

IV. Les ampélites et calcaires dolomitiques de la Pointe rouge

a) Âge

- Âge : Wenlock moyen et supérieur (Silurien)

Cet ensemble a été daté par une microfaune à Acritarches, Chitinozoaires et Radiolaires présente dans des nodules phosphatés contenus dans les niveaux d'ampélite.

- Cette formation affleure autour de la Pointe rouge et le long de l'Anse des Calcaires et de l'Anse des ampélites.

b) Description des affleurements à la Pointe rouge

La Pointe rouge est formée de schistes rutilants (ferrugineux), de niveaux très étirés d'ampélite englobant des lentilles d'arkose, de niveaux de phtanite et de calcaire dolomitique.



Photo 84 : Face Nord de la Pointe rouge

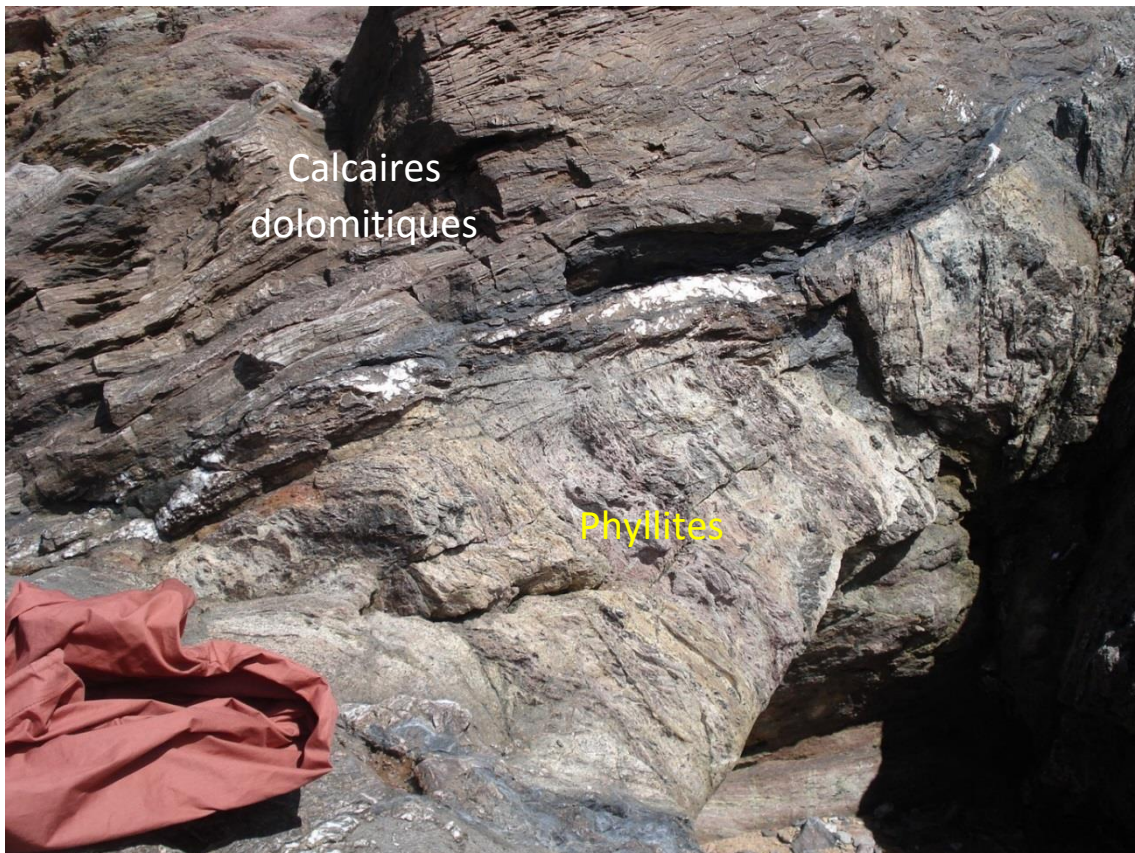


Photo 85 : Face Sud de la Pointe rouge



Photo 86 : Niveaux très dilacérés d'ampélite

A la limite Anse des Calcaires - Anse des Ampélites, on peut observer un affleurement relativement important de calcaire dolomitique tantôt massif et beige, tantôt finement lité et gris-brun.



**Photo 87 : Niveaux de calcaire dolomitique
à la limite Anse des Calcaires /Anse des Ampélites**

- *En bas : banc massif et beige*
- *En haut : banc finement lité et gris-brun*

Dans ce calcaire dolomitique, ont été découverts des tiges d'Encrines (Crinoïdes) et des Polypiers.

Pour notre part, on n'y a rien trouvé mais il faut dire que cette partie de la falaise a considérablement souffert des tempêtes des années 2000. Aujourd'hui, les Anses des Calcaires et des Ampélites sont complètement cachées par des enrochements.



Photo 88 : Détail du niveau de calcaire dolomitique

V. La Série Rythmique Supérieure (S.R.S)

a) Âge

- Âge : Wenlock supérieur (Silurien) ?

En fait, son âge est incertain.

Elle n'a pas été datée paléontologiquement. Et par ses faciès, elle présente des similitudes avec la S.R.I.

b) Description des affleurements

En se dirigeant vers le Sud-Ouest à partir de la Grotte triangulaire, on peut observer sur l'estran des fines alternances de microquartzites beiges et de lits phylliteux de couleur rosée, d'épaisseur centimétrique et imitant des varves.

C'est à cet aspect finement rubané que la « Série Rythmique Supérieure » doit son nom.



Photo 89 : Aspect de la « Série Rythmique Supérieure » sur l'estran

Cette formation est remarquable par la beauté et la diversité de ses plis.

c) Description des plis et autres figures tectoniques observées

◆ Pli synschisteux avec figures en « pinch-and-swell »

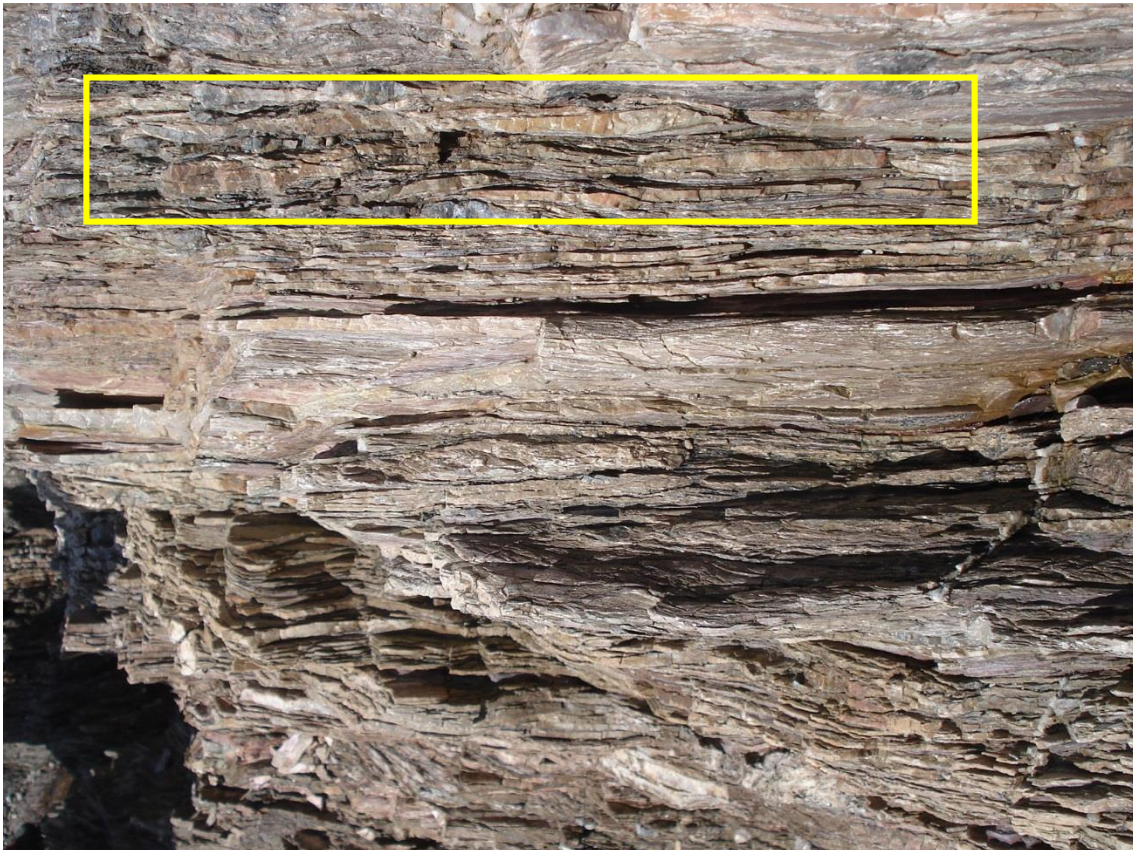


Photo 90 : Pli synschisteux avec étirement des flancs et apparition de figures en « pinch-and-swell »

En haut de la photo 90, on peut voir des plis semblables très écrasés, à plan axial horizontal où tout est parallélisé : plan axial des plis, schistosité, flanc des plis, plan d'aplatissement des boudins.

Aplatissement des plis, étirement et boudinage de leurs flancs sont contemporains.

On peut y observer des structures en « pinch-and-swell », c'est-à-dire des figures de boudinage où les boudins sont à peine connectés entre eux (de pinch = pincer et swell = gonfler).

