

Deuxième sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen

de St-Nicolas-sur-Jard vers Jard-sur-mer

19 mai 2019

Texte et figures de André POUCKET

Photos de André POUCKET, sauf marquées HV, Hendrik VREKEN et PB, Patrick BOHAIN

Détermination des ammonites par Patrick BOHAIN

La seconde sortie sur le Jurassique du littoral vendéen est consacrée à une exposition complète et continue de la transgression jurassique depuis l'anse de la mine de St-Nicolas-sur-Jard jusqu'à la plage de Légère et de Madoreau à Jard-sur-mer (Fig. 4 du CR de la première sortie). Nous observons la totalité des formations sédimentaires depuis l'Hettangien jusqu'au Callovien inférieur.

Les observations sont documentées grâce à un lever cartographique original (A. Pouclet) présenté en trois feuilles : Anse de la Mine de St-Nicolas, Ragounite-Légère et Légère-Madoreau (Fig. 18, 19 et 20). Ce lever a servi de base à l'établissement du log stratigraphique (Fig. 21). La stratigraphie de l'Hettangien au Pliensbachien est comparée à celle que nous avons établie pour le bassin du Veillon (Fig. 12 CR première sortie). Les principales limites chronostratigraphiques sont basées sur les faunes d'ammonites : Pliensbachien-Toarcien, Toarcien-Bajocien, Bajocien-Bathonien, Bathonien moyen-Bathonien supérieur, Bathonien-Callovien. Ces limites sont assez bien corrélées avec des changements lithologiques qui servent effectivement à la cartographie. Les autres limites sont simplement lithologiques : Hettangien inférieur-supérieur, Hettangien-Pliensbachien, Bajocien inférieur-moyen, Bajocien moyen-supérieur. Bathonien inférieur-moyen, faute d'avoir trouvé des faunes caractéristiques au moment des levers. Gabilly (1964) a néanmoins réalisé la biostratigraphie intégrale du Jurassique inférieur et moyen à partir des faunes d'ammonites.

Pour la présentation, nous exposons les observations en trois parties correspondant au découpage des trois cartes : St-Nicolas, Ragounite-Légère et Légère-Madoreau.

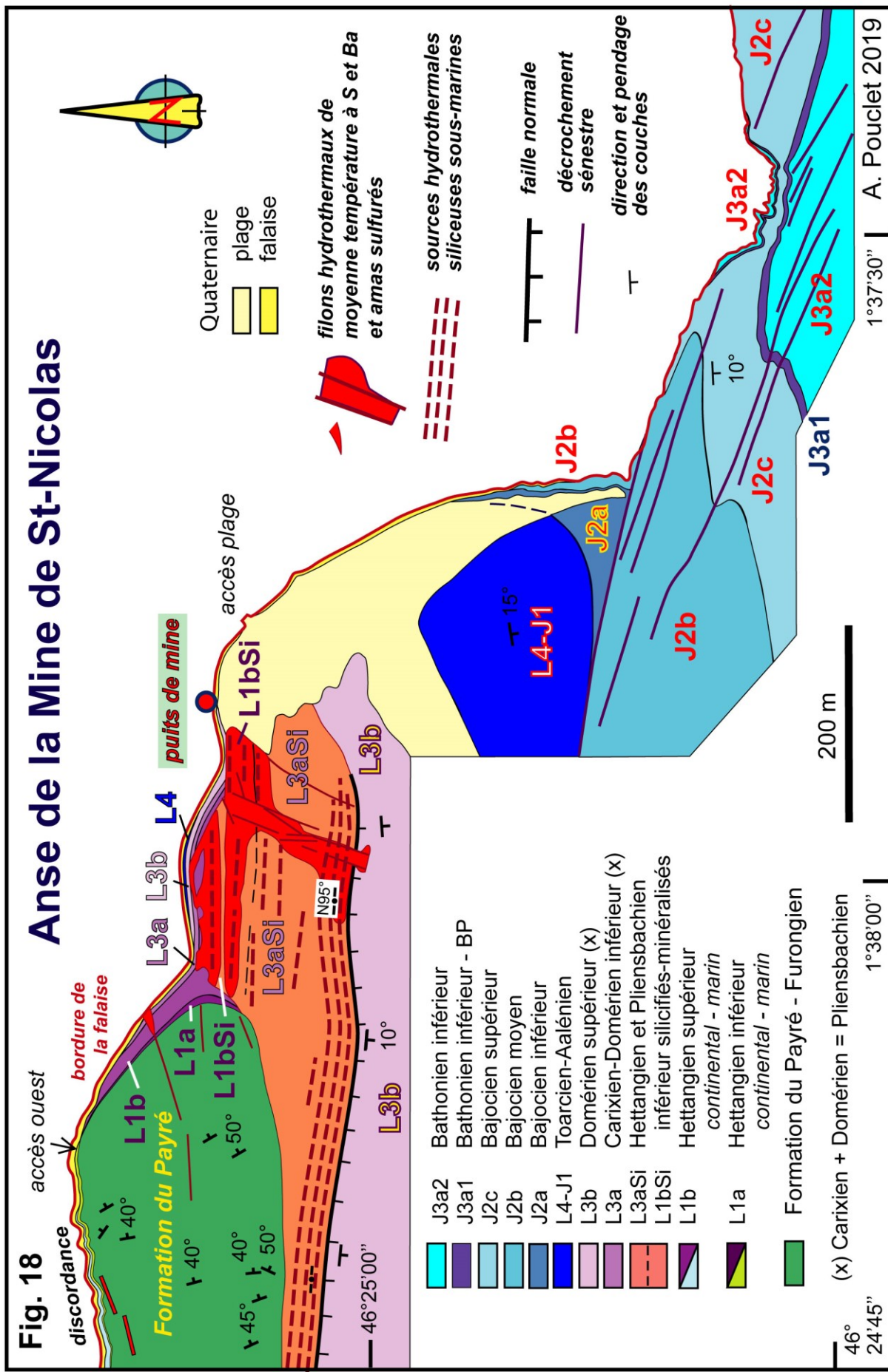
1. L'Anse de la Mine de St-Nicolas

Le site de la discordance du Jurassique sur les métasédiments plissés au Varisque de St-Nicolas et de la pointe du Payré fait partie du patrimoine géologique vendéen maintes fois décrit. Nous accédons à ce site par un escalier dans la falaise, à 600 m à l'ouest de la plage de La Mine (Fig. 18, Ph. 64).

Les observations géologiques sont réalisées du nord-ouest au sud-est selon le cheminement documenté sur la figure 22. Nous partons de la falaise qui conduit à la pointe du Payré en nous offrant le spectacle de la discordance et de la base du Jurassique sur les méta-grès de la Formation du Payré (Ph. 65) (*falaise de la Pointe*). Nous nous dirigeons ensuite au sud-est en longeant la petite falaise qui rejoint l'anse de la Mine (*falaise NW, falaise W*). Nous observons les premières formations du Jurassique avant de nous heurter à un complexe intensément silicifié et minéralisé (*estran silicifié*). Descendant sur le bas estran, nous

Fig. 18

Anse de la Mine de St-Nicolas



- J3a2 Bathonien inférieur
- J3a1 Bathonien inférieur - BP
- J2c Bajocien supérieur
- J2b Bajocien moyen
- J2a Bajocien inférieur
- L4-J1 Toarcien-Aalénien
- L3b Domérien supérieur (x)
- L3a Carixien-Domérien inférieur (x)
- L3aSi Hettangien et Pliensbachien
- L1bSi Hettangien silicifiés-minéralisés
- L1b Hettangien supérieur
- L1a Hettangien inférieur continental - marin
- L1a Hettangien inférieur continental - marin
- Formation du Payré - Furongien

(x) Carixien + Domérien = Pliensbachien

Fig. 19

Ragounite - Légère

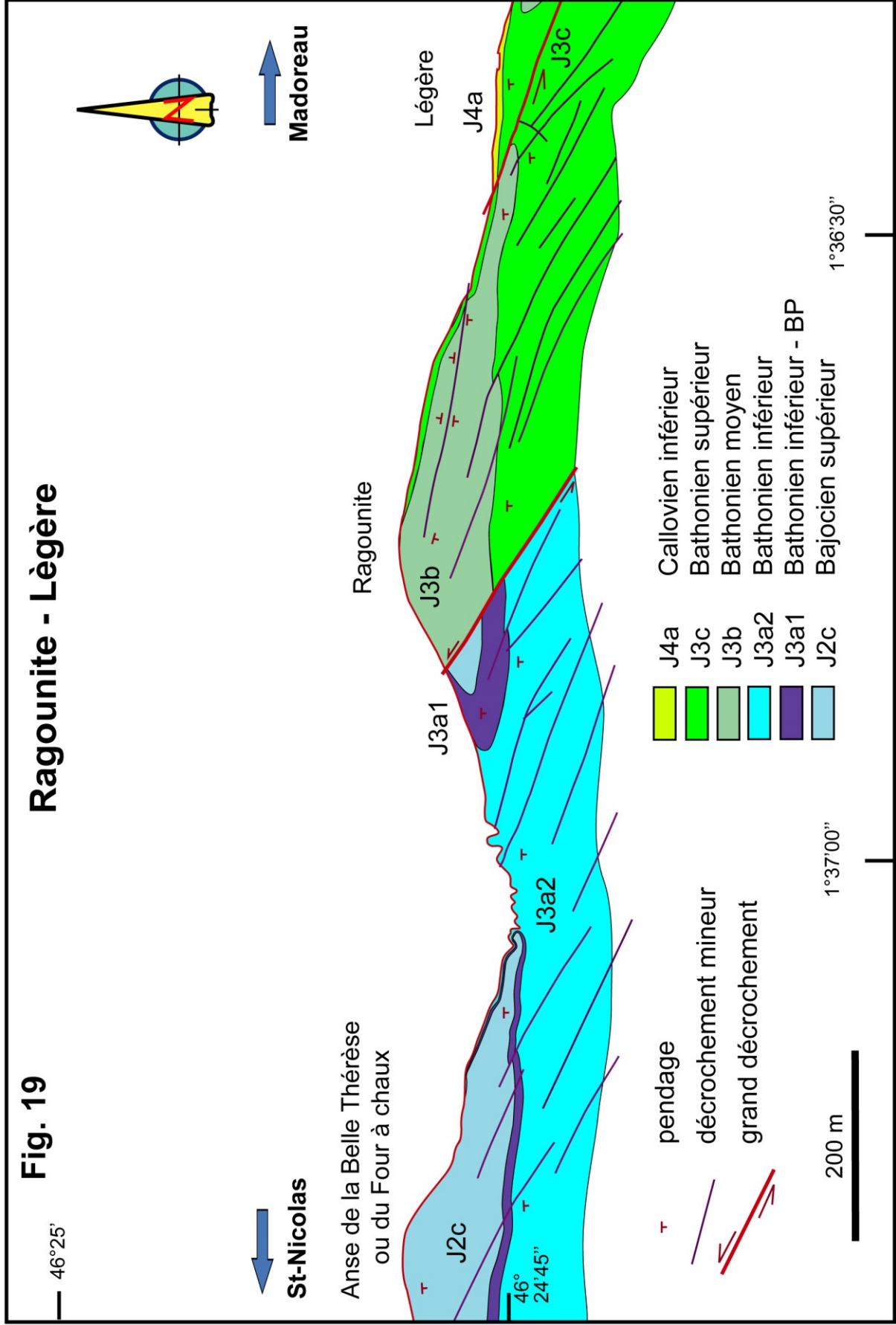
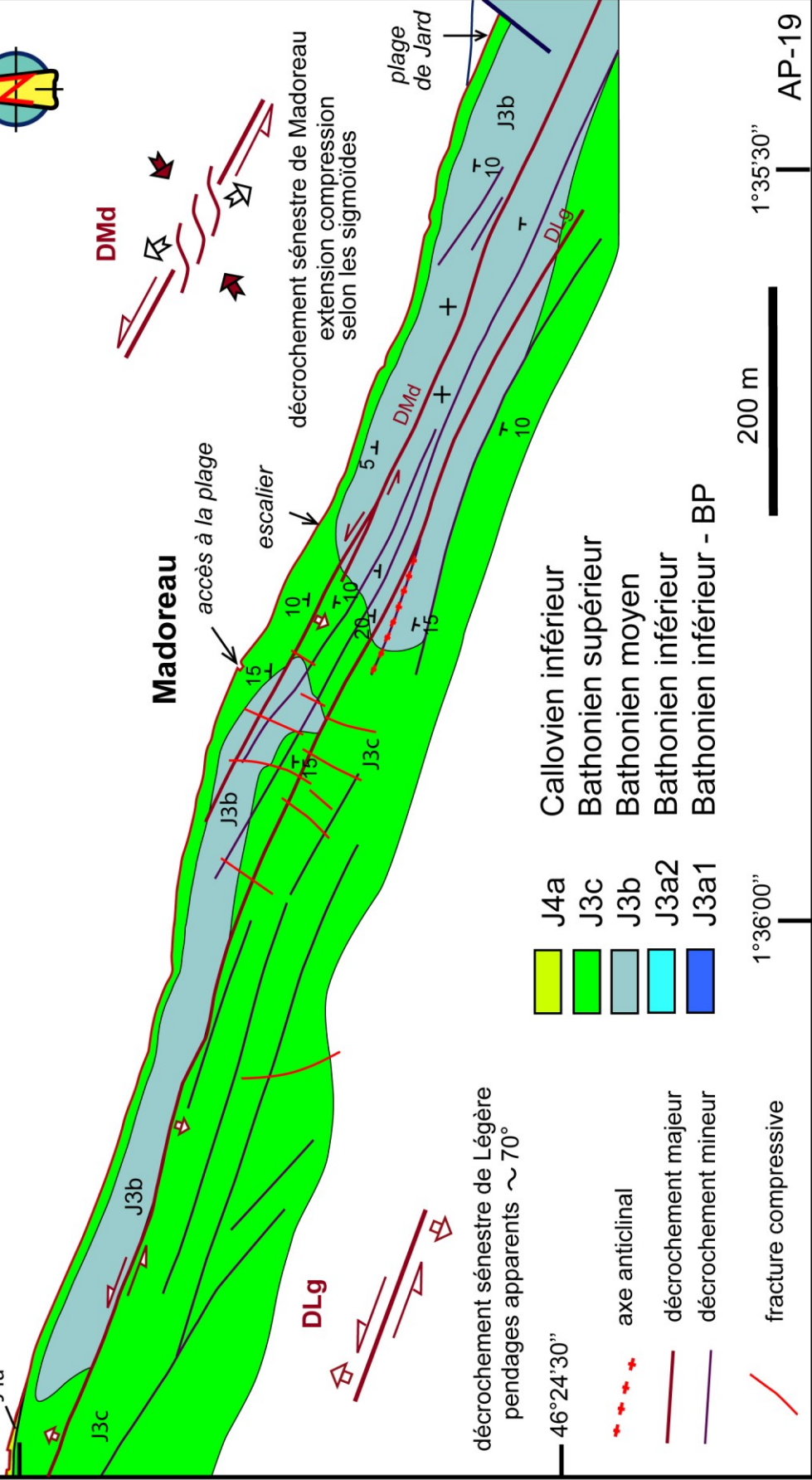
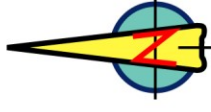


Fig. 20

Légère - Madoreau

46° 24'45" J4a

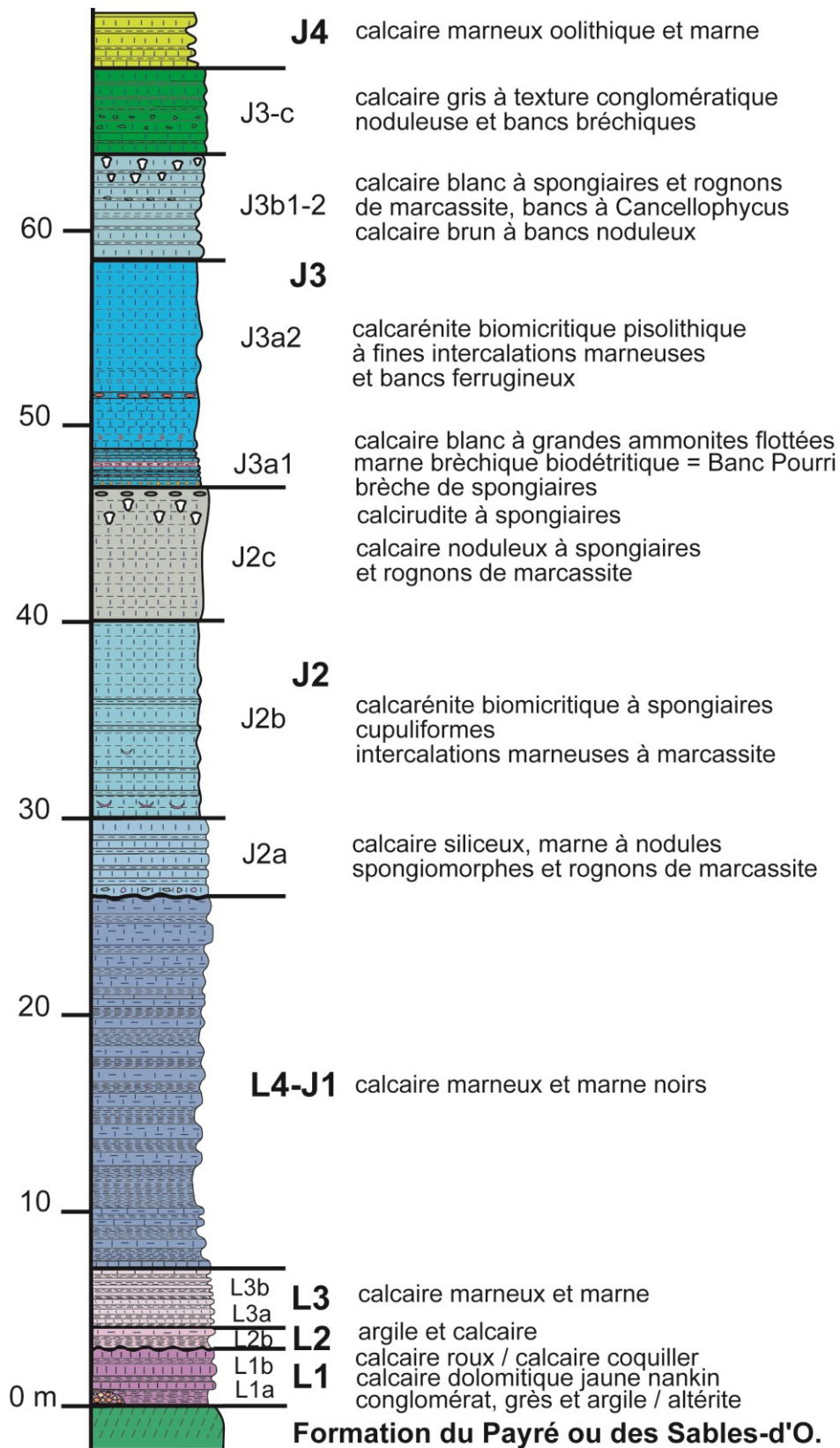


déclivité sénestre de Légère
pendages apparents ~ 70°

- J4a
- J3c
- J3b
- J3a2
- J3a1
- Callovien inférieur
- Bathonien supérieur
- Bathonien moyen
- Bathonien inférieur
- Bathonien inférieur - BP

- axe anticlinal
- déclivité majeure
- déclivité mineure
- fracture compressive

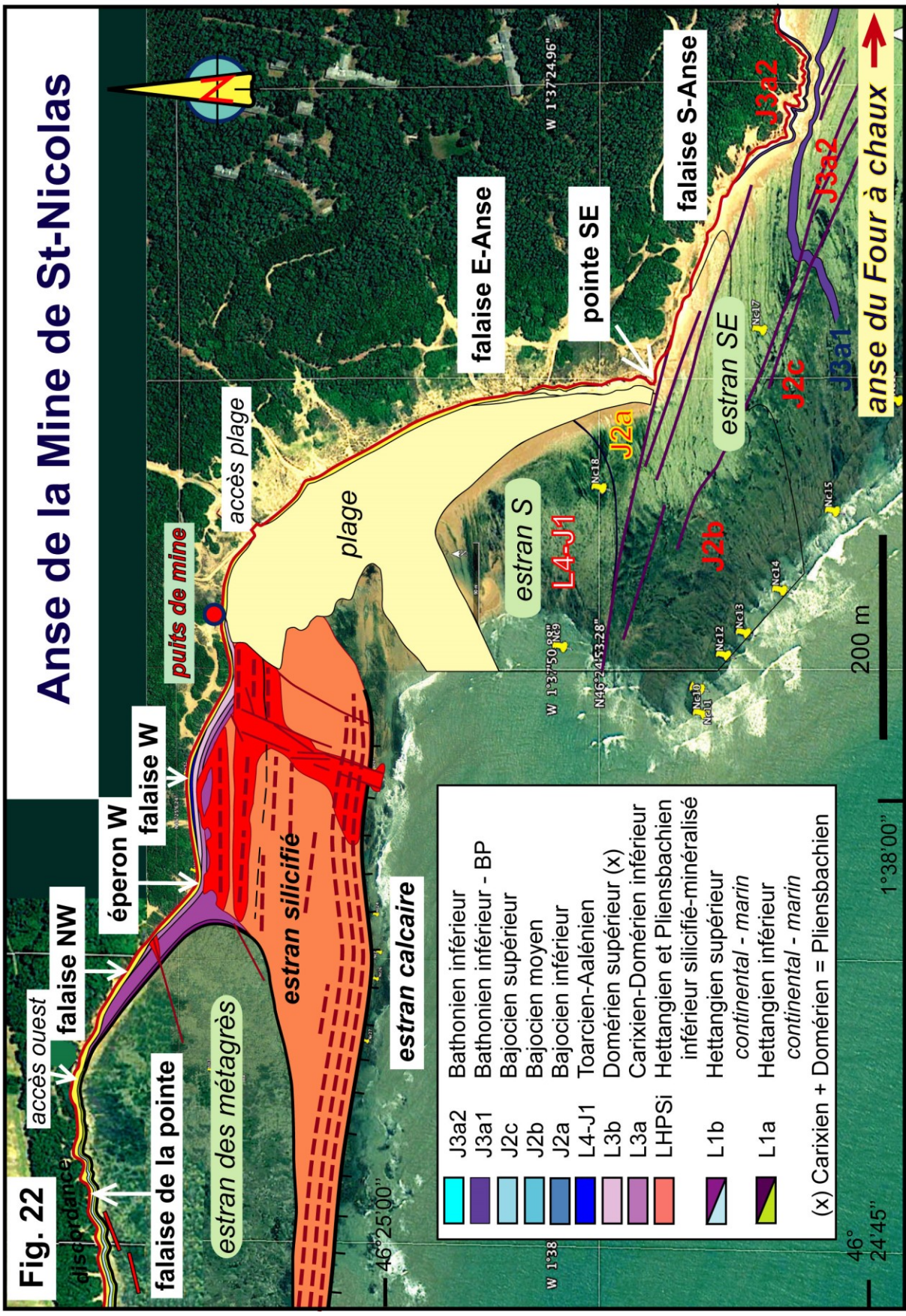
Fig. 21 Log stratigraphique du Jurassique du littoral de Vendée



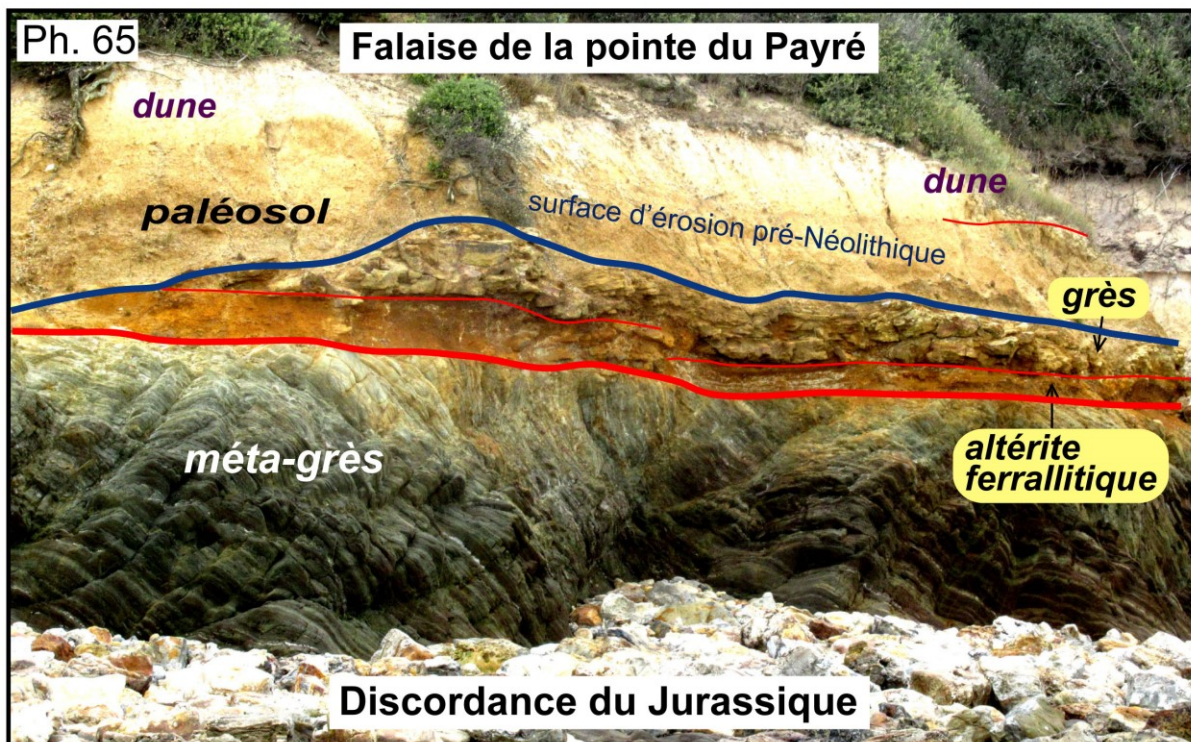
AP-19

Anse de la Mine de St-Nicolas

Fig. 22



J3a2	Bathonien inférieur
J3a1	Bathonien inférieur - BP
J2c	Bajocien supérieur
J2b	Bajocien moyen
J2a	Bajocien inférieur
L4-J1	Toarcien-Aalénien
L3b	Domérien supérieur (x)
L3a	Carixien-Domérien inférieur
LHPSi	Hettangien et Pliensbachien inférieur silicifié-minéralisé
L1b	Hettangien supérieur
	<i>continental - marin</i>
L1a	Hettangien inférieur
	<i>continental - marin</i>
(x)	Carixien + Domérien = Pliensbachien



retrouvons des bancs calcaires en bordure d'une zone fracturée et silicifiée (*estran calcaire*). Toute la zone médiane de l'anse de St-Nicolas est actuellement recouverte d'une bande de sable qu'il faut traverser pour retrouver les bancs calcaires et marneux du Jurassique sur l'estran (*estran S*). Nous rejoignons ensuite la falaise calcaire orientale qui apparaît de nouveau sous la dune (*falaise E*), jusqu'à la pointe rocheuse du sud-est fermant l'Anse de la Mine (*pointe SE*).

