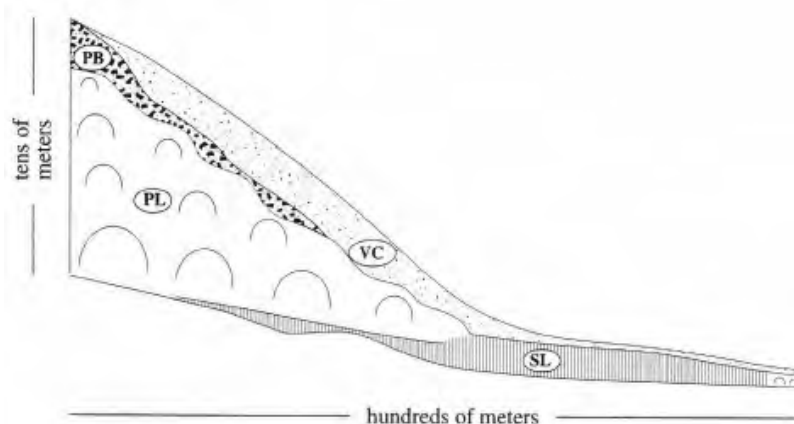
4. Les **brèches volcaniques stratifiées.** Elles résultent soit d'explosions volcaniques sous-marines, soit de transports en masse de débris sur les flancs des volcans sous-marins.

Castañares *et al.* ont observé que ces quatre types de formations volcaniques se présentent dans un certain ordre sur le terrain: les coulées massives se situent à la base des édifices volcaniques, et sont le plus souvent surmontées par des coulées à pillow lavas édifiant des édifices volcaniques de forme plus ou moins conique. Les flancs de ces édifices sont recouverts de brèches de pillow lavas, puis de brèches volcaniques stratifiées.



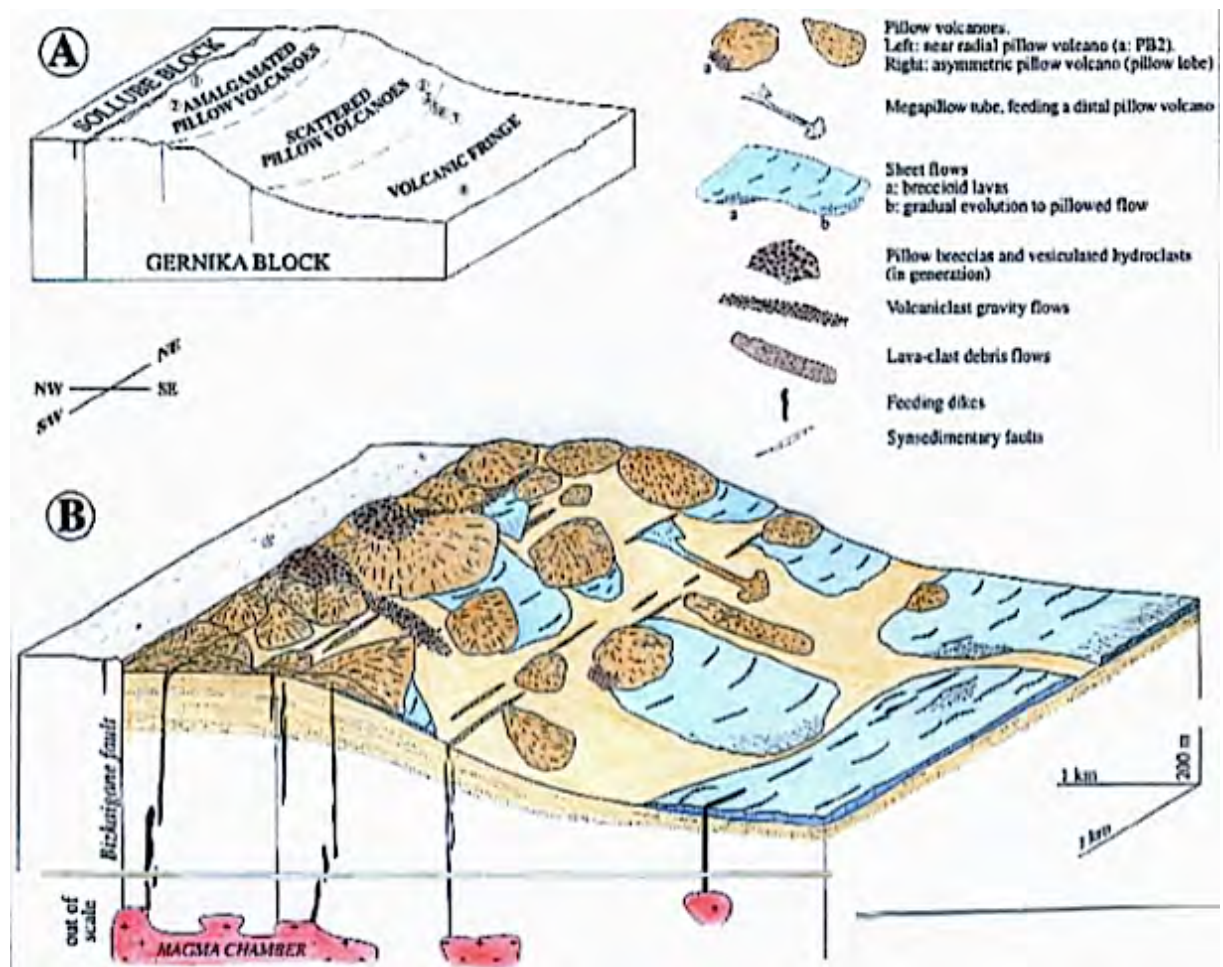
La séquence verticale typique d'un volcan sous-marin de la zone de Guernica.

SL (Sheet lavas): coulées massives planaires. PL: pillow lavas. PB: (Pillow breccias): brèches de pillow lavas. VC: brèches volcaniques stratifiées. D'après Castañares et al. (2001).



Répartition verticale et latérale des quatre faciès volcaniques constituant un édifice volcanique-type de la zone de Guernica. D'après Castañares et al. (2001).

Cela signifie que les éruptions volcaniques sous-marines suivent le schéma général suivant: lorsque le magma débouche sur le plancher océanique, de puissants volumes de lave se mettent en place sous la forme de coulées massives planaires. Puis lorsque le débit diminue, des coulées à pillow lavas se mettent en place, construisant des édifices volcaniques coniques, avec tout un cortège de brèches de pillow lavas sur les flancs des volcans. Ensuite, des écroulements et des transports en masse, ainsi que des explosions volcaniques, déposent des brèches volcaniques stratifiées.



Bloc-diagramme schématique représentant la répartition et la structure des édifices volcaniques dans la région de Guernica. D'après Castañares et al. (2001).

Ces coulées sont parfaitement datées, d'une part grâce à la microfaune et à la macrofaune (Ammonites) des couches sédimentaires intercalées entre les coulées de lave, d'autre part grâce à des mesures d'âges géochronologiques utilisant les isotopes du potassium et de l'argon (méthode K-Ar). Elles s'échelonnent entre l'Albien supérieur (environ -100 millions d'années) et le Santonien inférieur (environ -85 millions d'années), soit sur une durée d'environ 15 Ma (avec des interruptions plus ou moins longues). *Cette période du Crétacé correspond précisément à l'ouverture du golfe de Gascogne (rotation du bloc ibérique entre 110 et 85 Ma).*

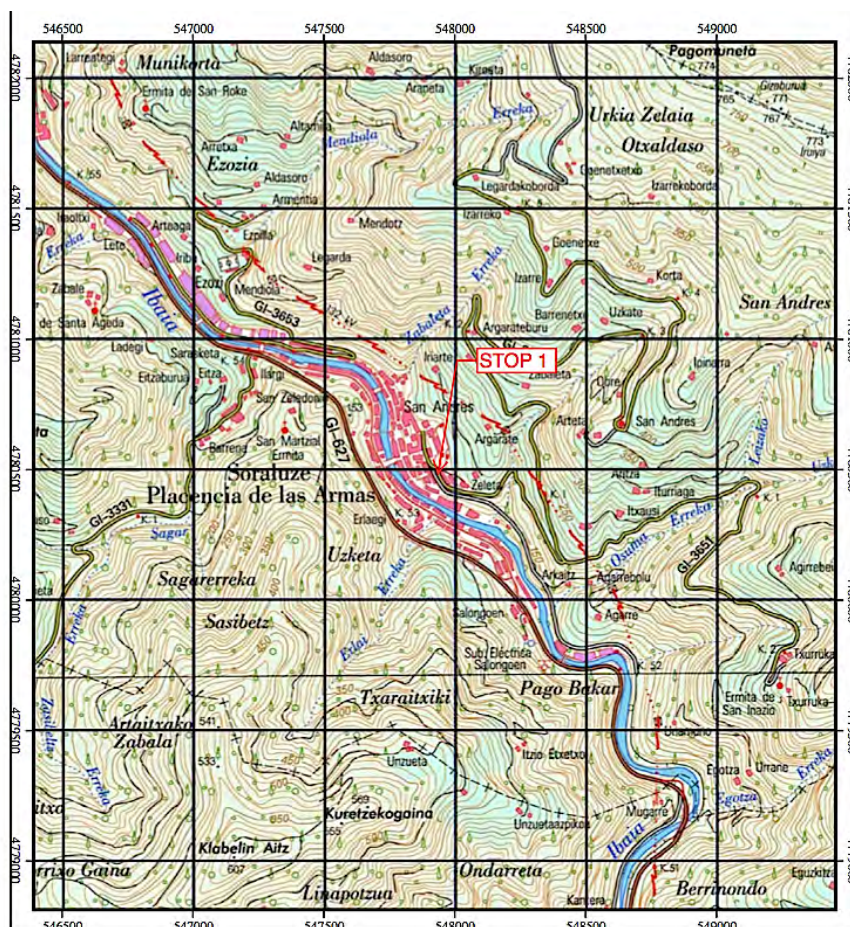
Les caractéristiques géochimiques et minéralogiques de ces laves indiquent une *série basaltique alcaline* et ses termes de différenciation jusqu'aux *trachytes*. Les faciès pétrographiques comprennent, en allant des moins siliceuses aux plus siliceuses: des *picrites alcalines*, des *ankaramites*, des *basaltes alcalins*, des *teschérites*, des *trachy-andésites* et des *trachytes*.

Ces basaltes sont criblés d'amygdales remplies de calcite, correspondant à d'anciennes bulles de gaz. Cette évidence de *dégazage intense* indique une faible profondeur d'eau, certainement inférieure à 500 mètres, voire à 100 mètres dans certains cas. Cependant, les nombreuses évidences d'inclusions de sédiments carbonatés mous dans les laves basaltiques pourraient expliquer l'abondance anormale de bulles de CO₂ dans ces laves, indépendamment des critères de profondeur.

Dans tous les cas, il s'agit donc d'un *volcanisme de marge continentale* s'étant mis en place au pied de la marge continentale du bloc ibérique, à la faveur de grandes failles contemporaines de l'ouverture du golfe de Gascogne.

1. Le district de Soralue - Eibar

Secteur n° 1. Les affleurements de la route forestière du monte Karakate (à partir de Soralue)



Carte de la route forestière montant au sommet de la colline de Karakate.

L'empilement de coulées le plus épais se situe à l'extrémité orientale du synclinal de Bilbao, dans le bassin-versant de la rivière Deva et de ses affluents.

Nous sommes ici dans la partie la plus épaisse de cette formation volcanique sous-marine. De nombreuses coulées à pillow lavas s'accumulent les unes sur les autres sur plus de 1.000 mètres d'épaisseur, avec leur cortège de brèches volcaniques et de filons. C'est ainsi que l'on peut observer, le long de la coupe de Soraluze (ascension de la colline de Karakate, par une petite route forestière partant de Soraluze), des affleurements de plusieurs centaines de mètres de longueur, montrant:

- Des *pillow lavas moulés les uns sur les autres*, avec leurs critères de polarité (les fameux "pédoncules" à la base des pillow lavas, les formes convexes et bombée au sommet). La *matrice* qui cimente les pillow lavas est essentiellement *carbonatée* (carbonates blancs plus ou moins recristallisés, d'origine sédimentaire).

- Des *pillow lavas creux* avec leurs planchers internes, impliquant un vidangeage en plusieurs phases.

- Des *pillow lavas* contenant de nombreuses *enclaves de sédiments calcaires fins* : certaines coulées semblent s'être mises en place dans des *sédiments calcaires encore gorgés d'eau*, ce qui expliquerait la très forte vésicularité de ces laves (le carbonate de calcium CaCO_3 se dissocie vers 900°C en chaux CaO et en gaz carbonique CO_2). Rappelons que le magma basaltique se met en place à 1.200°C (au rouge vif), que ce soit sous l'eau ou en milieu aérien!

- Des *brèches de pillow lavas* fragmentées soit à *chaud* (contours lobés des fragments encore pâteux), soit à *froid* (contours anguleux et rectilignes des fragments). Il s'agit le plus souvent de *brèches de friction* (hyaloclastites) contemporaines de la mise en place (à chaud), mais aussi de *brèches d'écroulements* de falaises sous-marines sur le flanc des édifices volcaniques (à froid).

On peut voir aussi, par endroits, des *coulées massives et claires de trachytes*, dont la lave beaucoup plus visqueuse (car plus riche en silice) ne se débite pas en pillow lavas, en particulier au sommet de la colline de Karakate, d'où l'on jouit d'un panorama général sur le pays basque espagnol absolument exceptionnel....

Autour de la grande antenne de télévision qui coiffe le monte Karakate, on peut observer un chaos de gros blocs de ces *trachytes clairs*. On peut voir à l'oeil nu, sur cassure fraîche, la *texture fluidale* de ces roches, marquée par les baguettes rectangulaires de feldspaths, statistiquement orientées selon une même direction.

De tels chaos trachytiques pourraient résulter de la fragmentation de *dômes trachytiques* mis en place par extrusion de laves visqueuses, et non de véritables coulées (analogie avec les dômes trachytiques d'Auvergne).

La colonne synthétique ci-dessous montre l'organisation lithologique (très simplifiée) des coulées volcaniques du monte Karakate:



Dès les premiers mètres de la route forestière du monte Karakate, les pillow lavas affleurent en continu le long du talus, soit sous forme de tubes allongés...



Le professeur Manu Carracedo (UPV de Bilbao) devant les pillow lavas de la route forestière du monte Karakate



Tubes de pillow lavas enchevêtrés le long de la route forestière de Soraluece (monte Karakate)



Détail de la photo précédente, montrant comment les tubes enchevêtrés se moulent les uns sur les autres...



*Critères de polarité dans les pillow lavas : pédoncules et dos convexes...
On observe aussi ici un tube à planchers internes.*



Brèches de pillow lavas formées à chaud (fragments à contours lobés), par friction au moment de la mise en place, dans un ciment sédimentaire carbonaté.



Chaos de blocs trachytiques clairs, au sommet du monte Karakate, près de la grande antenne de télévision : un ancien dôme trachytique?

Secteur n° 2. Les affleurements à l'entrée d'Eibar (zone industrielle de La Salle)

La petite route qui traverse la zone industrielle de La Salle, à l'entrée d'Eibar, permet d'accéder à un bel ensemble d'affleurements en bord de route, montrant la succession suivante:

- une formation de brèches de pillow lavas recoupées par plusieurs dykes (filons) basaltiques;
- une puissante coulée de pillow lavas, montrant par endroits de jolis tubes de lave, et reposant sur:
- une formation de brèches volcaniques finement rubanées et stratifiées, qui peut être interprétée soit comme une brèche d'explosion volcanique sous-marine (brèche pyroclastique), soit comme un dépôt sédimentaire de fines particules volcaniques (brèche épicastique);
- un second ensemble de brèches de pillow lavas à fragments plutôt anguleux (brèches de friction ou d'écroulement), recoupées par un splendide dyke basaltique vertical.