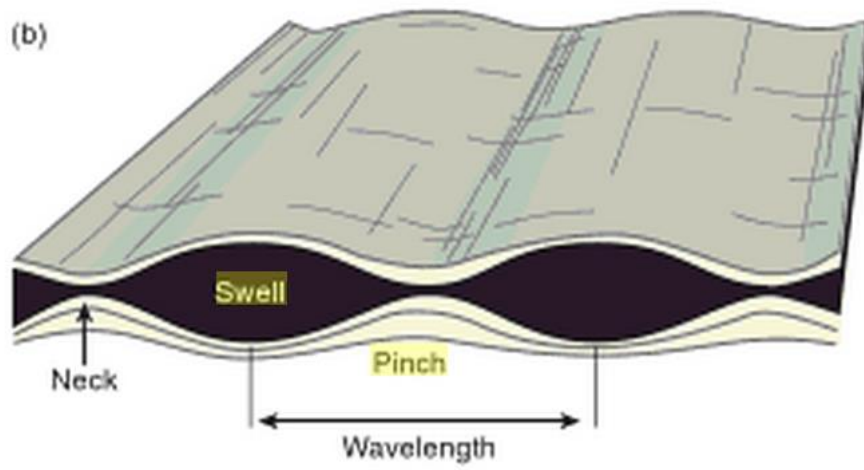


Figure 28 : Structure en « Pinch-and-swell »

◆ Pli à axe courbe



Photo 91 : Pli à axe curviligne

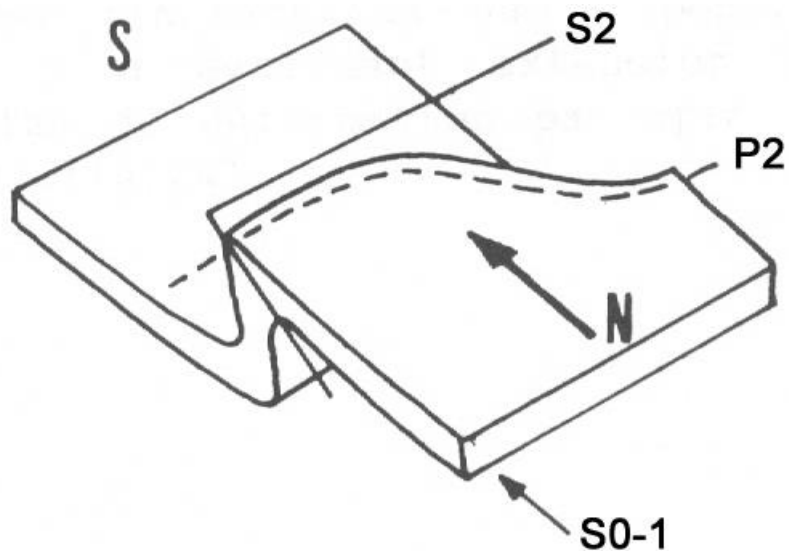


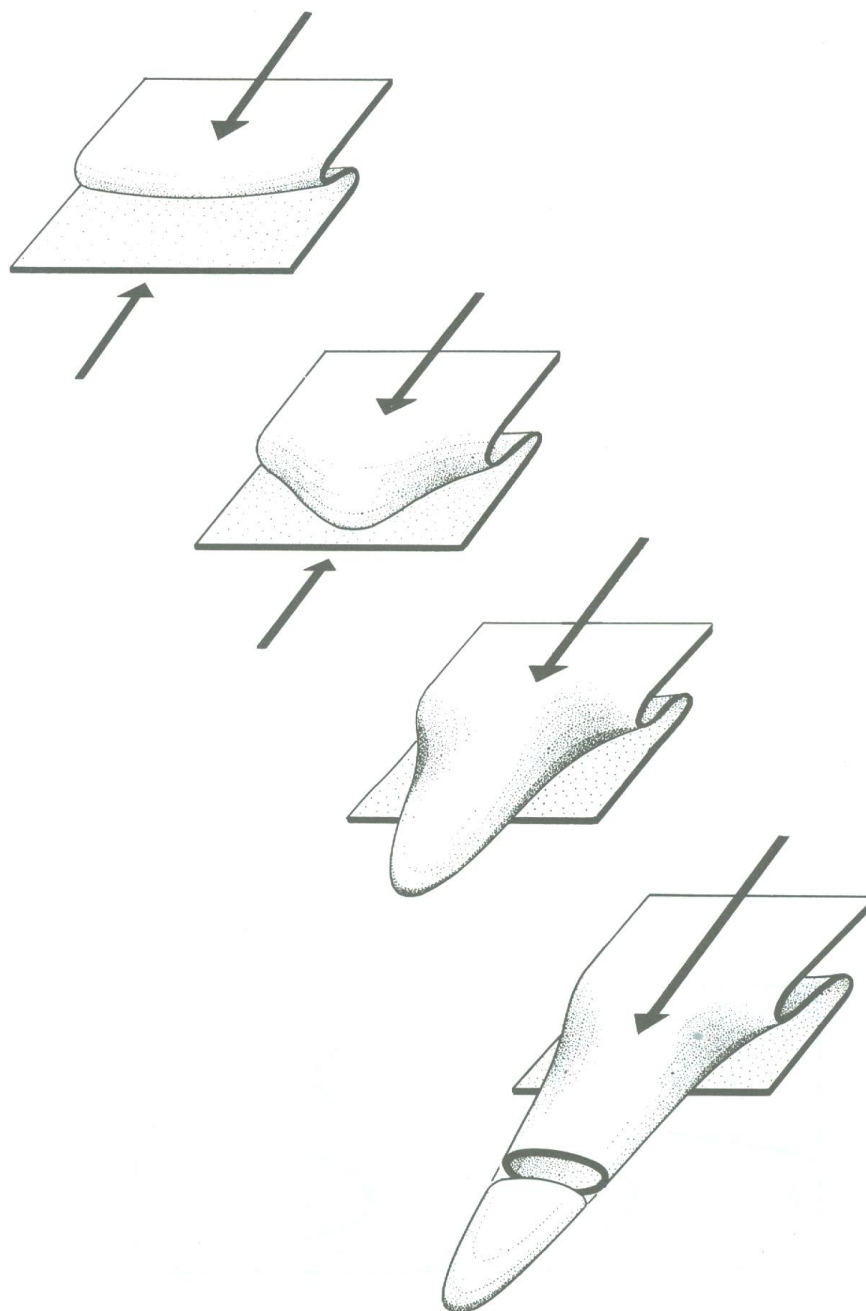
Figure 29 : Pli P2 asymétrique, déversé vers le Sud, à caractère légèrement curviplanaire, indiquant qu'il est issu d'un processus de déformation par cisaillement simple

Document Didier Poncet

Ces plis à axe curviligne sont engendrés par cisaillement simple dans les zones profondes de grande ductilité.

Lorsqu'une hétérogénéité entraîne une instabilité d'écoulement de la matière, il se produit un pli d'entraînement dont l'axe initial d'abord perpendiculaire à la direction d'écoulement, va être progressivement réorienté selon un axe de pli courbe.

Si la courbure s'accroît, l'axe de la charnière deviendra parallèle à la direction d'écoulement et on obtiendra un pli « en fourreau » ou « en doigt de gant ».



**Figure 30 : Mécanisme de formation des plis « en fourreau »
ou « en doigt de gant »**

Extraite de « Le métamorphisme général – Caractères et processus fondamentaux »
de J.-P. FLOC'H – CRDP de Limoges (1986)

◆ Pli complexe



Photo 92 : Pli complexe

Ce pli complexe pourrait s'expliquer par la superposition de deux plis d'axes différents (voir photo 93) : celui de droite (en jaune) à axe Est-Ouest et légèrement penté vers le Nord sur lequel serait venu se superposer celui visible au centre de la photo (en rouge), à plan axial vertical par rapport à la surface de l'estran.

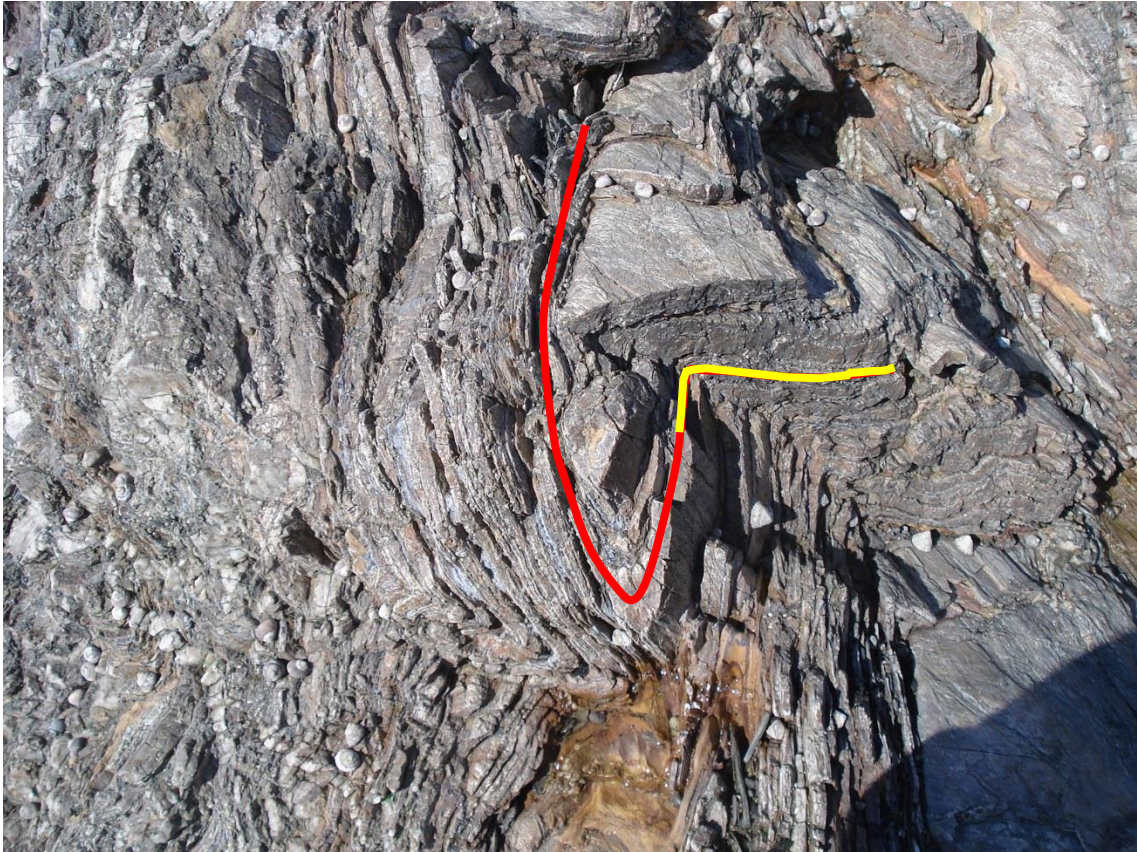


Photo 93 : Interprétation

Mais si l'on suit une même couche, on constate qu'elle passe en continuité d'un pli à l'autre avec souplesse. Cette déformation composite a par conséquent été progressive et continue, ce qui implique également une très grande ductilité du matériel.

Il n'y aurait donc pas eu deux phases de plissement mais deux incréments d'une même phase de déformation.