Nous progressons ensuite sur le haut estran rocheux en longeant la falaise (*estran SE, falaise SE*). Nous atteignons alors une succession d'éperons rocheux qui limitent la partie ouest de l'Anse du Four à chaux, objet de la seconde carte.

1.1. Falaise de la Pointe

C'est la falaise qui va jusqu'à la pointe du Payré. La discordance s'étend vers l'ouest, depuis le bas de la falaise en montant assez rapidement à mi-pente (Ph. 66, 67). On la suit jusqu'à la pointe du Payré sur 2 km (Fig. 3). Le plan de discordance est penté en moyenne de 10° vers le sud. Mais la direction de la falaise étant sensiblement est-ouest, l'intersection de ce plan apparaît proche de l'horizontale. Toutefois, à l'est de l'escalier, la falaise tourne au sud-est. Alors, la discordance descend au bas de la falaise, disparaît sous les sables et galets du haut estran, (Ph. 68) puis se perd dans les rochers de l'estran (Ph. 69). Elle réapparaît sur le bas estran grâce à la silicification des bancs du Jurassique qui restent en relief au-dessus des strates de grès métamorphiques, du fait de leur résistance à l'érosion. Ainsi, la discordance délimite l'estran des méta-grès correspondant au socle ante-Jurassique.

1.1.1. Le socle ante-Jurassique

Le substratum de la transgression jurassique est constitué de bancs décimétriques de grès pélitiques à grains moyens alternant avec des lits d'argilite et d'arkose, et, sporadiquement, des bancs purement gréseux (Ph. 70). Cette formation a subi un métamorphisme de basse température et moyenne pression dans la zone de la biotite et du grenat du faciès micaschiste (Ph. 71). Elle est plissée en larges plis semblables hectométriques avec microplis en chevrons créant une schistosité de plan axiale sub-parallèle à la stratification et dite S_{0-1} et une linéation de crénulation plongeant sur cette schistosité (Ph. 71). Sur la plus grande partie de l'estran de la pointe du Payré vers St-Nicolas, la stratification est orientée N 110° à N 130° avec un pendage de 40° à 50° vers le nord (Ph. 72). Mais aux abords de l'Anse de la Mine, la stratification tourne à N 150°-160° tout en gardant un pendage de 40°-50°. C'est l'indice que l'on aborde le contour périclinal d'un anticlinal dont l'axe se trouve un peu au sud dans la mer. Une plongée sous-marine permettrait de vérifier cette interprétation.

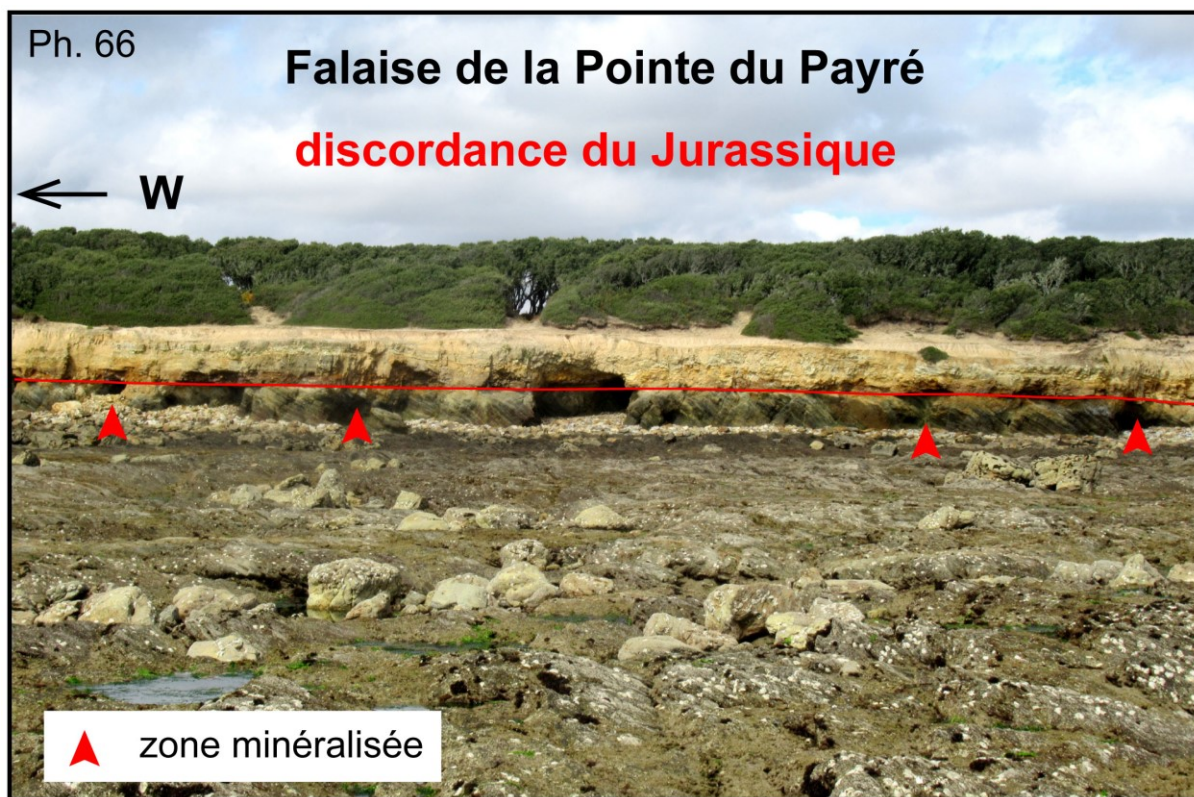
Les sédiments gréseux se sont déposés au Furongien ou Cambrien supérieur vers – 490 Ma. Cet âge nous est donné par la datation au Trémadocien, vers -480 Ma, de la formation pélitique située au-dessus de la formation gréseuse et datée par son activité rhyolitique (datation absolue par U-Pb). Le plissement et le métamorphisme du bassin sédimentaire peuvent être datés de la fin du Dévonien, ce qui correspond à la fin de la convergence menant à la collision varisque. Ce bassin est ensuite tectonisé en fossés d'effondrement au Carbonifère inférieur et intrudé de granites au Carbonifère moyen. Un nouvel épisode tectonique et volcanique basaltique prend place au Permien inférieur et moyen.

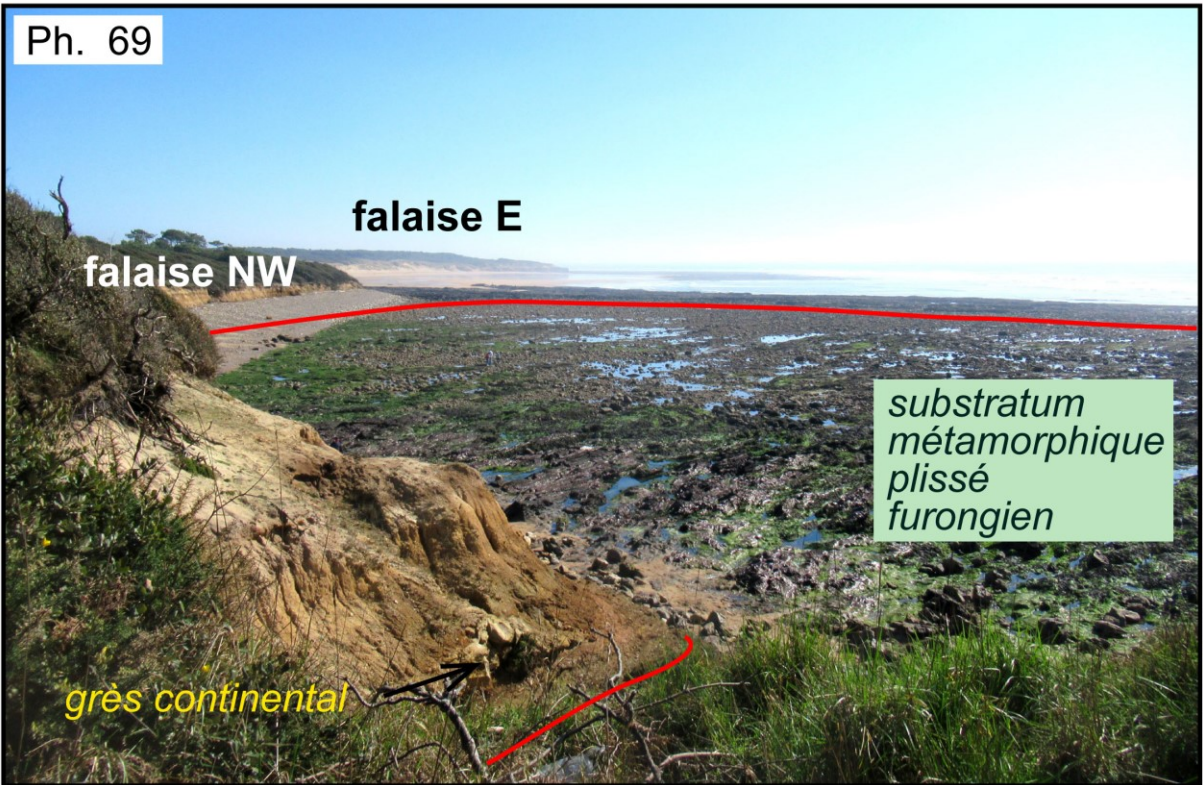
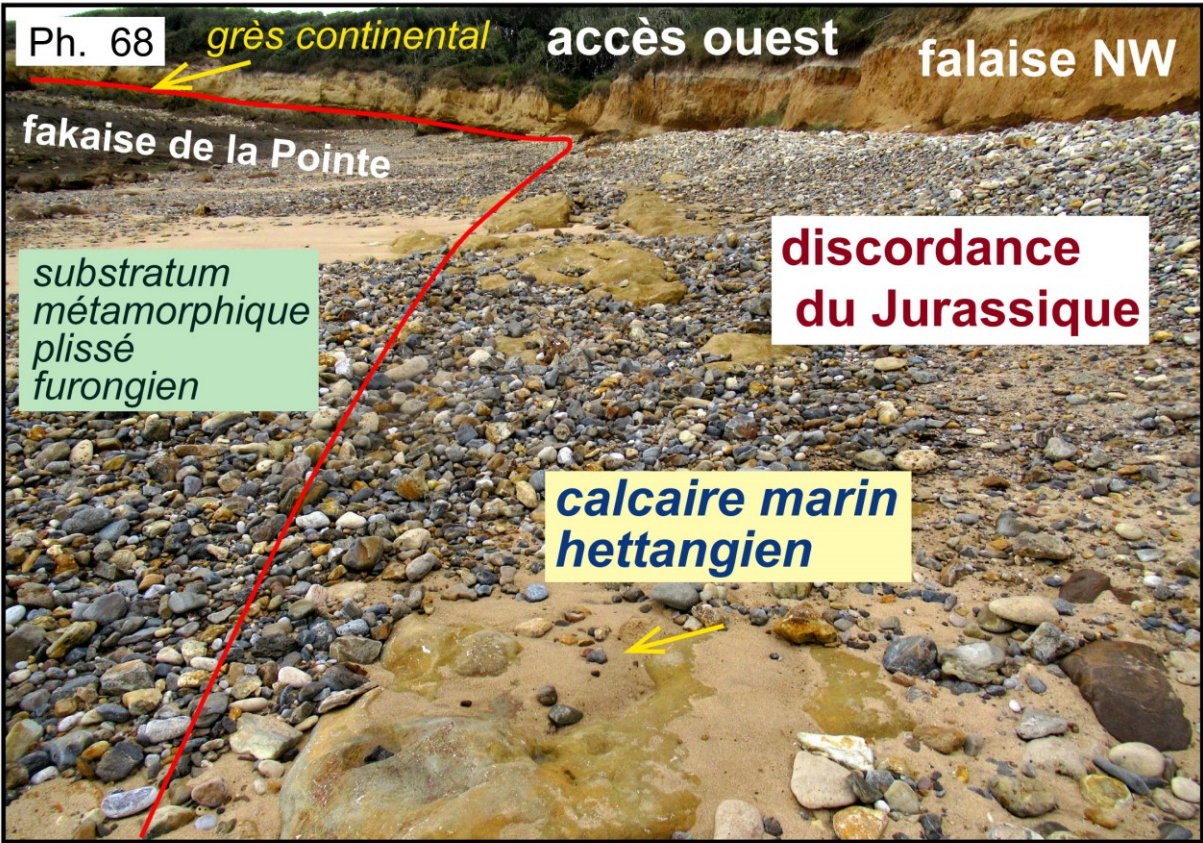
La discordance tranche au couteau les strates des méta-grès, selon une géométrie plane à peine creusée de dénivelés métriques. C'est entre la fin de l'histoire tectonique et magmatique du socle et l'arrivée de la mer du Jurassique, soit entre 270 et 200 Ma que le substratum continental a été pénéplané. La mer s'est avancée sur un paysage sans relief parcouru par des rivières marécageuses comme nous l'avons observé au Veillon.

1.1.2. Formations sédimentaires de la falaise de la Pointe et minéralisations

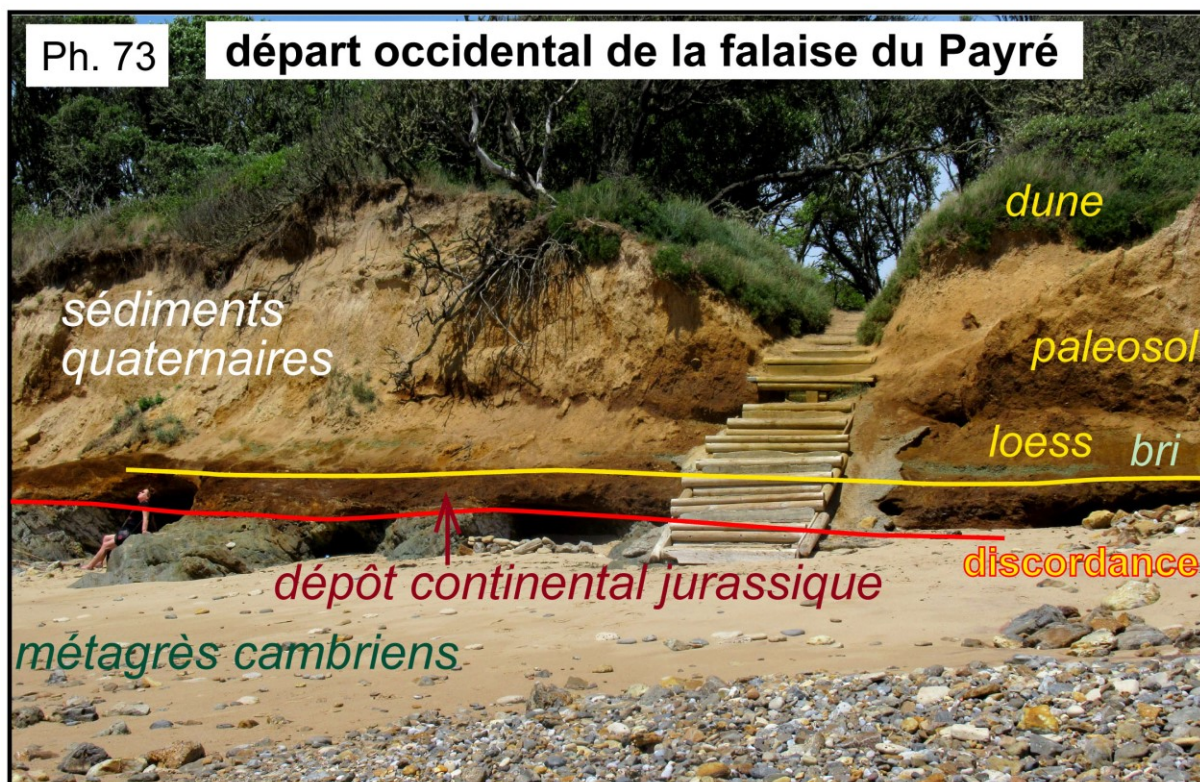
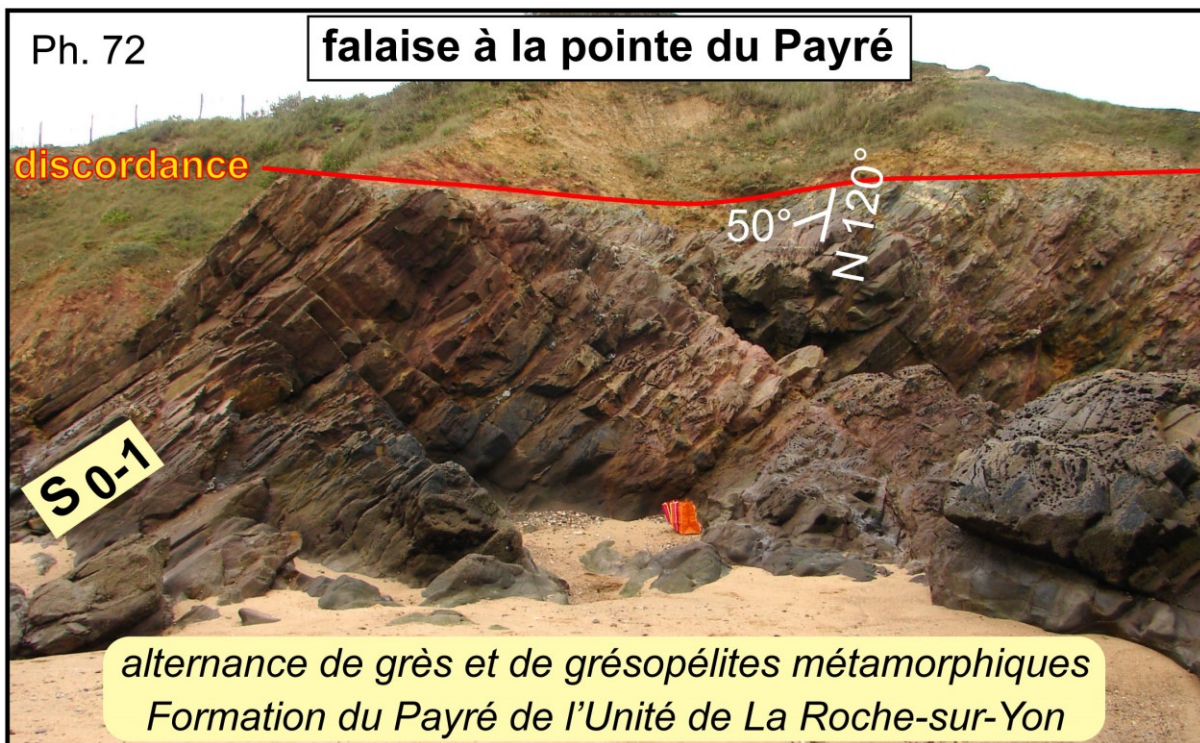
Avant de disparaître sous les galets du haut estran, la base des formations du Jurassique est accessible sous l'escalier qui donne accès à l'ouest de l'estran et à la falaise de la pointe du Payré. Nous ne voyons d'abord que l'extrême base d'un dépôt précurseur du Jurassique qui est

une altérite continentale (Ph. 65, 73). De part et d'autre de ce site, la discordance est surmontée par les dépôts du Jurassique qui prennent de l'ampleur. Mais ce sont des dépôts totalement différents. Vers l'ouest, dans la falaise du Payré, le lit d'altérite est surmonté et









passé latéralement à des bancs de grès silicifiés avec fines intercalations argileuses ou graveleuses résultant d'une sédimentation continentale. Vers le sud-est, la base de la falaise montre des calcaires marins. La discordance est en partie masquée par les sables et graviers de l'estran. Il faut creuser sous le calcaire. La base sédimentaire du Jurassique apparaît principalement au niveau de l'éperon entre les falaises NW et W (Fig. 22). Elle sera décrite avec la falaise NW.

Mais localement, ces formations ont été fortement arasées par le creusement d'une paléovallée schématisée sur la [figure 23](#). C'est l'occasion d'examiner les dépôts du Quaternaire qui coiffent les falaises du littoral, notamment au-dessus des formations du Jurassique.