Eibar (chemin de La Salle). Brèches de pillow lavas recoupées par un dyke basaltique vertical (sur la droite), montrant une ébauche de prismatic fruste perpendiculaire aux parois du dyke.



Coulée à pillow lavas montrant de beaux tubes de lave.



Contact inférieur de la coulée de pillow lavas, reposant sur un niveau de brèches volcaniques finement stratifiées



Dépôt de cendres volcaniques finement stratifiées (brèche pyroclastique).



*Brèche de pillow lavas formée à froid (fragments anguleux),
formant l'encaissant du grand dyke basaltique vertical.*



Ce magnifique dyke basaltique (filon vertical) est une cheminée d'alimentation du volcanisme sous-marin. Une large fracture s'est ouverte dans les brèches de pillow lavas encaissantes, déjà consolidées, et le magma au rouge vif à 1200°C s'est engouffré dans la faille, pour aller alimenter des coulées basaltiques supérieures. Les deux bordures du dyke se sont fracturées symétriquement et perpendiculairement aux parois du dyke, au cours de son refroidissement, en passant l'isograde de 600°C (ébauche de prismation).

Un affleurement de pillow lavas "cinq étoiles"!...

En redescendant à travers la zone industrielle de La Salle, nous nous arrêterons sur un extraordinaire affleurement mis à jour récemment dans un talus par des travaux de construction. La qualité de l'affleurement mérite une description détaillée:



Aspect général de ce nouvel affleurement "rafraîchi" par les travaux de construction. Au centre et sur la gauche, on observe deux coulées basaltiques à pillow lavas, séparées par un mince niveau sédimentaire). Les deux coulées superposées sont fortement redressées, avec un pendage général vers la gauche de l'affleurement. Sur la droite, une ancienne faille normale met en contact les pillow lavas avec une brèche basaltique polygénique (brèche de talus).

La partie centrale de l'affleurement montre une *coulée à pillow lavas* magnifiquement moulés les uns sur les autres. Les tubes sont sectionnés longitudinalement ou transversalement, montrant une lave hyper-amygdalaire, les bulles remplies de calcite blanche se disposant en nombreuses et fines lignes concentriques, parallèles aux bordures des pillow lavas, marquant la progression du front de consolidation du pillow, depuis la bordure vers le cœur. Les gaz résiduels sont repoussés vers le cœur, où s'accumulent les bulles de gaz coalescentes, avec formation fréquente d'une géode centrale.

La base des tubes et leur aplatissement indiquent des plans de dépôt en gros parallèles au niveau sédimentaire intercalaire.

Cependant un certain nombre de tubes sont sectionnés transversalement et disposés "en travers" du pendage général (image du plat de spaghettis...). Les critères de polarité (dos de pillows convexes, pédoncules) indiquent une *série normale* : le haut de la coulée est vers la gauche. Une zone rubéfiée, vers le haut de la coulée, comportant de nombreux plans de fracture avec stries tectoniques, représente une zone tectonisée tardivement.

Un *niveau sédimentaire* feuilleté de 40 cm d'épaisseur, avec alternances décimétriques de lits calcaires roses massifs et de lits marneux sombres et feuilletés (sédiments de type flysch), repose directement sur le dos de cette coulée et sur la gauche une deuxième *coulée basaltique à pillow lavas* repose sur ces sédiments. Ces pillows sont étroitement moulés les uns sur les autres, avec très peu de ciment inter-pillows. Ils sont plus fracturés et moins spectaculaires que ceux de l'unité 2.

On observe ensuite une *brèche de pillow lavas* reposant sur cette deuxième coulée `pillow lavas, puis en poursuivant sur la gauche, une petite *coulée de pillow lavas* s'inercalant dans ces brèches.



Deux pillow lavas montrant une fine répartition en alignements concentriques des bulles de gaz, et l'accumulation de bulles coalescentes au cœur des pillow lavas. Toutes les bulles sont remplies de calcite secondaire d'origine hydrothermale.

L'ancienne bordure vitreuse des pillow lavas est généralement desquamée par friction et émiétée dans la matrice (hyaloclastites de friction). La matrice interstitielle entre les pillow lavas est un mélange de sédiments calcaires fins rougeâtres et de calcite blanche cristalline, d'origine hydrothermale.



La matrice carbonatée des pillow lavas contient des fragments de l'ancienne bordure vitreuse des pillows (desquamation par friction).

Les pillow lavas montrent une discrète fracturation radiale acquise au cours du refroidissement.

Sur le plan pétrographique, la lave est aphanitique, dépourvue de phénocristaux, sauf dans quelques pillow lavas montrant une accumulation de phénocristaux de clinopyroxène noirs (augite).

On peut observer cinq gros "paquets" de sédiments carbonatés plus ou moins recristallisés, emballés dans la coulée principale, le plus gros de ces paquets faisant 3m x 2m.

Ces "paquets" comportent des morceaux anguleux de calcaires fins rougeâtres, entourés d'une matrice recristallisée à calcite-quartz-épidote, d'origine probablement hydrothermale.

Une observation attentive montre que les cinq "paquets" sédimentaires sont incorporés dans des tubes de lave.

Ceci confirme les nombreuses observations d'*inclusions de sédiments* dans les pillow lavas, faites en d'autres endroits, et pourrait expliquer l'hyper-vésicularité de ces laves (dégagement de CO₂ par dissociation thermique des carbonates sédimentaires emballés dans la lave à 1.200°C : $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$).



Ce gros tube creux englobe une brèche sédimentaire carbonatée plus ou moins recristallisée.

Des fractures tardives à *calcite blanche*, *quartz gris* et *épidote verte cristalline* recouperont l'ensemble de ces coulées. Des fractures traversant de nombreux tubes représentent des fissures originellement verticales, ouvertes en *régime tectonique d'extension*, pendant et après la mise en place des laves. La paragenèse *calcite-quartz-épidote* implique des températures de l'ordre de 250°C à 400°C pour les fluides hydrothermaux ayant circulé dans ces fractures.



Les fractures à calcite blanche qui sillonnent l'affleurement sont riches en épidote verte bien cristalline...

Des zones faillées rubéfiées, accompagnées de nombreux plans striés, sont beaucoup plus tardives : développées en *régime tectonique compressif*, elles datent de la phase tectonique pyrénéenne et ne s'accompagnent pas de dépôts hydrothermaux.

Sur la gauche de l'affleurement, les belles brèches de pillow lavas sont interprétées comme des brèches autoclásticas de friction :



Pillow lava bréchifié quasiment "in situ", avec faible déplacement des fragments.



Brèche de pillow lavas, remaniées dans une coulée de débris.

2. Le secteur de Guernica

Le contact d'une coulée à pillow lavas avec les couches sédimentaires du flysch marno-calcaires d'âge crétacé.

Cet affleurement permet d'observer de près le contact primaire entre une coulée à pillow lavas et les couches de flysch marno-calcaire.

Les critères de polarité (pédoncules des pillow lavas, convexité des dos de pillow lavas...) indiquent que la série est localement à l'envers. Le grano-classement des couches sédimentaires du flysch indiquent eux aussi une série à l'envers.

Les pillows se présentent comme des tubes à sections circulaires et fracturations radiales caractéristiques.

Sur la gauche de la petite prairie affleurent des pillow lavas de morphologie différente: ils sont plus gros (diamètre supérieur à un mètre) et montrent une section transversale aplatie, très ellipsoïdale, avec des surfaces externes toutes lisses. C'est ce que l'on appelle en anglais des "lava lobes", ou laves lobées.



Contact primaire entre une coulée à pillow lavas et les couches marno-calcaires du flysch crétacé.

Les critères de polarité indiquent que la série serait ici à l'envers: les basaltes reposent sur les sédiments.

3. La carrière de Fruniz

Le lac de lave fossile prismé de Fruniz

Sur le flanc nord du synclinal de Bilbao affleure un remarquable ensemble de coulées et d'intrusions basaltiques intercalées dans le flysch: une grande carrière abandonnée se situe en bordure de la petite route goudronnée qui va de Mungia à Fruniz (route de Guernica), à quelques centaines de mètres à l'ouest de l'entrée de ce village. Cette carrière est entièrement taillée dans une formation massive de basalte noir, qui se débite en prismes spectaculaires visibles de loin, et qui évoquent des "orgues basaltiques".



Vue générale du sill prismé de la carrière de Fruniz.

Nous pouvons donc examiner ici une manifestation volcanique basaltique très différente des coulées à pillow lavas qui forment la grande majorité des coulées volcaniques sous-marines de cet ensemble.

La carrière est taillée dans ce qui semble être un puissant "sill intrusif" verticalisé de 60 mètres d'épaisseur, entièrement prismé. Le terme de "sill" indique que cette intrusion basaltique est *concordante* avec les couches sédimentaires du flysch dans lesquelles elle s'est mise en place à chaud et "au rouge vif", à une température de 1200°C environ.

Ses deux bordures sont visibles, montrant le contact du basalte avec les couches du flysch marno-calcaire, redressées à la verticale par les mouvements tectoniques. La bordure orientale en particulier peut être étudiée facilement de près. Elle montre une *bordure figée fine*, affectée sur environ 5 m d'épaisseur par un clivage régulier et serré parallèle au contact. Les sédiments au contact ne sont pas particulièrement déformés ou bréchifiés par l'intrusion, et ne présentent pas de recristallisations indiquant un métamorphisme de contact.

Les prismes hexagonaux et pentagonaux se sont développés au cours du refroidissement de l'intrusion, symétriquement à partir des deux bordures, et se rencontrent au centre du sill, formant de spectaculaires gerbes de prismes venant s'affronter dans la partie médiane du sill. Ces prismes, originellement verticaux, sont aujourd'hui dans une position proche de l'horizontale, après redressement à la verticale de la série, durant les plissements pyrénéens.

La lave est *porphyrique*, montrant des phénocristaux pluri-millimétriques de clinopyroxène noir (augite) et de plagioclase blanc. Elle est aussi un peu *vésiculaire*, contenant des amygdales rondes (anciennes bulles de gaz) remplies de minéraux hydrothermaux secondaires de basse température (calcite, zéolites, chlorites, argiles...).



Détail de la grande falaise prismée, su le flanc gauche de la carrière.

Présence de "pipes" (conduits de dégazage)

Des conduits cylindriques (ou "pipes" en anglais), de 5-10 cm de diamètre, la plupart riches en phénocristaux de pyroxènes et en bulles de gaz, sont visibles en de nombreux endroits sur les blocs éboulés, indiquant des remontées de matériel chaud au sein du basalte encore liquide, juste après sa mise en place. On peut observer sur les blocs éboulés que ces conduits longs et étroits sont rigoureusement parallèles aux prismes des colonnes basaltiques. En tenant compte du fait que la prismation était originellement verticale, on en déduit que ces nombreux "pipes" étaient eux aussi orientés verticalement. Ces "pipes" riches en bulles de gaz matérialiseraient en fait les *nombreuses zones de dégazage de la coulée*: des cohortes verticales de bulles de gaz remontaient vers la surface du lac de lave, juste après sa mise en place, à l'image des cohortes de bulles que l'on voit remonter du fond d'une casserole d'eau bouillante...



Un "pipe" riche en bulles de gaz rondes (remplies de calcite blanche) et en cristaux de pyroxène (noirs) - Section longitudinale.



Un "pipe" vu en section transversale ovale, inclus dans un prisme basaltique pentagonal (section transversale).

A noter que la prismation s'est développée nettement plus tard que les "pipes", quand la coulée était déjà refroidie et consolidée. On estime que c'est vers 600°C que la contraction thermique due au refroidissement provoque une fracturation générale et simultanée dans l'ensemble d'une coulée de basalte.

L'épaisseur de 60 mètres, beaucoup trop importante pour une coulée basaltique normale, suggérerait la mise en place d'un lac de lave, encaissé dans un creux topographique (un petit graben tectonique par exemple)...

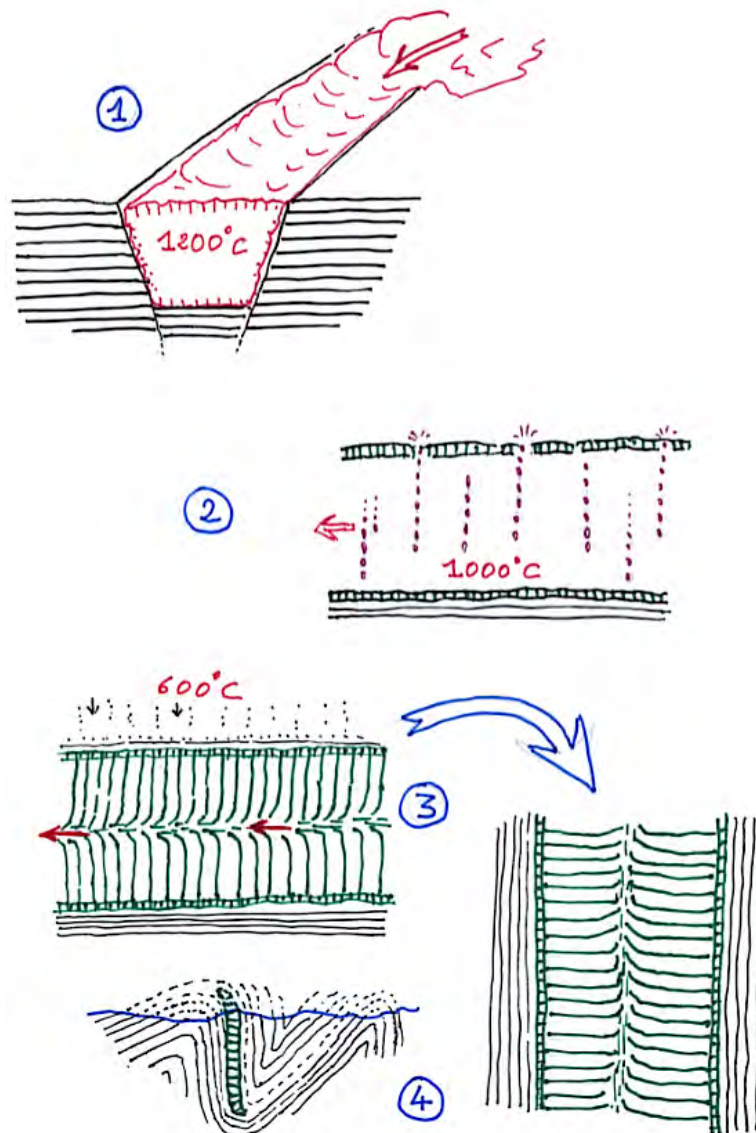


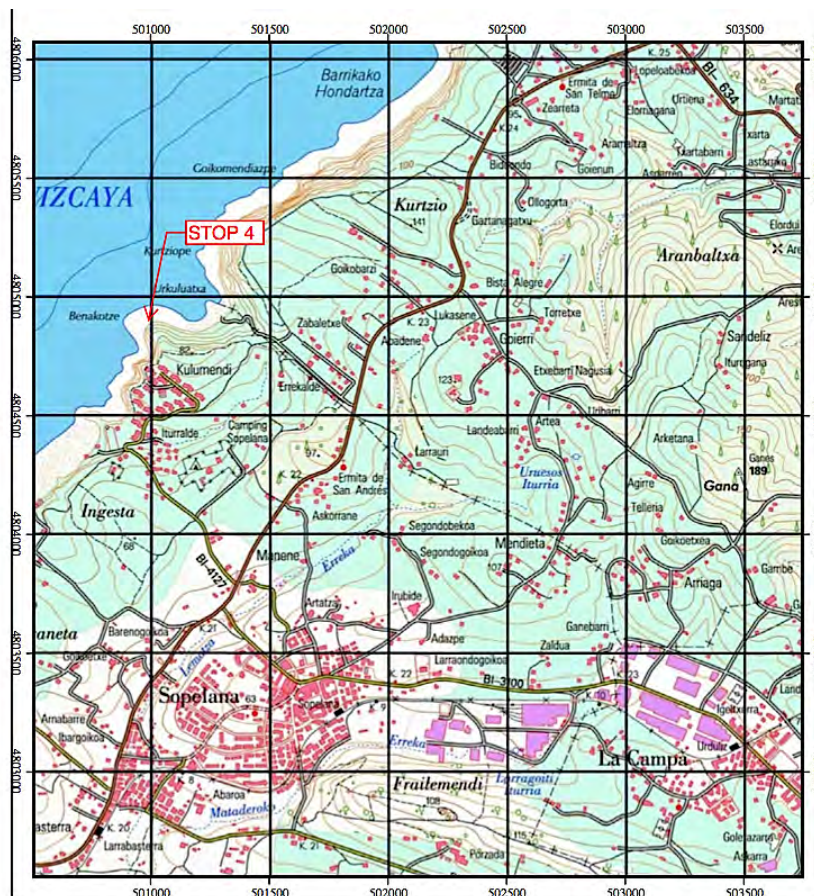
Schéma reconstituant l'histoire du lac de lave fossile de Fruniz:

1. Accumulation, sur 60 m d'épaisseur, d'une volumineuse coulée de basalte dans un creux topographique (ici, un petit "gaben" tectonique).
2. Un vigoureux dégazage se produit à haute température: des chapelets de bulles de gaz remontent à la verticale, entraînant avec elles les cristaux rencontrés sur leur passage.
3. Le lac de lave se refroidit et se solidifie. Vers 600°C, la contraction thermique déclenche une fracturation générale (formation des prismes hexagonaux), qui part des deux bordures froides et se dirige vers le centre du lac de lave. Au centre, la lave encore visqueuse s'écoule encore, ce qui tord les prismes dans la direction de l'écoulement résiduel.
4. Beaucoup plus tard, le flysch se plisse et le lac de lave se retrouve à la verticale, avec les sédiments marno-calcaires encaissants.