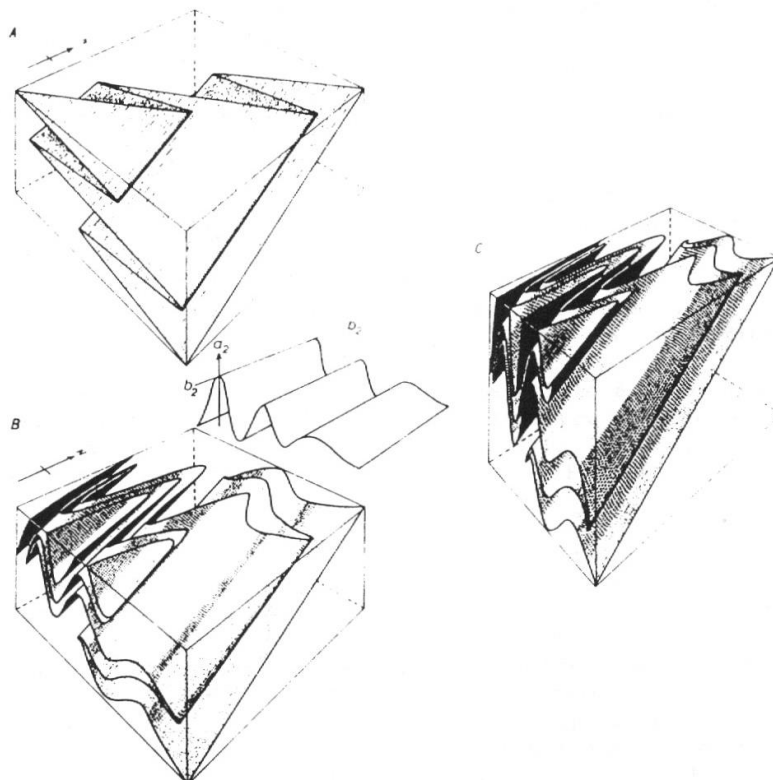
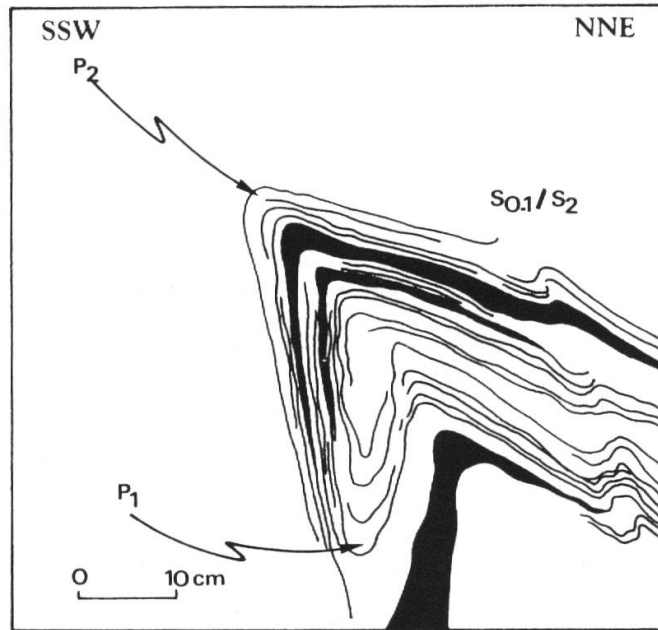


Figure 31 : Interprétation du pli complexe précédent

- en haut : Pli P1 repris par un pli P2 et induisant une interférence (S.R.S)
- en bas : Interprétation schématique des figures d'interférence liées à la déformation progressive (J-G. RAMSAY - 1967)

Document Didier Poncet

◆ « Convolute bedding » ou litage convoluté

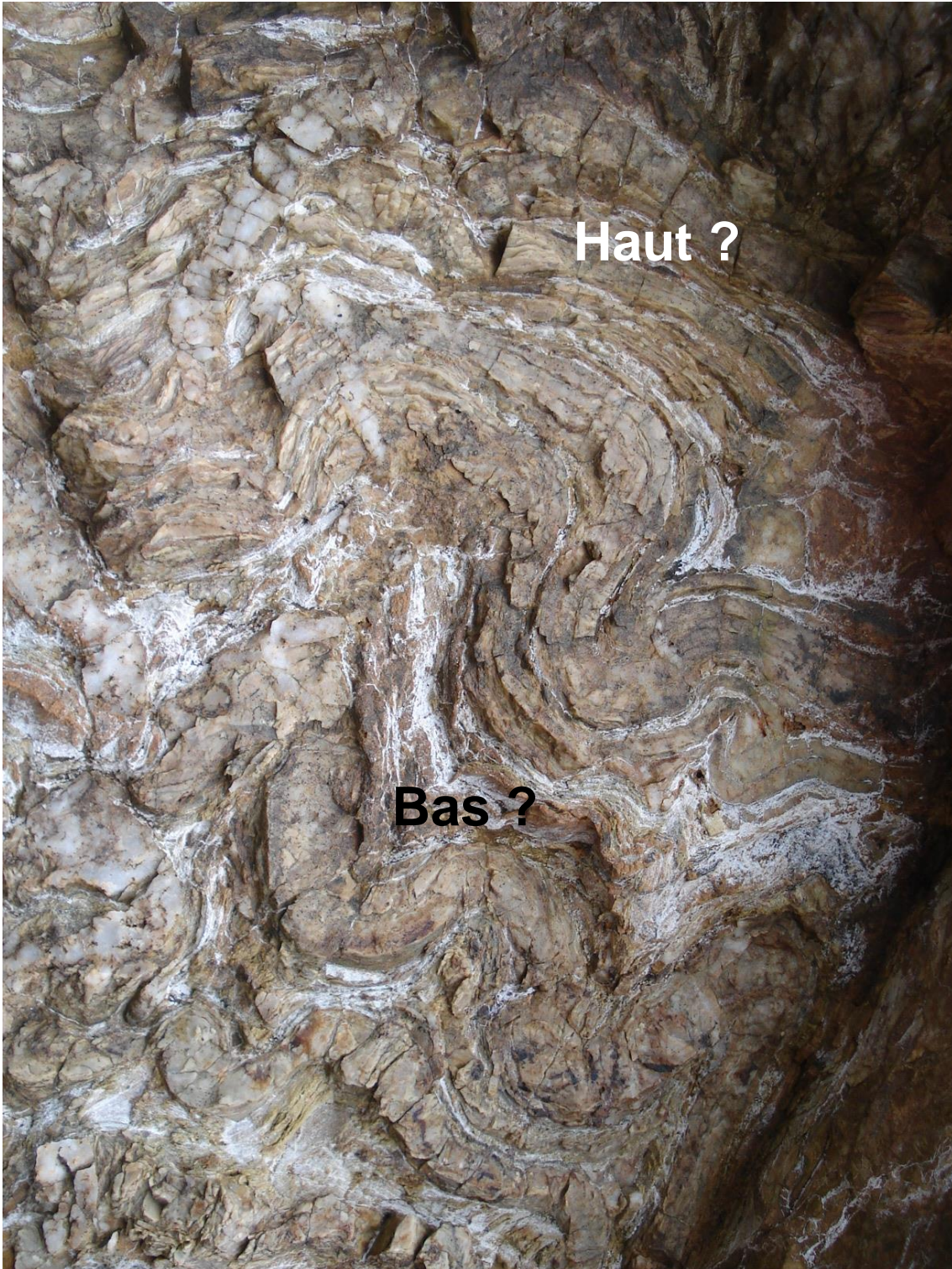


Photo 94 : Litage convoluté

Ce sont des figures marquées par des circonvolutions.

Elles peuvent résulter de processus de liquéfaction interne au sédiment, favorisés par des mécanismes divers tels :

- des ondes de choc (séismes),
- des venues d'eau phréatique, de courants entraînant les couches à l'interface eau-sédiment et provoquant des effets sous-jacents de succion. Et dans ce cas, elles pourraient servir de critère de polarité.

Ces plis peuvent aussi être associés à des slumps avec plissement disharmonique.

◆ Plis divers



Photo 95 : Plis disharmoniques dans une petite structure synclinale soulignée par le niveau ampéliteux



Photo 96



Photo 97 : Réfraction de la schistosité au niveau d'une charnière



Photo 98 : Plis semblables à charnière aigüe à plan axial vertical

Axe des plis oblique



Photo 99 : Pli plus ouvert à plan axial vertical

Axe du pli oblique



Photo 100 : Pli ouvert à plan axial vertical (vu de profil)

Axe du pli très penté, presque vertical



Photo 101 : Mêmes pli vu de face (de dessus)



Photo 102 : Alternance de lits de phyllites rosées et de microquartzites beiges

Dominance des niveaux argileux



Photo 103 : Idem avec une belle charnière au centre



**Photo 104 : Alternance de lits de phyllites rosées
et de microquartzites beiges**

Noter la différence de compétence de l'argile ductile et du microquartzite qui se tronçonne.



Photo 105 : Pli en chevron

Dominance des niveaux microquartzitiques



Photo 106 : Plis serrés à plan axial légèrement déjeté

Charnières de pli à axe horizontal

La Série Rythmique Supérieure se retrouve dans la Grotte triangulaire en haut de l'estran et sur la falaise.



Photo 107 : La Grotte triangulaire



Photo 108 : Plafond de la Grotte triangulaire



Photo 109 : Fond de la Grotte triangulaire



Photo 110 : Paroi Sud de la Grotte triangulaire



Photo 111 : Idem

Noter toujours la différence de compétence entre les niveaux argileux et les niveaux de microquartzites.

d) Reconstitution paléogéographique au Wenlock supérieur

Si l'âge wenlock supérieur de la S.R.S est confirmé, on constate alors que la sédimentation devient franchement détritique mais fine avec alternances de dépôts (aspect varvé) de sables (microquartzites) et de vases.

La faible granulométrie des sables pourrait signifier un éloignement par rapport au littoral.

Ce qui serait confirmé à la fois par la moindre importance des ampélites et à l'inverse, le développement des calcaires à Crinoïdes et Polypiers.

La région de Brétignolles-sur-Mer pourrait correspondre au nez d'un bloc basculé de marge où étaient installés des récifs de Crinoïdes et de Polypiers. Et le demi-graben du côté du continent recevait quant à lui les apports de sable et d'argile qui sédimentaient en fonction de leur granulométrie.