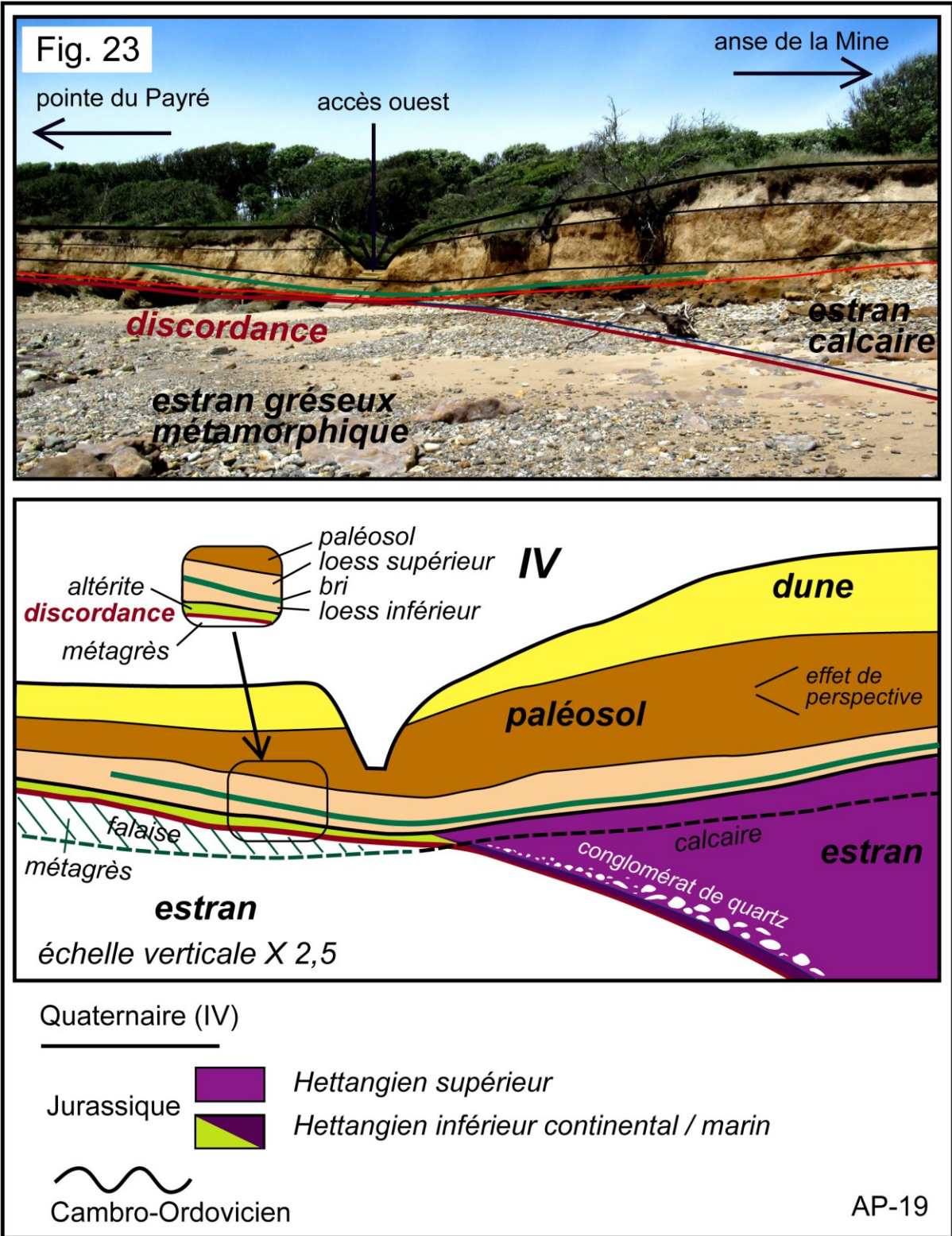
1.1.2.1. Formations du Quaternaire

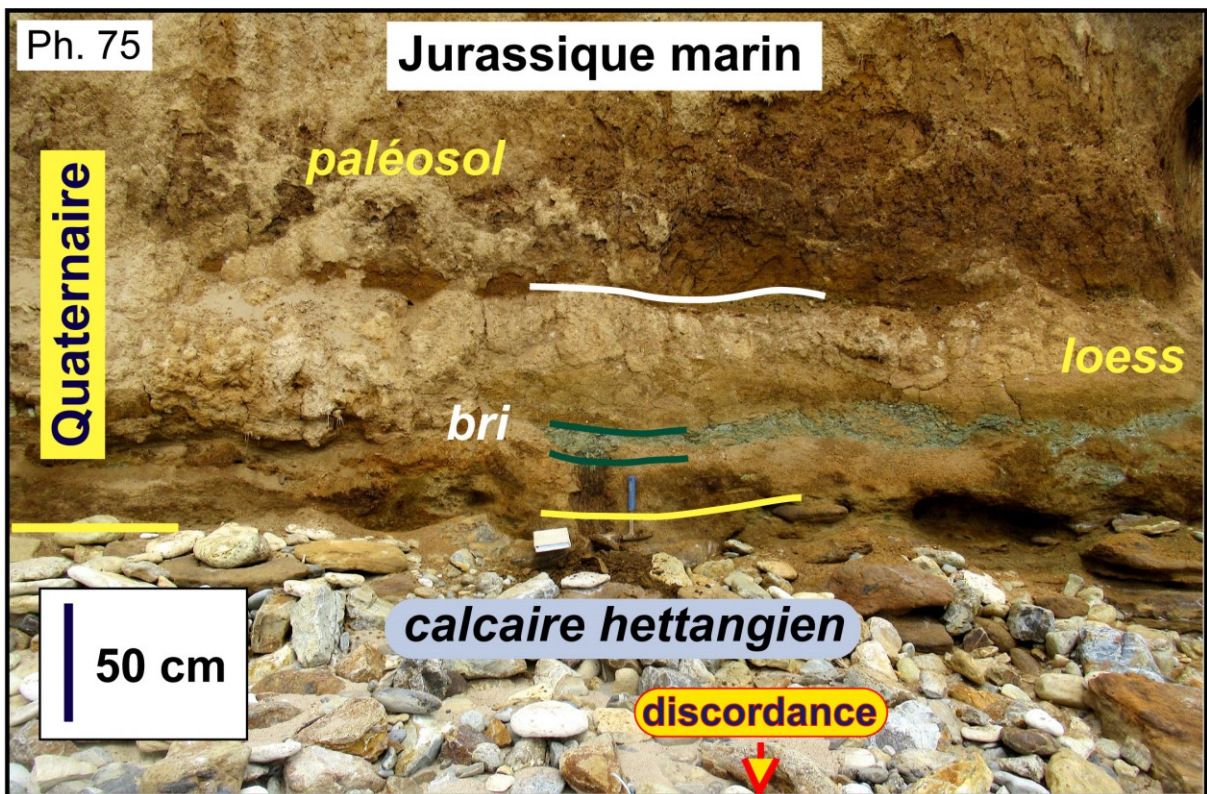
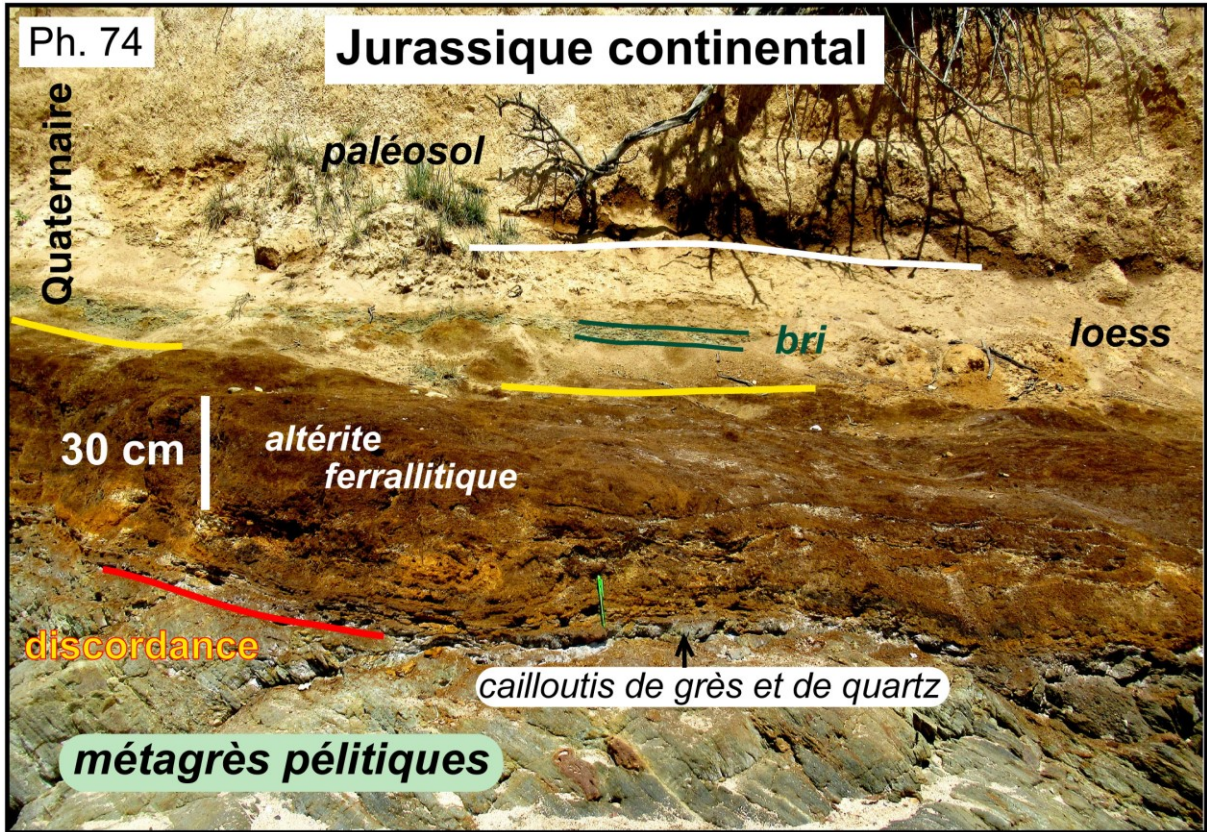
Au départ de la falaise du Payré, à l'accès ouest, les formations du Quaternaire reposent sur les premiers bancs du Jurassique qui sont soit continentaux ([Ph. 74](#)) soit marins ([Ph. 75](#)). Ces bancs sont recouverts par 15 à 20 cm de sable éolien silteux qui n'est rien d'autre qu'un loess. Puis une couche de 20 à 30 cm d'argile verte formée à partir d'une vase fluvio-marine s'est déposée calmement dans un milieu palustre ouvert. Cette argile, très répandue régionalement et connue sous le terme de « bri », est un produit de la transgression flandrienne post-glaciaire. Le loess inférieur est post-würmien. Un nouveau dépôt de loess au dessus de l'argile atteint 30 à 50 cm. Cette première séquence sédimentaire est à son tour nivelée par une surface d'abrasion que recouvre un paléosol épais souvent de plus d'un mètre mais entaillé par l'érosion sub-actuelle. La dune éolienne actuelle recouvre l'ensemble. Ces formations du Quaternaire sont bien connues sur le littoral vendéen. Une des meilleures coupes a été levée par M. Boiral à la Pointe du Grouin-du-cou à la Tranche-sur-Mer ([Boiral et Joussaume, 1990](#)). Un niveau de bri similaire est daté du Néolithique final. Mais celui de St-Vincent-sur-Jard, un peu plus élevé pourrait se rapporter à un optimum climatique du Néolithique supérieur.

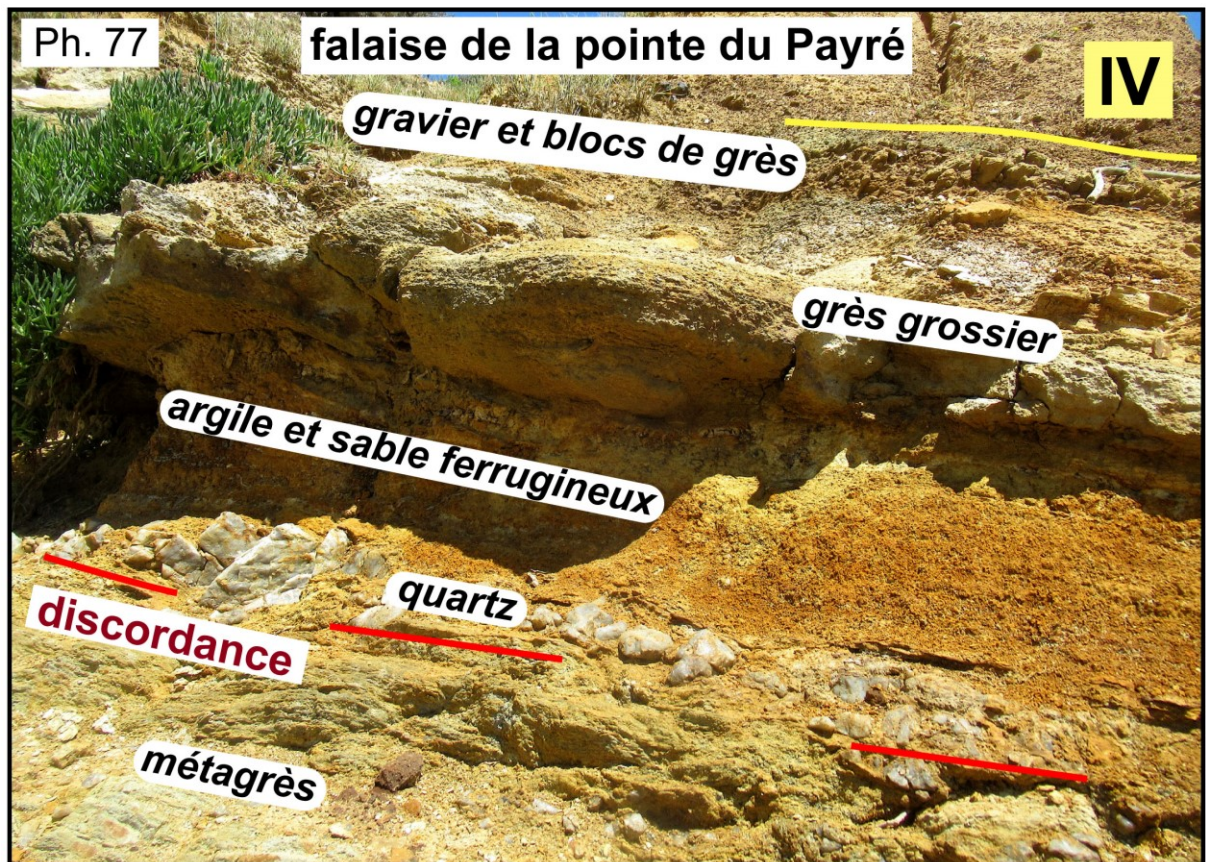
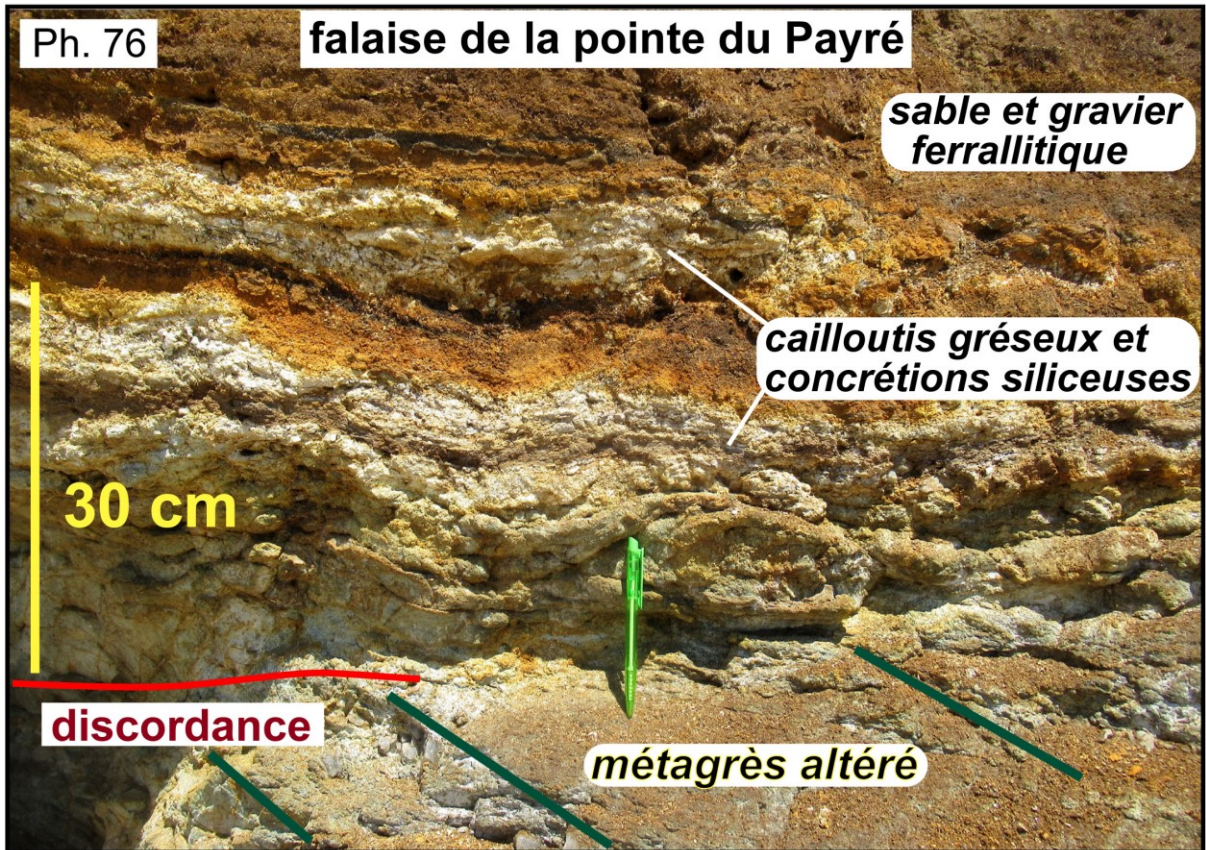
1.1.2.2. Formations continentales du Jurassique

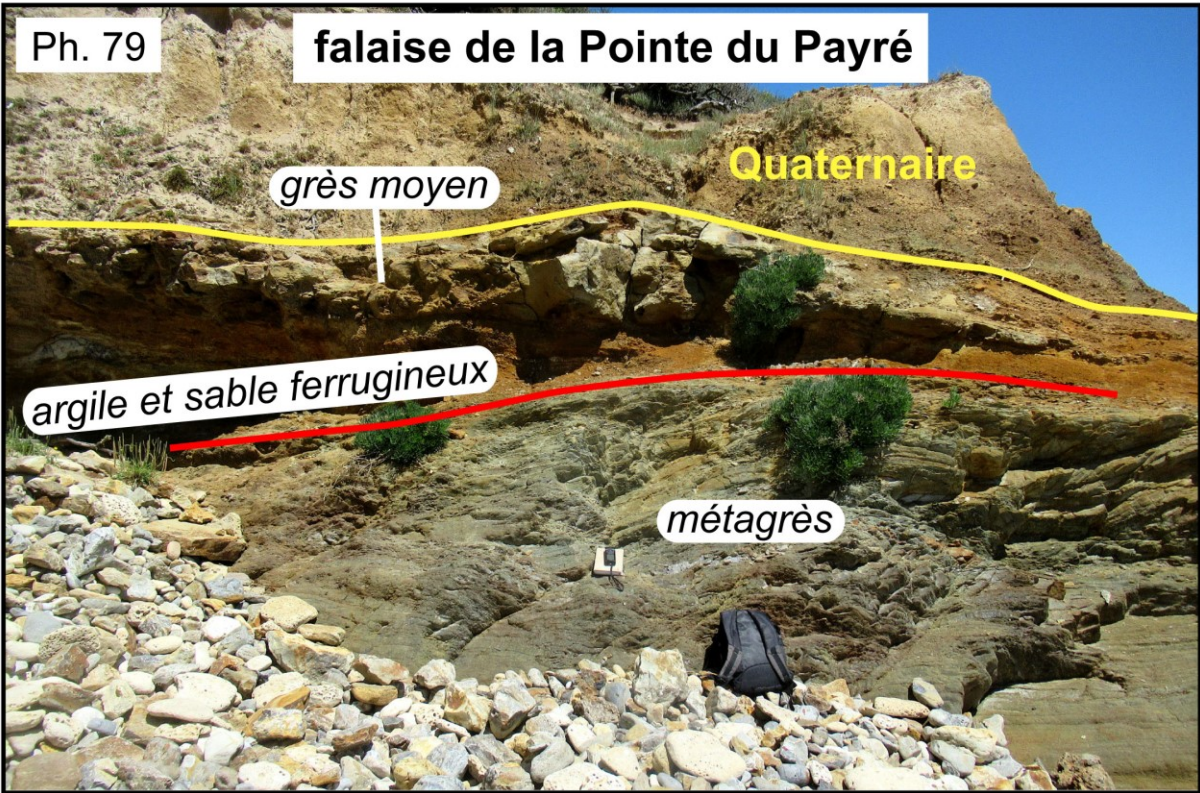
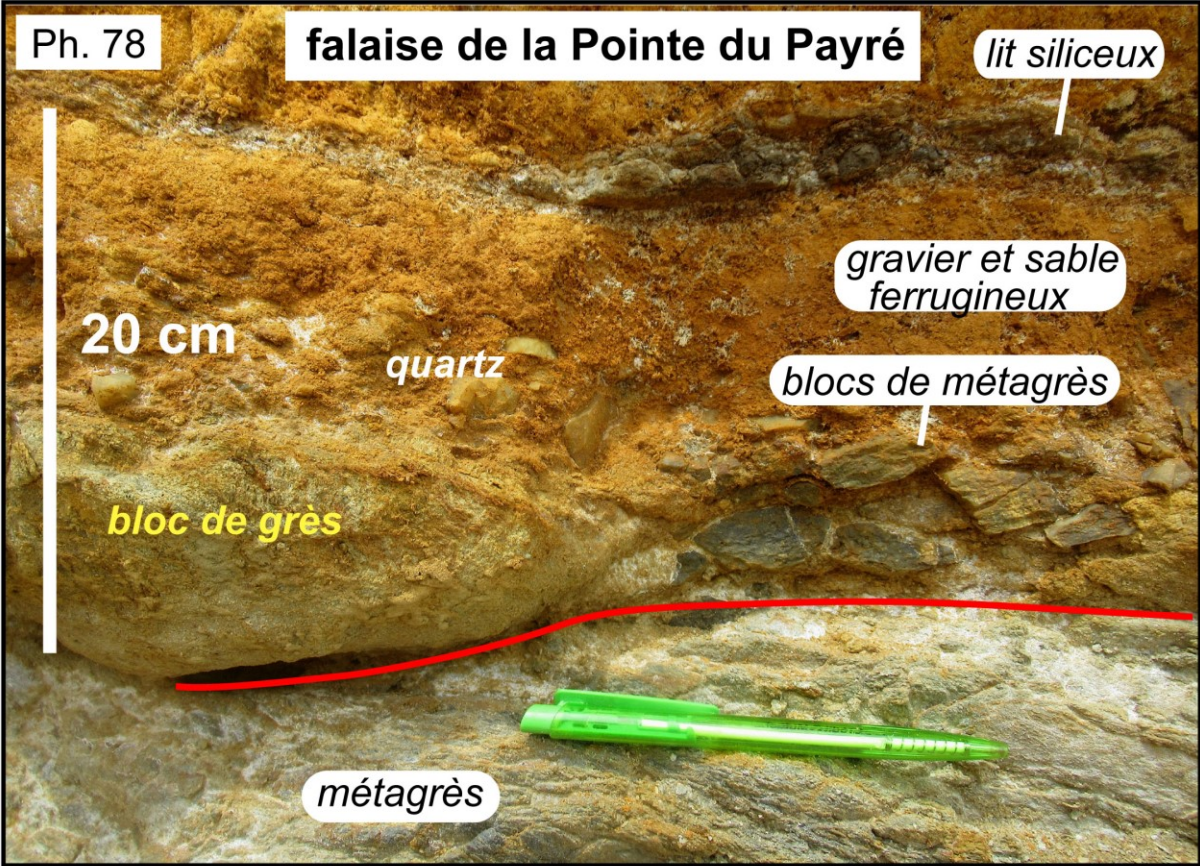
Dans la falaise de la Pointe, la sédimentation attribuée au début du Jurassique par corrélation avec les premiers dépôts carbonatés commence par un lit de débris anguleux centimétriques de quartz et de grès métamorphique provenant du socle immédiat ([Ph. 65, 76, 77](#)). Ce n'est pas une arène granitique ni une arkose. Les affleurements de granite sont trop loin. Toutefois le terme d'arène est convenable : cailloutis, gravier et sable grossier issus de la désagrégation du substratum rocheux local. Des boules de grès signalent un écoulement torrentiel ([Ph. 78](#)). Aux éléments gréseux s'ajoutent des argilites qui se délitent pour constituer un ciment argileux. Des amas de tourbe et des fragments de bois carbonisé sont aussi présents. Puis s'accumulent sans classement des débris graveleux dans une matrice de sable ferrugineux chargée de concrétions ferrallitiques. La distinction d'horizons éluviaux chargés en silice et d'horizons illuviaux argilo-sableux caractérise une allotérite : une altérite ayant subi des transformations importantes physiques et chimiques (transferts verticaux et horizontaux, dissolutions, précipitation...). L'ensemble suggère une formation continentale résiduelle sous climat tropical. L'épaisseur de la formation varie de 50 cm à 150 cm. Rien n'interdit de faire remonter au Rhétien ce dépôt continental.

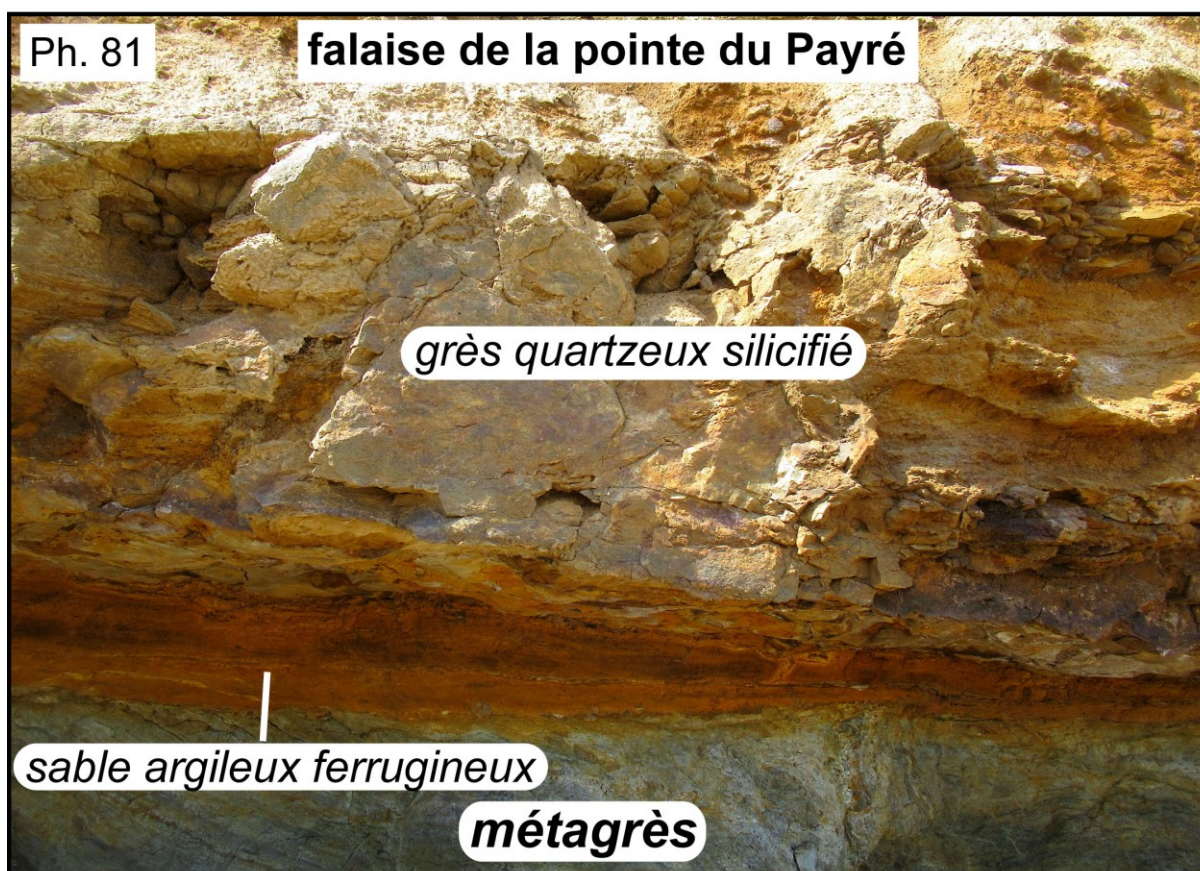
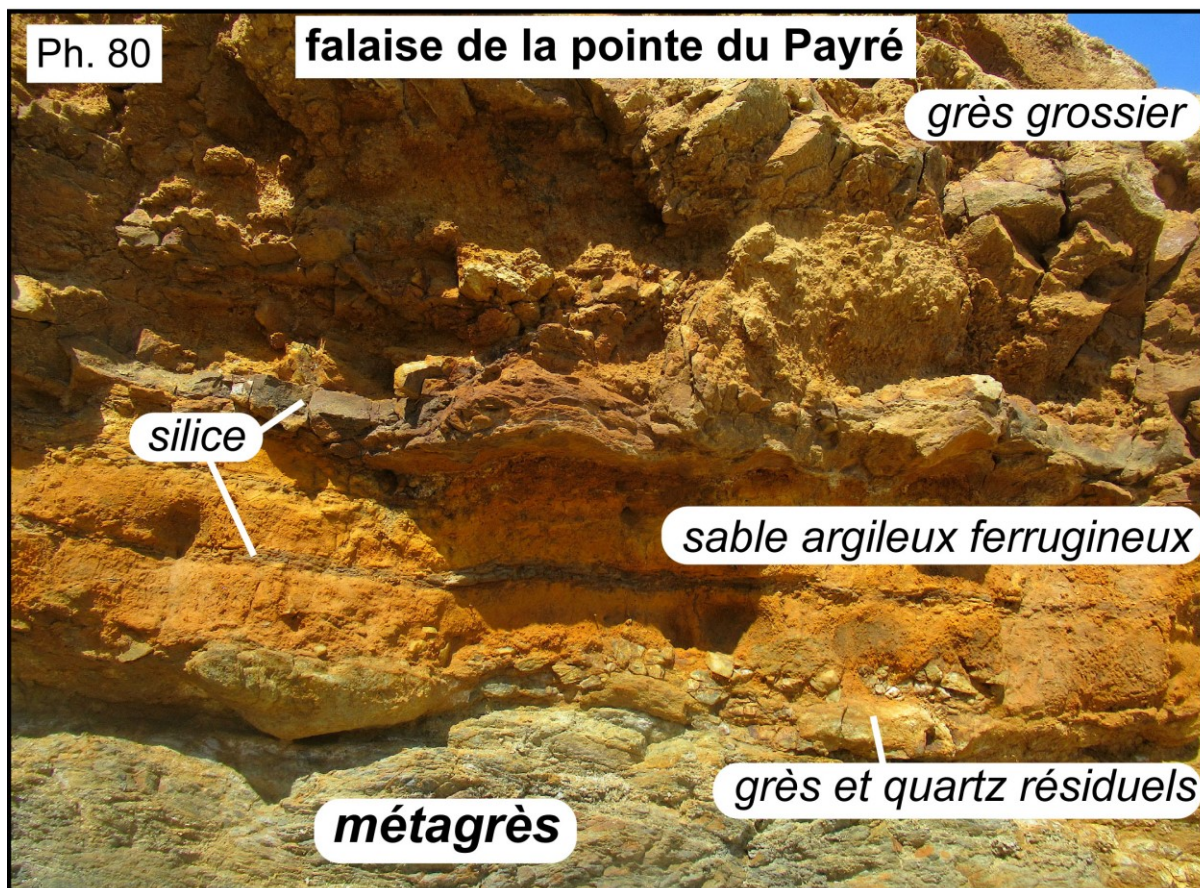
En allant vers l'ouest, les strates supérieures de la pile du Jurassique apparaissent avec l'élévation de la falaise et le relèvement de la surface d'érosion du Quaternaire. L'altérite de base varie d'épaisseur, tout en conservant un lit détritique grossier fait de blocs et d'éclats de quartz. Elle est alors surmontée par des bancs de grès franchement sédimentaire avec alternance de bancs à grains moyens ou fins cimentés par de la silice ([Ph. 77, 79, 80](#)). Les niveaux mal cimentés permettent d'observer un mélange de grains anguleux à peine émoussés et de grains ronds et mats caractéristiques d'un transport éolien. Latéralement réapparaît une allotérite avec niveaux argilo-sableux ferrugineux et niveaux siliceux reposant sur la couche graveleuse basale. Ces niveaux sont alors surmontés par un empilement mal stratifié de grès moyens et grossiers ([Ph. 80](#)). En continuant vers l'ouest, la couche résiduelle basale s'affine et disparaît en biseau. Une diagenèse siliceuse cimente les bancs de grès qui prennent un aspect de silexite ([Ph 81](#)). La silicification diagénétique des dépôts de grès est l'effet de la











sursaturation en silice de la base de la nappe aquifère qui ennoie la pile sédimentaire perméable au-dessus du substratum imperméable. Les empilements supérieurs de grès moyen sont relayés par un banc bien lité de grès quartzeux à grain fin (Ph. 82). C'est ce banc de teinte claire, épais de 1 à 2 m, qui forme le rebord de la falaise sur une bonne partie de la pointe en montrant des ondulations décamétriques (Ph. 68, 83).