4. Le secteur de Sopelana - Meñacoiz

La coulée basaltique isolée à pillow lavas de la plage de Meñacoiz (près du village de Sopelana)

Il s'agit d'une *coulée unique* intercalée dans le flysch de la falaise côtière, précédée par quelques mètres de brèches d'explosion bien stratifiées en cendres fines, avec des bombes volcaniques éparses. La coulée basaltique et les sédiments encaissants ont été *basculés à la verticale* par les plissements pyrénéens postérieurs à leur mise en place (début du Tertiaire).



Localisation de la coulée de la plage de Meñacoiz.

Cette coulée forme un promontoire s'avancant dans la mer. Elle présente un grand intérêt théorique, car elle se compose de trois parties bien différentes:

- 1) une partie à pillow lavas tubulaires enchevêtrés, de tailles normales, bien visibles dans la falaise côtière (partie C du schéma ci-dessous);
- 2) une partie à "méga-pillow lavas" de plusieurs mètres de diamètre constituant l'essentiel du promontoire s'avancant dans la mer (partie B);
- 3) une partie massive et magnifiquement prismée, en bout de promontoire et en chaos de blocs dans la mer (partie A).

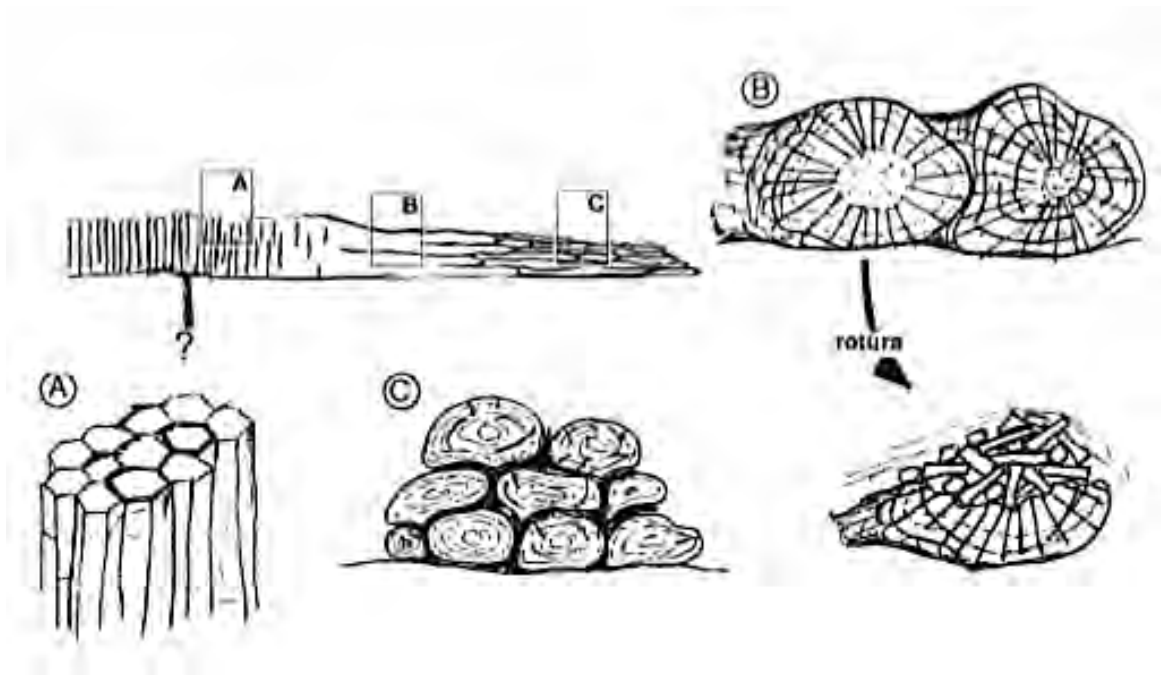


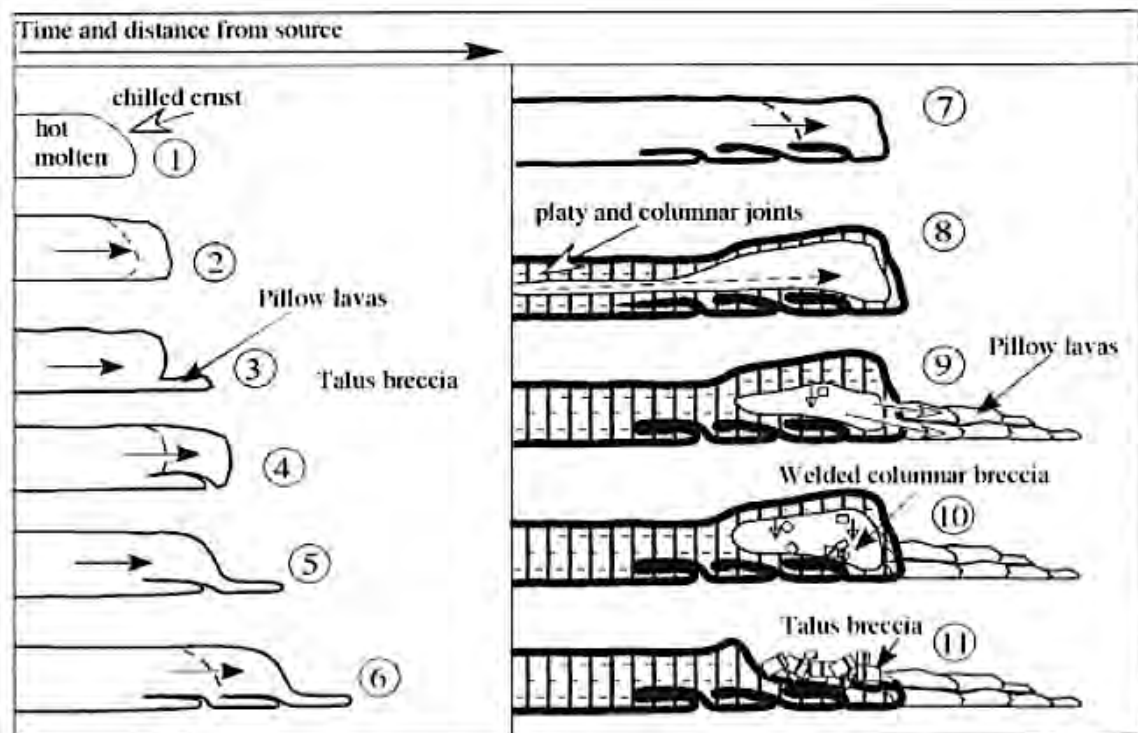
Schéma de la coulée de la plage de Meñacoz remise à plat, montrant ses trois parties constitutives. D'après Carracedo et al. (1999).

La partie prismée s'est effondrée en un chaos d'énormes blocs, qui ne peuvent être foulés aux pieds qu'à marée basse!... On observe alors des blocs présentant les prismes en longueur, et d'autres montrant les prismes en belles sections hexagonales ou pentagonales, comme le montre la photographie ci-dessous.

Comment expliquer le caractère composite de cette puissante coulée basaltique sous-marine, se débitant en pillow lavas d'un côté, et en prismes massifs de l'autre?

Manuel Carracedo, Fernando Sarrionandia et leur équipe de la UPV (Université du Pays Basque de Bilbao) ont reconstitué minutieusement la géométrie d'ensemble de la coulée, et proposé un modèle explicatif. Dans ce modèle il faut, comme à Fruniz, commencer par replacer les unités géologiques (sédiments du flysch et coulée basaltique) à l'horizontale. On réalise ensuite que la coulée s'est écoulée depuis l'extrémité du promontoire vers la falaise actuelle, c'est-à-dire depuis la partie prismée jusqu'aux pillow lavas de la falaise.

Le scénario serait alors le suivant:



Une coulée massive et volumineuse se serait avancée sous faible tranche d'eau. En avançant, elle aurait chevauché les méga-pilows formés en avant du front de la coulée. Pendant le refroidissement et alors qu'une belle prismation verticale se serait développée, une dernière et forte poussée de magma aurait crevé le front de la coulée et provoqué la mise en place d'une coulée secondaire à pillow lavas normaux. D'après Carracedo et al. (1999).



Le chaos de gros blocs de lave basaltique prismée, exposant les prismes soit dans leur longueur (bloc en premier plan), soit en coupe transversale (prismes à sections hexagonales du bloc juste derrière)



La falaise de pillow lavas de Meñacoz, partie C de la coulée intercalée dans le flysch crétacé, l'ensemble ayant été redressé à la verticale par les plissements pyrénéens.



Méga-pillow fracturé radialement (Meñacoz), partie B de la coulée. Les bulles de gaz se sont concentrées dans le secteur en haut et à gauche du pillow, c'est un bon critère de polarité.



Pillow lava creux, hyper bulleux (Meñacoz), partie B de la coulée.



Chaos de blocs de lave prismés (Meñacoz), partie A de la coulée, à l'extrémité du promontoire.



Brèche de pillow lavas (Meñacoz).



Cinérites stratifiées avec bombes volcaniques dispersées à la base de la coulée (Meñacoz).

Quelques aspects de la coulée basaltique sous-marine de la plage de Meñacoz.



Un tube de lave, évidé au coeur, serpente entre les pillow lavas de la coulée de Meñacoz (partie B de la coulée). A noter la très grande vésicularité du basalte. Les anciennes bulles de gaz sont remplies de calcite secondaire d'origine hydrothermale.

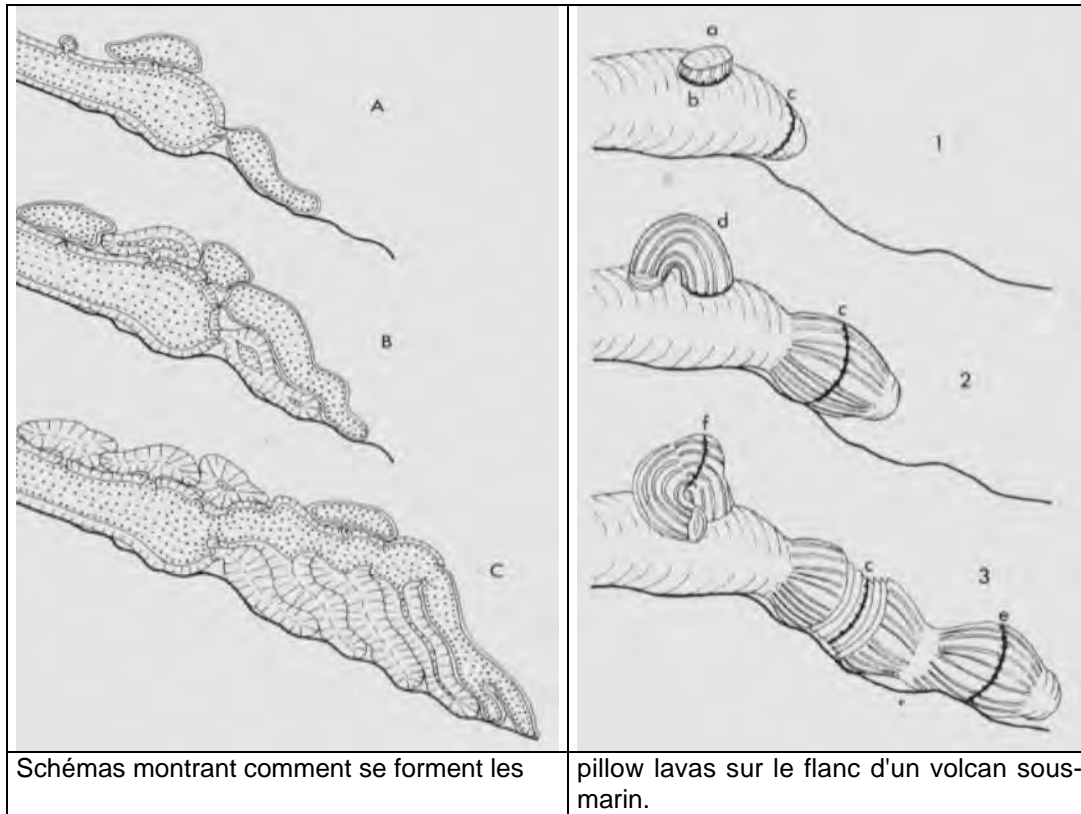
Généralités concernant les pillow lavas: Définitions et descriptions

Le volcanisme sous-aquatique en général, qu'il soit sous-marin, sous-lacustre ou sous-glaciaire, se caractérise le plus souvent par des *coulées basaltiques en forme de tubes interconnectés* que l'on appelle des *laves en coussins* ("pillow lavas" en anglais), en raison de leur morphologie évoquant des traversins. Le terme de "pillow lavas" s'est imposé, même dans les articles et ouvrages en français, et donc je l'emploierai ici sans les guillemets.

L'observation des dorsales océaniques par submersibles, et les nombreux forages océaniques profonds ayant atteint la couche basaltique, indiquent que les coulées de lave basaltique en *pillow lavas* constituent de loin la forme volcanique la plus abondante en volume dans les océans, et par conséquent à la surface de la Terre. Les premiers *pillow lavas* directement observés par submersible à grande profondeur et à l'axe d'une dorsale océanique ont été décrits lors de l'opération franco-américaine Famous (1973-74, ci-dessous à gauche) sur la dorsale médio-Atlantique. L'aspect tubulaire et interconnecté des pillow lavas, à l'échelle de volcans entiers, est alors apparu immédiatement.



Le mécanisme de formation des pillow lavas est clair : il est la conséquence de la *trempe thermique brutale* subie par le magma : la lave basaltique débouchant au rouge vif (1200°C) dans une eau de mer glaciale (2°C à 3000 m de profondeur) se vitrifie instantanément en surface, et cette couche de verre épaisse de 2 à 3 cm empêche la coulée de s'étaler en surface, l'obligeant à s'écouler en doigts de gants. Elle forme des tubes qui se chevauchent les uns les autres, et avancent vers le bas de la pente *par éclatements successifs de la croûte vitreuse frontale*. La pression interne de la lave en fusion dans les tubes fait par ailleurs craquer la croûte vitreuse en de nombreux endroits, ce qui entraîne la formation de nombreuses protubérances vitreuses et petites coulées secondaires.