L'arrivée périodique de ces sédiments (responsable de l'aspect varvé des dépôts) pourrait être liée aux rejeux des failles normales délimitant les blocs basculés : l'Océan centralien est en effet en pleine expansion au Wenlock (- 430 Ma).

Les avalanches provoquées par ces rejeux pourraient également expliquer les quelques figures de slumps que l'on a observées (photo 94 page 112).

VI. La Formation des « Grès et phyllites rouges (= versicolores) de La Parée »

a) Âge

- Tournaisien moyen et supérieur et peut-être Viséen.

Elle a été datée par des Conodontes. Lors d'une recherche de Radiolaires dans un nodule provenant du niveau des schistes bariolés, C.COMBLE, P. De WEYER, M. TERS et M. WEYANT ont identifié divers Conodontes dont *Siphonodella crenulata*, espèce caractéristique du Tournaisien et éponyme de la zone à *Siphonodella crenulata* d'extension mondiale.

Remarque : Les Conodontes étaient des animaux marins en forme d'anguille, affiliés aux Chordés.

http://sites.univ-provence.fr/evol/images/stories/confs_semaines/Resume%20Goudemand%202019-12-13.pdf

b) Description de l'affleurement

Au Sud de la Grotte triangulaire, on observe des alternances de lits pluricentimétriques de grès rouge et de radiolarites beiges ; puis les niveaux gréseux deviennent dominants.

NB : Les premiers niveaux avec alternance nette de grès et de radiolarites (photos 112 et 113) appartiennent toujours à la S.R.S. Ils font la transition avec la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée ».



Photo 112 : Alternance de radiolarites et grès (S.R.S)

Dans les niveaux de radiolarites, la trame siliceuse est criblée de petits points blancs qui seraient les vestiges de Radiolaires.

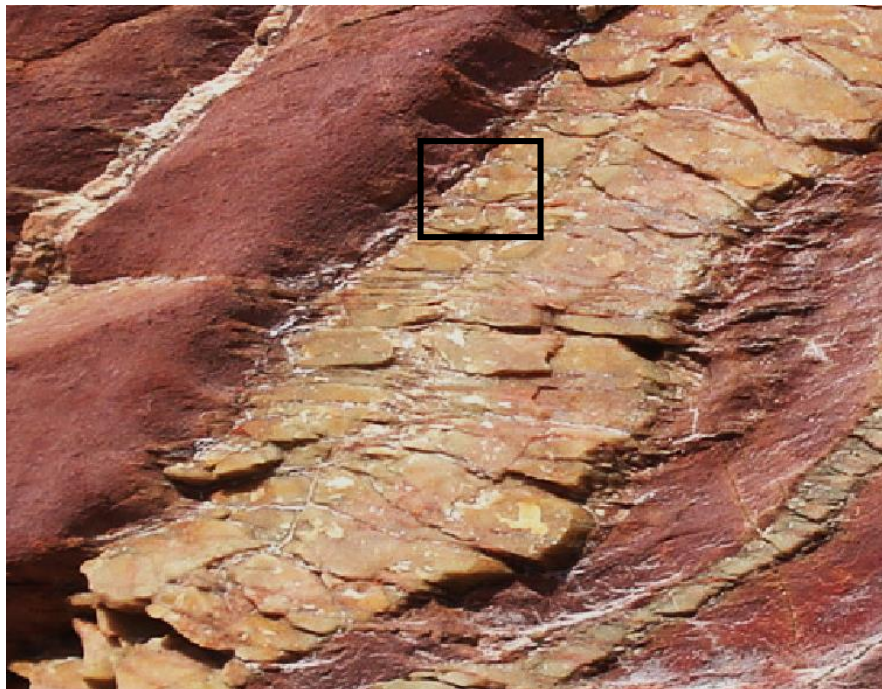


Photo 113 : Squelettes ou fantômes de Radiolaires dans les radiolarites beiges



Photo 114 : Grès de la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée »

◆ **Fentes de tension ou fentes « en échelon »**

Les grès de la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée » présentent de nombreuses fentes de tension.

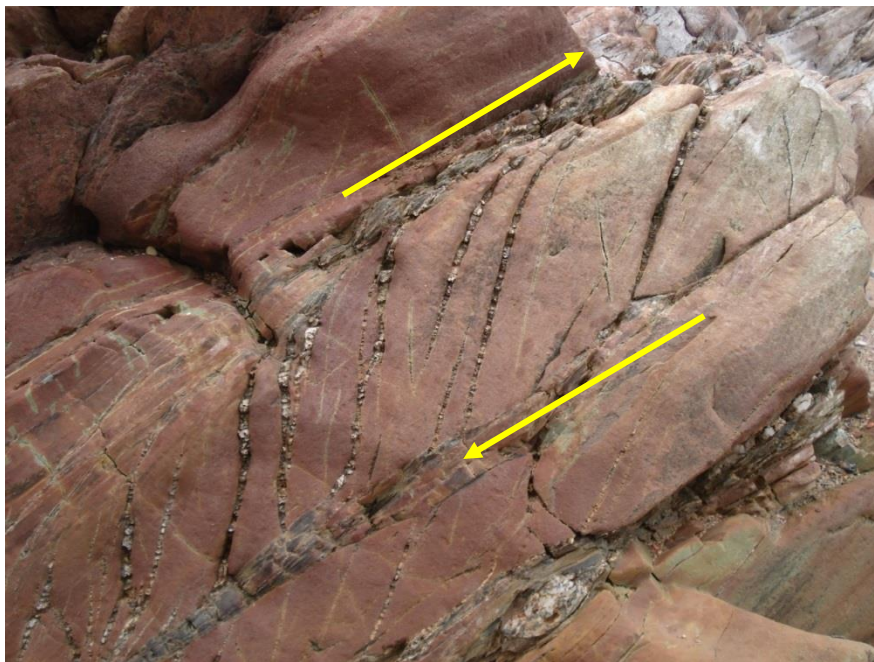


Photo 115 : Fentes de tension

Ce sont des fractures ouvertes dans la roche, d'allure sigmoïdale et remplies par du quartz recristallisé.

Ici, elles mettent en évidence un cisaillement dextre.

◆ Séquence de Bouma



Photo 116 : Succession de niveaux de couleur et de granulométrie différentes



Photo 117 : Séquence de Bouma

On peut observer dans un bloc en place au pied de la falaise la séquence suivante, en allant du bas vers le haut (photo ci-dessus) :

- un niveau rosé à granulométrie décroissante vers le haut,
- un niveau « tigré », rosé et noir,
- un niveau rose-orangé de matériel argileux, très finement lité,

- un niveau de mélange présentant par endroits une stratification entrecroisée, avec présence de lits à gros grains de quartz à aspect contourné,
- et au sommet, de nouveau, un niveau gréseux à grain grossier et à granulométrie décroissante vers le haut.

Une telle succession fait penser à un flysch déposé par des courants de turbidité.

Le granoclassement dans les deux niveaux gréseux grossiers présente une polarité normale, les gros grains au bas de la couche, les petits grains au sommet.

Cela indique que la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée » est en position stratigraphique normale.

VII. Le contact entre la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée » et la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres »

a) Description du contact

On observe en falaise un petit synclinal dans la Formation des « Grès et phyllites rouges de la Parée ».



Photo 118 : Petit synclinal dans la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée »

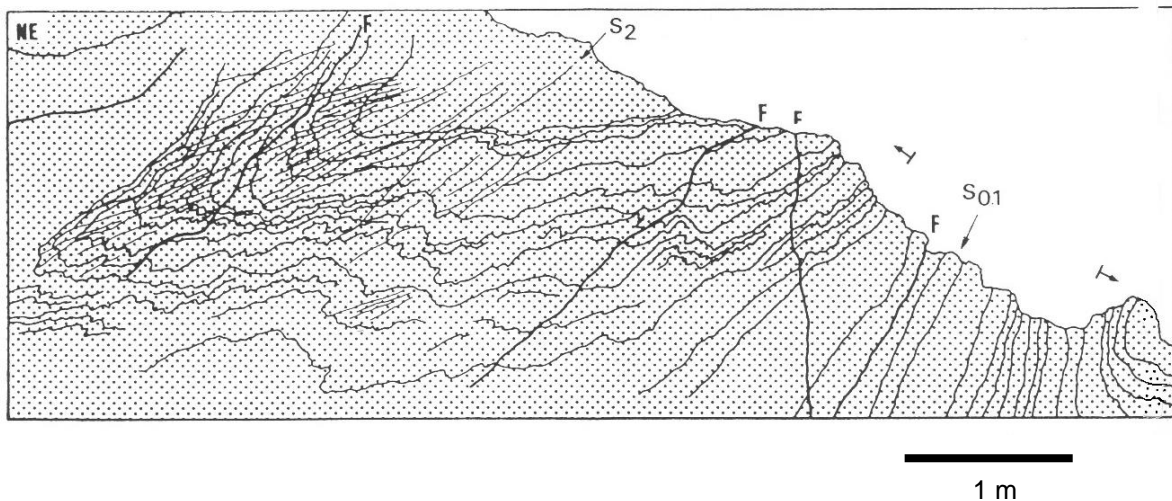


Figure 32 : Schéma d'interprétation de la photo ci-dessus

Document Didier Poncet

Il s'agit d'un pli asymétrique déversé vers le Sud-Ouest.