Les variations latérales d'épaisseur assez rapides pour les grès, avec biseaux stratigraphiques et stratifications obliques confirment l'origine éolienne du dépôt sableux de la pointe du Payré (Ph. 84), origine déjà suggérée par la morphoscopie des grains. En anticipant sur la discussion des formations du Jurassique, nous situons cette sédimentation éolienne sur un seuil entre la lagune du Veillon et le bassin marin de Jard-sur-mer.

1.1.2.3. Minéralisation stratiforme disséminée

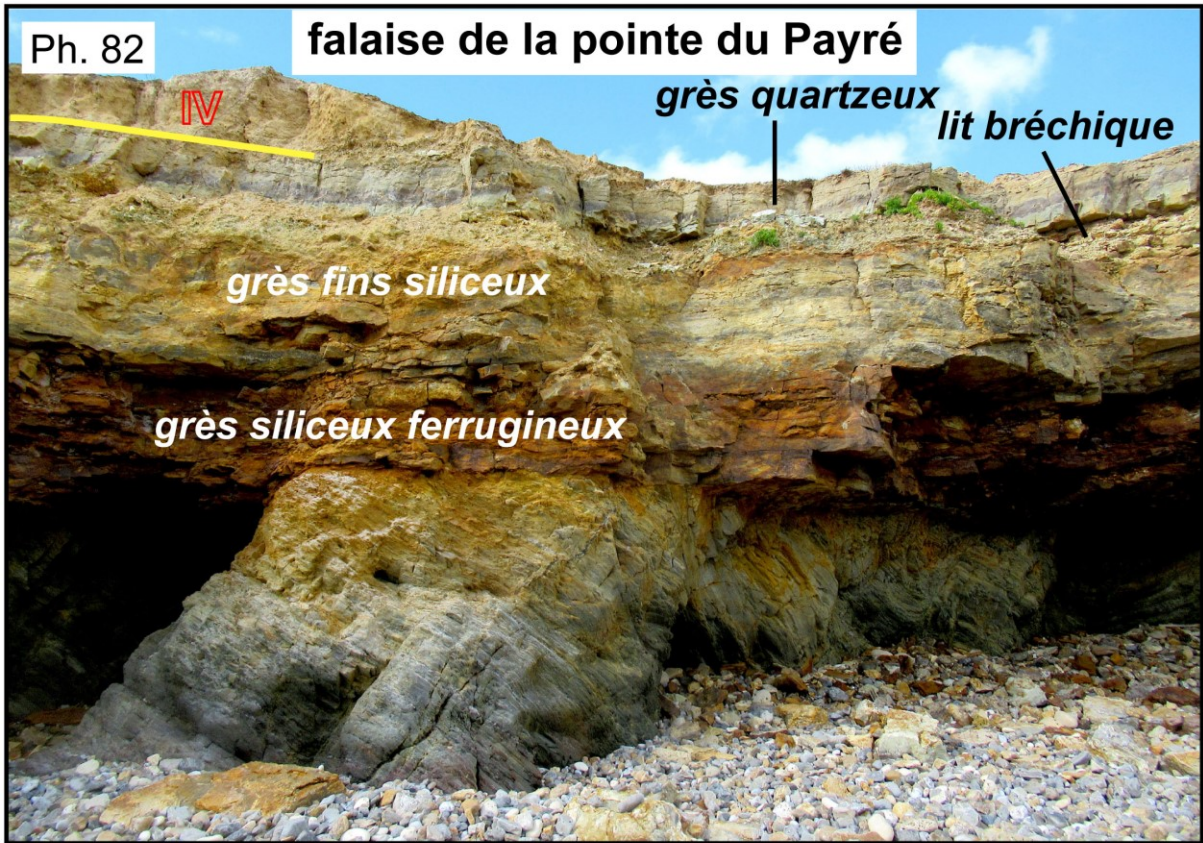
En allant vers la pointe du Payré, les strates de base de la discordance essentiellement siliceuses se chargent localement d'hydroxydes de fer couleur de rouille (Ph. 65, 66, 83, 84). Cette coloration résulte de l'altération de sulfures ou oxydes métalliques dont on peut voir les fantômes dans la trame siliceuse par des petits vides de forme cubique ou prismatique. Toutefois, les microcristaux de pyrite sont abondants, parfois accompagnés de galène. Ces lentilles rubéfiées sont largement imprégnées de barytine comme à une centaine de mètre à l'ouest de l'accès ouest (Ph. 85, 86). La barytine est le plus souvent crêtée en amas mamelonnés. Des petites géodes montrent de la barytine prismatique, parfois des cubes de fluorite jaune et, rarement des prismes de cérusite.

En clair, les strates de la base de la formation sédimentaire discordante ont été minéralisées par des sulfures métalliques dans une gangue de silice et de sulfate de baryum, selon une imprégnation qui s'est propagée sur le plan de la discordance. Cette minéralisation stratiforme a été alimentée par des filons traversant le socle et orientés N 60° à N 80°. Sur l'estran, ces filons sont trahis par des amas d'oxydes dans une gangue siliceuse (Ph. 87, 88). Cette minéralisation est le fruit d'un *hydrothermalisme fissural de moyenne température* que nous allons aussi trouver dans l'estran silicifié.

1.2. Falaise NW et W de la Mine de St-Nicolas

Au sud-est est de l'escalier (accès ouest) arrive la falaise NW de la Mine (Fig. 18 et 22). La discordance descend de l'angle de la falaise de la Pointe et s'écarte de la falaise SW en allant vers l'estran au sud-est (Fig. 23, Ph. 68 et 69). Nous pouvons préciser le trajet de la discordance en déblayant le bas de la falaise (Ph. 89, 90, 91, 92). Le grès métamorphique altéré du substratum est visible sous l'altérite continentale (site C) et sous le calcaire marin (site M). Le passage du domaine continental au domaine marin se fait calmement avec le dépôt d'un banc calcaire sur un simple petit lit de galets de quartz.

En suivant la falaise NW vers le SE, nous remontons dans la colonne stratigraphique en raison du pendage des strates vers le sud. La succession stratigraphique se poursuit de bas en haut dans la falaise W. L'ensemble correspond à une formation principalement carbonatée, mais que nous pouvons diviser en deux membres : un membre inférieur dominé par des calcaires cristallins massifs et ferrugineux et un membre supérieur à alternance de calcaires, calcaires marneux et marnes. En terme de chronostratigraphie, le membre inférieur se réfère à l'Hettangien, sur la base des données régionales. Le membre supérieur est paléontologiquement daté du Pliensbachien au Toarcien inférieur.





1.2.1. L'Hettangien de St-Nicolas

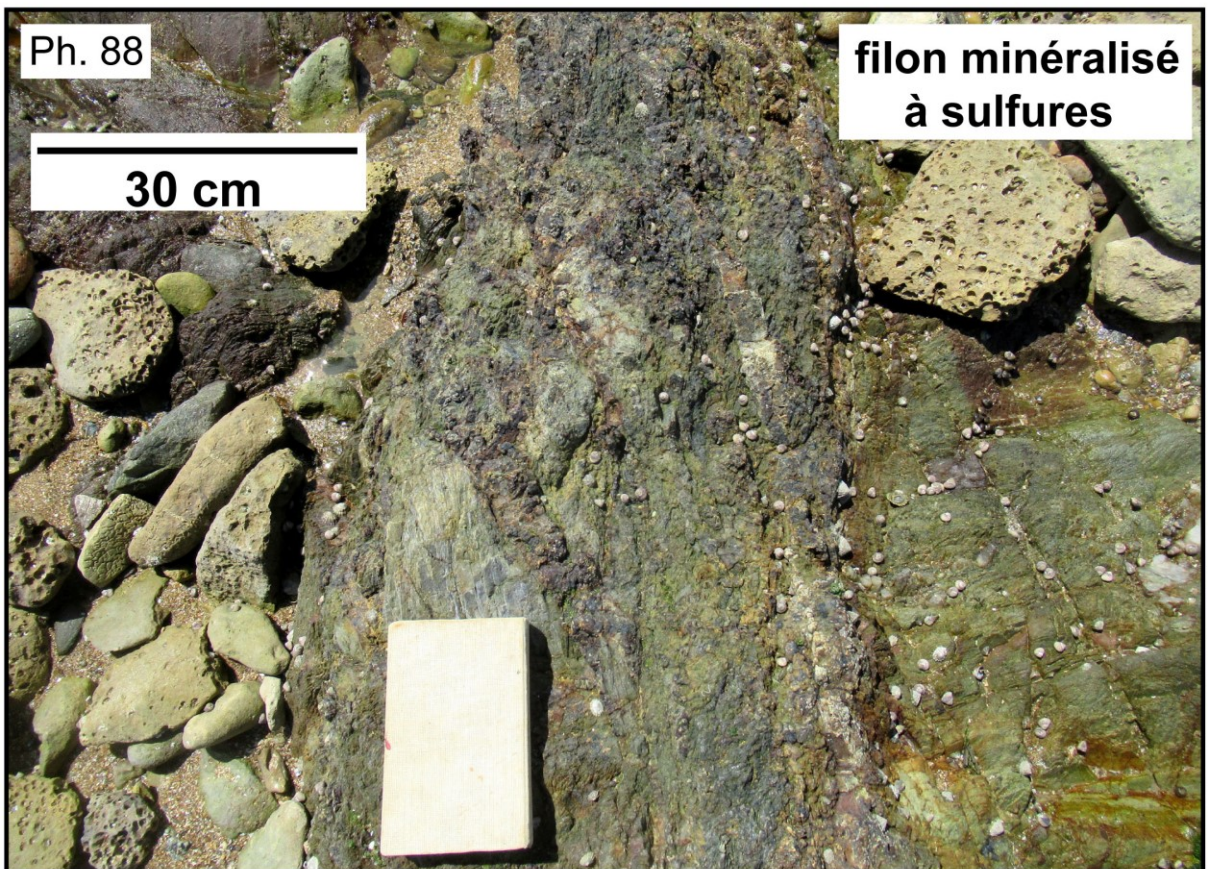
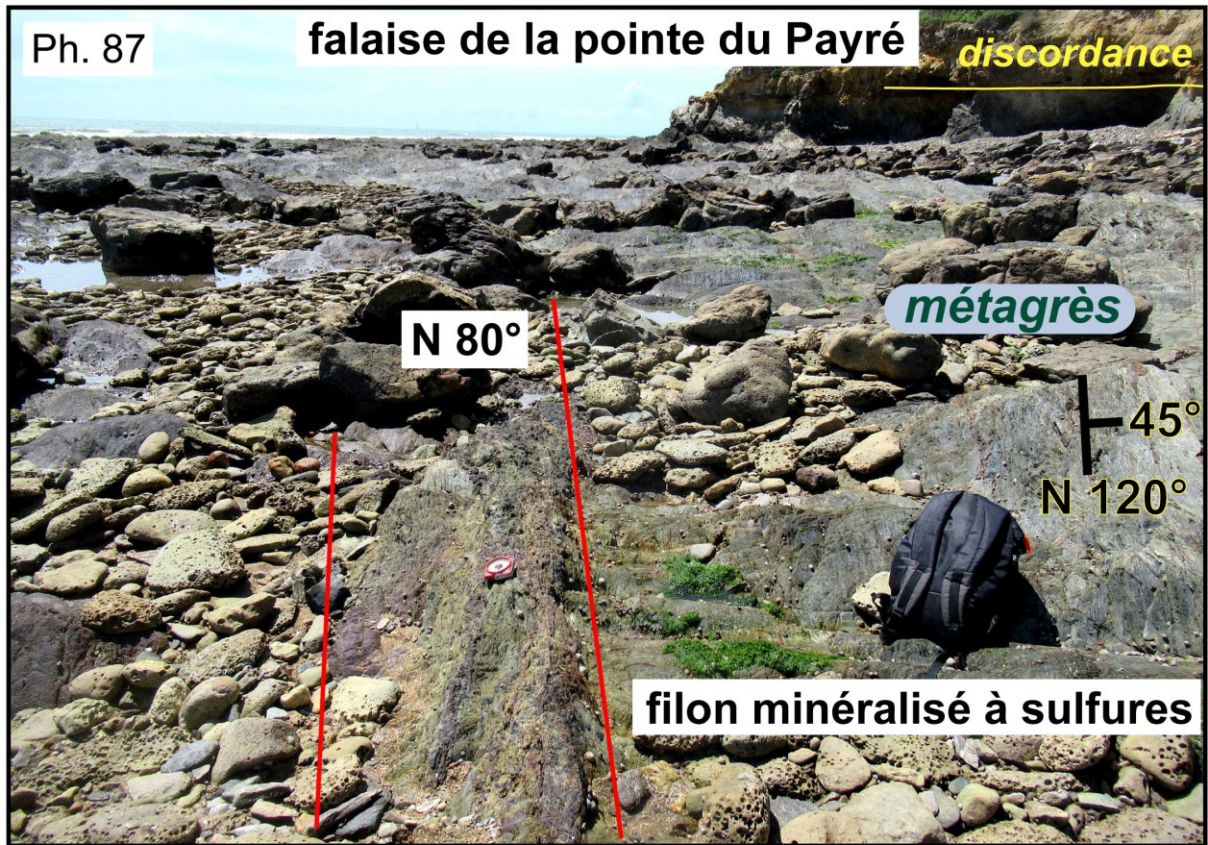
Les premières formations marines du Jurassique apparaissent sur le haut estran et le long de la falaise NW (Ph. 68, 89, 93, 94). La base du Jurassique marin carbonaté est visible au nord-ouest de la falaise NW et au niveau de l'éperon W (Fig. 22, 23).

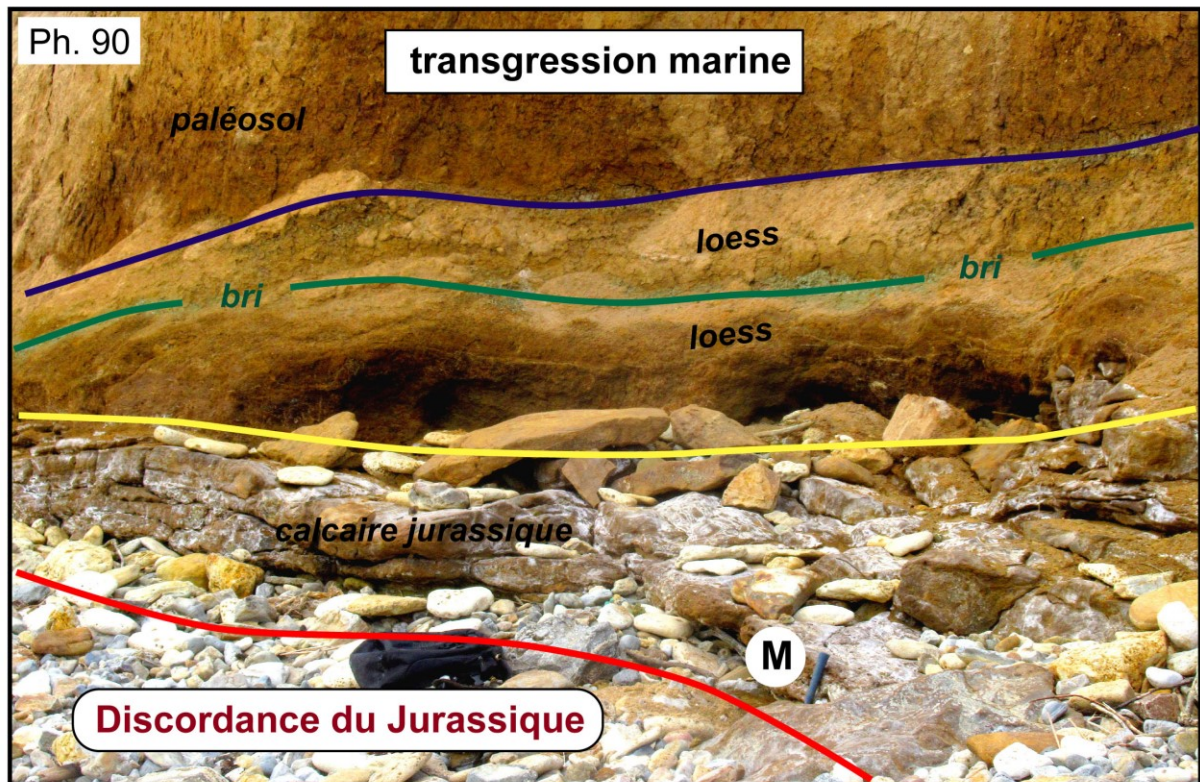
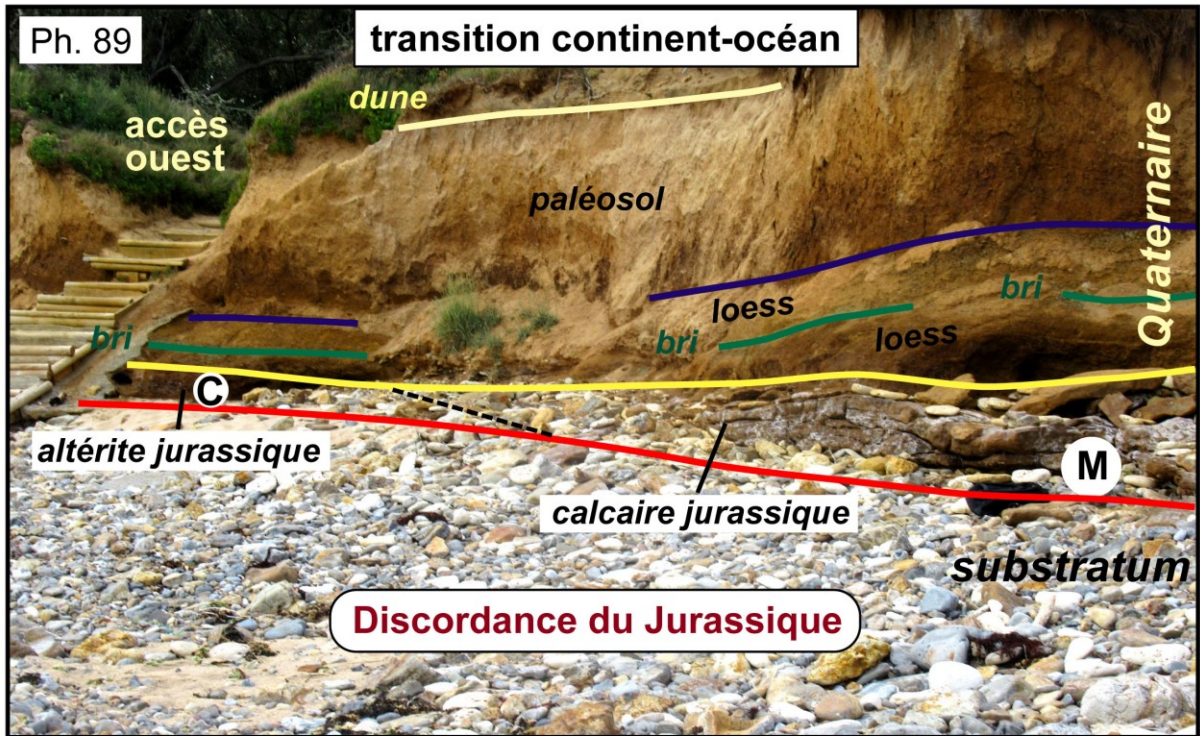
Au nord-ouest, la sédimentation commence avec un conglomérat de quartz à ciment calcaire (Fig. 23 ; Ph. 92). L'interface entre la méta-grésopélite du substratum et le conglomérat est nappée par un lit de 2 cm d'épaisseur formé par de la barytine microcristalline et d'une densité de 3.9 à 4. L'origine téléthermale ou évaporitique reste à trouver. Nous ignorons quand ce précipité de barytine s'est formé et quelle est son extension. Le conglomérat commence par une couche centimétrique de gravier de quartz blanc qui s'épaissit latéralement tandis que la taille des éléments atteint 4 à 5 cm (Ph. 92, 95). Les composants détritiques sont dispersés dans la matrice carbonatée de façon hétérogène et sans classement. Ils sont aussi médiocrement roulés avec des formes anguleuses, bien que finement polis. Ces éléments sont exclusivement du quartz blanc. C'est donc un *conglomérat monogénique* mal stratifié à éléments non classés. Les formes irrégulières des galets de quartz témoignent de leur origine par destruction des filons de quartz qui traversaient les strates de grès du substratum. Il n'y a aucun élément des grès métamorphiques dans le conglomérat. Sans doute facilement dégradables, ces éléments ont été éliminés. Seule la mer peut produire un tri aussi efficace par brassages répétitifs et sans sédimentation ordonnée. Ce n'est donc pas un conglomérat de base de transgression classiquement hétérogène et polygénique mais le reste d'une grève ou d'un petit cordon littoral.

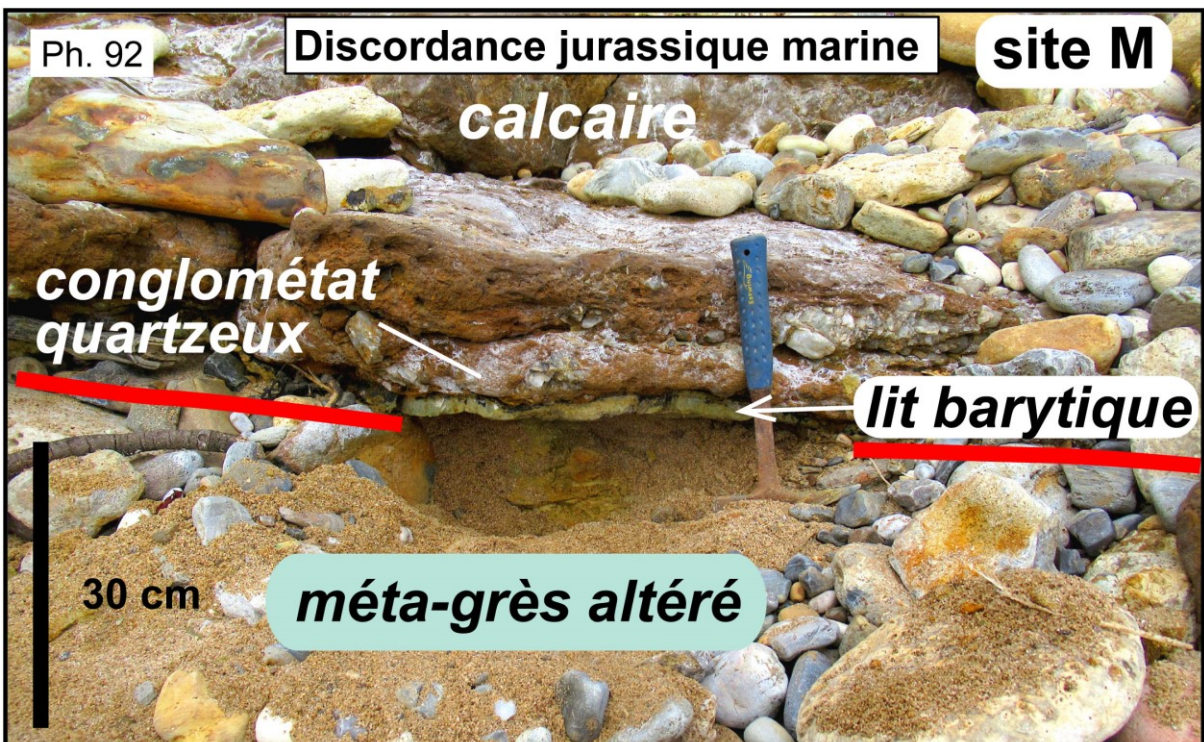
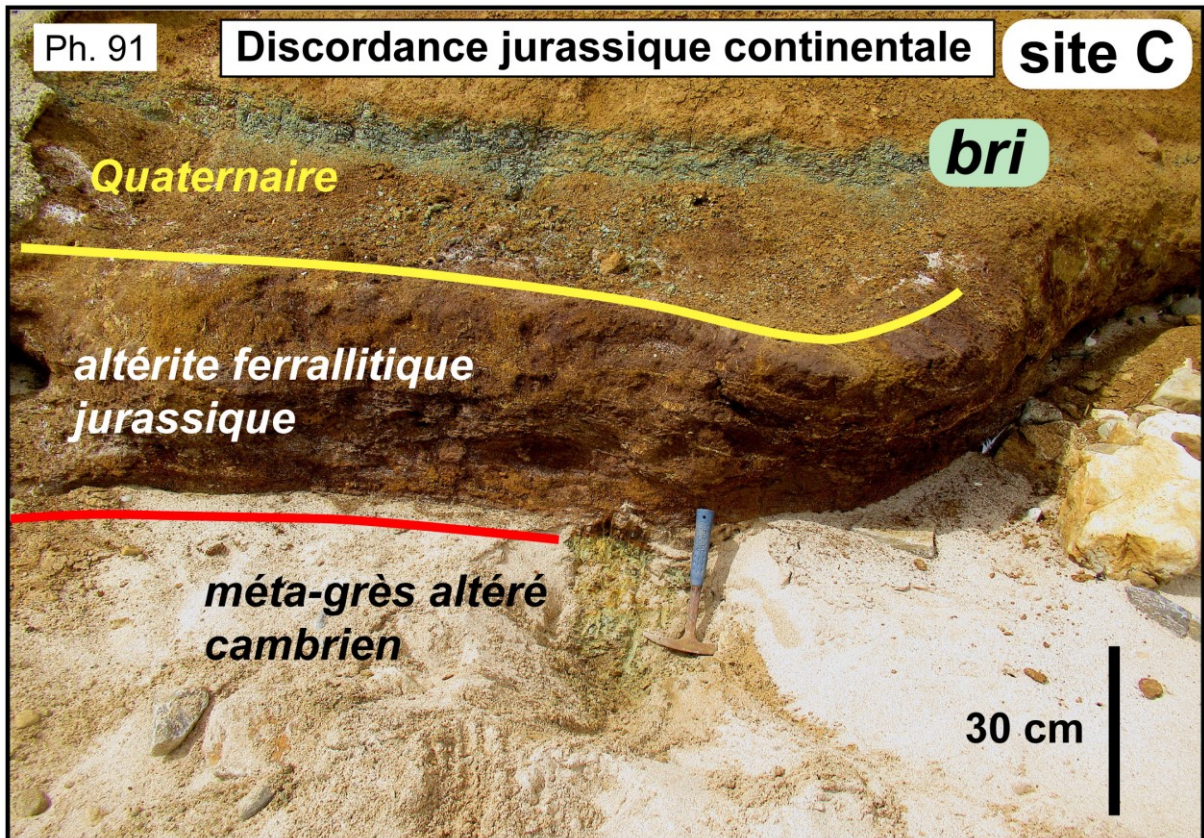
A l'éperon W, on retrouve la base déritique à gravier de quarts dans une matrice calcaire, mais aussi des couches d'argile intercalées dans des bancs calcaires (Ph. 96). Latéralement, la silicification a modifié la composition des bancs carbonatés. Mais elle a épargné les couches d'argiles situées au-dessous, sans doute en raison de leur imperméabilité (Ph. 97).