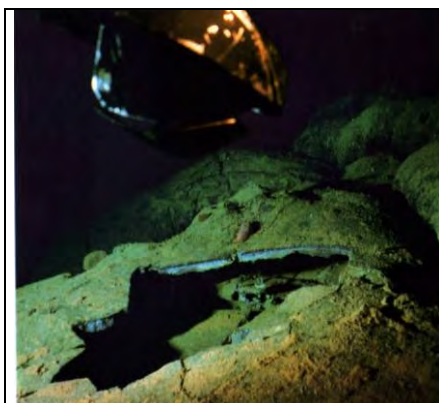


Schémas montrant comment se forment les

pillow lavas sur le flanc d'un volcan sous-marin.

Schémas montrant comment les tubes de pillow lavas progressent vers le bas, par éclatements successifs de leur croûte vitreuse.

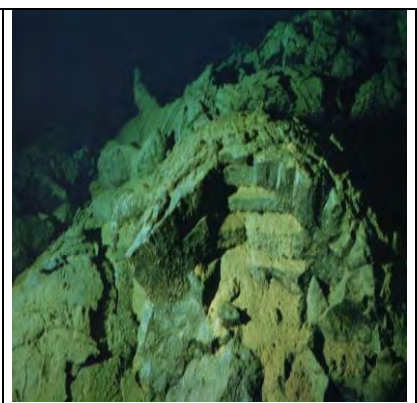
Les pillow lavas sont souvent creux. On les reconnaît lorsqu'ils sont cassés ou effondrés. Les pillow creux montrent parfois des *planchers internes* sub-horizontaux, lorsqu'ils se sont vidés par saccades. A chaque arrêt temporaire de l'écoulement, un nouveau plancher se forme, tandis que l'eau de mer pénètre par les fractures de la croûte de la partie supérieure du pillow lava. Jusqu'à six ou huit cloisons parallèles peuvent ainsi se développer au sein d'un pillow creux.



Pillow lavas creux...



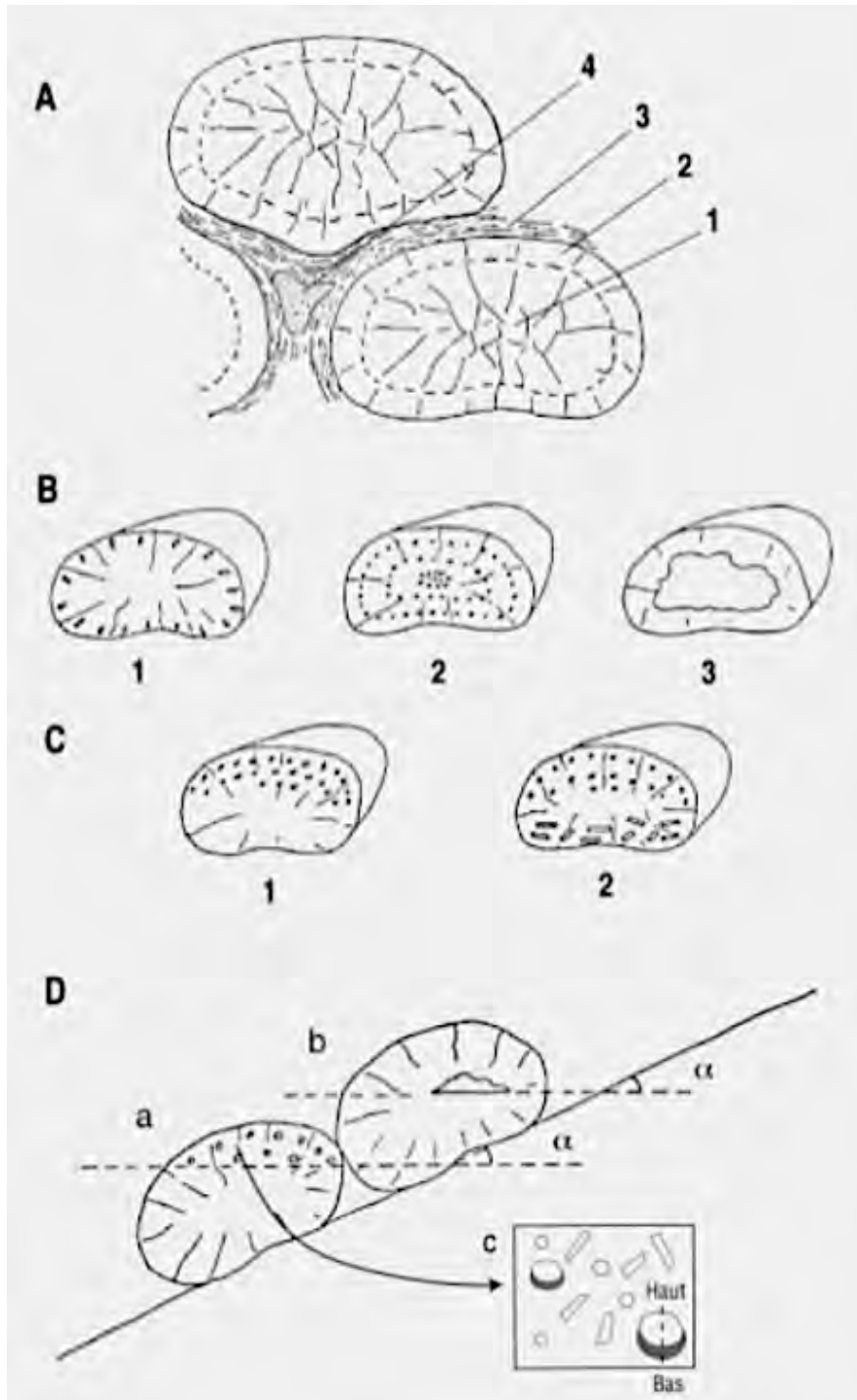
... planchers internes...



... et remplissage sédimentaire.

Photos prises par submersible sur la dorsale océanique Est-Pacifique, par 3000 m de fond, montrant des pillow lavas creux, à planchers internes, pouvant ensuite être remplis de sédiments carbonatés.

A l'échelle d'un pillow lava, les éléments à distinguer sont (fig. A ci-dessous) : le cœur (1) du pillow, son écorce vitreuse (2), sa matrice de fragments de verre émiétés (3) et son ciment sédimentaire (4). Par ailleurs un pillow en coupe montre une *fracturation radiale* (B1) caractéristique, et souvent une *différenciation verticale* (les bulles en haut, les cristaux en bas, C1-2). Les bulles de gaz peuvent aussi se disposer concentriquement à chaque arrêt du front de cristallisation (B2), et si le dégazage est abondant, les gaz repoussés par le front de cristallisation peuvent former une géode centrale (B3). Enfin les bulles ou les géodes permettent de retrouver la *paléo-horizontale* (D) :



Structures remarquables visibles à l'échelle des pillow lavas.

Jour 3. Mercredi 8 juin. Les trésors géologiques du mont Jaizkibel

Au-delà de la plage de Hendaye et de la baie de Txingudi, le flysch de la côte basque espagnole affleure de manière continue depuis Hondarribia et le mont Jaizkibel, jusqu'à Bilbao. Ses magnifiques falaises attirent les randonneurs et les spécialistes du monde entier!

La haute silhouette du mont Jaizkibel et le phare du cap Higer (ou Cap du Figuier), sont visibles de partout depuis la Corniche basque française!... Sa beauté sauvage est bien connue des randonneurs. Ses falaises côtières plongent vertigineusement dans la mer, face à l'immense Océan atlantique... C'est la côte la plus sauvage, la plus mystérieuse et la plus belle de toute la façade atlantique basque!

Le mont Jaizkibel est entièrement formé de *flysch gréseux d'âge tertiaire* (les couches sont datées de -55 à -42 millions d'années), affleurant en grandes dalles structurales monoclinales plongeant à 45° vers la mer. Les grès sont d'anciens bancs de sable, essentiellement formés de grains de quartz: ce sont des roches beaucoup plus résistantes à l'altération que les calcaires, ce qui explique l'altitude imposante du mont Jaizkibel, qui culmine à 545 mètres, alors que les falaises du flysch calcaire ne dépassent pas 50 à 60 mètres de hauteur.

L'aspect "mille-feuille", si caractéristique du flysch calcaire d'âge crétacé supérieur, a presque complètement disparu. Ici les bancs de grès sont massifs et homogènes, sans granoclassements verticaux, avec un grain grossier, de taille millimétrique. Les interlits marneux fins sont rares.

Les bancs de grès massifs s'empilent directement les uns sur les autres sur plus de 1.000 mètres, avec des épaisseurs d'ordre métrique, certains bancs dépassant dix mètres d'épaisseur... et avec des variétés de teintes parfois surprenantes, entre les tons jaunes, ocre, rouille, car ces grès contiennent des oxydes de fer versicolores.



Carte du monte Jaizkibel, et localisation des affleurements JA1 à JA4 décrits dans le texte.

JA1. Le flysch du cap Higuer: structures en assiettes et volcans de sable...

Dès les premières pentes au-dessus de Hondarribia, en allant vers le phare de Higuer, on se rend compte que les couches de flysch sont beaucoup plus gréseuses que celles de la baie de Loya: elles sont en effet très riches en grains de quartz, ce sont des *grès* à ciment essentiellement siliceux (avec un peu de calcaire). Nous sommes dans le *flysch d'âge tertiaire*, daté ici de l'Yprésien (vers -50 Ma), premier étage de l'Éocène.

On peut observer un phénomène courant dans tout ce flysch gréseux: *l'échappement des fluides*. Cela se traduit par des "*pipes*", petits canaux ou tubes verticaux, par où les fluides aqueux contenus dans ces puissantes décharges gravitaires de sable poreux s'échappaient vers la surface après leur immobilisation en fin de parcours sur le fond marin. Ces "*pipes*" rebrousse les couches, car les fluides sont en surpression dans l'écoulement gravitaire sableux.

C'est sur le cap Higuer que l'on peut observer au mieux ces phénomènes d'échappements de fluides. Il faut s'engager sur l'étroit sentier qui descend sous le phare de Higuer vers la pointe du cap Higuer. Ce site très spectaculaire et d'une grande beauté permet de faire des observations intéressantes : sur l'arête du cap qui s'avance dans la mer, des structures témoignant de *l'échappement des fluides vers le haut*, lors de la compaction des sédiments gorgés d'eau sont omniprésentes, sous deux formes principales:

- D'une part des essaims de "*pipes*", si serrés que les couches, rebrousées en de multiples endroits par les fluides en surpression, ressemblent en coupe à des piles d'assiettes emboîtées!...
- D'autre part les fluides des "*pipes*" les plus larges, entraînant avec eux de grandes quantités de sable meuble, ont édifié de véritables petits "*volcans de sable*"...



JA1. Ce banc de grès vu en coupe montre une structure en "pile d'assiettes" caractéristique des échappements de fluides, juste après l'immobilisation du sédiment sableux.



JA1. Un petit "volcan de sable" et son canal central, par où se sont échappés les fluides en surpression, lors de la compaction du sédiment...

JA2. En descendant vers la pointe Baltazar...

Suivons le sentier côtier à partir du camping de Higer: ce sentier passe au-dessus de la station d'épuration de Hondarribia, et à quelques minutes de là, prenons sur la droite le sentier du GR 121. Au premier virage sur la gauche, là où l'on revoit la mer, on aperçoit, en contrebas du sentier et sur la droite, un spectaculaire pan de falaise gréseuse d'une belle couleur jaune ocre, qui descend droit sur la mer.

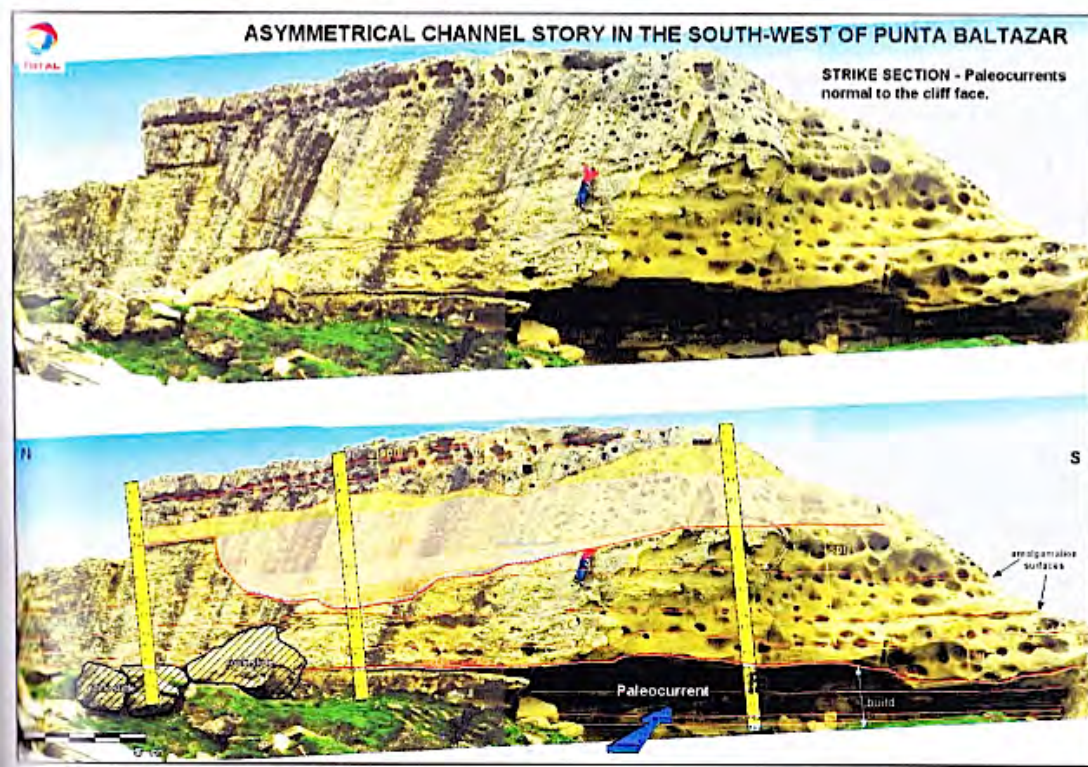
Pour bien observer cette falaise, il faut se positionner face à elle, en descendant de quelques dizaines de mètres dans les buissons. Cette falaise montre alors une superbe structure sédimentaire fossile: un *chenal érosif* recoupant les bancs de grès. Il est vu en coupe (son axe est en gros perpendiculaire à la falaise), et rempli par des *sédiments grossiers non stratifiés*, qui tranchent sur le litage régulier des bancs de grès encaissants. Ce chenal asymétrique fait 6-7 mètres de profondeur pour 15 mètres de large.



JA2. Cette falaise de flysch gréseux montre un grand chenal fossile qui érode les couches déjà déposées. L'axe du chenal était en gros perpendiculaire au plan d la falaise.



JA2. Détail de la photo précédente.



JA2. La grande falaise descendant sur la pointe Baltazar, et son chenal asymétrique recoupant les bancs de grès... (D'après Thierry Mulder).

Sous le surplomb visible sur la droite, nous retrouvons des figures d'échappements de fluides qui nous sont maintenant familières, avec des "pipes", des structures en assiettes et des volcans de sable. Au plafond de cet abri rocheux, de nombreuses "flute casts" indiquent la direction des paléo-courants, effectivement perpendiculaires à la falaise.



JA2. L'érosion a creusé un abri naturel dans les bancs de grès bien stratifiés situés sous le chenal fossile... On voit de nombreux "pipes" verticaux dans le banc supérieur du fond de l'abri...



JA2. Vue de plus près, les "pipes" signalant des échappements de fluides sont accompagnés de volcans de sable. Au toit de l'abri, des "grooves" et "flute casts" indiquent clairement la direction des courants, fossilisés dans les grès.