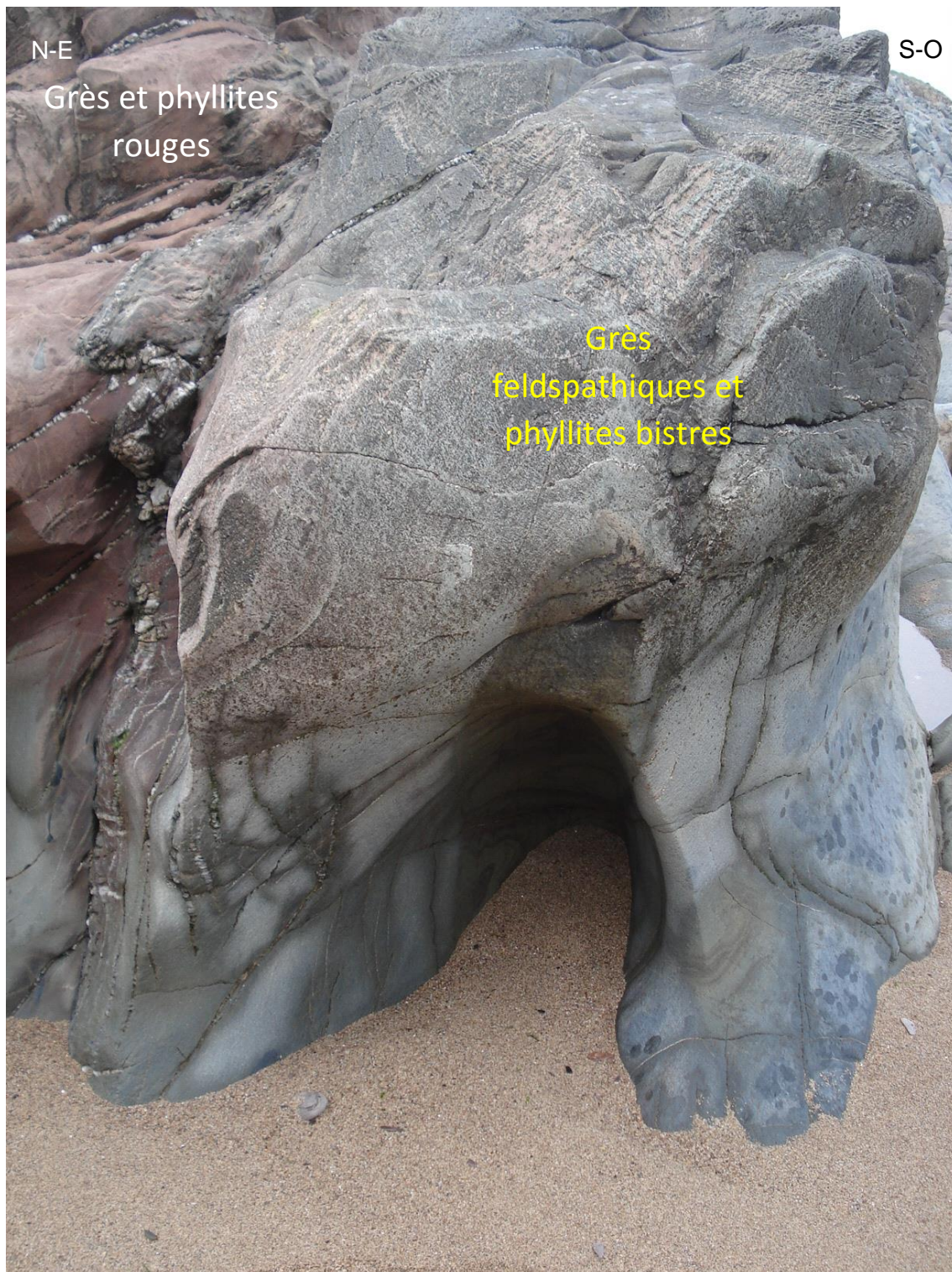


Photo 119 : Contact entre le petit synclinal de la Formation des « Grès et phyllites rouges de La Parée » avec la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres »

Ce petit synclinal s'appuie sur la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres » dont les strates sont redressées verticalement à son contact.



Photo 120 : Stratification verticale - Détail

À droite de la photo, remarquer la stratification verticale dans la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres ».

Mais en s'éloignant de ce contact, vers le Sud-Ouest, elles s'infléchissent jusqu'à devenir horizontales de telle sorte que la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres » présente ici, elle aussi, une forme synclinale caractéristique en bateau.

Deux structures synclinales sont ainsi juxtaposées, séparées par une faille.

Ces structures sont l'indice d'une compression NE-SO sans doute liée aux failles post-nappes (voir figure 21 page 61).



Photo 121 : Stratification verticale puis horizontale dans la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres »



Photo 122 : Forme en bateau - Vue vers le Nord-Ouest

b) Description de la Formation des « Grès feldspathiques et phyllites bistres »

Elle est constituée par une succession de niveaux gréseux et de niveaux pélitiques.

Certains de ces niveaux pélitiques renferment des galets mous plus ou moins déformés.



**Photo 123 : Zone à mélange (Stratification entrecroisée ?)
de niveaux gréseux et de niveaux pélitiques à galets mous déformés**



Photo 124 : Niveau à galets mous



Photo 125 : Idem

◆ Les galets mous

En général, il s'agit de fragments de la vase du fond marin, détachés par des courants de turbidité, emportés et inclus dans une autre zone de dépôts.

Ici, ce sont des avalanches sous-marines qui ont entamé le talus continental. Au bas de la pente, l'énergie diminuant, les fragments de vase imparfaitement indurés se sont déposés ; leur dépôt marque généralement le début d'une séquence sédimentaire détritique à granulométrie décroissante.

https://books.google.fr/books?id=ogGrEUD5amoC&pg=PA334&lpg=PA334&dq=galets+mous&source=bl&ots=zomF2aieWj&sig=clzpHhdc5tqjLnour9y_piNg5LI&hl=fr&sa=X&ei=TNtFVd3xAsm3Ud3OqJgN&ved=0CFMQ6AEwBTgK#v=onepage&q=galets%20mous&f=false

https://books.google.fr/books?id=AvAn7YIfNnoC&pg=PA24&lpg=PA24&dq=galets+mous&source=bl&ots=KRL53IV1b-&sig=tiHWINT_HneXG1Qcr1IXA5jsm3w&hl=fr&sa=X&ei=FN9FVZ2IFYOuU6qngAF&ved=0CDUQ6AEwAzqU#v=onepage&q=galets%20mous&f=false

◆ Autres figures

On aurait pu observer également dans cette formation qui s'étend jusqu'au Marais Girard des figures de chenaux, des séquences de Bouma...

Tout cela indique qu'il s'agit de turbidites déposées dans un bassin sédimentaire alimenté par l'érosion de reliefs situés à proximité et en cours de surrection.

La formation de flysch exige en effet à la fois la présence d'eau dans laquelle le tri granulométrique peut s'effectuer, et la présence de reliefs voisins pour alimenter le bassin de dépôt en éléments détritiques.

◆ Déformations

Schistosité de fracture.



Photo 120 : Fin de l'excursion !

Synthèse

Histoire sédimentaire et tectonique

L'estran de Brétignolles-sur-Mer est un livre de Tectonique à ciel ouvert par l'abondance, la diversité et la qualité des déformations que l'on peut y observer ... lorsque bien sûr on est guidé par un spécialiste et un connaisseur du lieu.

C'est aussi un splendide musée de Pétrographie par la grande variété des roches qu'on y rencontre : phtanites, ampélites, calcaires dolomitiques, grès, pélites ...

Et on pourrait également ajouter, pour le simple promeneur non géologue mais un peu naturaliste, une véritable exposition de peinture impressionniste par les couleurs de certaines formations où se côtoient le rouge, le jaune, le vert, le noir... Les qualificatifs utilisés dans la notice de la carte géologique parlent d'ailleurs d'eux-mêmes : schistes rutilants, pélites versicolores,...!

D'un point de vue purement géologique, la « Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer » se montre d'une extrême complexité.

Si des objets géologiques, pris isolément, peuvent être finement analysés et raconter une petite histoire, rassembler le tout dans une interprétation synthétique facilement compréhensible reste difficile.

En effet, des formations posent toujours des problèmes de datation relative et la convergence de faciès de certains ensembles, la répétition de niveaux qui ne sont peut-être pas synchrones n'arrangent pas les choses.

Néanmoins, quelques grandes étapes de l'histoire géologique du Bas-Bocage et de la région de Brétignolles-sur-Mer peuvent être retracées... avec beaucoup de prudence !

* Au Silurien, la région de Brétignolles-sur-Mer appartient à la marge gondwaniennne de l'Océan centralien. Y sédimentent phtanites, ampélites, calcaires..., roches que l'on a rencontrées sur l'estran. L'Océan centralien, à croûte de nature gabbroïque, est en pleine expansion.

* Puis cette expansion est stoppée. L'Océan centralien subducte sous la marge armoricaine. Sa croûte est métamorphisée dans le faciès éclogite vers - 360 Ma.

Dans sa subduction, l'Océan centralien entraîne également avec lui, à sa suite, une partie seulement de la marge gondwaniennne portant entre autres des sédiments détritiques pré-rift du Cambrien, des rhyolites et des basaltes synrift datés de l'Ordovicien inférieur et des sédiments marins post-rift du Silurien.

Et tout ce matériel va se métamorphiser dans des conditions de T° et de P différentes (acquisition d'une foliation ou d'une schistosité, d'une linéation minérale, genèse de nouveaux minéraux...): les sédiments cambriens se transforment par exemple en schistes et

micaschistes, les rhyolites en « Porphyroïdes » et les basaltes en prasinites, les sédiments océaniques en méta-phthanites, schistes graphiteux, calcaires cipolins... C'est le tout début de la collision continentale que l'on peut situer au Dévonien moyen ou supérieur.

* À la limite Dévonien-Carbonifère et au Carbonifère inférieur (Tournaisien et Viséen), on est en plein dans la collision continentale. La partie de la marge gondwanienne qui a subducté est exhumée en nappes : nappe des « Porphyroïdes de La Sauzaie et de Mareuil », nappe des « Schistes de Saint-Gilles » à valeur de prisme d'accrétion et nappe des « Schistes bleus à glaucophane de Bois-de-Céné ». Cet ensemble de nappes constituant l'allochtone métamorphisé vient alors chevaucher la partie de la marge qui a échappé à la subduction et qui représente donc l'autochtone relatif ou para-autochtone.

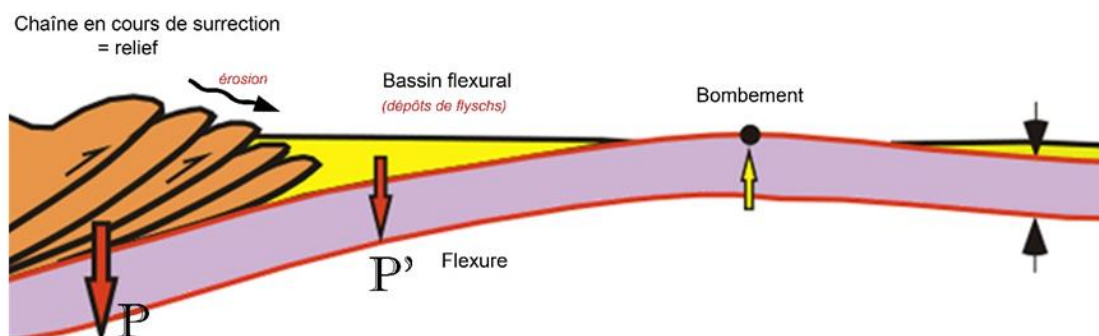
NB : Aujourd'hui, tout le Bas-Bocage peut être considéré comme un prisme de collision.