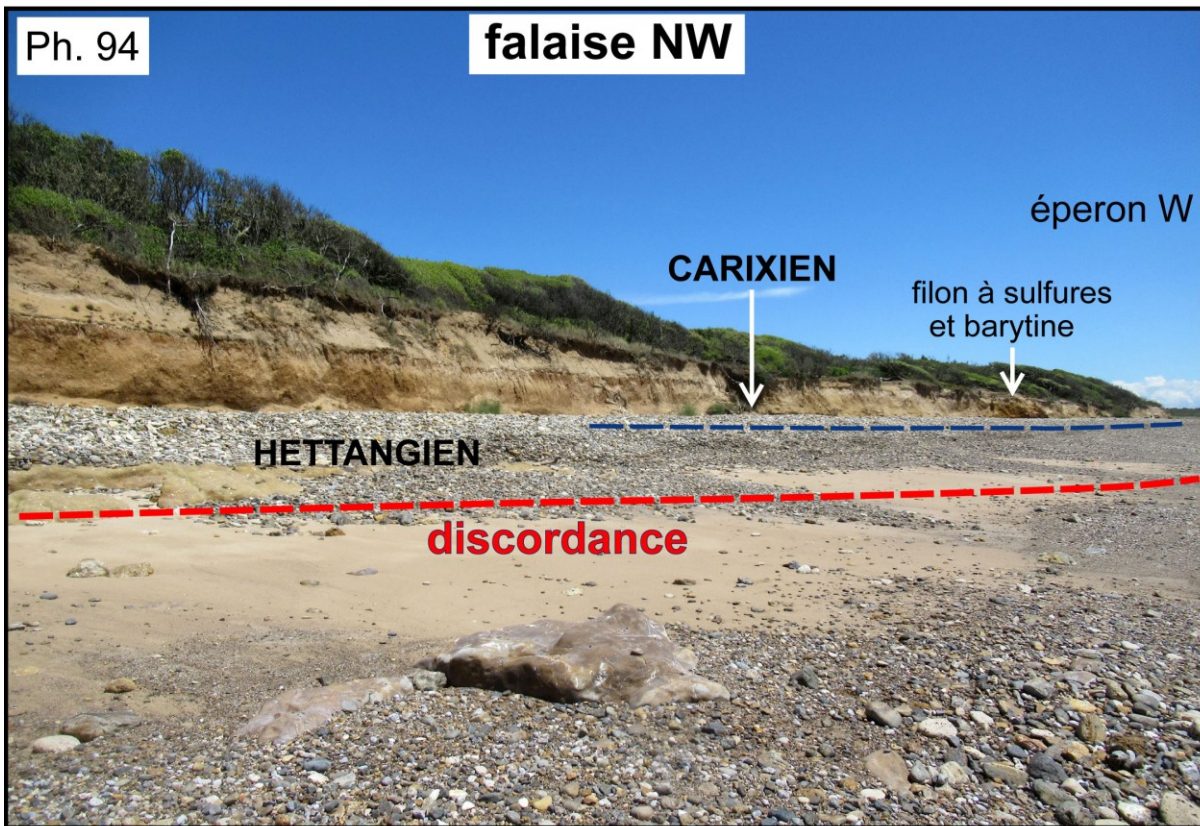
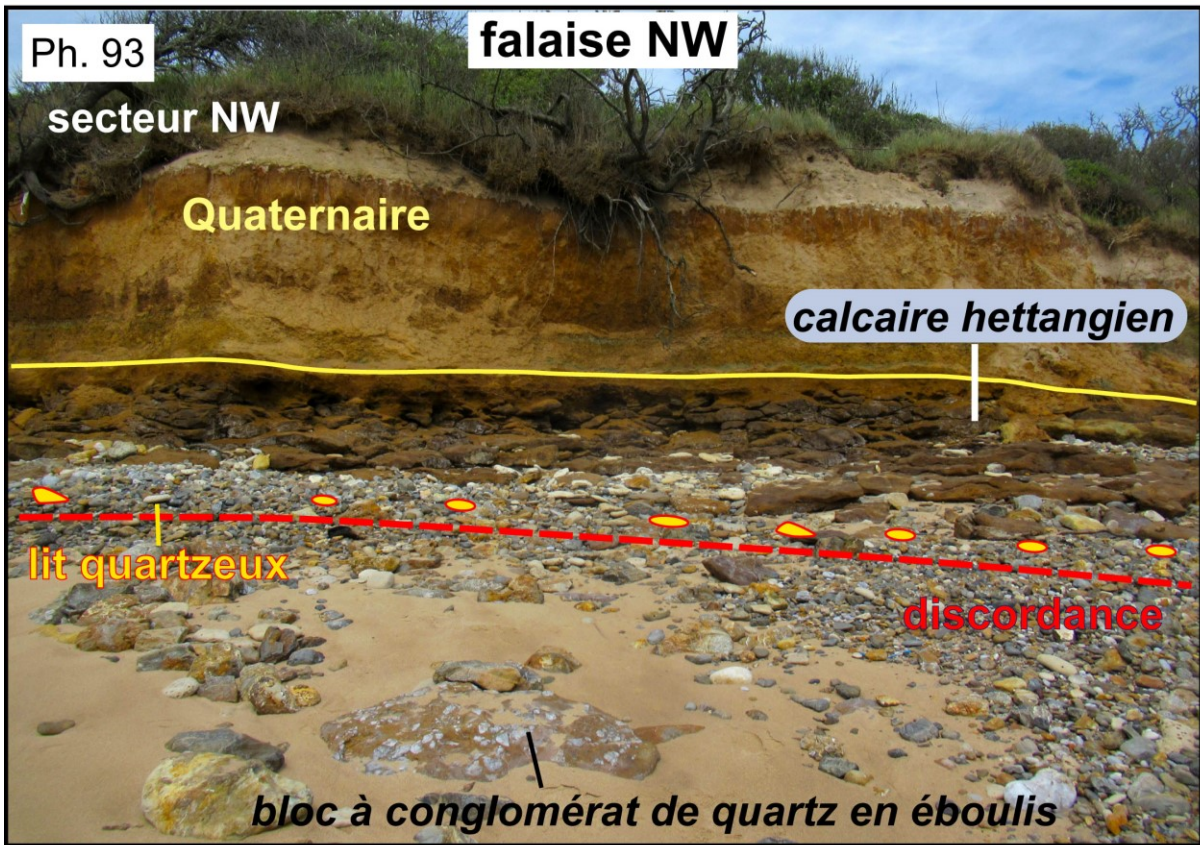
Le calcaire de base affleure au début de la falaise NW et sur le haut estran (Ph. 93, 94). C'est un calcaire micritique finement recristallisé de teinte chamois. La teinte chamois est le fait d'une oxydation en surface des constituants ferrugineux. Le décapage naturel des blocs par la mer montre que l'intérieur de la roche est de teinte gris-bleu (Ph. 98). Une attaque à l'acide chlorhydrique détruit toute la roche, ce qui confirme sa composition entièrement calcaire. En effet, ce calcaire est qualifié de dolomitique dans les notices et articles sur la géologie locale, sans doute par confusion avec le calcaire nankin.

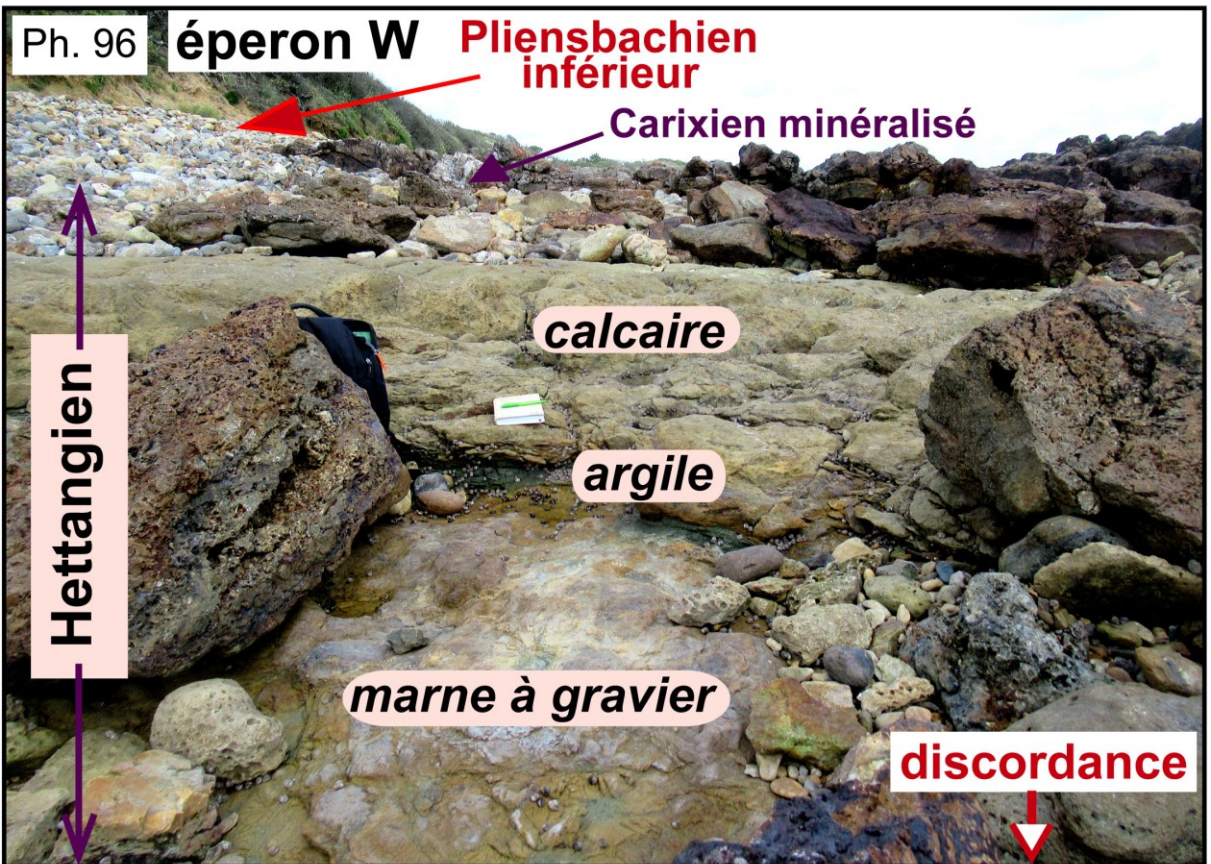


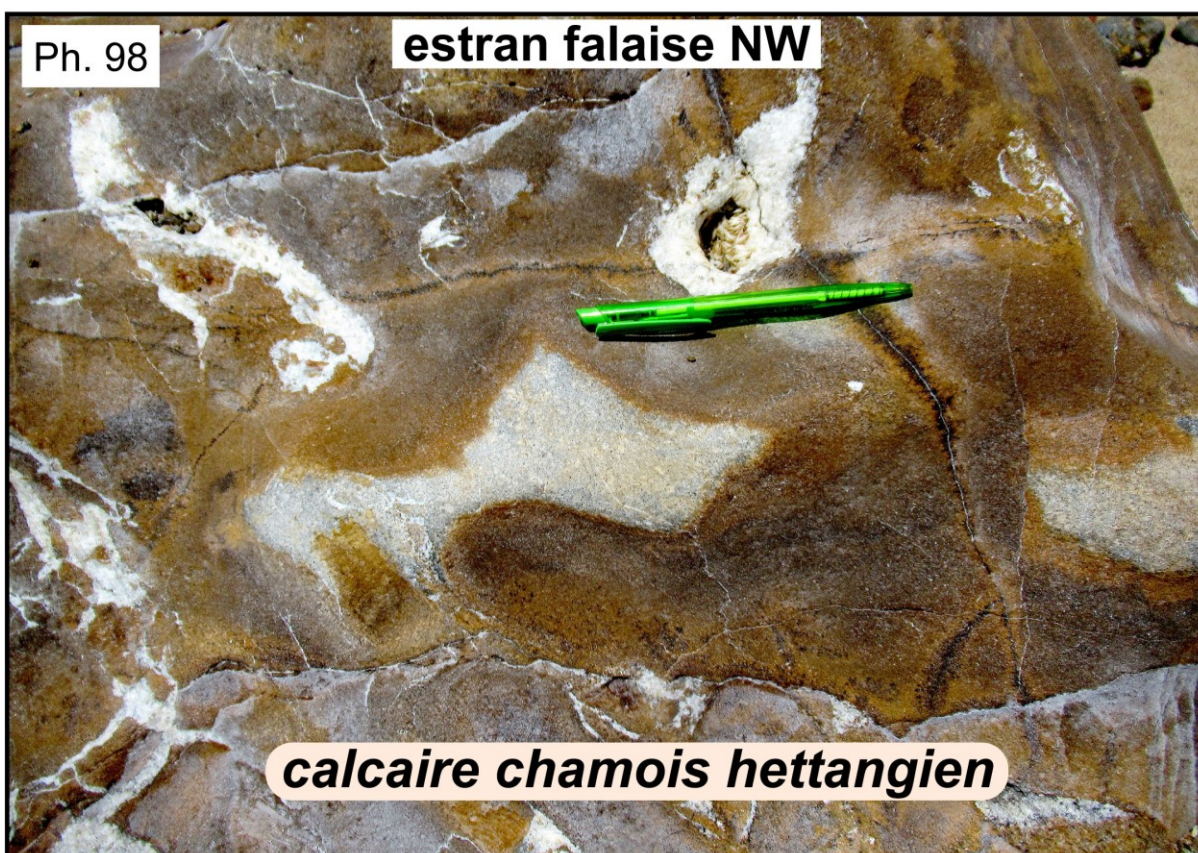
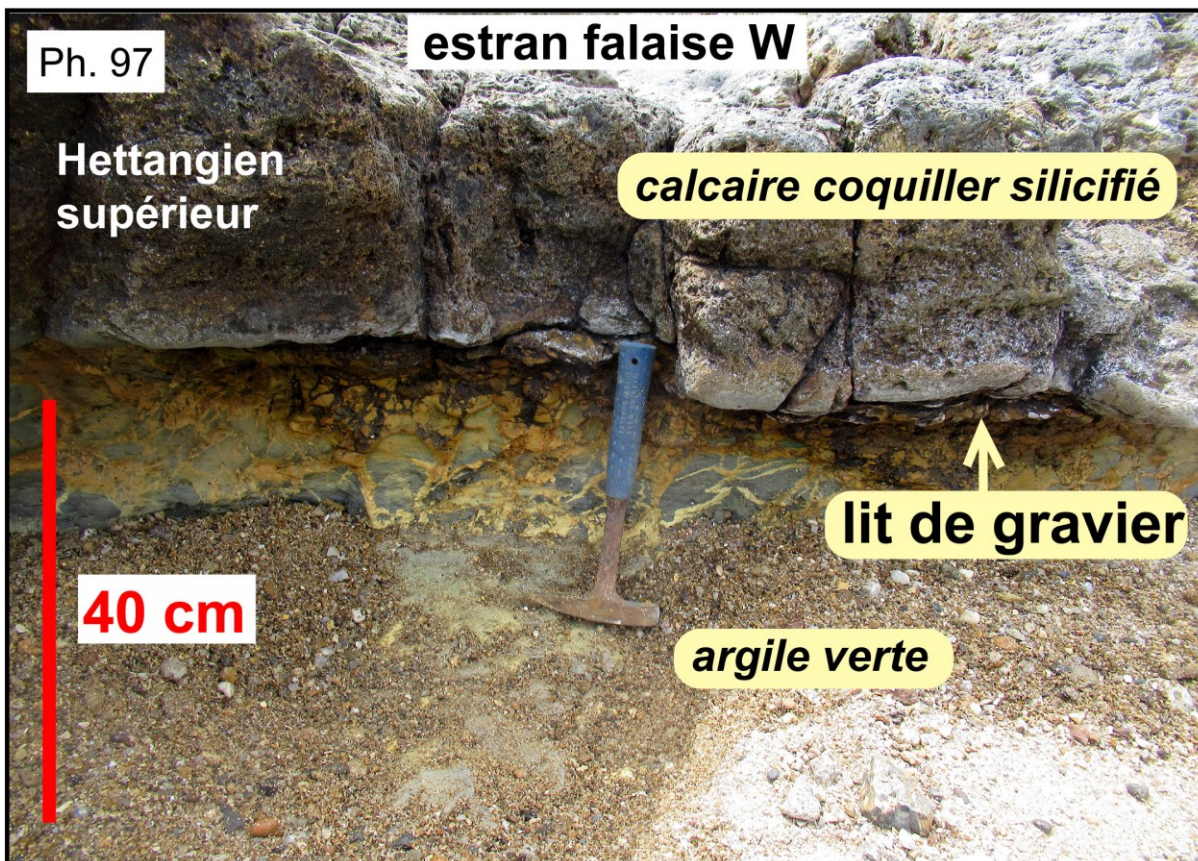












Au passage, une remarque s'impose sur l'attribution du terme de « dolomitique ». On ne connaît aucune analyse précise de la composition dolomitique communément attribuée aux

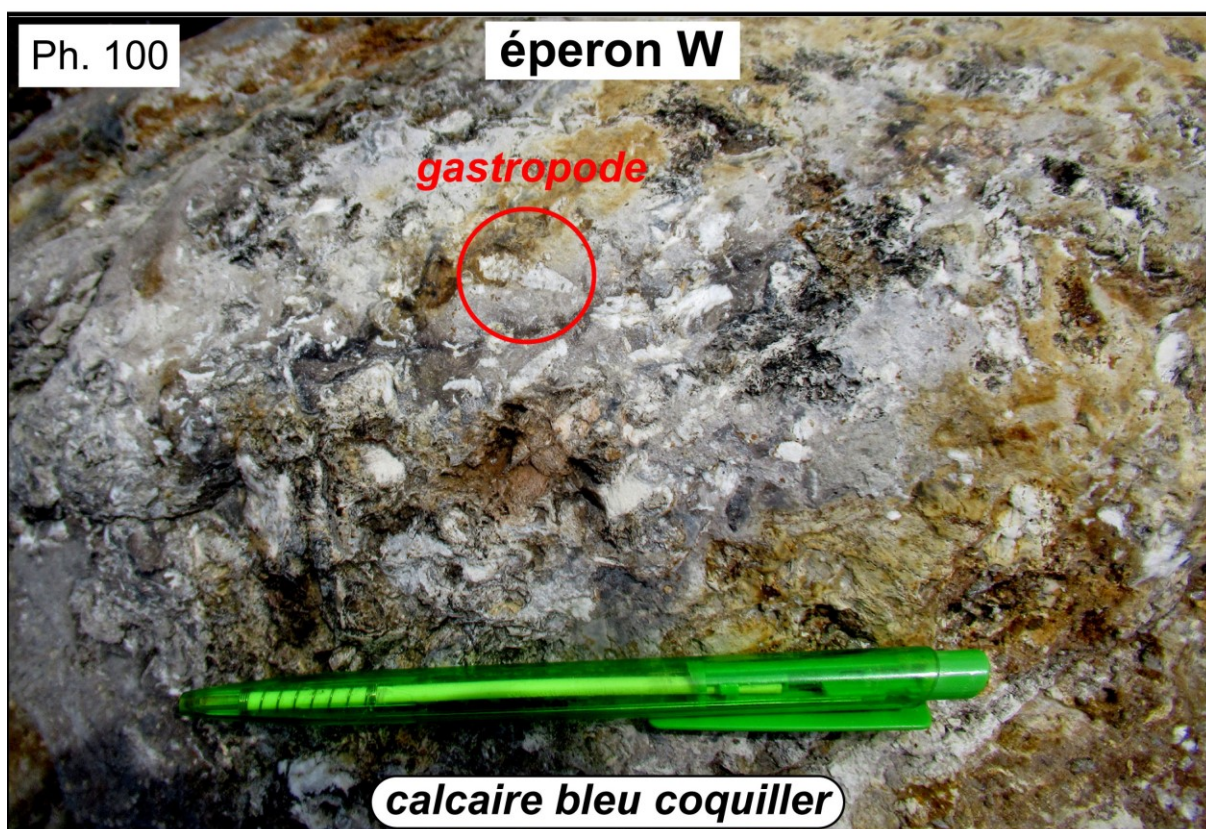
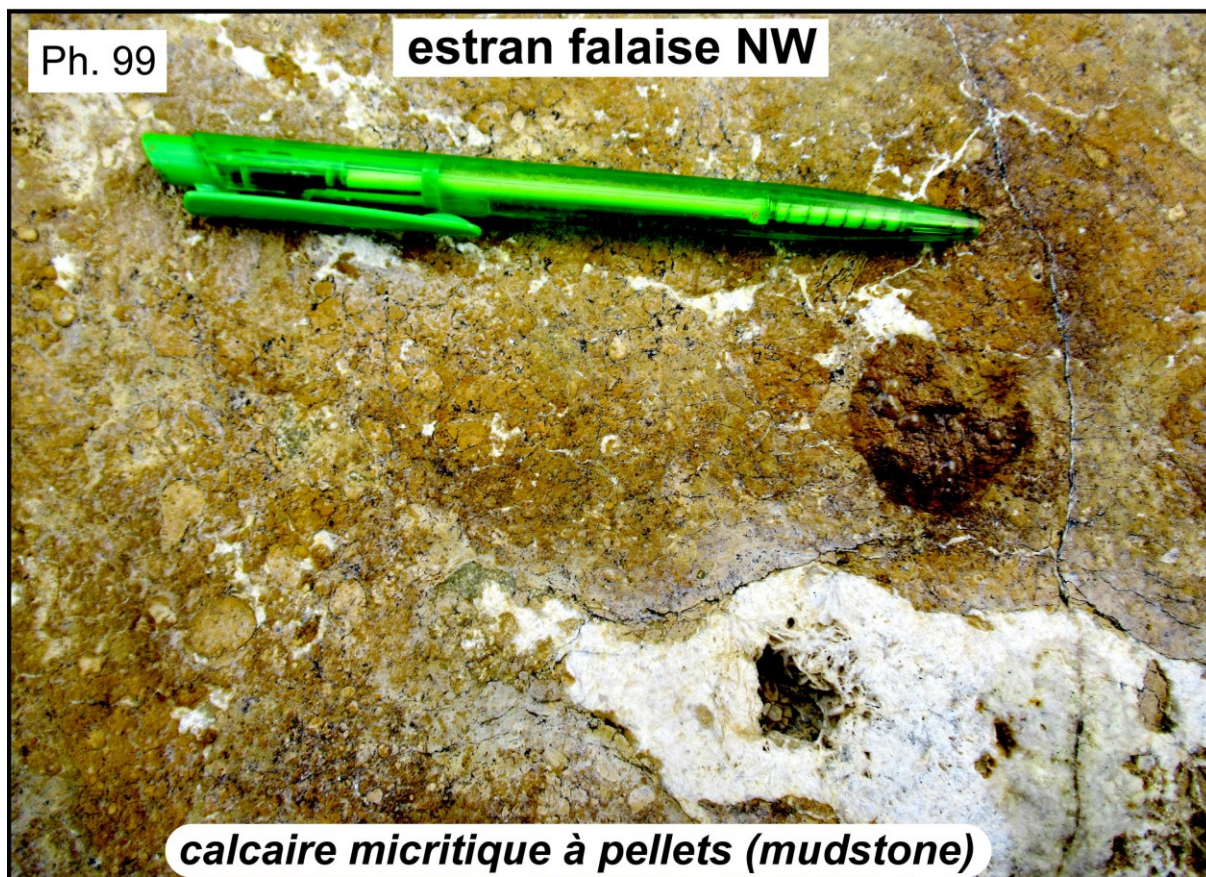
calcaires hettangiens de Vendée. Quelques mesures locales ont été faites sur des calcaires des Deux-Sèvres avec des proportions variables de dolomite. Pour ce qui concerne, les calcaires de l'Hettangien du littoral, notre qualification de « dolomitique » est subjectivement basée sur l'intensité de la réaction à l'acide chlorhydrique. Une réaction faible et localisée indique une forte proportion de dolomite. Une réaction modérée laissant des grains intacts indique un mélange de calcite et de dolomite. C'est uniquement ce qui justifie le terme de « calcaire dolomitique ». Sans analyses sérieuses, c'est une simple appellation de terrain.