JA3. Les étranges "*paramoudras*" du mont Jaizkibel

Prendre la route qui monte en lacets de Hondarribia à l'église de Guadalupe, sur l'arête centrale du mont Jaizkibel. Continuer cette route vers l'Ouest, et entre les km 11 et 12, prendre à droite un large chemin non goudronné mais carrossable, en direction de la pointe Irrupuntxa. Un sentier descend vers la mer sur le flanc ouest de cette pointe. En arrivant sur les grandes dalles de grès qui bordent la côte, le randonneur voit soudain apparaître sous ses yeux un spectacle ahurissant: *les dalles sont couvertes de centaines de boules de tailles diverses, dont certaines peuvent atteindre un mètre de diamètre!*

En parcourant ces dalles, on va de surprise en surprise: on se rend compte que les *boules sphériques* se combinent avec des *tubes cylindriques* orientés en tous sens (horizontaux, verticaux...). Les boules et les tubes sont systématiquement percés d'un canal central. Les boules sont fréquemment coalescentes entre elles, formant des alignements en chapelets... L'origine de ces structures pourrait être biologique, mais la nature des organismes ayant produit ces étranges structures reste mystérieuse. Le Dr Michel Molia, qui les étudie depuis de nombreuses années, s'oriente vers l'hypothèse de *colonies de vers marins* ayant vécu à l'époque dans la vase sédimentaire, sur la foi de rares publications trouvées dans la littérature... Des structures analogues et siliceuses, décrites dans les falaises de craie de Normandie et dans le Norfolk en Angleterre, ont été baptisées "*paramoudras*", et interprétées comme le résultat de sécrétions et d'activités biologiques de *colonies de vers* proliférant dans certaines couches de vases calcaires.

Pour d'autres, il s'agirait de structures liées à *l'échappement de fluides en surpression* dans les sédiments gréseux, lors de leur compaction sous le poids des décharges de turbidites plus récentes... *Ces structures n'auraient donc pas une origine biologique, mais hydrodynamique!* Le mystère reste entier...



JA3. Ici des paramoudras sphériques sont enchassées dans l'épaisseur d'un banc de grès...



JA3. Les "boules" peuvent être coalescentes et former des alignements...

JA4. Les "géofformes colorées" versicolores du monte Jaizkibel

Un cap plus loin vers l'ouest, toujours en bordure de mer, un gros banc de flysch gréseux, de plusieurs mètres d'épaisseur, attire l'attention : il est tout rouge! Des circulations importantes de fluides ayant percolé à travers cette couche riche en oxydes de fer (et peut-être en d'autres métaux) ont dessiné de riches arabesques versicolores, prenant par endroits des aspects de draperies, voire de tableaux abstraits : le spectacle est étonnant!...

Dans toute cette zone, des cavités de nature karstiques forment des mini-grottes pluri-métriques dans les épais bancs de flysch gréseux, dont les parois sont de véritables dentelles de pierre.

Ici encore, le lent passage des fluides a fait son œuvre, laissant en relief un complexe réseau de minces parois, sans doute plus riches en silice par rapport aux alvéoles en creux, plus riches en carbonates. Effet féérique garanti!



Ces incroyables dentelles de pierre ont été lentement façonnées par des circulations de fluides dans les grès, évitant les zones riches en carbonates (alvéoles), et laissant en relief de minces cloisons plus riches en silice



Ces sublimes draperies versicolores se sont développées dans un banc de grès rouge riche en oxydes de fer...



Les circulations de fluides ont laissé de fins sillages clairs dans le grès rouge, Contournant parfois des zones non oxydées de forme sphérique ou lobée.



Une riche palette de couleurs !

JOUR 4. Jeudi 9 juin. Géologie de la vallée d'Oyartzun : regards sur le Paléozoïque du Pays Basque

Cette journée sera consacrée à la vallée d'Oyartzun, petite ville située à quelques kilomètres de San Sebastian, au bord de la rivière du même nom. Cette vallée présente le grand intérêt d'offrir un condensé de la géologie du Pays Basque, et permet de voir les terrains paléozoïques anciens qui forment l'encaissant des bassins de flysch.

Notre visite se fera en trois étapes:

1. Visite du Musée géologique Luberri d'Oyartzun.
2. Excursion permettant la visite des affleurements les plus spectaculaires des terrains paléozoïques, et de leur couverture permo-triasique.
3. Visite guidée des mines de fer d'Arditurri.

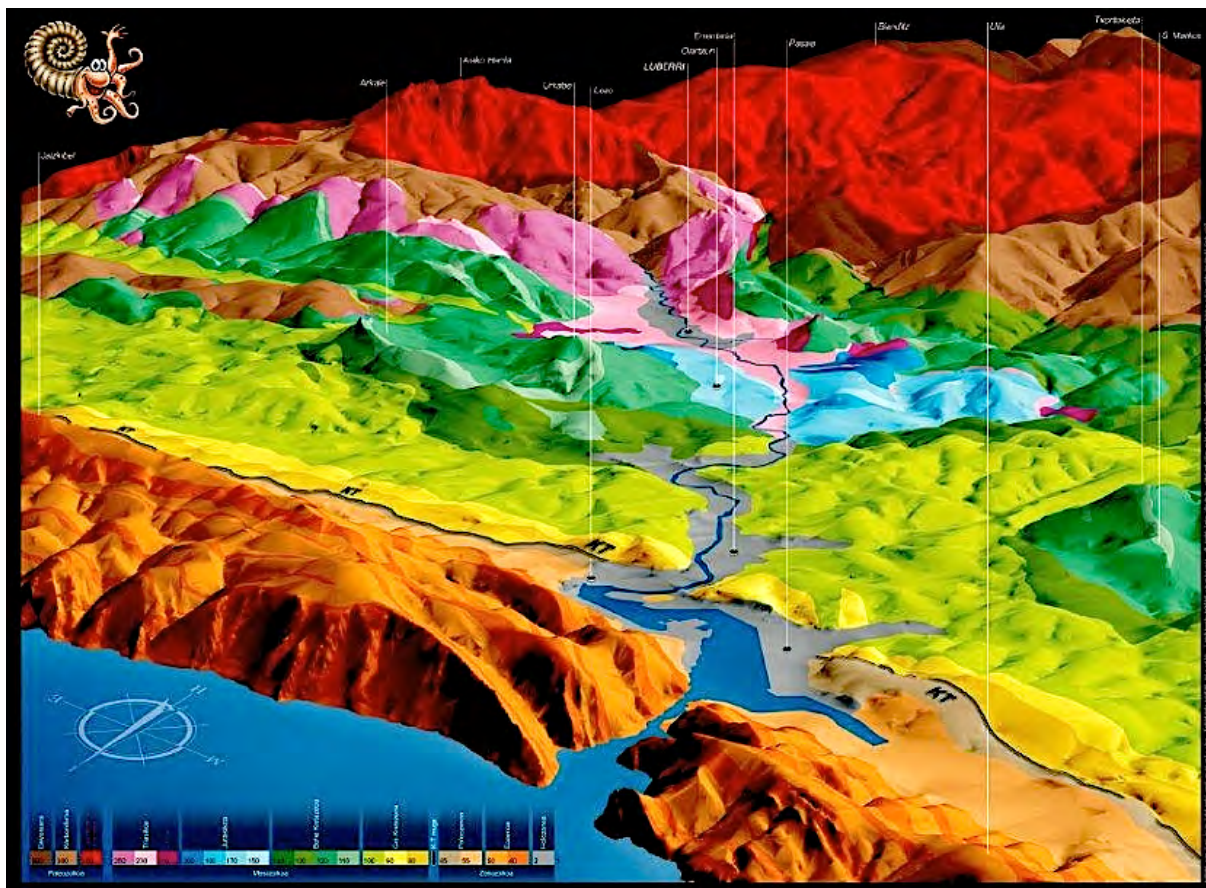
Le Musée géologique Luberri

Ce musée est l'œuvre d'un homme seul : José Angel Torres. Amateur passionné, il a réuni patiemment au cours des années une incroyable collection de roches, de fossiles et de minéraux retraçant toute l'histoire géologique du Pays basque. Très pédagogique, ce musée est fréquenté assidument par les scolaires de toute la région.



Géologie de la vallée d'Oyartzun

La carte géologique simplifiée du Pays basque "unifié" permet de replacer la vallée d'Oyartzun dans son contexte:

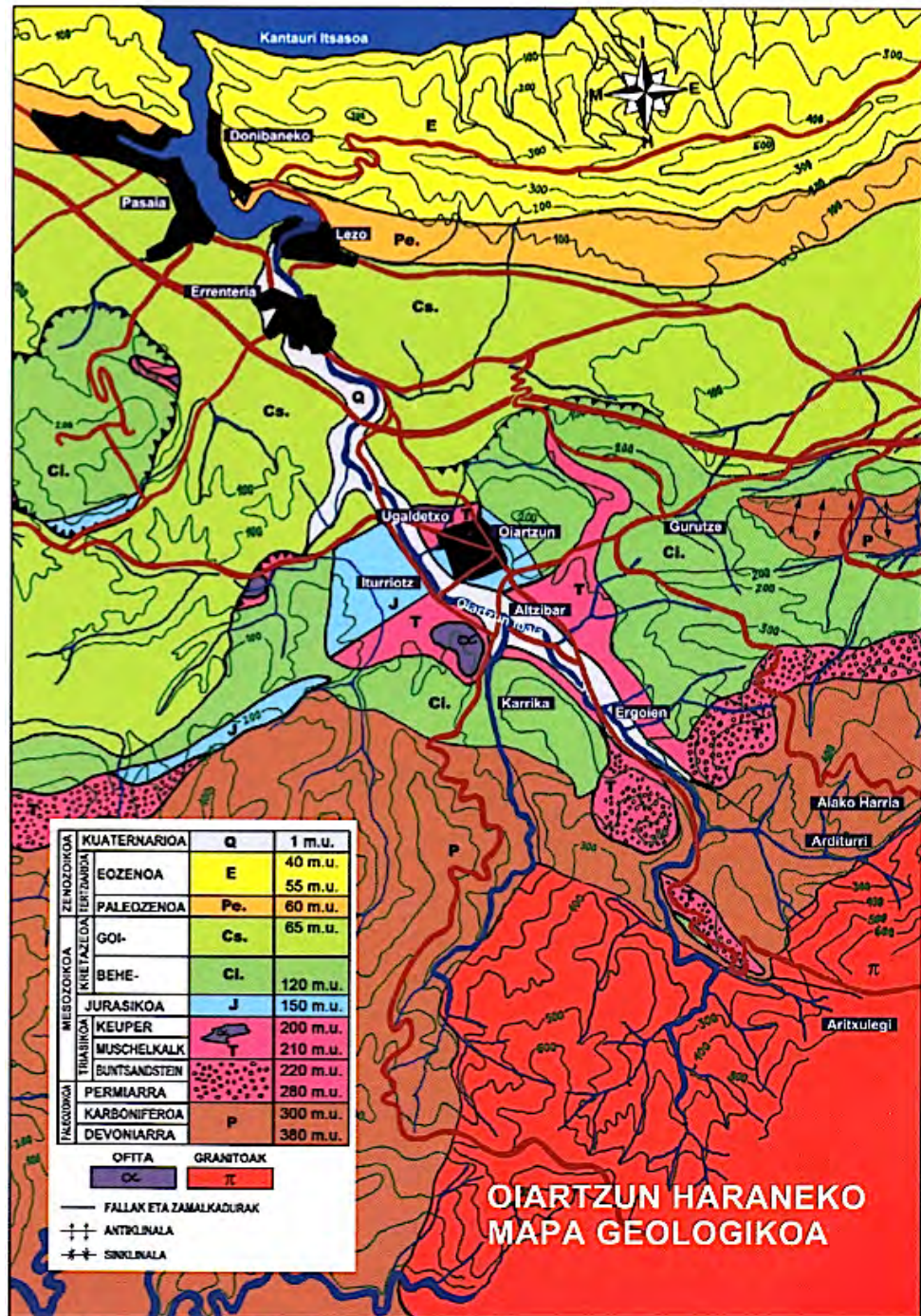


Carte géologique en 3D de la vallée d'Oyartzun, orientée vers le Sud, par José Angel Torres.

La vallée d'Oyartzun offre un superbe condensé de la géologie du Pays basque. Les terrains s'ordonnent en bandes parallèles à la côte, de plus en plus anciens en allant vers le Sud. On rencontre ainsi successivement, en partant de la côte:

- Les grandes dalles de flysch gréseux d'âge éocène du *monte Jaizkibel* et du *monte Uña*, plongeant vers la mer.
- Le paléocène gréseux, puis le flysch calcaire et marneux (Crétacé supérieur, puis Crétacé inférieur).
- Des panneaux de calcaires jurassiques de plateforme, riches en Ammonites
- On passe ensuite au Permo-Trias rouge continental, à conglomérats et poudingues d'origine fluvialile, produits de démantèlement de la chaîne hercynienne.
- Cette couverture repose en discordance sur un socle métamorphique (*Massif de Cinco Villas*: schistes, gneiss et marbres allant du Dévonien au Carbonifère), intrudé par un pluton granitique, le *massif de Aia* ou *Massif des Trois Couronnes*, qui développe à son contact une enveloppe de cornéennes.

José Angel Torres nous concoctera un itinéraire qui permettra de visiter des affleurements spectaculaires de ce socle paléozoïque et de sa couverture permo-triasique, qui constituent les terrains encaissants des bassins du flysch créacé-tertiaire.



Carte géologique de la vallée d'Oyartzun, orientée vers le Nord, d'après José Angel Torres.

Les minéralisations

Les terrains métamorphiques qui entourent le granite des *montes de Aia* sont riches en minéralisations de *fer*, *cuivre* et *zinc*, qui ont été exploitées par les Romains au 1er siècle avant Jésus-Christ, puis au Moyen-Âge, et aux 19e-20e siècles, jusqu'en 1984. Ces gisements métallifères, ainsi que ceux de la région de Bilbao en Biscaye, sont à l'origine de la tradition industrielle et métallurgique du Pays Basque espagnol. Depuis 2008, les *mines d'Arditurri*, les plus proches de la ville d'Oyartzun, ont été ouvertes au public : nous en profiterons pour les visiter.

D'après Pesquera et Velasco (1993), les mines du massif paléozoïque de Cinco Villas se répartissent en cinq districts miniers, situés tout autour du pluton de granite d'Aia : San Narciso, Arditurri, Goizueta, Vera de Bidasoa et Aranaz. Les gisements de Vera ont été exploités jusqu'en 1977, et ceux d'Arditurri jusqu'en 1984.

Ces gisements, tous situés dans le même environnement géologique, montrent des textures et des paragenèses similaires. Les minéralisations contiennent des sulfures de Zn, Pb, Cu et Fe, dans des gangues à quartz, fluorine, barytine et carbonates de Fe-Ca-Mg (surtout sidérite et calcite), ainsi que des amas stratiformes d'oxydes de Fer (hématite-magnétite).

Deux modèles métallogéniques ont été proposés pour expliquer ces minéralisations:

1^o) Un *modèle épigénétique péri-granitique* classique (le plus ancien), dans lequel les minéralisations, d'origine hydrothermale et liées à l'intrusion du granite de Aia, auraient été injectées dans un réseau de fractures péri-granitiques. Les fluides hydrothermaux auraient été libérés par le granite intrusif.

2^o) Un *modèle de dépôts stratiformes d'origine exhalative-sédimentaire*, antérieurs au métamorphisme et à l'intrusion du granite. Contemporains de la sédimentation des roches carbonifères, ces gisements à géométrie stratiforme, avec des structures rubanées et laminées caractéristiques, ont des morphologies lenticulaires à tabulaires concordants avec le litage des roches-hôtes. Ce modèle, plus moderne, est défendu par Pesquera et Velasco (1993).

Jour 5. Vendredi 10 juin. Le flysch de la côte basque française

Tout au long de la côte basque française, un ensemble de roches sédimentaires marines affleure en falaises sur environ 40 kilomètres. Ces magnifiques falaises nous racontent une histoire géologique longue de 220 millions d'années, allant du Trias, au début de l'Ère secondaire, jusqu'à nos jours.