Comment se présentait la région de Brétignolles-sur-Mer au Carbonifère inférieur ?

La région de Brétignolles-sur-Mer, et peut-être même le « Synclinal de Nieul-le-Dolent » en entier, voire tout le Bas-Bocage vendéen a pu fonctionner comme un bassin d'avant-chaîne, un bassin flexural.

Origine et cause de la formation d'un bassin flexural

Le fort épaissement crustal qui caractérise la formation d'une chaîne de collision est à l'origine d'une importante surcharge (flèche P sur la figure 33) qui affecte la lithosphère sous-charriée. Cette dernière plie sous la surcharge et se flexure. Cette déformation à grande longueur d'onde est à l'origine de la formation du bassin flexural.



d'après J. Letouzey, 1991

Figure 33

Le bassin flexural de Brétignolles était allongé Est-Ouest (ou NO-SE).

Il était limité :

- au Sud (ou S-O) donc du côté externe de la future chaîne, du côté Gondwanien, par un avant-pays non encore déformé, seulement affecté par un bombement élastique ; ce bombement devait être constitué de croûte continentale portant des formations d'âge Cambrien, Ordovicien et Silurien.

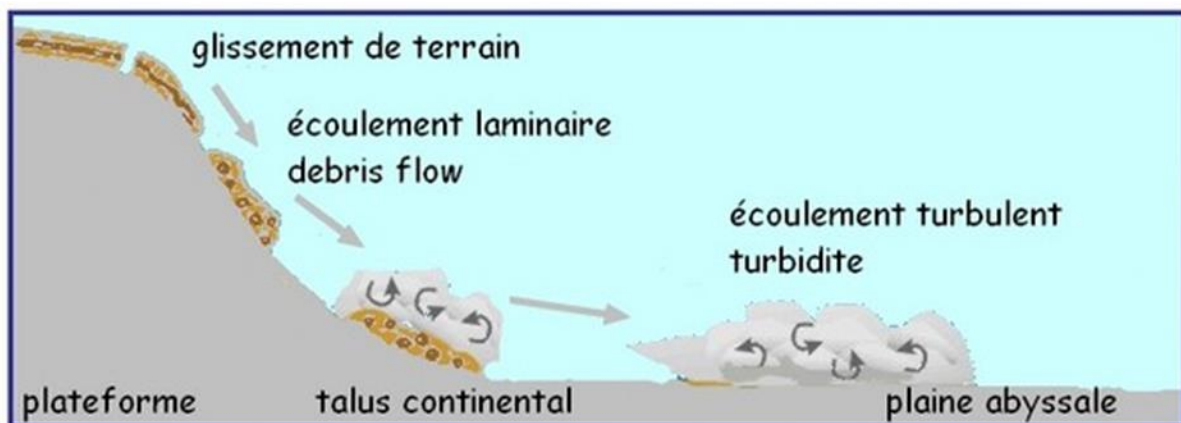
- au Nord (ou N-E), donc du côté Armorica, par des reliefs montagneux nés de la collision et qui ne cesseront de prendre de l'importance.

Idéalement placé au pied de ces reliefs nouvellement créés, entretenus et soumis à une érosion intense, le bassin va piéger les produits de cette érosion.

Il va y sédimenter pendant tout le Tournaisien et une partie du Viséen les flyschs de la Parée et du Marais Girard, épais et stratifiés. Après transport fluviatile et dépôt sur la plateforme du bassin, les sédiments devaient être repris par des courants de turbidité et se déposaient au bas du talus en turbidites avec séquences de Bouma (figure 34).

La sédimentation du flysch avait donc lieu en mer plutôt profonde comme l'atteste la découverte des Conodontes et des Radiolaires tournaisiens par C. COMBLE, P. DE WEYER, M. TERS et M. WEYANT.

Le fait que les flyschs soient plutôt fins indique également que les reliefs devaient être encore éloignés. Dans le cas contraire, il y aurait eu formation de dépôts plus grossiers, type molasses.



Formation des turbidites

Cours F. Boulvain <http://www2.ulg.ac.be/>

Figure 34

* Par la suite, au fur et à mesure que la collision continentale progresse, tous ces sédiments flyschoides vont bien évidemment être impliqués dans le raccourcissement et se plisser.

Et cette compression du bassin flexural de Brétignolles se produit au Viséen en même temps qu'arrivent de l'Est (ou N-E) les nappes allochtones dont la nappe des « Porphyroïdes ».

Le bassin est ainsi déformé tectoniquement en un synclinal déversé vers le Sud (ou le SO) en même temps qu'il est chevauché par les « Porphyroïdes » (figure 35).

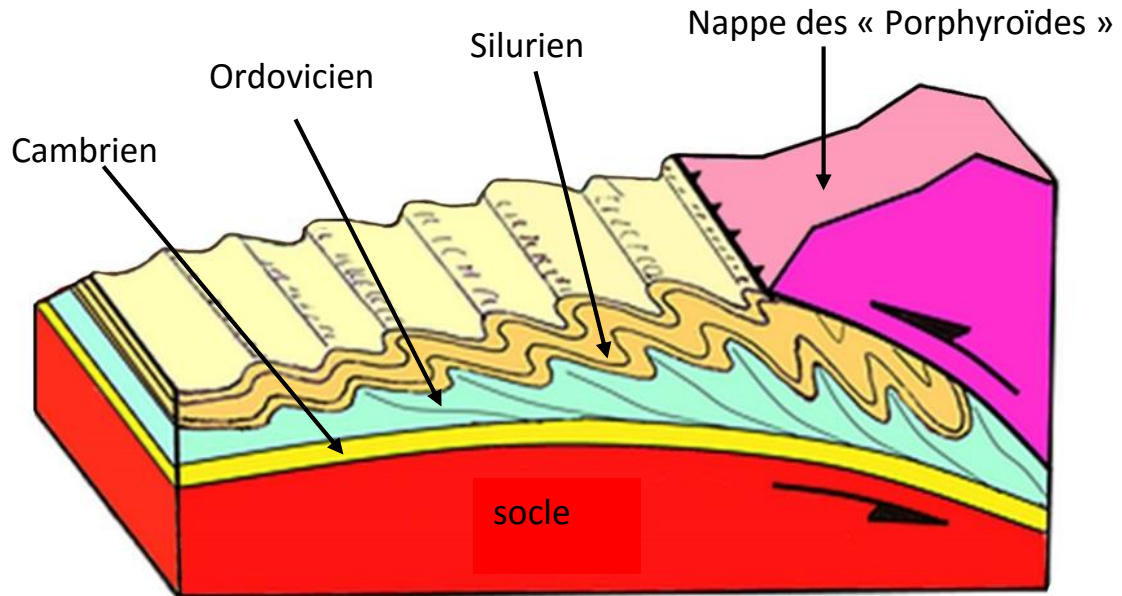


Figure 35

Son flanc Est (ou N-E), à matériel Silurien pour l'essentiel, est ainsi sous-charrié et entraîné par la nappe des « Porphyroïdes » qui se déplace vers l'Ouest. Il est étiré, laminé, dilacéré !

- Sa partie située immédiatement sous la nappe est débitée en écailles tectoniques : ce sont les belles écailles que l'on a vues à la Grotte du Four à Cateau, délimitées par des surfaces lisses et qui ont « giclé » vers le Sud, perpendiculairement à la direction de déplacement de la nappe (voir pages 68 et 69).

- Le reste du flanc (aujourd'hui représenté par la S.R.I et la S.R.S) est disloqué en lanières beaucoup plus irrégulières, disposées de façon anarchique et se chevauchant plus ou moins (tectonosomes et olistostromes de la figure 36).

NB : Les ampélites à comportement ductile ont très certainement joué un rôle primordial dans cette tectonique (couches-savon).

C'est à tout cet ensemble chaotique que l'on a donné le nom de « Formation à blocs et olistolites ». Cette formation est elle-même venue chevaucher les premiers flyschs du bassin flexural, représentés aujourd'hui par les grès et phyllites rouges et bistres.

Mais en même temps que ce chevauchement a lieu, la sédimentation du flysch se poursuit, emballant ainsi les blocs et olistolites dans une matrice.

La Formation des « Phyllites rosées à lentilles de microquartzite graphiteux » à passées d'arkoses (représentée en rose clair sur la figure 18 page 55) pourrait représenter ce flysch plus tardif. Plus grossier et caractérisé par la présence de quartz rhyolitique dans les arkoses, il pourrait provenir de l'érosion de la nappe des « Porphyroïdes » elle-même, maintenant voisine du bassin.

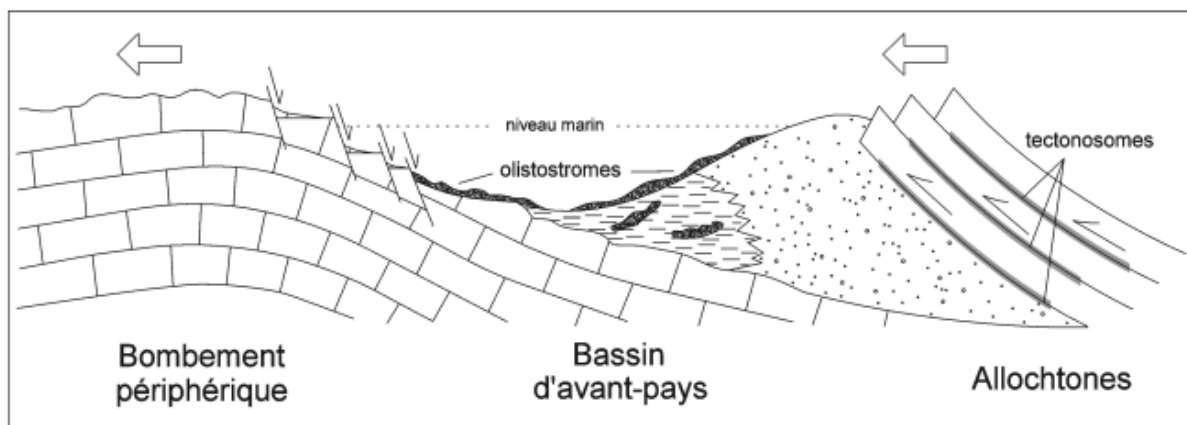


Figure 36

Comment aurait évolué dans le même temps la limite Sud (ou S-O) du bassin flexural ?