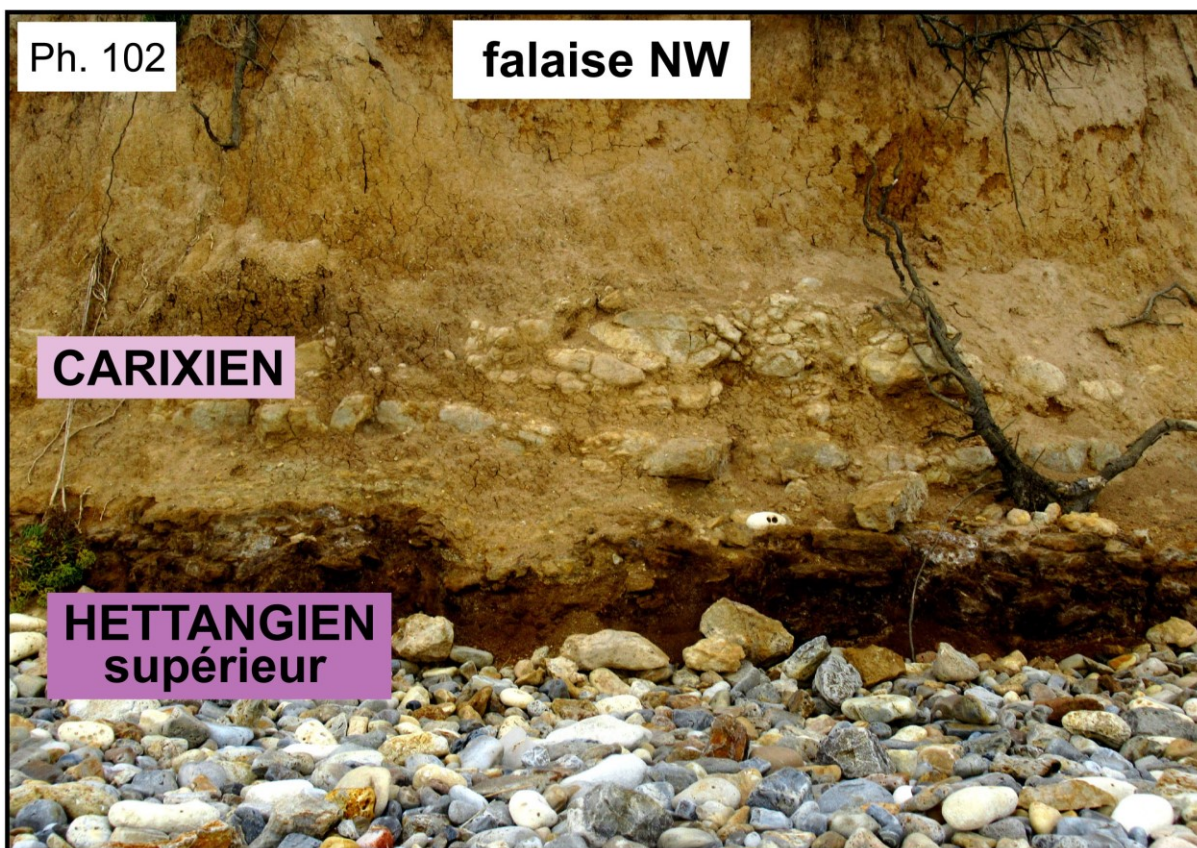
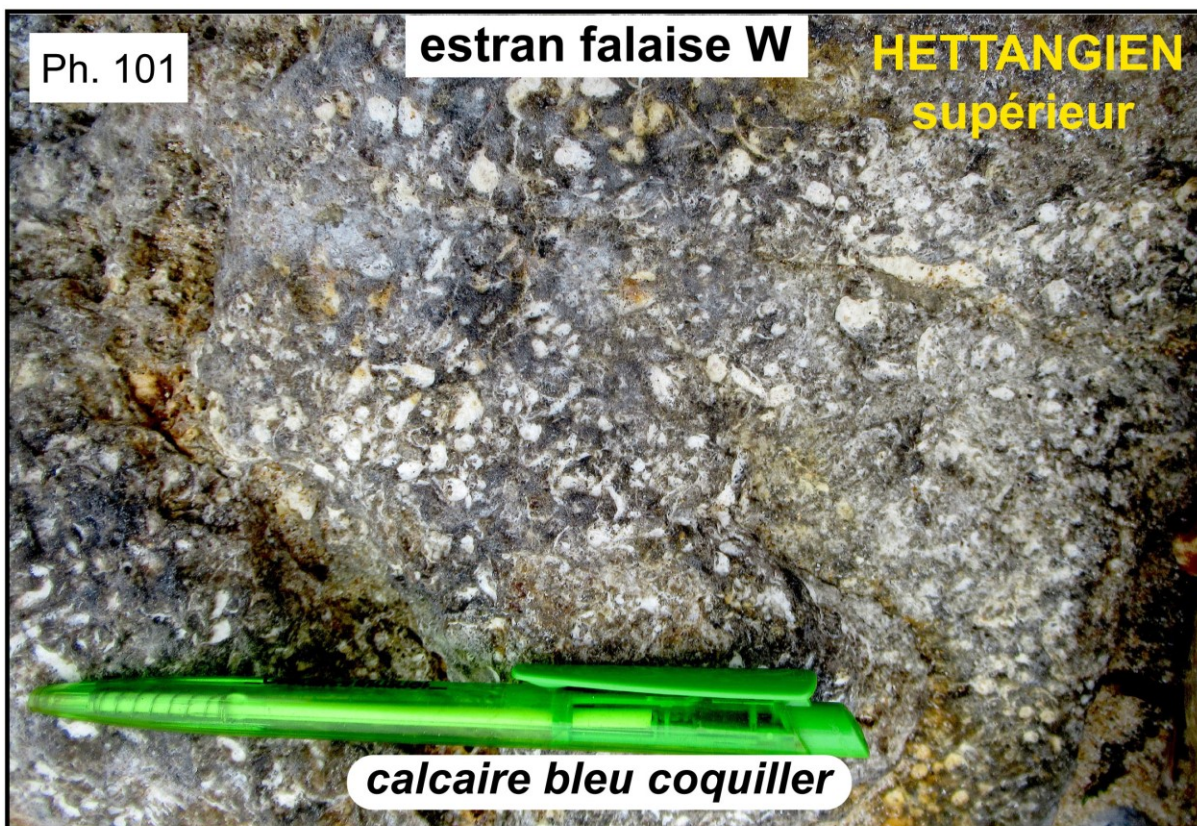
Le calcaire chamois est surmonté par un calcaire beige micritique de même texture mais enrichi en veines et amas de calcite (Ph.99). Des poches de calcite et des concrétions ferrugineuses trahissent la présence de débris centimétriques de fossiles indéterminables hormis des fragments de coquilles de bivalves. Latéralement, ce calcaire passe à un faciès pétri de coquilles de bivalves et de gastropodes épigénisés en calcite (Ph. 100, 101) Enfin, ces bancs massifs de calcaire sont surmontés par des petits bancs de calcaire ferrugineux cargneulés.

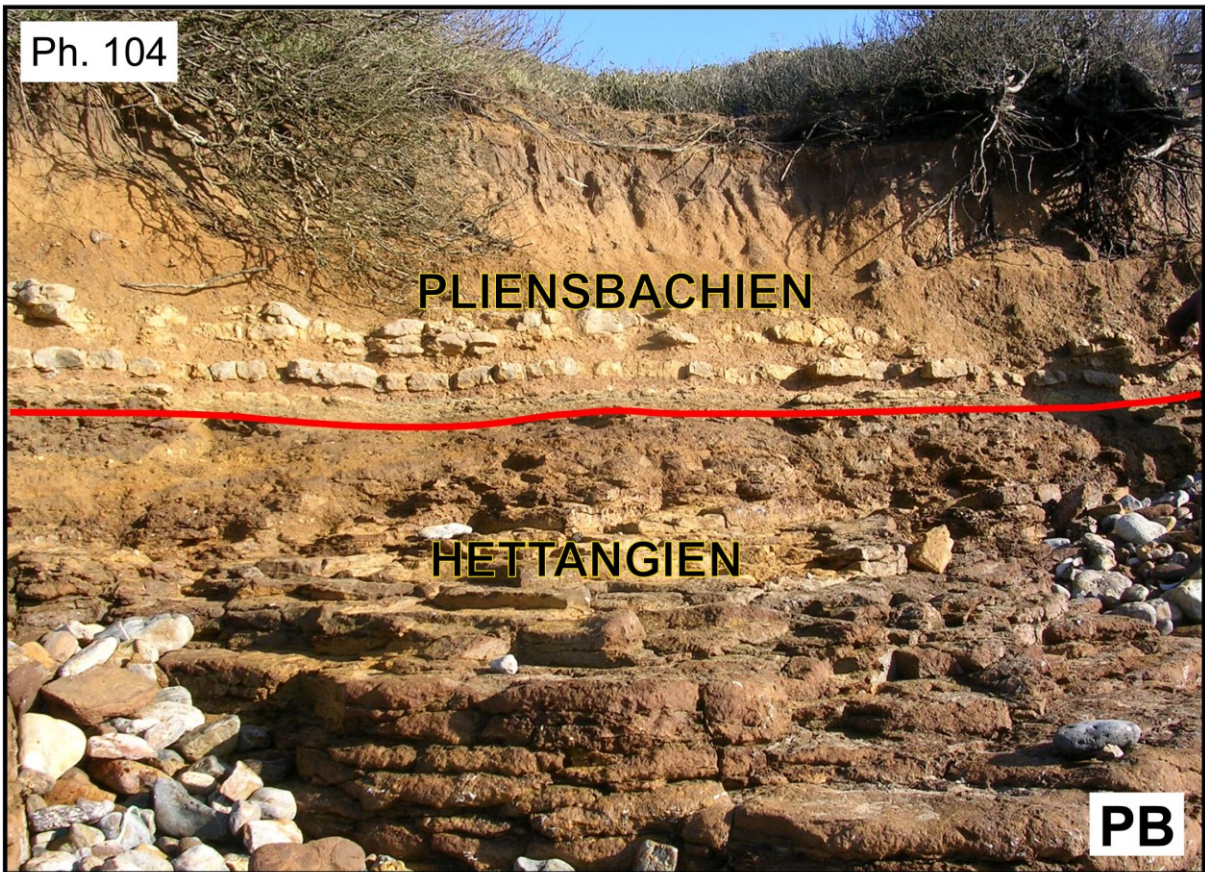
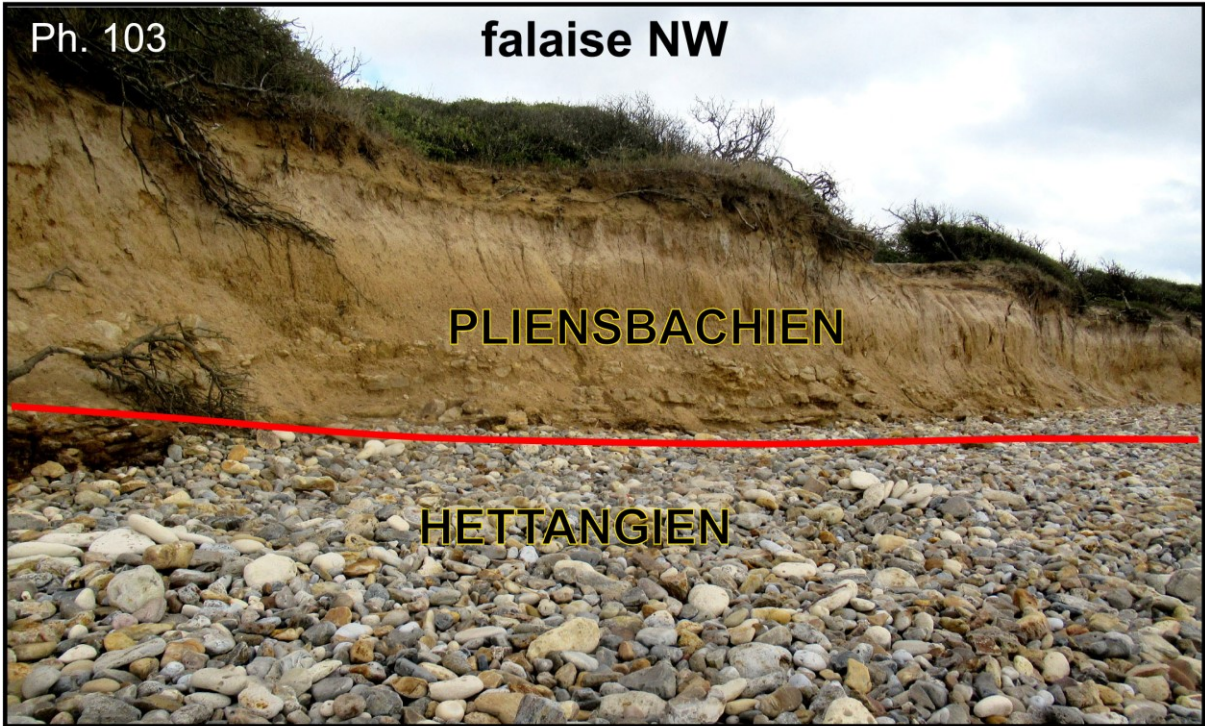
Il est normal de chercher une corrélation entre la séquence infra-liasique de St-Nicolas et la séquence carbonatée hettangienne du Bassin du Veillon (Fig. 12 et 14). Le membre argilo-gréseux du Veillon est réduit à des lits de gravier et d'argile à St-Nicolas, ce qui est aussi le cas dans les bassins tectoniques de St-Jean d'Orbestier et de Cayola. Il y a une parenté évidente entre le calcaire chamois et le calcaire coquiller avec les calcaires beiges, nankins et bleus du Veillon (Fig. 12 ; HS1, 2, 3). Le calcaire ferrugineux est proche du calcaire roux en plaquettes également cargneulé. Il renferme des petites coquilles de bivalves, mais pas les lumachelles d'*Isocyprina* que l'on voit au Veillon. Il n'y a pas de terrier en U ni de stromatolithe et de pseudomorphose de sel et de gypse d'un bassin confiné. Il n'y a pas non plus de ride de plage. En clair, on n'est pas dans le contexte lagunaire du Bassin du Veillon, mais dans un milieu marin subtidal ou infralitoral.

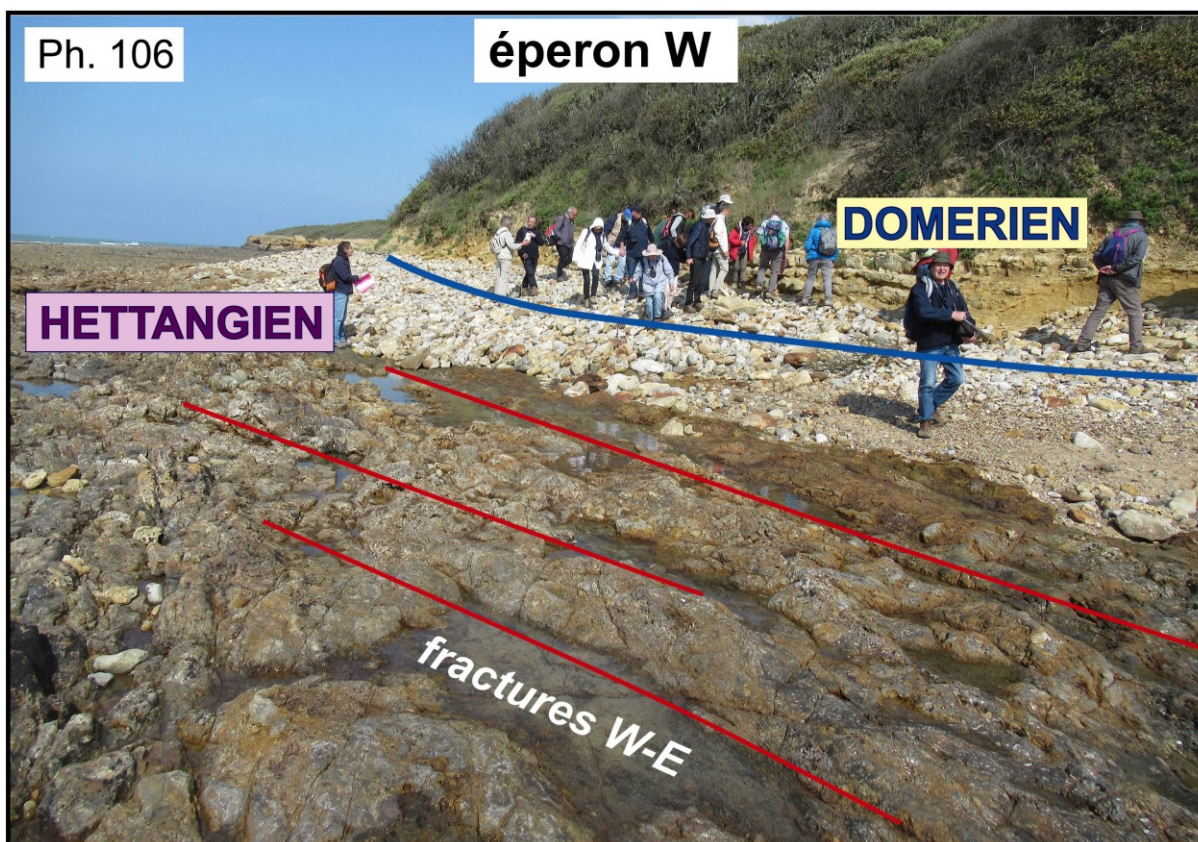
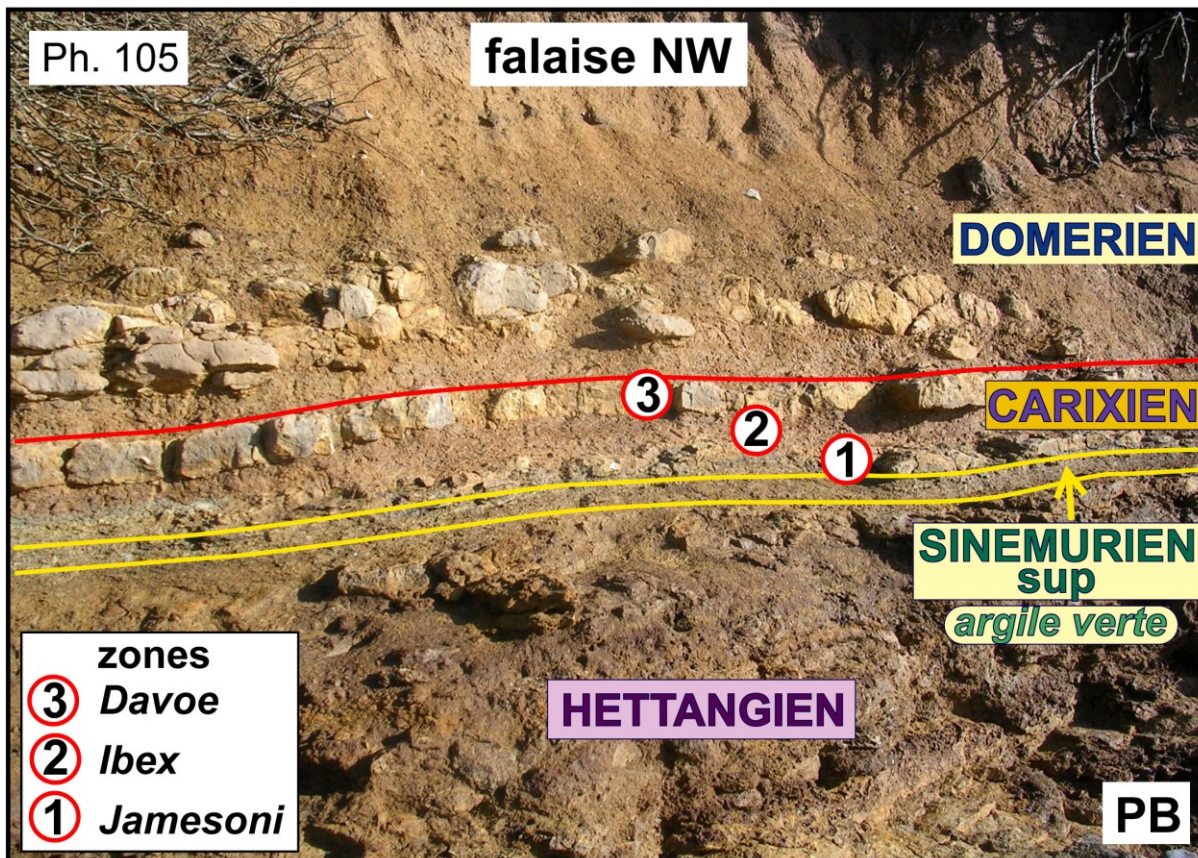
1.2.2. Le Pliensbachien et le Toarcien inférieur à l'ouest de l'Anse

Vers le sud-est de la falaise NW et au-dessus des calcaires roux, la partie inférieure de la falaise et jusqu'à mi-hauteur présente une nouvelle *séquence carbonatée*. Il s'agit d'une alternance de bancs décimétriques de calcaires et de marnes, que l'on suit sur la longueur de la falaise de 150 m jusqu'à l'éperon W (Ph. 94, 102, 103). Actuellement, la base de la falaise est recouverte par un cordon de galets. Mais, au cours des hivers précédents, il est arrivé que ce cordon ait été enlevé par la tempête. C'est dans une de ces circonstances heureuses que la chronostratigraphie des bancs de calcaires et de marnes a été réalisée par Patrick Bohain avec le repérage des zones à ammonites (données inédites) (Ph. 104). Les calcaires de l'Hettangien supérieur sont recouverts par un dépôt d'argile terrigène d'une dizaine de centimètres (Ph. 105). La sédimentation carbonatée reprend avec un lit de calcaire fragmenté, un banc calcaire d'une dizaine de centimètres, une couche de marne et un second banc calcaire. Dans cette sédimentation d'une trentaine de centimètres, Bohain a récolté ici et dans l'estuaire du Payré, de bas en haut ; *Uptonia jamesoni* (J. de C. Sowerby), *Beaniceras luridum* (Simpson), *Aegoceras maculatum* (Young & Bird), *Aegoceras capricornus* (Schlotheim) et *Oistoceras figulinum* (Simpson) (par ordre chronologique). Ces ammonites définissent des sous-zones des trois zones *JAMESONI*, *IBEX* et *DAVOEI* du *Pliensbachien inférieur*, c'est-à-dire du sous-étage *Carixien*. C'est exactement la stratigraphie définie dans la falaise de l'estuaire du Payré (Fig. 14). Nous en concluons que la couche d'argile entre le calcaire roux hettangien et le calcaire carixien correspond à la *lacune du Sinémurien* et que certains horizons du Pliensbachien inférieur sont lacunaires, traduisant le niveau insuffisamment subsident de ce lieu durant certaines périodes de faible niveau eustatique (ces strates existent en effet en Vendée en d'autres lieux).

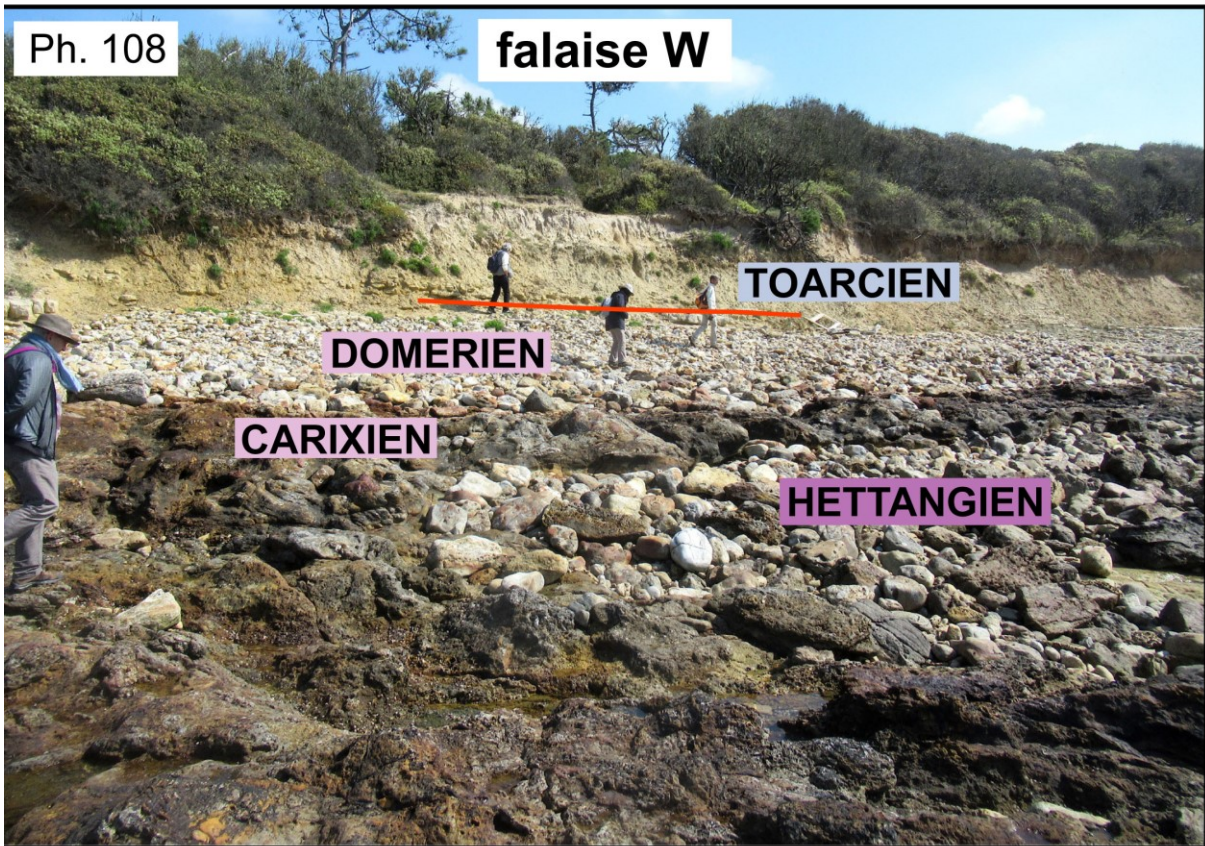
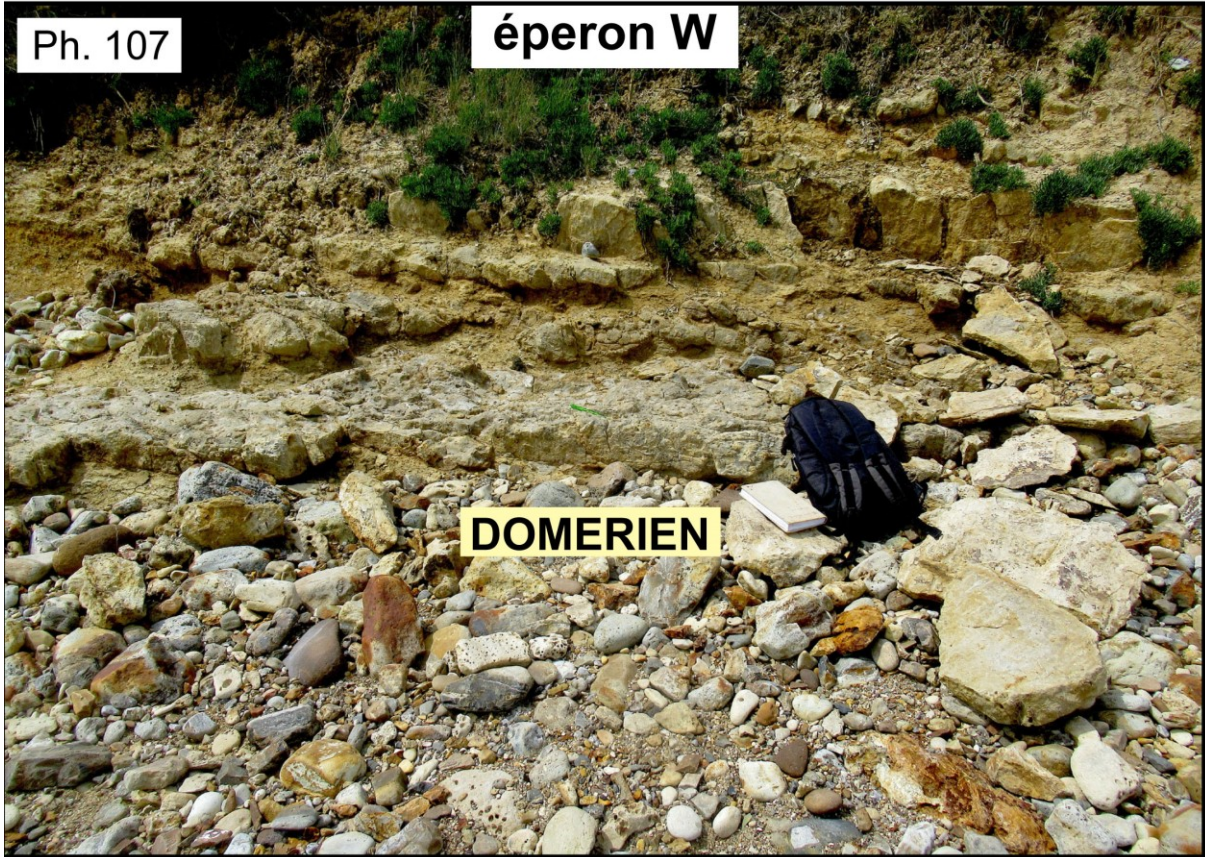