Les géologues, stratigraphes et paléontologistes ont défini un certain nombre d'unités sédimentaires auxquelles ils ont donné des noms locaux, et leur ont attribué un âge dans l'échelle des temps géologiques. Ils ont ainsi pu établir une succession-type des roches sédimentaires de la Côte basque.

A la base de la colonne, les terrains les plus anciens de la Côte basque datent de l'époque du Trias et n'affleurent qu'en un endroit de la côte, sur la plage d'Ilbaritz à Bidart.

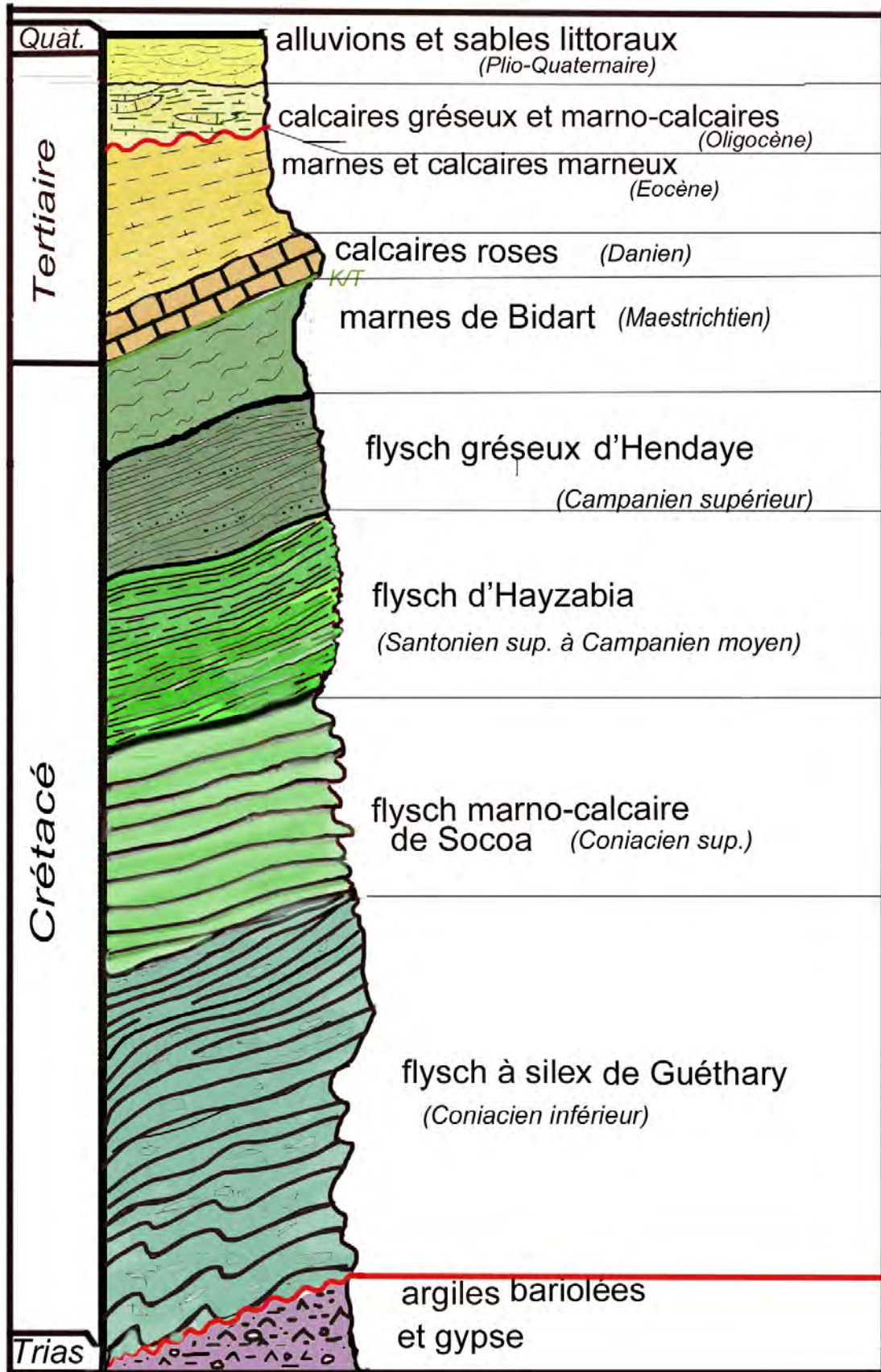
Vient ensuite une épaisse série de roches sédimentaires marines, appelée "*flysch*", qui constitue l'essentiel des affleurements côtiers, en particulier sur la *Corniche basque* (entre Hendaye et Saint-Jean-de-Luz) : cette série est constituée de calcaires, de calcaires marneux et d'argiles, en couches alternantes leur donnant un aspect typique de *mille-feuille géant*.

Le flysch de la Côte basque couvre un large intervalle de temps, allant du milieu du Crétacé au début du Tertiaire, soit environ 60 Ma (millions d'années) de dépôts continus, dans ce que l'on appelle *le bassin flysch de Saint-Jean-de-Luz*.

Notons que le Jurassique et l'essentiel du Crétacé inférieur ne sont pas représentés sur la Côte basque.

En sommet de colonne, des calcaires gréseux et des marnes datées de l'Oligocène, très riches en microfossiles, se rencontrent sur la côte de Biarritz à Anglet, et représentent des dépôts littoraux peu profonds qui n'ont plus rien à voir avec le flysch.

Enfin des sables et des graviers plio-quadernaires se sont déposés partout sur les séries précédentes, reposant sur les surfaces d'érosion qui se sont développées après la fin des plissements pyrénéens : ce sont des dépôts fluvio-lacustres continentaux, parfois couronnés de sables éoliens (restes de dunes de l'océan Atlantique).



Coupe synthétique des roches sédimentaires affleurant sur la Côte basque.
 (Figure modifiée d'après Aubié et al., 2003, Document pédagogique du BRGM Aquitaine).

La coupe géologique de la baie de Loya - Itinéraire en pied de falaise

C'est LA coupe géologique de référence de la Corniche basque française !...

Les belles falaises de la baie de Loya, en contrebas du château d'Abbadia, font partie du domaine d'Abbadia, appartenant au Conservatoire du Littoral et géré par le CPIE "Littoral basque" (CPIE = Centre Permanent d'Initiatives pour l'Environnement). Nous serons accueillis au Centre d'Interprétation d'Asporotsttipi du CPIE.

Les falaises de la baie de Loya offrent un panorama unique, et permettent au promeneur de faire une *coupe géologique continue* à travers les sédiments du flysch de la Corniche basque, déposés pendant près de 25 millions d'années.

Du haut de la falaise d'Asporotsttipi, le promeneur peut admirer le panorama de la baie de Loya qui s'étend devant lui et sur sa gauche : une succession de falaises lui offre, jusqu'à l'horizon, une vision des sédiments du flysch de la Côte basque, déposés à plus de mille mètres de profondeur pendant une durée d'environ 25 millions d'années, depuis le Crétacé supérieur, vers -85 millions d'années, jusqu'au début de l'ère Tertiaire, vers -60 millions d'années. L'inclinaison des couches est forte, et leur âge est de plus en plus jeune en allant vers le Nord-Ouest, jusqu'à la pointe Sainte Anne et les Deux Jumeaux.



Le panorama sur la baie de Loya, vue depuis le sentier littoral au niveau d'Asporotsttipi : une succession serrée de caps et d'anses...

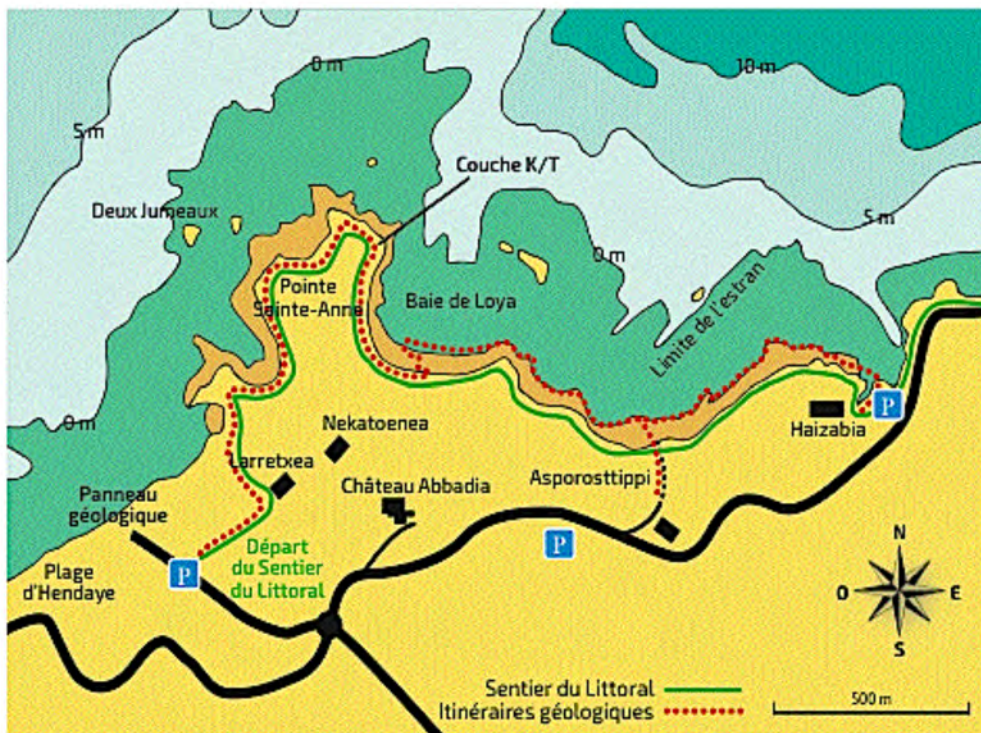
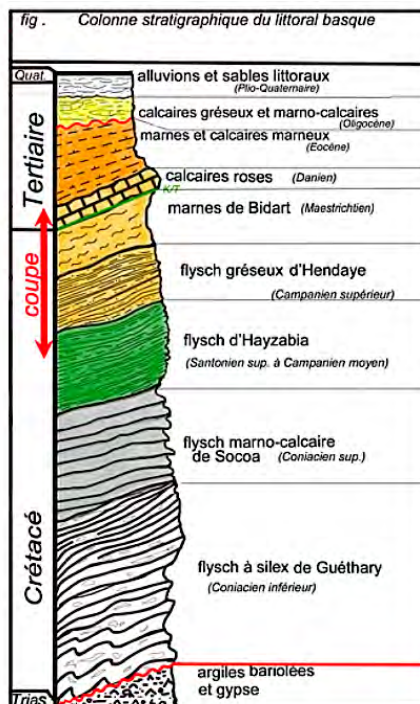


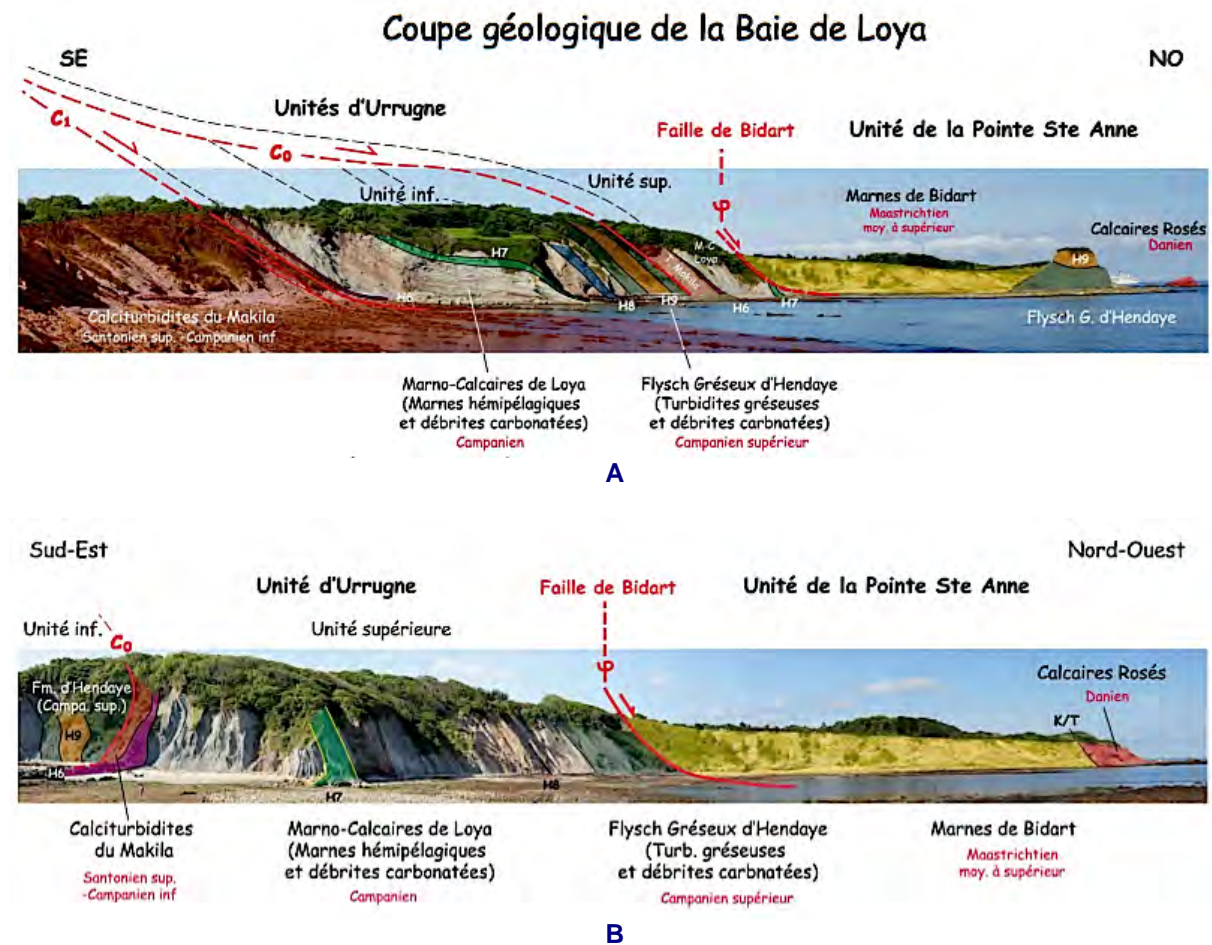
Schéma cartographique de la baie de Loya et du Domaine d'Abbadia à Hendaye, montrant les deux itinéraires possibles: en pied de falaise (en rouge), et en haut de falaise (en vert).



Situation des unités de la baie de Loya (flèche rouge) dans la coupe géologique de la Corniche basque française

Des études récentes ont montré que cette vaste falaise est affectée par de grandes failles, qui entraînent un redoublement de la série sédimentaire. Nous présentons ici

la coupe géologique la plus récente (Philippe Razin, 2013) :



Coupe géologique de la baie de Loya, selon Philippe Razin (2013).

A. La coupe géologique : vue générale, montrant en rouge les failles C1 et C0, et la faille de Bidart. B. Sous un point de vue différent permettant de mieux voir les unités de la fin de la coupe.

En arrivant en bas sur la grève, le promeneur voit devant lui des bancs sédimentaires de flysch, vus par la tranche. Les gros bancs durs de turbidites bien granoclassées sont en relief, alors que les interbancs de marnes fines sont profondément affouillés par la mer :



Au pied de la descente d'Asporotsttípi, on voit les couches de flysch par la tranche. Au premier plan, un gros banc de turbidite granoclassée.

En se promenant un peu sur la grève au pied de la descente, on peut voir des inclusions sombres et dures aux formes lobées et contournées, dans certains bancs gréseux de turbidites: ce sont des *nodules de silex*, analogues à ceux que l'on trouve dans la craie des falaises calcaires de Normandie et qui intriguent souvent le promeneur. Il s'agit de *silice* (formule chimique SiO_2), qui se dissout dans l'eau interstitielle du sédiment, puis migre pendant la compaction du sédiment pour se concentrer finalement dans ces nodules.