Au Tournaisien et Viséen, elle devait être constituée par de la croûte continentale surmontée par une couverture sédimentaire constituée de terrains du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien. Elle formait le bombement externe ou périphérique du bassin flexural.

Aujourd'hui, c'est l' « Anticlinal cristallophyllien et migmatitique des Sables d'Olonne » qui occupe à peu près cette position.

Or, cet « Anticlinal » a subi l'anatexie. Cette anatexie a été datée à 388 ± 8 Ma soit Givétien (Dévonien). Et elle est le terme ultime d'un métamorphisme dans le faciès des amphibolites : métamorphisme prograde du Nord vers le Sud avec apparition de grenat, biotite, disthène, sillimanite dans la « Série de Sauveterre » puis anatexie dans la « Série des Sables d'Olonne », à l'Anse de Chaillé et à la Pointe de Péruse, dans des conditions de pression et de température voisines de 7 kbar et 650°C.

On peut alors essayer de retracer l'histoire de cet « Anticlinal des Sables d'Olonne ».

À l'origine, il avait certainement valeur de bloc crustal appartenant à la marge gondwanienne de l'Océan centralien.

Puis ce bloc a été entraîné dans la subduction et métamorphisé dans le faciès amphibolite.

Il a été ensuite exhumé sous la forme d'une écaille de socle qui est venue finalement se placer en bordure Sud (ou S-O) du bassin flexural (voir figure 37).

Conséquence : Le bassin flexural est alors incorporé à la chaîne de collision.

Un nouveau bassin s'est peut-être formé en position plus externe. Si cela a été le cas, il se trouverait aujourd'hui au large, sur la marge actuelle ! (voir figures 37 et 38).

NB : On peut également penser que c'est cette exhumation qui a été responsable de la remontée, en panneaux délimités par failles, des rhyolites ordoviciennes du Bréthomé, de Saint-Martin-de-Brem et de Vairé qui formaient le socle du bombement externe du bassin flexural et de la formation des failles E-O de l'estran de Brétignolles-sur-Mer (famille de failles 1 - voir page 61).

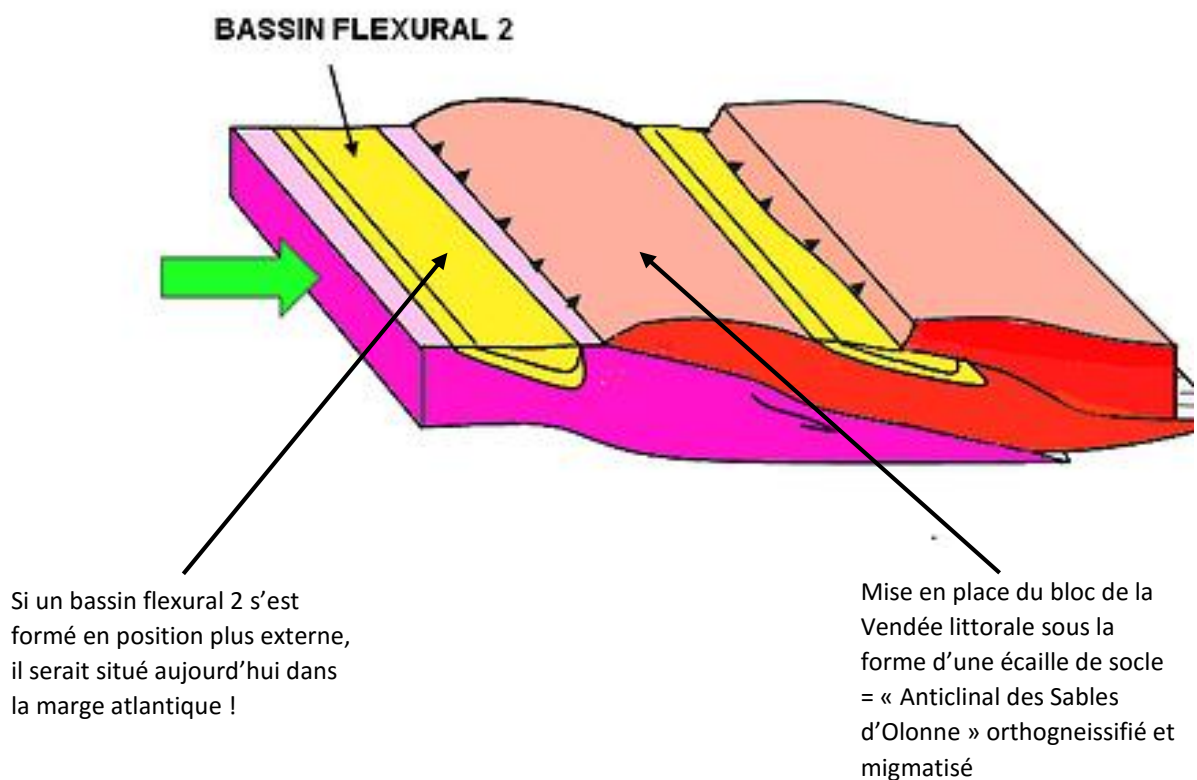
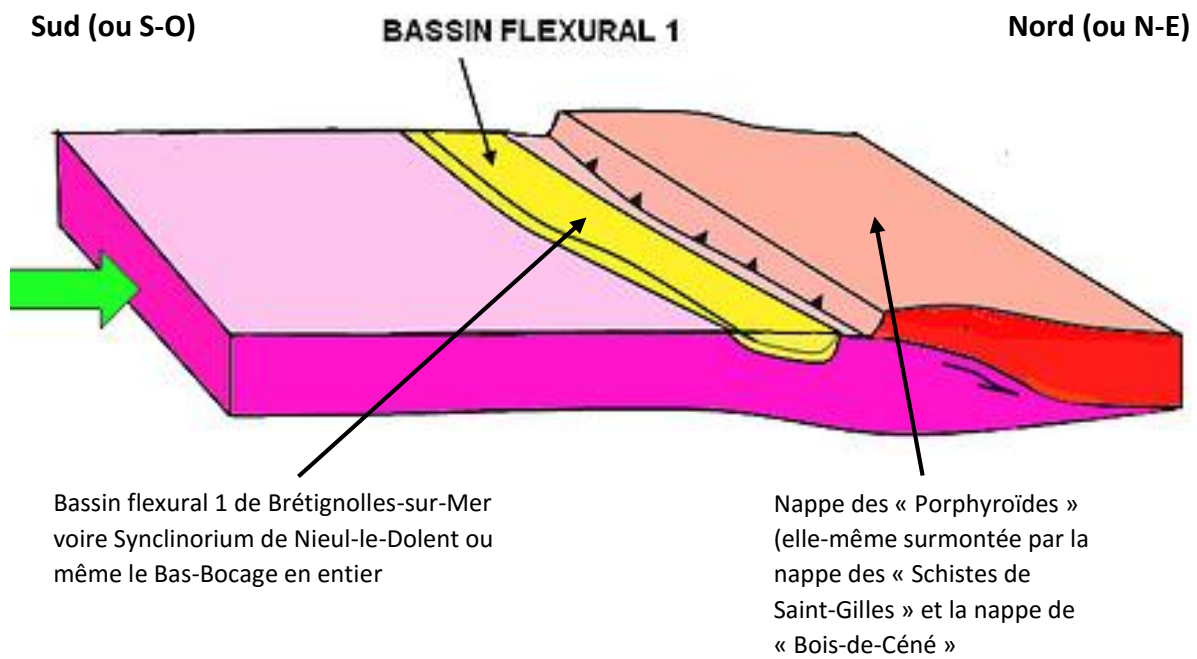
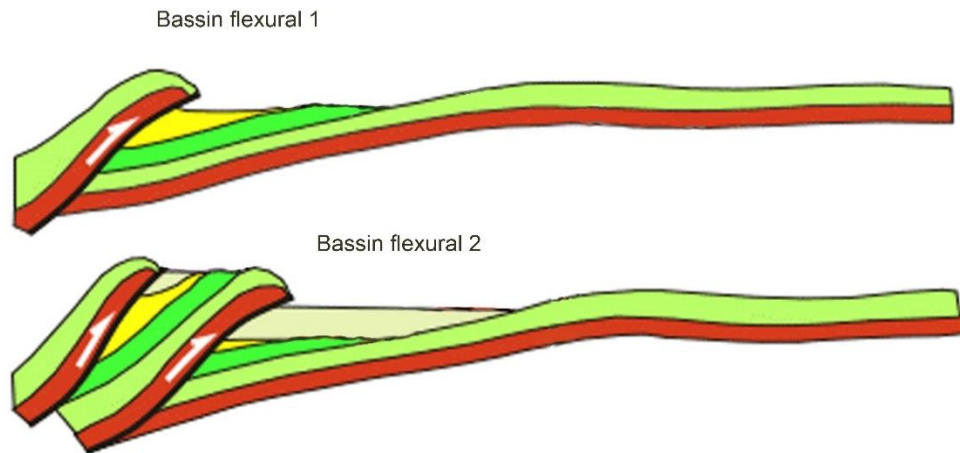


Figure 37



*Sur le schéma du bas, on peut voir que le bassin flexural 1 a été plissé.
 Dans le bassin 2 actif, les sédiments se déposent horizontalement.*

d'après J. Letouzey, 1991

Figure 38

Après la collision, tout le Bas-Bocage se détend ; on parle d'extension post-collision.

Cette extension post-collision a une conséquence importante : elle est responsable de la fusion partielle ou anatexie de la croûte granitique inférieure.

Une partie des liquides anatectiques ainsi formés sont collectés en profondeur en de nombreux petits batholites qui migrent ensuite vers les niveaux plus superficiels.

Ils sont à l'origine des massifs de granite du Bas-Bocage datés de 310 Ma environ.

La plupart de ces batholites migrent peu ; ce qui n'est pas le cas, en revanche, de celui d'Avrillé qui est monté très haut et relativement vite d'où un contraste important de température entre ce granite chaud et son encaissant sédimentaire froid, contraste thermique à l'origine d'un métamorphisme de contact.

Dans l'« Anticlinal des Sables d'Olonne », au moins deux générations de pegmatite et d'aplite se sont succédées.