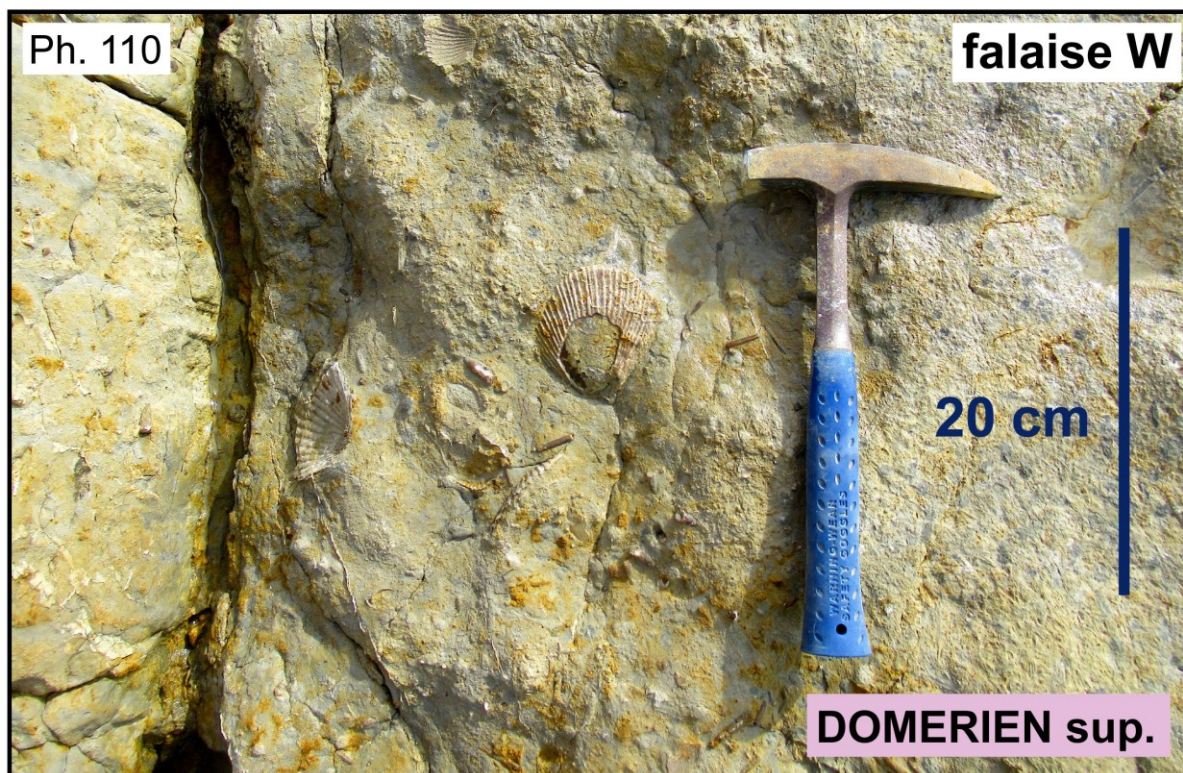
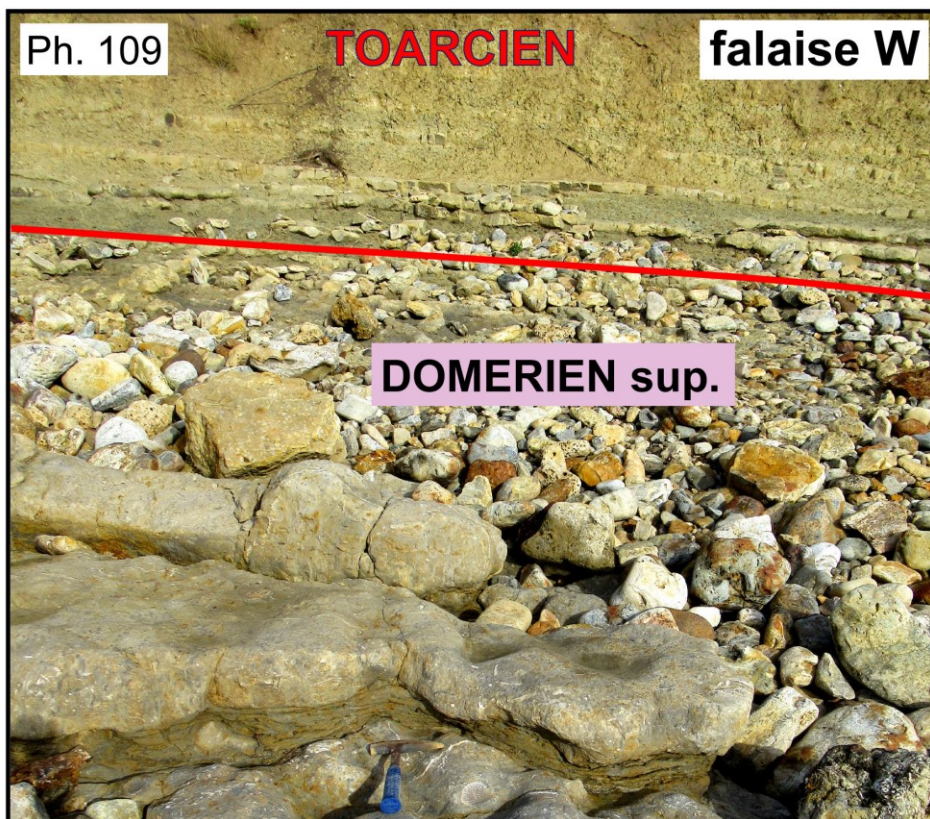






Les strates supérieures de la falaise se rapportent au à la partie inférieure du *Pliensbachien supérieur* ou *Domérien*. Nous les suivons vers le sud-est jusqu'au tournant de la falaise W de





la Mine, en passant du Domérien inférieur au Domérien supérieur grâce, notamment, à la présence de quelques espèces d'ammonites du genre *Pleuroceras* (Ph. 106, 107). Le Domérien supérieur est caractérisé par des bancs calcaires plus épais, parfois bleutés-(Ph. 108, 109). La Zone à *Margaritatus* inférieure et moyenne est ici occultée par le cordon de galets. Son sommet

qui contient en abondance des *Pseudopecten aequivalvis* et *angusticostatum* (Ph. 110) apparaît à la base de la petite falaise en haut de l'estran. Nous trouvons en superposition la Zone à Spinatum (Sous-Zones à Apyrenum et Hawskerense) du Domérien supérieur.

Puis la sédimentation devient plus rythmique, alternant bancs carbonatés et marnes. Ces bancs sont plus riches en éléments argileux à fine granulométrie, et en matières organiques carbonées. Traduisant à la fois un milieu plus profond, plus éloigné de la côte, et l'apport de matières organiques provenant de la reprise par la mer et du ravinement de surfaces végétalisées en phase transgressive sous un climat redevenu plus chaud et humide. Les faunes d'ammonites découvertes dans ces niveaux du Toarcien basal (Sous-Zone à Paltus de la Zone à Tenuicostatum) sont totalement renouvelées par rapport à celles des niveaux sous-jacents. Les *Dactylioceras (Eodactylites) simplex* Fucini, *D. (E.) mirabile* Fucini, *Protogrammoceras (Paltarpites) paltus* Buckman, *Tiloniceras costatum* Buckman et *Neolioceratoides hoffmanni* (Gemmellaro) découvertes ici par Gabilly, Becaud et P. Bohain montrent un renouvellement complet des faunes d'ammonites à la faveur de genres d'origine téthysienne (Ph. 111). La découverte de *Neolioceratoides hoffmanni* indique la **base du Toarcien** (Ph. 112, 113). Toute la partie supérieure de la falaise W montre des petits bancs calcaires alternant avec les couches marneuses plus épaisses d'une séquence du Toarcien inférieur.

Toute la sédimentation du Carixien au Domérien inférieur est identique à celle de la falaise de l'embouchure du Payré, y compris le lit d'argile attribué à la lacune du Sinémurien. Nous en déduisons que la montée des eaux marines au tout début du Pliensbachien a ennoyé le seuil continental de la pointe du Payré.

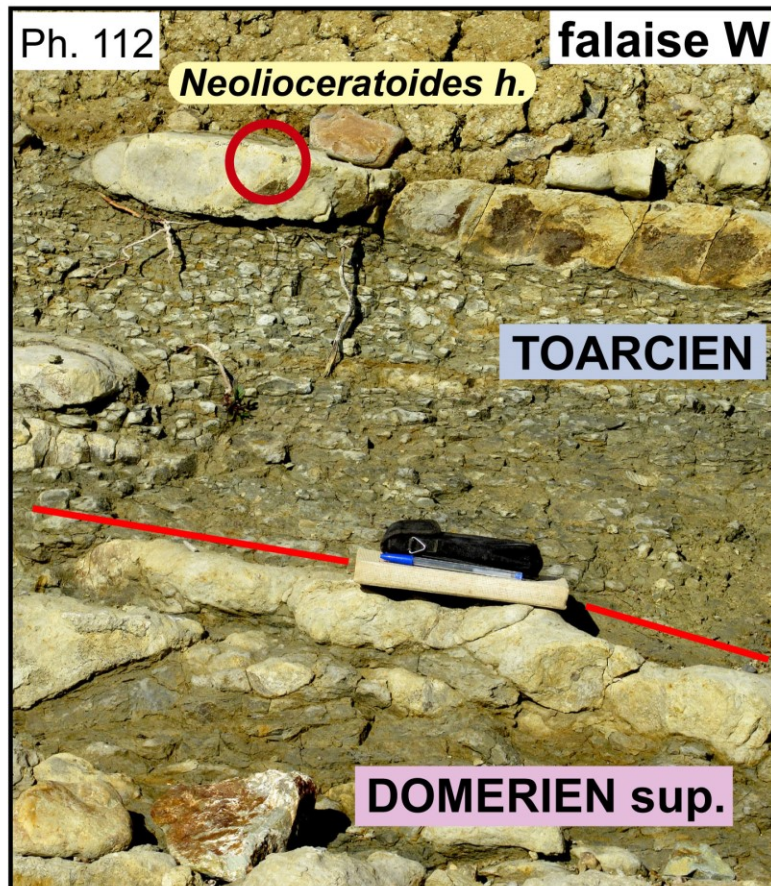
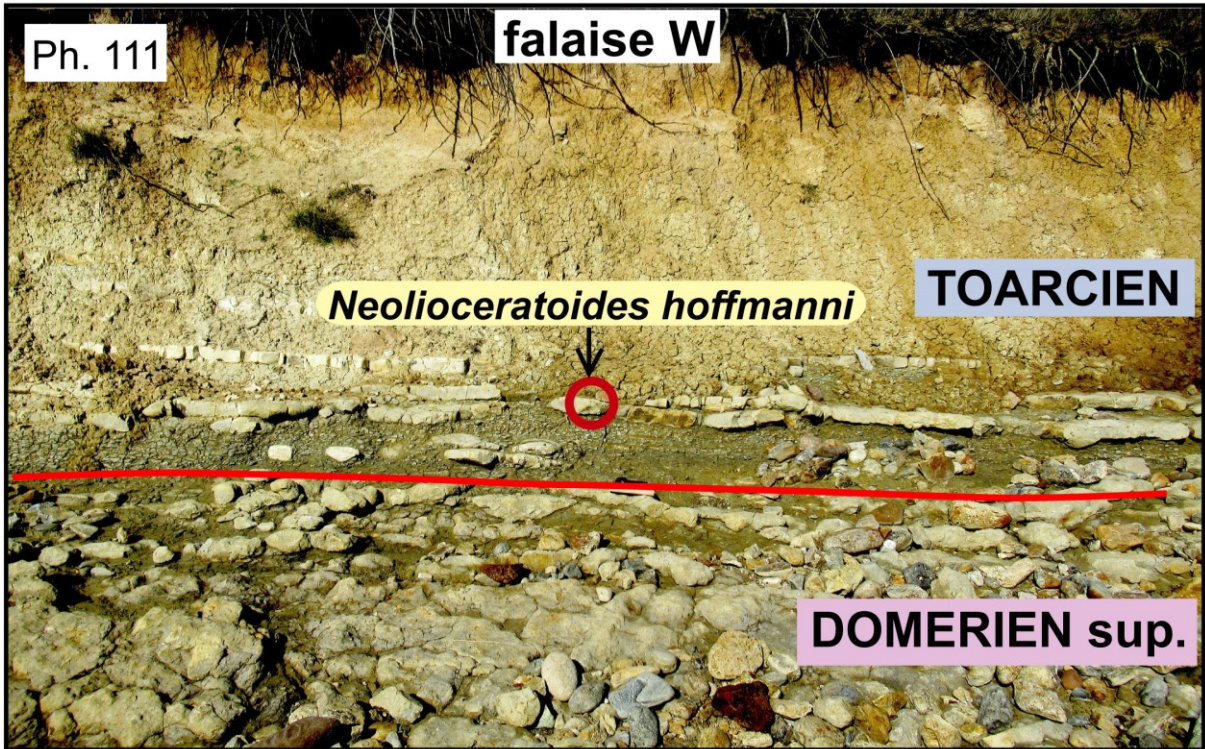
1.2.3. Minéralisation du Pliensbachien inférieur

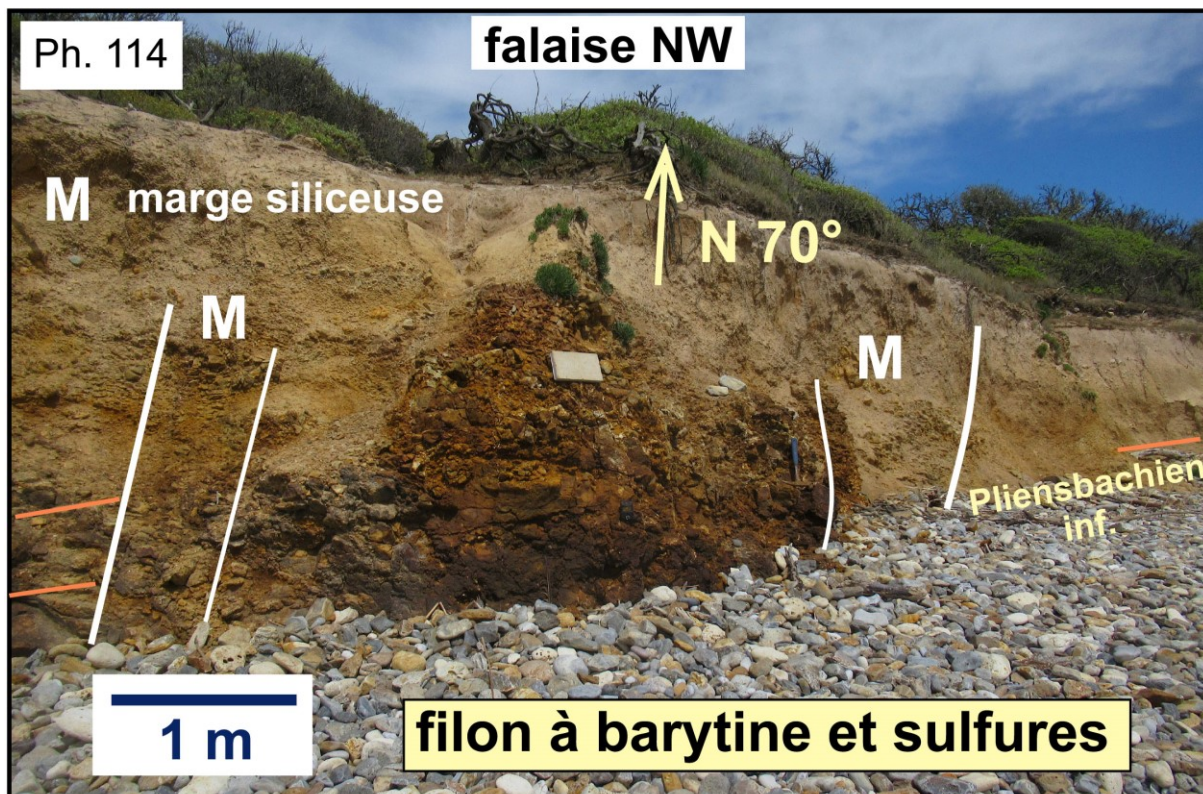
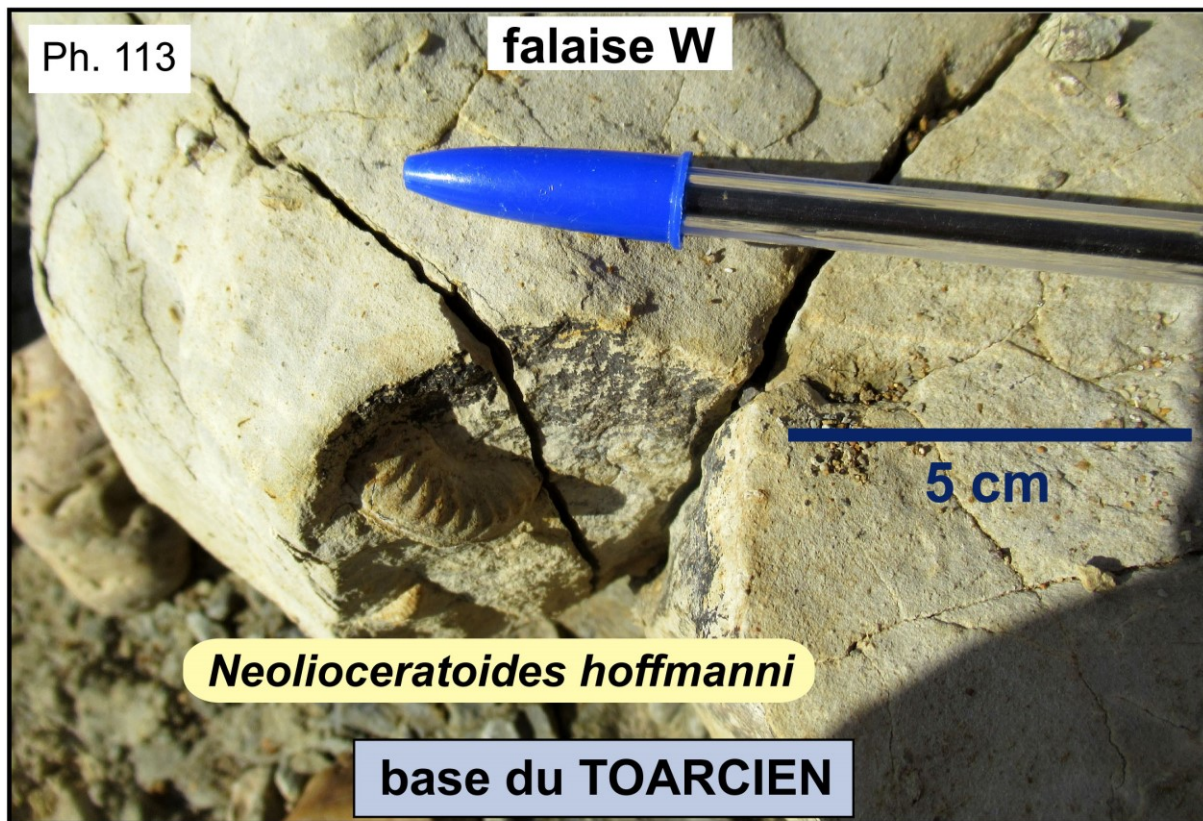
Les strates sédimentaires situées au bas de la falaise W ont été épigénisées par des solutions hydrothermales de silice et de sulfate de baryum et localement chargées de sulfures métalliques, ultérieurement hydroxydés en un chapeau de fer que nous décrivons ci-après. Mais au sein même des strates du Pliensbachien inférieur de la falaise NW, cette minéralisation est présente sous forme de filons sub-verticaux et, particulièrement, d'une poche d'environ 4 m de large et orientée N 70° (Ph. 114, 115). Cette poche s'est nourrie de l'injection de fluides siliceux chargés de sulfures et de barytine. C'est la même minéralisation qui a été observée dans la falaise de la Pointe, selon la même direction de fracture.

1.3. Estran silicifié et minéralisé

L'estran rocheux situé à l'ouest de l'Anse de St-Nicolas a subi une double transformation par silicification et minéralisation. Ces transformations sont épigénétiques, c'est-à-dire qu'elles impliquent des apports et des départs d'éléments chimiques et de constituants minéraux. Elles ont affecté uniquement les strates sédimentaires de la base du Jurassique placées au-dessus de la discordance. La zone concernée se situe entre la plage et l'estran des grès métamorphiques ante-Jurassique. Elle va du pied de la falaise W à la faille du bas estran qui longe le principal couloir de silicification. Au-delà de cette faille, les calcaires du Jurassique sont intacts (Fig. 22).

La composition et la nature des roches sédimentaires ont été modifiées, mais pas leur organisation. La stratification et les structures sédimentaires comme les éléments fossilisés restent le plus souvent reconnaissables. Le pendage des strates, de l'ordre de 10° vers le sud-sud-est reste inchangé, mais il peut être difficile à détecter dans les couloirs intensément fracturés par des plans verticaux très serrés. Sur la base des traces fossiles et de la superposition des strates, nous attribuons les terrains silicifiés et minéralisés à l'Hettangien et au Pliensbachien inférieur.





Pour décrire ces terrains, il est nécessaire d'anticiper sur la distinction de deux processus successifs issue des observations. Le premier processus est une intense fracturation verticale selon des couloirs W-E (N 90° à N 100°). Cette fracturation a servi de passage à des fluides siliceux. Ces fluides, de l'eau chaude à haute température chargée de silice et autres sels et de

gaz dissous, arrivent dans le fond du bassin marin en extension. Ils imprègnent les sédiments. C'est un hydrothermalisme de basse température, entre 100°C et 200°C. La silice prend la place des carbonates qui partent en solution dans les eaux marines par dissociation du CO₂. Le remplacement s'effectue molécule par molécule. L'origine de cette silice est discutée dans l'**Annexe 1**.

Le deuxième processus est une minéralisation par des fluides sulfurés et sulfatés à moyenne température (200°C - 300°C) et associés à des fluides siliceux. Là encore, ces fluides imprègnent les sédiments du fond du bassin, mais en apportant des métaux sous forme de dépôts métallifères. Cet hydrothermalisme emprunte le système fissural du premier processus, mais crée aussi de nouvelles fractures. Nous avons vu ce processus dans la falaise de la Pointe et dans la falaise NW. Naturellement, le substratum métamorphique a été affecté par toute cette fracturation. Mais la silice et les minéralisations éventuelles n'ont fait qu'y transiter. C'est la sédimentation carbonatée qui a fait office de piège aux émanations hydrothermales.

De telles minéralisations hydrothermales à sulfures métalliques sont connues dans les formations du Jurassique de la bordure du bassin d'Aquitaine, comme exposé dans l'**Annexe 2**. Les plus importantes sont celles des mines d'argent des Rois Francs de Melle (Deux-Sèvres).

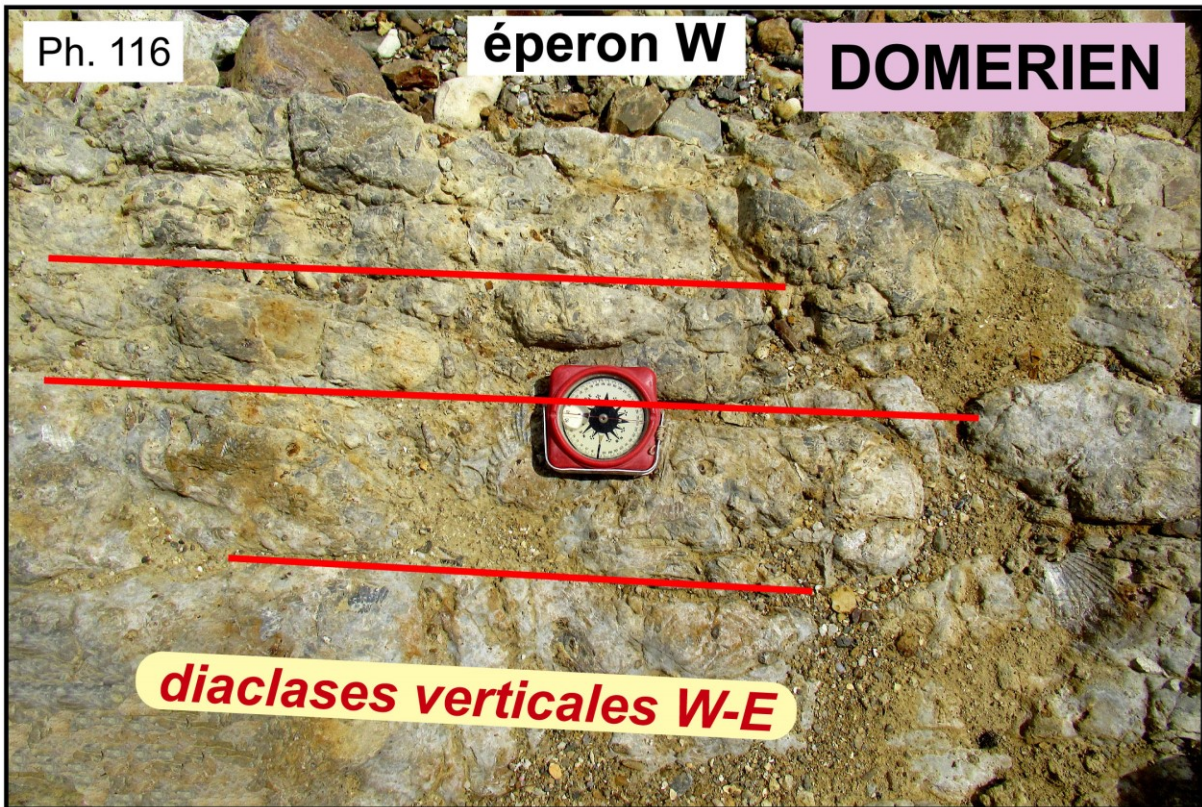
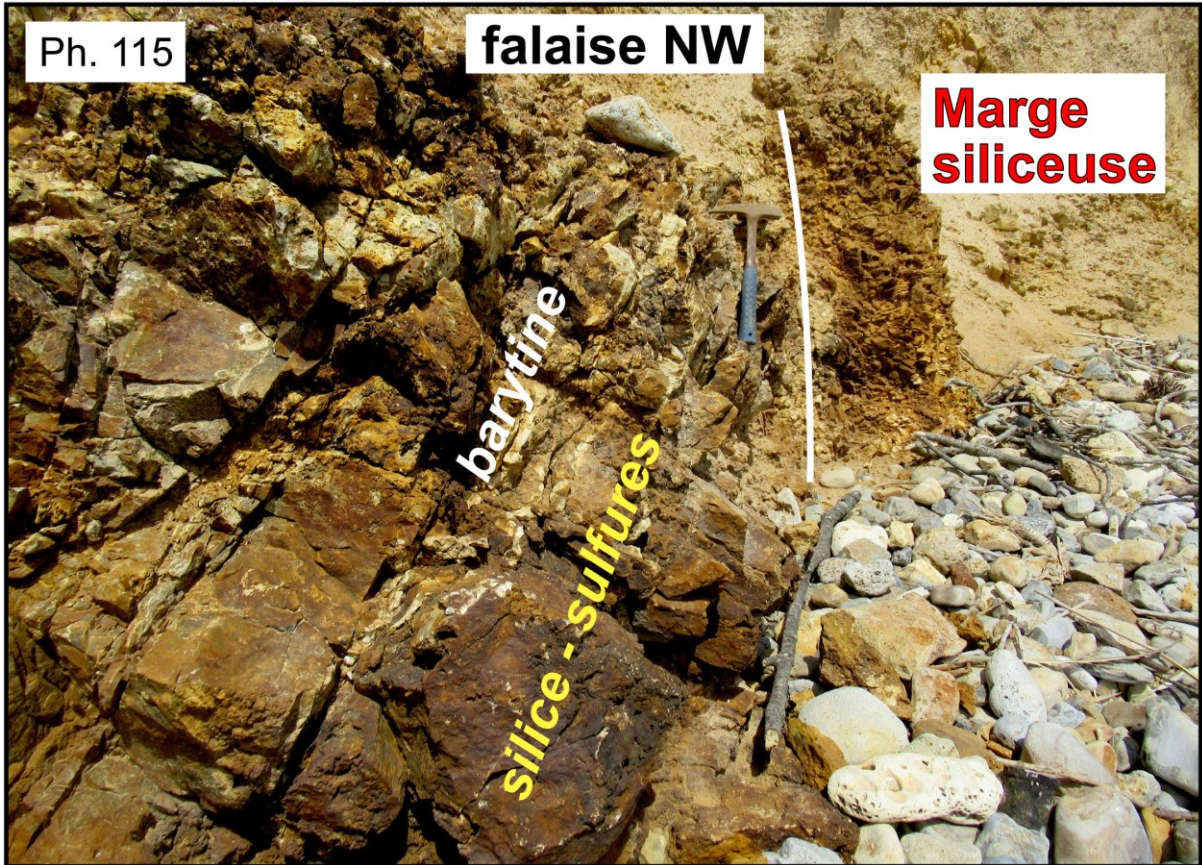
1.3.1. Hydrothermalisme siliceux de basse température