A



B

Ces deux photographies montrent un banc gréseux ocre de turbidite, contenant de nombreux nodules de silice. A. Aspect général. B. Détail. On remarquera les ondulations (rides) de la stratification en sommet de banc, dans les parties plus fines, dues à des turbulences pendant le dépôt.

Cinq unités sédimentaires se succèdent en allant du Sud-Est au Nord-Ouest, soit de la plus ancienne à la plus récente : 1^o) les turbidites carbonatées d'Haizabia, 2^o) les marno-calcaires de Loya, 3^o) le flysch gréseux d'Hendaye, 4^o) les marno-calcaires de Bidart, et 5^o) après la mince couche argileuse sombre K-T, les calcaires rosés du Danien (début du Tertiaire).

Les turbidites carbonatées d'Haizabia (ou calci-turbidites du Makila)

Elles constituent les premières falaises au pied de la descente d'Asporotstipi : cette formation se présente comme un véritable mille-feuille, une alternance rythmique de couches dures - couches tendres, répétée à l'infini.



A



B

Aspects typiques des calciturbidites du Makila, avec leurs rythmes sédimentaires d'épaisseur variable, selon l'importance des avalanches sous-marines. A. Aspect général. B. Détail de la sédimentation rythmique.

Chaque couple "couche dure - couche tendre" correspond au dépôt d'une *turbidite*, avec son granoclassement vertical caractéristique: les éléments détritiques grossiers à la base, les plus fins au sommet se mélangeant avec la pluie planctonique tombant de la surface de la mer.



Un bloc de flysch, renversé à l'envers sur la grève, montre une séquence typique de turbidite: une base gréseuse comportant des fragments rocheux centimétriques, surmontée par des couches fines à oscillations (turbulences pendant le dépôt des particules fines), elles-mêmes couvertes par des couches plus tranquilles.

On trouve parfois des couches de *brèches très grossières* remaniant des fragments anguleux décimétriques à centimétriques. Ces fragments sont constitués de roches de couleurs variées appartenant au vieux socle paléozoïque de la marge ibérique: schistes verts et rouges d'âge permien, schistes sombres du Carbonifère, quartzites gris, etc.

Il s'agit là de très grosses avalanches sous-marines correspondant à l'écroulement de falaises entières de socle, qui affleuraient dans les parties hautes du talus continental. Au passage, ces "méga-turbidites" ont raclé des dépôts calcaires à peine consolidés sur la pente du talus continental, et en ont emporté des fragments "mous" avec elles.



A



B

Ces deux photos ont été prises dans le chaos de gros blocs de brèches très grossières, marquant l'emplacement d'une couche de "méga-turbidite" sur l'estran de la baie de Loya (niveau H6 sur les coupes).

Les marno-calcaires de Loya

Cette formation se caractérise par la rareté des turbidites: seules les marnes fines, riches en macro- et microfaune, sont représentées. La couleur *lie-de-vin* des sédiments de cette formation est liée à l'état d'oxydation du fer, qui peut varier en fonction de la teneur en oxygène dissous des courants de fond, d'où des alternances gris-verdâtre à bleutées quand le fer est sous sa forme réduite.



Les "marno-calcaires de Loya" : une unité à dominante argileuse de couleur rougeâtre, quasiment dépourvue de turbidites

En deux endroits, on peut observer des couches de brèches remaniant des gros blocs de calcaire fin morcelés et plissés, interstratifiés dans des couches de marnes rouges tout à fait tranquilles et non déformées. Ces deux couches de brèches sont labellées **H7** et **H8** sur les coupes géologiques. Il s'agit de glissements sous-marins de matériel incomplètement consolidé et gorgé d'eau. Ces couches glissées dans la pente du talus continental sont désignées sous le nom de "*slumps*", mais les couches glissées sont ici complètement morcelées et fragmentées : il s'agit de *coulées de débris* ou *débrites*.



Une des "coulées de débris" les plus spectaculaires de la baie de Loya. Une couche de calcaire fin, encore molle et gorgée d'eau, a glissé dans la pente en s'émiettant littéralement et en se plissant. Elle ravine à la base les marnes rouges sous-jacentes (qui, elles, sont parfaitement tranquilles et non déformées), et est recouverte par les marnes rouges qui ont continué à se déposer sur cette brèche (niveau H7).



Ce fragment de couche calcaire plissé a tout l'aspect d'une guimauve! On visualise directement ici à quel point le sédiment était encore mou (car gorgé d'eau) au moment du glissement... Il est très probable qu'il venait à peine de se déposer.

Dans les marnes de Loya, on trouve non seulement des fossiles marins de toutes sortes (macrofaune et microfaune), mais aussi de nombreuses traces d'activité biologique : pistes d'animaux divers, terriers d'animaux fousseurs, qui vivaient dans le sédiment alors que celui-ci était encore une boue gorgée d'eau.

On peut observer par exemple en plusieurs endroits des "zoophycos", anciens terriers à structure en étoile hélicoïdale, creusés par des animaux non identifiés :



Photo de "zoophycos", terrier fossils à structure hélicoïdale creusé dans le sédiment meuble par un organisme fousseur indéterminé.

Le flysch gréseux d'Hendaye

Au-dessus des marnes de Loya apparaît une nouvelle unité : le flysch gréseux d'Hendaye, avec réapparition des turbidites et de l'aspect "mille-feuille" du flysch.



Le flysch gréseux d'Hendaye montre à nouveau une sédimentation rythmique, avec de grandes dalles découpées géométriquement suivant un dense réseau de fractures.

Cette unité est interrompue brutalement par la faille C₀.

La suite de la coupe expose à nouveau le flysch de Makila et les marnes de Loya, avec les niveaux-repères bréchiques H6 et H7, ce dernier formant une pointe résistante dans la falaise.



Répétition à l'affleurement de la coulée de débris H7, intercalée dans les marno-calcaires de Loya. La falaise fait ici un angle droit. On voit réapparaître au fond, juste avant la forêt, le flysch gréseux d'Hendaye, avec son aspect de mille-feuille caractéristique.

Dans la crique suivante, la falaise est taillée dans les marno-calcaires de Loya, puis un second panneau de flysch gréseux d'Hendaye apparaît, affecté par des glissements de terrain. Il est limité au Sud par la grande *faille de Bidart* (marquée "Ø" sur les coupes de la p.38). Les roches sont broyées et déformées à ce niveau, et la forêt descend jusqu'à la plage.

C'est à ce niveau qu'un sentier permet de remonter à travers la forêt vers le sommet de la falaise, pour reprendre le sentier littoral vers la pointe Sainte Anne et l'arrêt SL7. La fin de la coupe vers les marnes de Bidart et la couche K/T ne peut se faire qu'à marée basse.

Les marnes de Bidart



La dernière crique. Les marnes de Loya et le flysch gréseux d'Hendaye (traversés pour la seconde fois), viennent buter sur la faille Ø. Au-delà commencent les marnes de Bidart, qui occupent tout le flanc sud de la crique jusqu'à la couche K/T.

Cette unité, qui a été définie à Bidart où elle affleure également, est composée d'une alternance monotone de marnes et de calcaires à grain fin riches en microfaune. Ces dépôts profonds et dépourvus de turbidites se sont déposés sur les turbidites gréseuses au Campanien supérieur et pendant tout le Maestrichtien, dernier étage de l'Ère Secondaire. Ils affleurent ici sur tout le flanc sud de cette crique, dans une zone très tectonisée et envahie par la forêt, jusqu'au cap porteur de la couche K/T.

La couche K/T et les calcaires roses du Tertiaire

La mince couche d'argile sombre K/T, écho lointain de l'impact de la météorite de Chicxulub au Mexique, et qui marque la fin de l'ère secondaire dans les sédiments de la baie de Loya, affleure sur le promontoire qui précède la pointe Sainte Anne.



La limite KT, au bout de la dernière crique de la baie de Loya

Il y a quelques années, on pouvait encore observer la couche K/T dans de bonnes conditions. Mais affouillée par les assauts de la mer, cette tendre couche s'est évidée, jusqu'à ce qu'un séisme en Navarre espagnole en automne 2005, ressenti sur toute la Côte basque, fasse disparaître la couche sous un monceau d'éboulis...



A



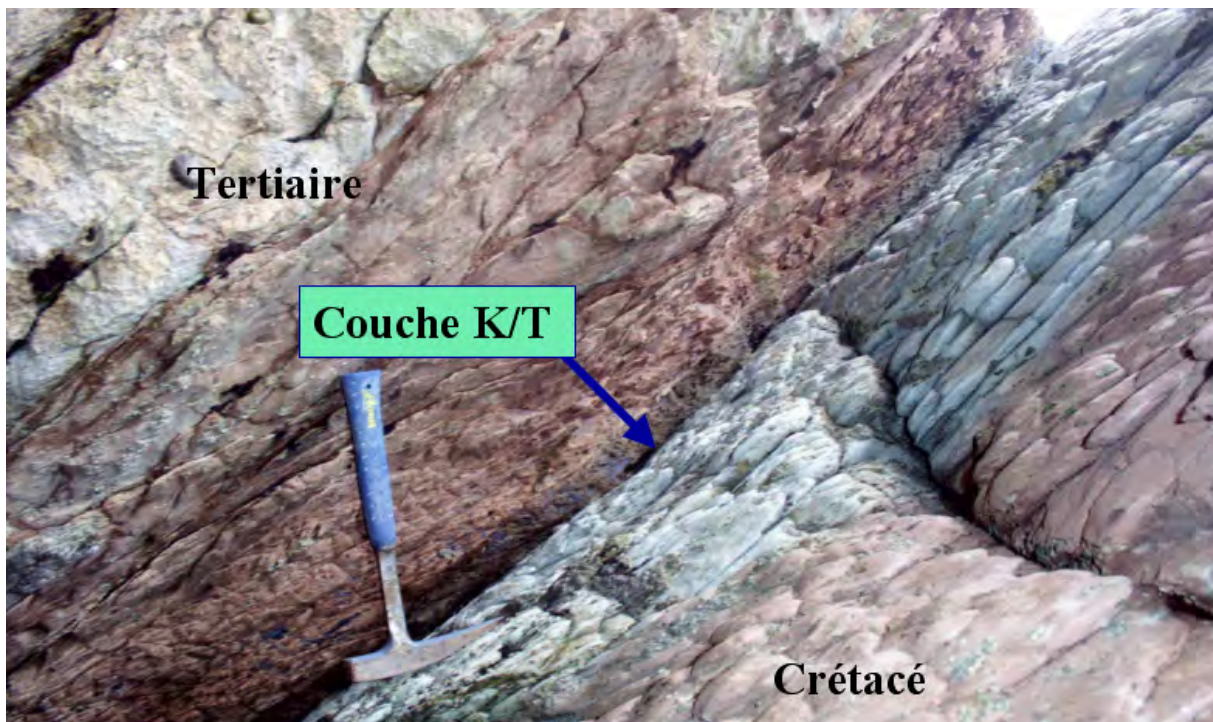
B

Fig. 3.48. A. La couche K/T telle qu'on pouvait la voir dans la baie de Loya, il y a quelques années. La tendre couche d'argile, affouillée par la mer, a fini par provoquer l'éboulement d'une bonne partie de la falaise... B. Détail.



La couche KT, aujourd'hui, est enfouie sous un chaos d'éboulis...

Malgré cela, on peut encore observer la couche K-T à marée basse, dans un petit îlot situé juste derrière le promontoire :



Détail de la couche K/T de la baie de Loya, coincée entre les marnes calcaires roses bleutés du Crétacé terminal, et les calcaires roses de la base du Tertiaire.

Épaisse de 15 cm environ, elle s'intercale entre les marnes roses du Crétacé terminal (dont la couleur devient gris bleutée dans les derniers décimètres), et les calcaires roses nettement plus durs de la base du Tertiaire.

Rappelons que cette couche, visible aussi à Bidart, à San Sebastian et à Zumaia en Espagne, était formée à l'origine de cendres, de poussières et de suies, retombées lentement dans toutes les mers du globe, longtemps après l'impact terrible de la météorite de Chicxulub... Sa teneur en *iridium* est une signature indiscutable de son origine météoritique.

Les calcaires de couleur rose saumon à blanc qui surmontent la couche K/T, sont datés du *Danien* (premier étage de l'Ère tertiaire). Ils sont agencés en petits bancs décimétriques, séparés par des interlits plus argileux, rouges et centimétriques. Ils affleurent jusqu'à la plage d'Hendaye, y compris les célèbres îlots des "*Deux Jumeaux*".

Par temps sec, on peut éventuellement remonter par là, car il n'est pas possible d'aller plus loin en pied de falaise vers la plage d'Hendaye.



Derrière la pointe de la couche K/T, la pointe Sainte Anne est constituée de calcaires rosés de la base du Tertiaire (âge: de -65 à -60 millions d'années environ).

La pointe Sainte-Anne et les Deux Jumeaux - Itinéraire en sommet de falaise.

Les "*deux jumeaux*", ces deux rochers emblématiques d'Hendaye, témoignent du recul de la côte au fil du temps. Peu à peu, sous l'effet conjugué de la houle, des vents mais aussi de l'eau de pluie, les portions de roches et de terre mêlées qui se trouvaient entre eux et la falaise ont été érodées avant de disparaître isolant ces deux rochers du reste de la corniche.

Le Jumeau Est, le plus proche de St Jean de Luz, est très large à sa base et constitué de couches de roches quasi horizontales, ce qui laisse penser qu'il perdurera ainsi de très nombreuses décennies (siècles ?) encore. Pourtant l'érosion

fait son œuvre, et la "trompe d'éléphant", une excroissance en forme d'arche visible le siècle dernier, a disparu.

L'avenir du Jumeau Ouest semble plus compromis : ses strates sont obliques et affectées par des zones très tectonisées, le tout recoupé par deux importantes failles dans lesquelles, à chaque marée haute, s'engouffrent les vagues...



Les "deux jumeaux" de Hendaye sont deux panneaux résistants de calcaires tertiaires, laissés en arrière par l'érosion...

La Corniche basque, entre Hendaye et Saint-Jean-de-Luz

La crique d'Hayzabia : le flysch plissé

La crique d'Hayzabia est sans doute un des meilleurs endroits de la Corniche pour être convaincu que la série sédimentaire du flysch de la côte basque a subi un plissement important, car ici, ça crève les yeux!

La petite crique montre un des plus beaux plis d'ordre hectométrique dans le flysch de la Corniche. La charnière de ce pli, dont l'axe est presque horizontal, s'observe facilement sur la falaise des deux côtés de la crique.



*Le pli de Hayzabia se retrouve sur le flanc nord de la crique
(photo prise depuis le flanc sud, en bordure du bassin).*

Sur le flanc sud-ouest de la crique, juste en contrebas du bassin, on peut admirer une des plus belles charnières de pli de la Corniche...



*Sur le flanc sud-ouest de la crique de Hayzabia, juste en contrebas du bassin,
on peut admirer une des plus belles charnières de pli de la Corniche!...*



De plus près, on peut observer le bel arrondi de cette charnière de pli, avec ses nombreuses fractures d'extrados, perpendiculaires aux couches, remplies de calcite blanche...

Le promontoire de Socoa

Ce promontoire offre un panorama superbe sur les falaises de la Corniche.

Nous sommes toujours dans le "flysch marno-calcaire" de Socoa, déjà décrit au fort de Socoa. Du haut du promontoire, on peut observer de près l'alternance des couches marneuses tendres et de couches calcaires dures, et les effets de l'érosion différentielle : certains bancs calcaires sont littéralement suspendus dans le vide et prêts à s'effondrer sur l'estran d'un jour à l'autre...



Le promontoire de Socoa, montrant un flysch marno-calcaire attaqué par l'érosion marine...



Au pied du promontoire, l'érosion marine affouille les couches marneuses tendres, et laisse en relief les couches calcaires dures, qui finissent par se désolidariser de la falaise et par s'écrouler. La plaque que l'on voit ici ne tient plus que par un fil!