Or, la présence de filons de pegmatite ou d'aplite est le signe d'une anatexie en profondeur.

En conséquence, au moins deux épisodes d'anatexie crustale ont eu lieu dans l' « Anticlinal des Sables d'Olonne ».

Le premier épisode d'anatexie est certainement contemporain du métamorphisme barrowien (dans le faciès amphibolite) lié à la subduction.

Quant au second, il a été daté à 330 Ma soit fin Viséen (post-nappes) et pourrait être, lui, mis en relation avec la décompression post-collision du Bas-Bocage.

Un peu plus tard, se produisent les grands cisaillements dextres sud-armoricains ; se mettent en place les bassins en pull-apart du Houiller vendéen et le batholite de Mortagne-sur-Sèvre (- 315 Ma).

Il est très vraisemblable que les failles post-nappes NO-SE (famille de failles 2 - voir page 61) mises en évidence à Brétignolles-sur-Mer soient contemporaines de ces grands décrochements dextres. Il y aurait eu aussi rejeu des failles plus vieilles de la famille 1 formées au cours de l'exhumation de l'« Anticlinal des Sables d'Olonne ».

Une chose est maintenant certaine.

Entre 330 et 310 Ma, beaucoup d'événements se sont succédé en peu de temps ; tout se précipite dans le Bas-Bocage vendéen et en Vendée littorale.

**Article de Hendrik VREKEN
Photographies de Pierre GIBAUD
et Hendrik VREKEN**

Bibliographie

D. PONCET : DEA « Structures et déformations dans le synclinorium de Brétignolles-sur-Mer - (Vendée littorale) – Université de Rennes (1986)

M. COLCHEN et D. PONCET : « Présence, dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolites d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques » C. R. Acad. Sc. Paris, t. 309, Série II, p. 1503-1507, 1989

M. COLCHEN et P. ROLIN : « La chaîne hercynienne en Vendée » - Géologie de la France - Spécial Vendée - 2001 n°1-2

C. COMBLE, P. De WEYER, M. TERS et M. WEYANT : « Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée) ». C. R. Acad. Sc. Paris, t. 300, Série II, n° 17, 1985

J.-C. GOUJOU : « Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozonal en Vendée » - Document du BRGM n°216 - Editions du BRGM

M. TERS : « Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen - Stratigraphie et structure » - Bulletin du BRGM, Section I, n°4, 1979

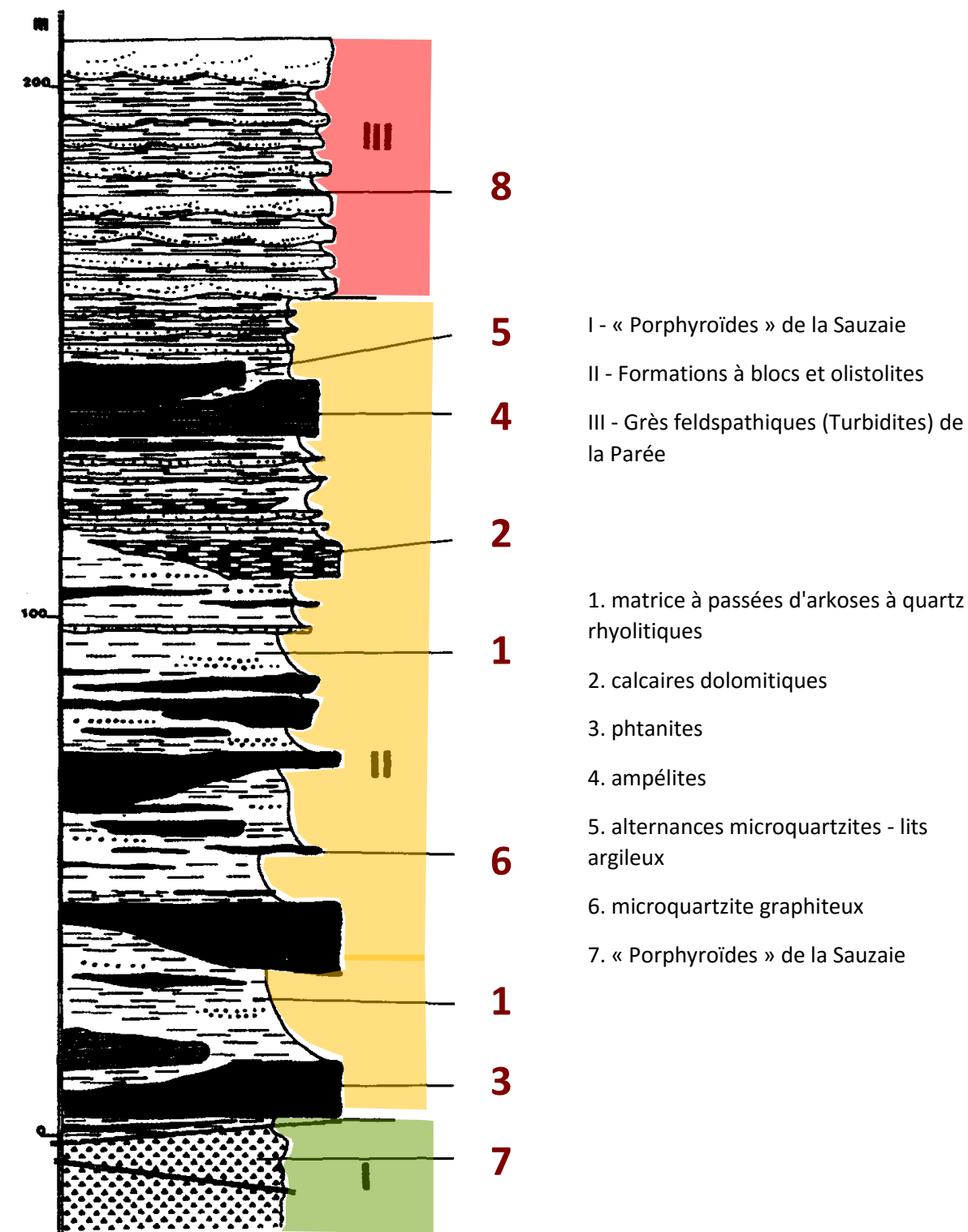
J.-P. FLOC'H : « Le métamorphisme général - Caractères et processus fondamentaux » - CRDP de Limoges (1986)

A. NICOLAS : « Principes de tectonique » - Editions Masson (1984)

H. CHAMLEY et J.-F. DECONINCK : « Bases de sédimentologie » - Editions Dunod (1987)

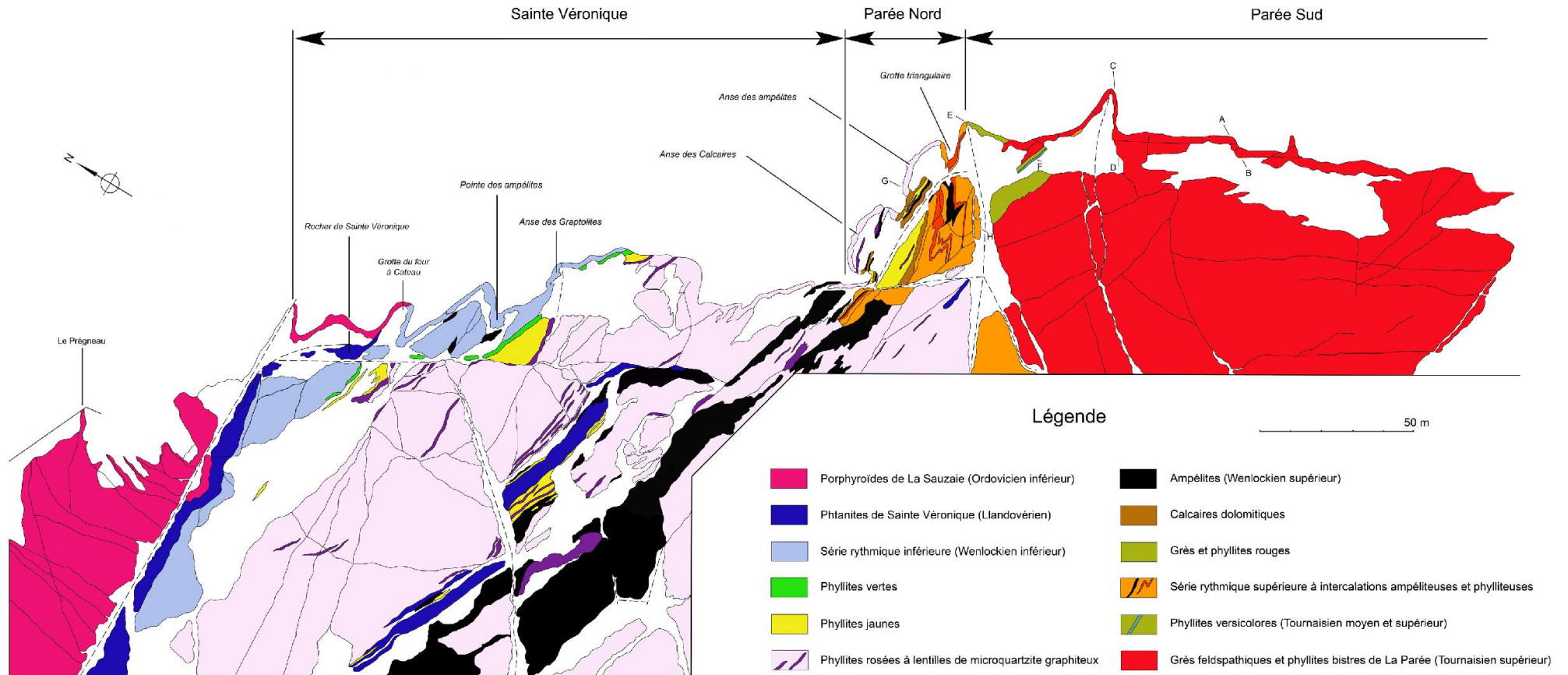
A. VATAN : « Manuel de sédimentologie » - Editions Technip - Paris 1967

Cartes géologiques des Sables d'Olonne-Longeville et de Saint-Gilles-Croix-de-Vie au 1/50000^{ème}



Carte géologique de Brétignolles-sur-Mer

Didier Poncet (1986)



Le contact tectonique entre la nappe des « Porphyroïdes » et la Série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer d'après M. COLCHEN et D. PONCET (1987)