Côté mer, en pied de falaise, le travail de sape des vagues et de la houle se manifeste de manière spectaculaire par le creusement d'une grotte, se prolongeant dangereusement sous la route côtière!...



Profitant d'une zone faillée, la mer a creusé une grotte profonde s'enfonçant sous la route côtière

La vague mythique de Belhara!

En haut de la falaise, à 200 m à l'ouest du sémaphore de Socoa, vous êtes en face d'un site mythique : le site de *Belhara Perdun* (l'algue verte en basque). C'est un haut fond rocheux sous-marin, à 2.000 m du rivage, bien connu des marins et des surfeurs, mais pas pour les mêmes raisons ! Ce nom ne laisse pas indifférent puisqu'une agence de voyage, un restaurant, une association et même une rue de la région ont pris le même nom ...

Avec ses creux démesurés de 15 à 20 mètres et son panache majestueux, quand les conditions météo sont favorables, cette vague impressionnante a déjà fait le tour du monde entier sur internet et a même fait pâlir d'envie les surfeurs hawaïens de l'extrême! Mais c'est une star : elle ne se dévoile pas devant n'importe qui ... et disparaît quelquefois pendant plusieurs années. Elle fut conquise en 2003 par des pionniers du surf tractés derrière des jet-skis depuis le rivage et filmée d'un hélicoptère.

Le flanc sud-est abrupt de ce brisant regarde la côte, sur fonds de graviers et de galets, tandis que le flanc en pente douce nord-ouest est orienté vers le large, sur fonds rocheux. Cela explique le déferlement des vagues au large, comme sur une plage, puis la disparition de ces vagues lorsque la profondeur augmente vers le rivage. Le site est aussi très fréquenté par les pêcheurs en petits bateaux, car il est réputé très poissonneux, avec ses gros blocs stratifiés, ses dalles en surplomb, ses petits canyons et ses nombreuses grottes couvertes d'algues. Ce haut-fond côtoie aussi le lit d'une rivière préhistorique, d'où la présence de sable et de galets.



La prodigieuse vague de Belhara : un paradis pour les surfeurs!...

Les falaises de flysch entre St-Jean-de-Luz et Bidart

De la Pointe Sainte Barbe à la plage de Bidart, le sentier littoral offre de magnifiques points de vue sur les falaises côtières. Celles-ci exposent les couches de flysch marno-calcaires crétacées de plus en plus anciennes jusqu'à Guéthary, où affleure le "*flysch à silex de Guéthary*", l'unité la plus ancienne du flysch de la côte basque française. Puis en continuant vers le Nord, nous remontons la série jusqu'à la *couche K/T de Bidart* : un affleurement historique, un des tout premiers à avoir révélé la

teneur anormale en iridium de cette mince couche d'argile sombre...



Quelques points d'intérêt géologique sur la côte au Nord de St-Jean-de Luz.

Les plis des "Motels basque"s à St Jean de Luz

Nous avons vu comment, de l'autre côté de la baie de Saint Jean de Luz, de grands plis du flysch sont visibles depuis Socoa dans la falaise de la pointe Sainte Barbe (cf. photos p. 22-23). Ces grands plis se retrouvent un peu plus au Nord, au lieu dit des "Motels basques" : des affleurements vraiment spectaculaires !



Au lieu-dit les "motels basques", une débauche de plis dans les falaises de flysch



Une féerie de plis sur le flanc sud de la crique...



Détail d'une superbe charnière de pli anticlinal (flanc nord)

Les altérites

Les criques suivantes vers le Nord permettent d'observer un "*chapeau d'altérites*" de teinte ocre de 15 à 20 mètres d'épaisseur, coiffant les falaises de flysch plissé. Ces affleurements illustrent particulièrement bien les processus de *l'altération chimique du flysch* et la formation des *altérites* (cf. chap.2, p. 27).



"Chapeau" d'altérites de teinte ocre coiffant les falaises de flysch plissé. La structure litée du flysch est encore bien reconnaissable dans l'altérite.



Fig. 4.23A. Un sentier aménagé descend vers une petite plage, le long d'un escarpement d'altérites ocre, montrant encore la stratification originelle du flysch. Un glissement de terrain récent envahit le sentier, et s'écoule jusqu'à la plage.

Le flysch à silex et les altérites de Guéthary

Les falaises de Guéthary permettent de voir l'unité la plus ancienne de flysch affleurant sur la côte basque française : il s'agit d'un flysch marno-calcaire riche en silex, appelé le "*flysch à silex de Guéthary*", daté du *Coniacien inférieur* (en gros de -89 à -87 Ma). Le silex, composé de silice de formule SiO_2 , apparaît en minces bandes sombres parallèles à la stratification, et en lentilles discontinues. Ces couches sont, là encore, fortement plissées.



Le flysch à silex de Guéthary : lits continus ou discontinus de silex gris à gris bleutés.

Les tempêtes de février-mars 2014 ont par ailleurs fait apparaître de splendides affleurements d'altérites, montrant là encore une structure litée bien préservée, dans des roches complètement argilisées (ancien flysch à silex).

Les marnes de Bidart, la couche K/T et la brèche chaotique à gypse

Les marnes de Bidart

Notre dernière coupe géologique se situe sur la plage d'Erretegia, en allant du sud vers le nord : nous retrouvons ici l'unité des "*marnes de Bidart*", déjà rencontrée dans la baie de Loya, juste avant la couche K/T.

C'est ici, à Bidart, que cette unité a été définie, car elle est plus épaisse et beaucoup moins chahutée que dans la baie de Loya. C'est une série monotone où alternent les marnes et les calcaires argileux, mais les paléontologistes y ont trouvé une riche microfaune de *foraminifères pélagiques*, datés du *Maestrichtien*, dernier étage du Crétacé (70 à 65 Ma), et des ammonites du même âge. Ce sont des marnes de décantation de milieu marin profond, dépourvues de dépôts gravitaires (pas de turbidites ici), et déposées sur le flanc nord du bassin de Saint-Jean-de-Luz, sur le talus de la marge sud-aquaine.

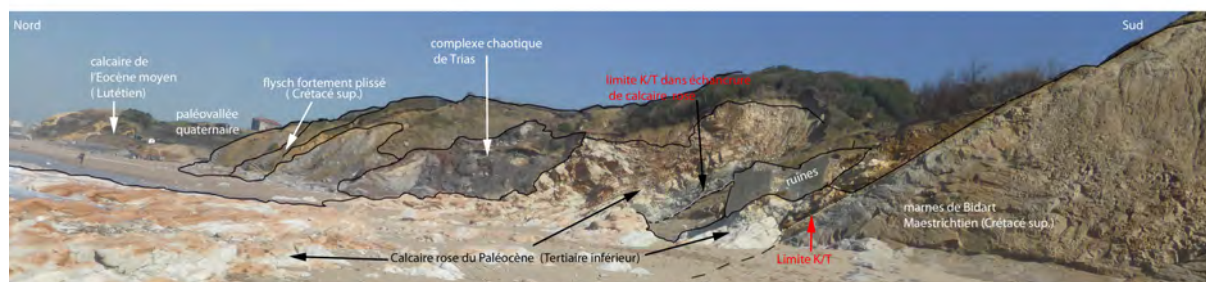


Les marnes grises de Bidart, avec leur cassure conchoïdale caractéristique

Les couches de marnes sont découpées par des failles plates qui fragilisent la falaise : des panneaux "DANGER" ont d'ailleurs dû être placés pour alerter sur les risques d'éboulements fréquents. Ces marnes sont recouvertes par endroits par des dépôts quaternaires (graviers et sables fluviatiles), déposés dans des paléo-vallées quaternaires.

La couche K/T de Bidart

Nous arrivons devant la *couche K/T de Bidart* : cette mince couche d'argile sombre est si tendre qu'elle se présente comme un véritable trait de scie, entre les marno-calcaires de Loya et les premiers mètres de calcaires daniens. Même si les violentes tempêtes de février-mars 2014 ont bouleversé l'aspect de la falaise tout le long de cette plage, la couche K/T reste visible sur quelques mètres en deux affleurements séparés par des ruines.

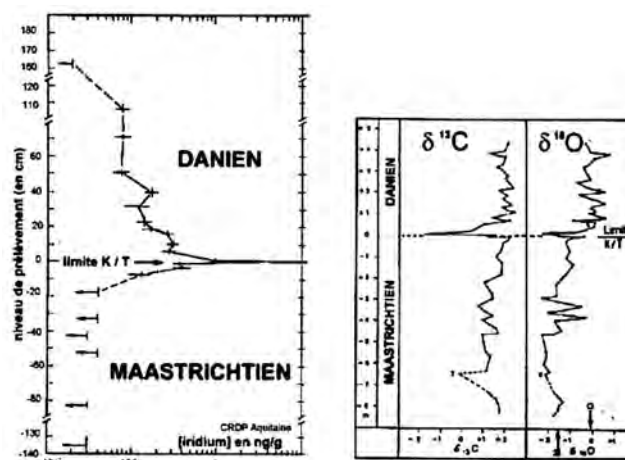


La coupe des falaises autour de la couche K/T (plage d'Erretegia)



La couche K/T de Bidart : un véritable trait de scie entre les marno-calcaires du Maastrichtien et les calcaires du Danien.

Cette couche a une grande importance historique, car c'est un des tout premiers affleurements dont la *richesse anormale en iridium* a été mesurée précisément par les géochimistes du CEA (Commissariat à l'Énergie Atomique), au début des années 1980, confortant ainsi l'hypothèse météoritique.



Graphiques montrant le pic d'iridium dans la couche K/T, et l'effondrement concomitant du carbone et de l'oxygène d'origine biologique dans cette couche (extinction du plancton).

Au-dessus de cette couche, en continuant la coupe vers le nord de la plage, les *calcaires daniens* montrent une structure de *microbrèche*, bien visible de près à l'œil nu, car ces couches ont glissé sur leur pente de dépôt en se fragmentant. Au-dessus viennent des *marnes grises datées du Sélandien* (vers -60 Ma), que l'on suit jusqu'à un grand accident tectonique, une faille marquée par une formation rougeâtre chaotique.

Le complexe chaotique à argiles salifères du Trias supérieur

Cette spectaculaire formation colorée est une méga-brèche de blocs de toutes tailles, du cm³ à plusieurs m³, et d'origines très variées: des panneaux de flysch marno-calcaire granoclassé, des panneaux de flysch noir de l'Albien ; des fragments de dolomies (calcaires magnésiens) du Jurassique, etc... le tout parsemé de nombreux fragments et blocs de gypse fibreux blanc brillant à translucide, et emballé dans une matrice argileuse rouge et verte, injectée par des veines de gypse fibreux, attribuée au Trias supérieur...



Une brèche chaotique et colorée, un vrai bazar !...

Diverses interprétations ont été proposées pour expliquer la formation de cette brèche et sa présence à cet endroit. Nous suivons ici Philippe Razin (1989, 2013), qui propose une mise en place en deux étapes: (1) une re-sédimentation de la brèche dans le bassin de flysch tertiaire, (2) un décollement tectonique au niveau des argiles plastiques de cette brèche, suivi d'un charriage vers le sud de la série de sédiments tertiaires de faible profondeur de Biarritz.

Ce "rétro-charriage de Biarritz" est la conséquence du serrage subi par le bassin de St Jean de Luz à l'Eocène moyen et supérieur, lors de la collision frontale entre le bloc ibérique et le continent européen. Rappelons que pendant cette collision, l'ensemble du bassin à flysch a été décollé et charrié vers le nord, sauf la série de Biarritz, qui, elle, a été poussée vers le sud.



A



B

Le gypse fibreux s'est infiltré dans toutes les fractures de la brèche (A), et apparaît aussi en fragments remaniés dans celle-ci (B).

JOUR 6. Samedi 11 juin. Détente, tourisme et gastronomie à San Sebastian - Donostia



"El peine del viento", œuvre du sculpteur basque Eduardo Chillida, et emblème de la ville...



Un "bar à tapas" de la "parte vieja"...

Bibliographie sommaire

La côte basque (sentier du littoral, histoire, tourisme)

Caminade B. (2003) - *Les sentiers de la Côte Basque, du ciel à la terre*. Ed. Atlantica.

Lalanne Guy (2013) - *Socoa et la Corniche*. Éditions Arteaz.

Géologie du flysch basque

Aubié S., Capdeville J.P., Genna A. (2003) - *Recueil pédagogique : La Côte basque - Évolution géologique du littoral*. BRGM, Service Géologique Régional Aquitaine (Pessac).

Augris Claude, Caill-Milly Nathalie, de Casamajor Marie-Noëlle (2009) - *Atlas thématique de l'environnement marin du Pays basque et du sud des Landes*. Éditions Quae.

Chamley Hervé (2000) - *Bases de sédimentologie (2ème édition)*. Dunod.

Cortizo José Manuel (2013) - *Jaizkibel Amaharri - Patrimonio Natural y Cultural Europeo*. Hondarribiko Udala.

Hilario Asier (2012) - *El biotopo del Flysch*. Natura Gipuzkoan bilduma, 3. alea. Diputación Foral de Gipuzkoa.

Lacazedieu Annie, Peybernès Bernard, Seyve Christian (1996) - *La limite Crétacé - Paléocène sur la Côte Basque*. Document pédagogique CRDP Aquitaine.

Mulder Thierry (2014) - *Curiosités géologiques de la Côte basque*. BRGM Éditions.

Razin Philippe (2013) - *Géologie de la Côte Basque - Évolution sédimentaire et structurale du bassin flysch nord-pyrénéen*. Livret-guide de l'excursion de l'association CUESTA (Grenoble) au Pays basque (juin 2013).

Razin Philippe, Mulder Thierry, Gérard Jean (2003) - *Processus gravitaires et évolution de bassin : le Crétacé et le Tertiaire du Pays Basque*. Livre-Excursion n°1, 9ème Congrès Français de Sédimentologie, ASF (Association des Sédimentologistes français) Bordeaux, oct. 2003.

Torres José Angel (2007) - *Guide Géologique du Pays Basque (trilingue)*. Luberri, Centre d'Interprétation Géologique d'Oiartzun.

UPV (2006) - *Zumaia Section*. Conference "Climate & Biota of the Early Paleogene", Bilbao 2006, Universidad del Pais Vasco.

Crise K/T

Courtillot Vincent (1995) - *La Vie en catastrophes*. Fayard.

Courtillot Vincent (2009) - *Nouveau voyage au centre de la Terre*. Odile Jacob.

Frankel Charles (1996) - *La mort des dinosaures : l'hypothèse cosmique*. Masson.

Volcanisme sous-marin de la côte basque

Carracedo M., Larrea F.J., Alonso A. (1999) - Estructura y organización de las coladas submarinas: características de las lavas almohadilladas de edad cretácica que afloran en la cordillera vasco-cantábrica. *Estudios Geológicos*, 55, p. 209-222.

Castañares L.M., Robles S., Vicente Bravo J.C. (1997) - Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos del Albiense-Santonense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia), *Geogaceta* 22, p. 43 - 46.

Castañares L.M., Robles S., Gimeno D., et Vicente Bravo J.C. (2001) - The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the basque-cantabrian basin, northern Spain); stratigraphic framework, facies and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 71, n°2, p. 318-333.

Juteau T. (1993) - Le volcanisme des dorsales océaniques. *Mémoire Soc. Géologique de France*, n°163, p. 81-98.

Juteau T. et Maury R. (2012). *La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes*. Cours complet et exercices d'application corrigés. Vuibert, 582 p.

Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986) - K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 129, p. 257-273.

Rossy M. (1988) - Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine pyrénéen. I. Le Trias dans l'ensemble du domaine. II. Le Crétacé dans les Provinces Basques d'Espagne. *Thèse d'Etat*, Université de Besançon.

Rossy M. Azambre B., Albarède F. (1992) - REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France - Spain). *Chemical Geology*, 97, p. 33-46.