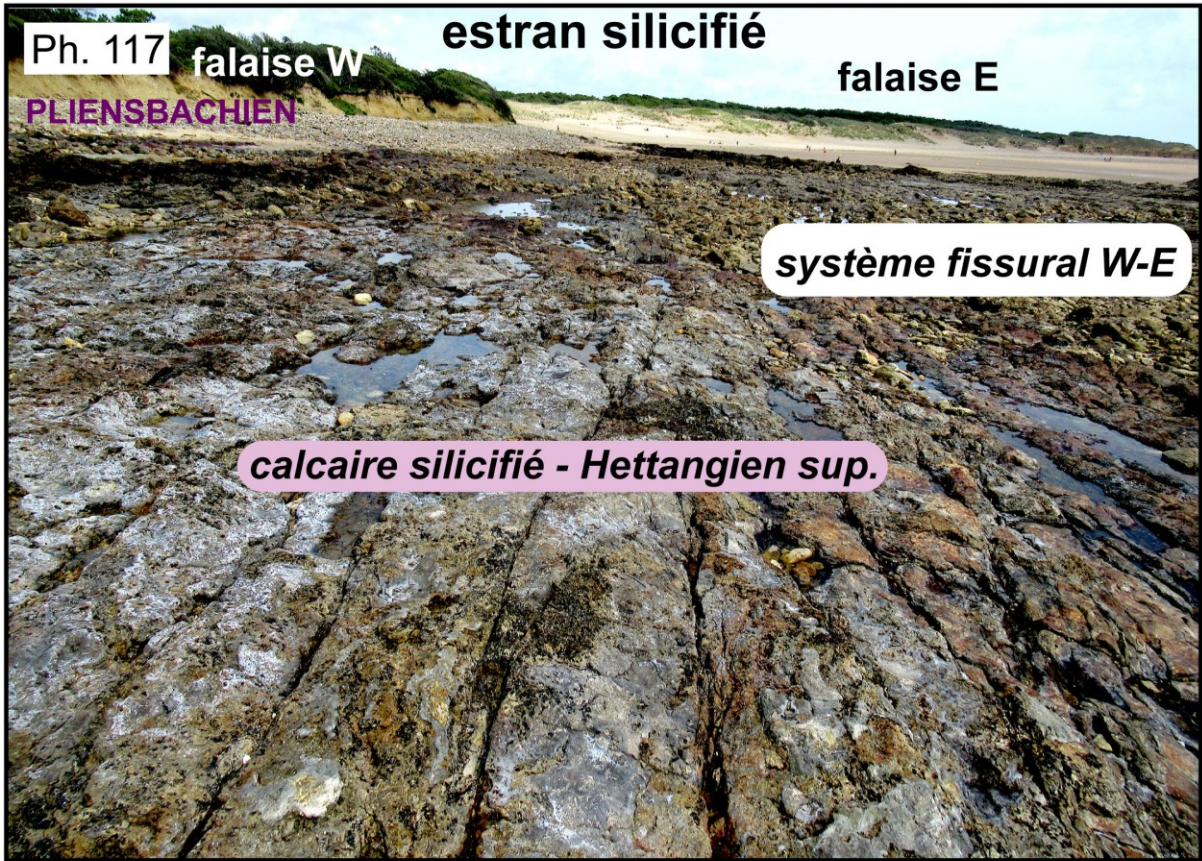
Tout l'estran situé à l'ouest de l'Anse de St-Nicolas est traversé par des champs de fractures verticales W-E. Au pied de l'éperon W, ces fractures affectent les calcaires du Domérien inférieur (**Ph. 116**). Nous ne savons pas quand la fracturation W-E s'est déclanchée, mais il est clair qu'elle était active après le Domérien inférieur. Sur le haut estran, les fractures rectilignes espacées de 20 à 30 cm traversent un calcaire silicifié (**Ph. 117, 118**). Le processus de silicification est visualisé par la décarbonatation avec une décoloration de la roche qui de bleu foncé devient grisâtre. La silicification est stratiforme. Elle affecte le haut estran jusqu'à la base de la falaise où apparaissent les calcaires du Domérien supérieur en superposition normale sur les calcaires silicifiés du Pliensbachien inférieur (**Ph. 119**). En effet, dans ce secteur, la silicification atteint le Domérien inférieur mais non le Domérien supérieur. Le facies silicifié le plus apparent sur le haut estran est celui du calcaire coquiller de l'Hettangien supérieur (**Ph. 120**). En descendant l'estran, cet ex-calcaire est surmonté par un calcaire silicifié bleuté qui doit correspondre aux strates du Pliensbachien inférieur situés au-dessus de l'Hettangien de la falaise NW (**Ph. 121, 122**).

Vers le bas estran, c'est un couloir d'intense fracturation qui forme une crête rocheuse alignée W-E et de 800 m de long sur 30 m de large (**Ph. 123, 124**). Cette crête résulte d'une accréation siliceuse le long d'une succession de fractures parallèles. Ce n'est plus de la roche silicifiée, mais de la silice hydrothermale précipitée à partir de sources chaudes comme dans un sinter, mais selon une structure linéaire. Ce couloir siliceux est limité au sud par une faille normale qui met en contact la crête silicifiée avec les calcaires du Domérien supérieur indemnes de toute transformation (voir ci-après). Sur une bonne partie du tracé de la faille, la résistance à l'érosion des rochers siliceux par rapport aux bancs calcaires crée une petite falaise (**Ph. 125**).

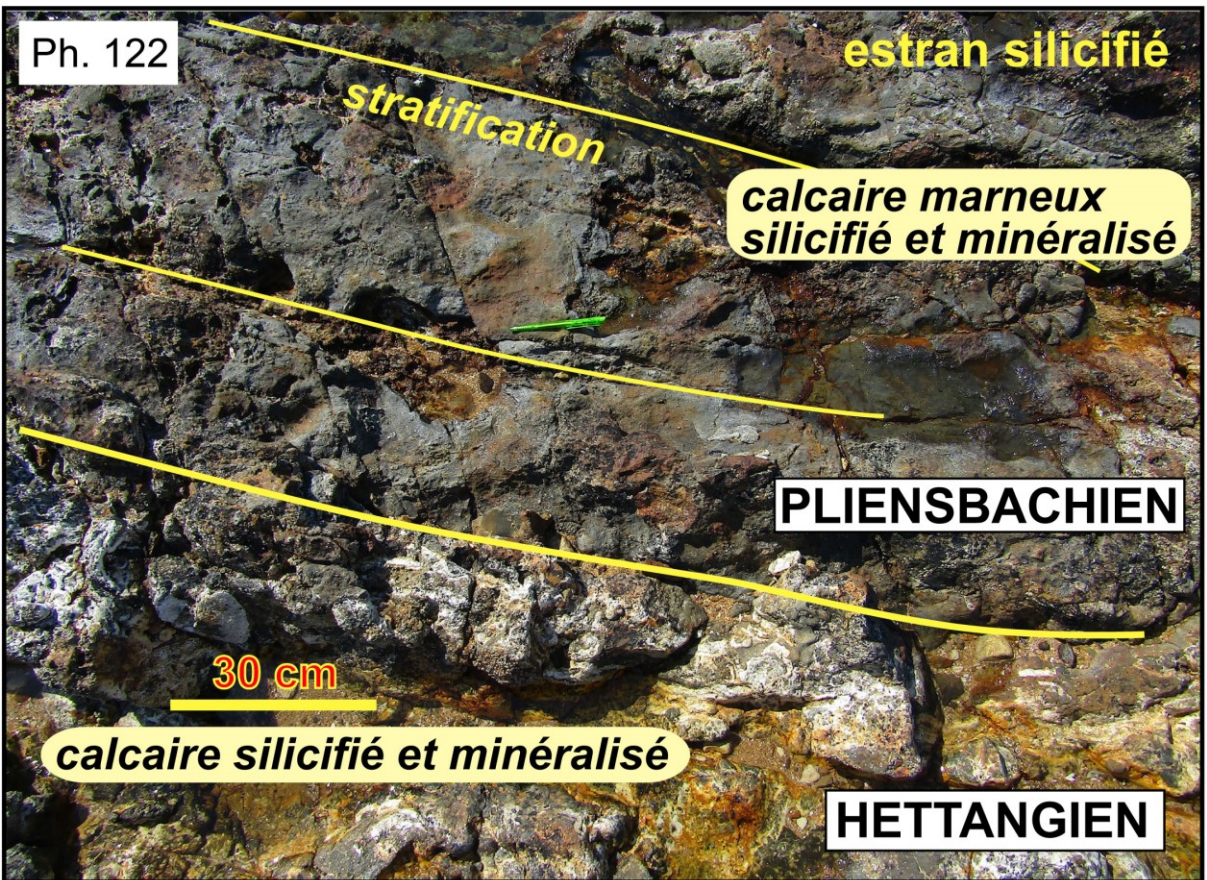
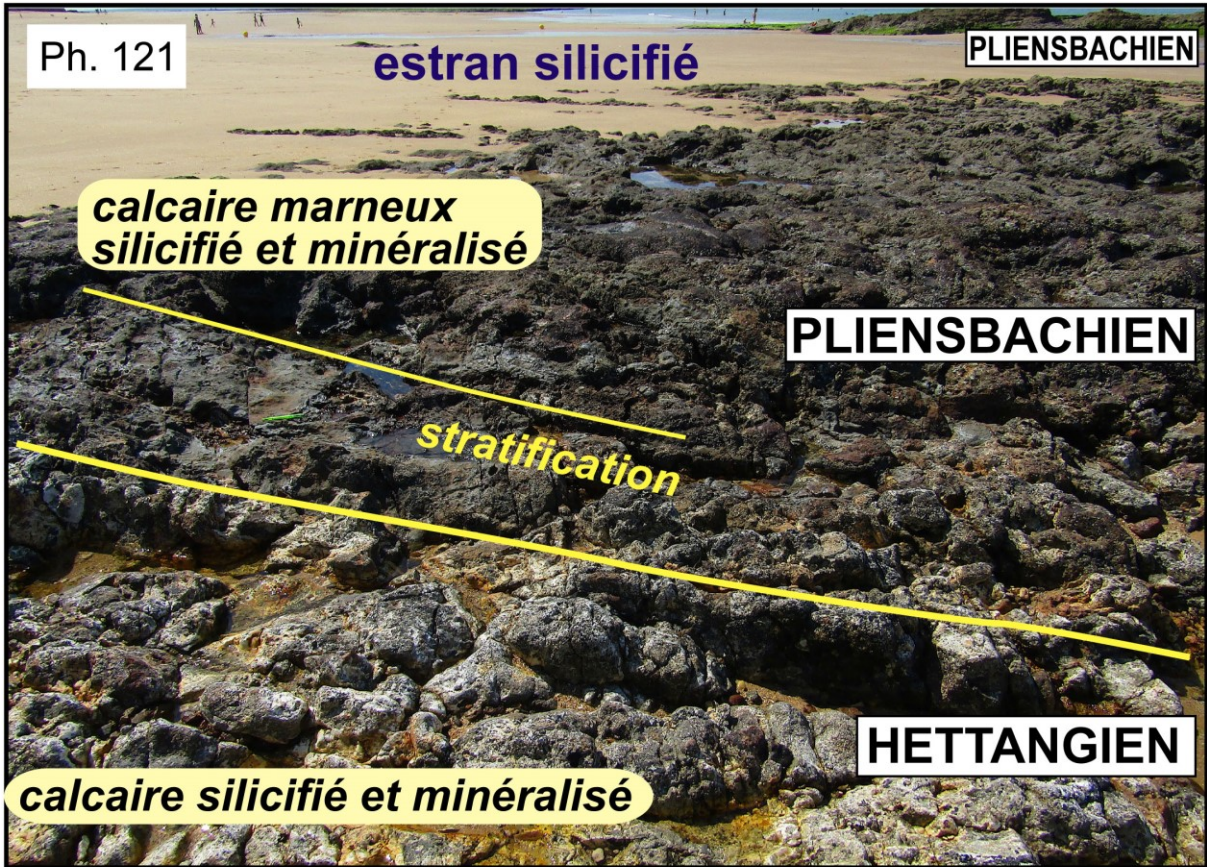
1.3.2. Hydrothermalisme siliceux et sulfuré de moyenne température

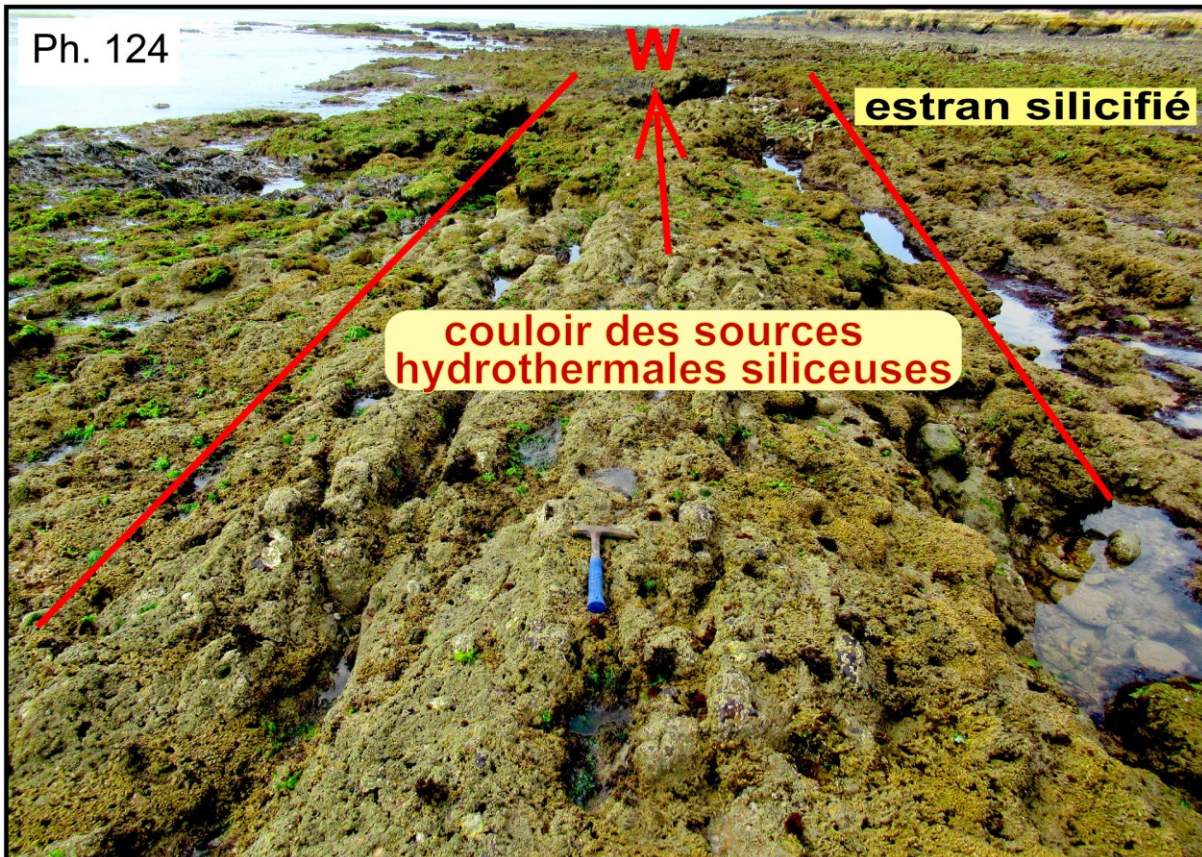
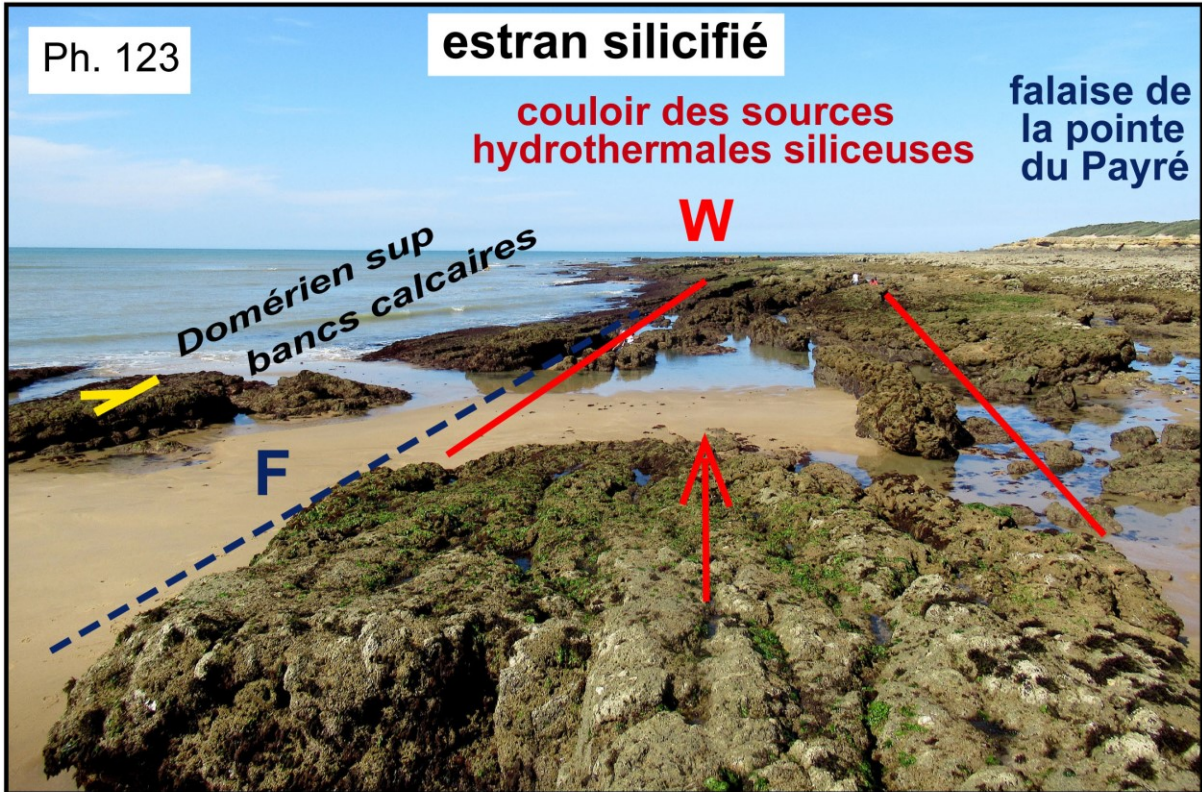
Plusieurs secteurs de l'estran silicifié ont été envahis par des solutions hydrothermales chargées de barytine et de sulfures métalliques. Cette minéralisation est mise en évidence par la coloration des calcaires silicifiés en limonite et goethite (**Ph. 126, 127**). Elle est matérialisée par des amas métalliques hydroxydés et une importante imprégnation de barytine en filons, géodes à concrétions mamelonnées et crêtées, et épigénie de coquilles fossiles calcitiques (**Ph. 128, 129, 130, 131**).



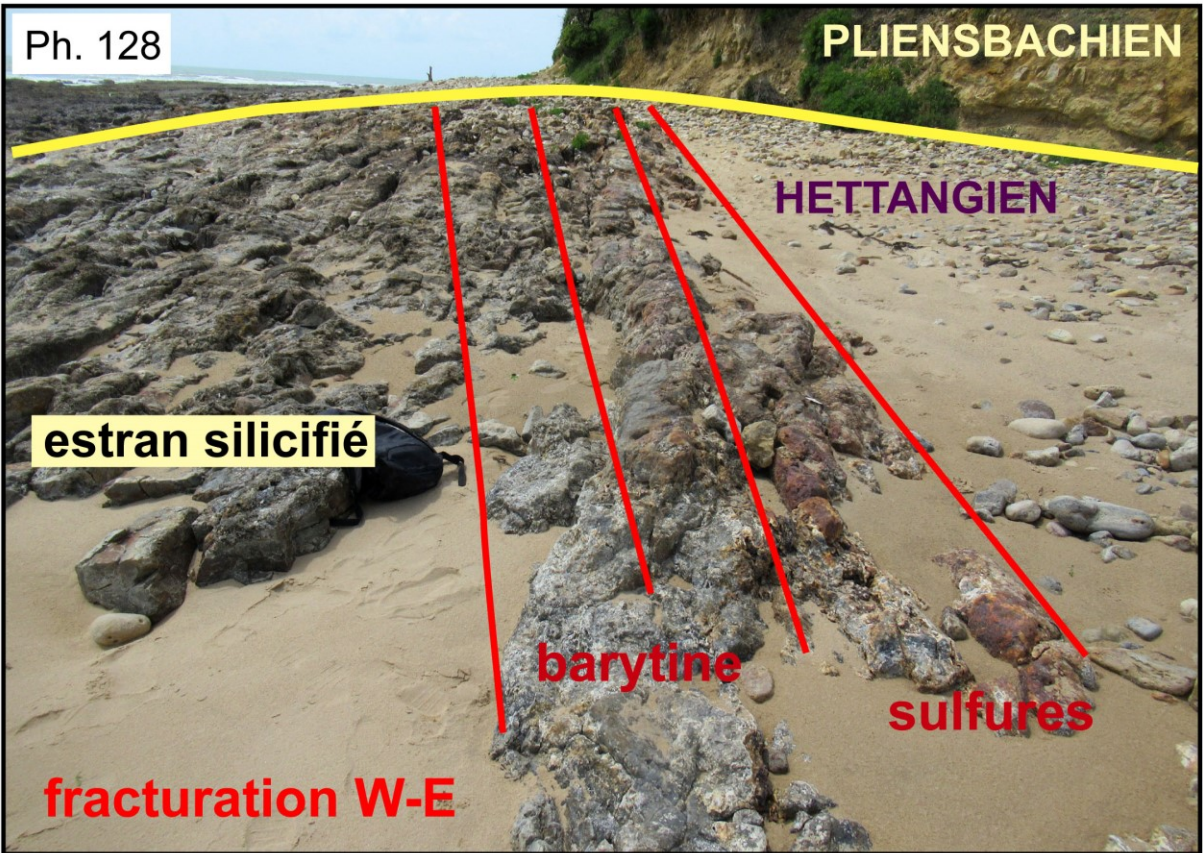
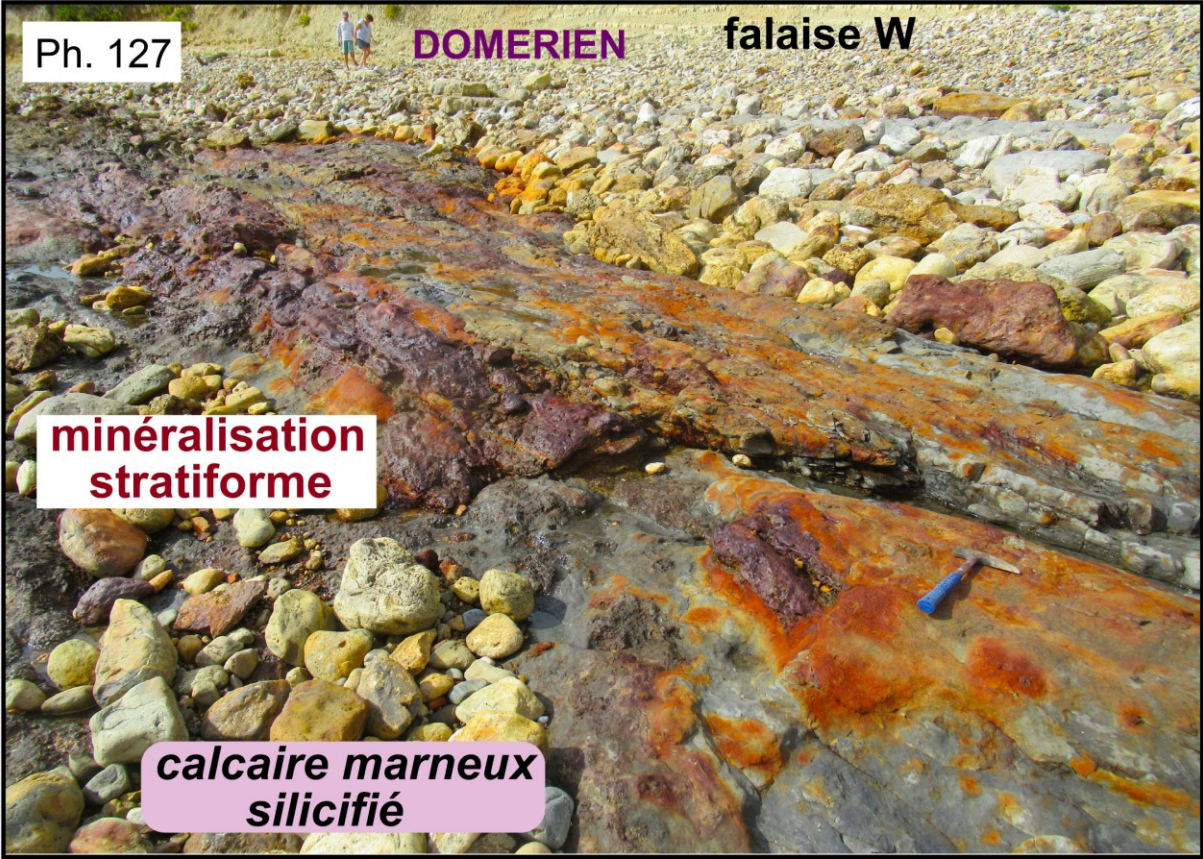


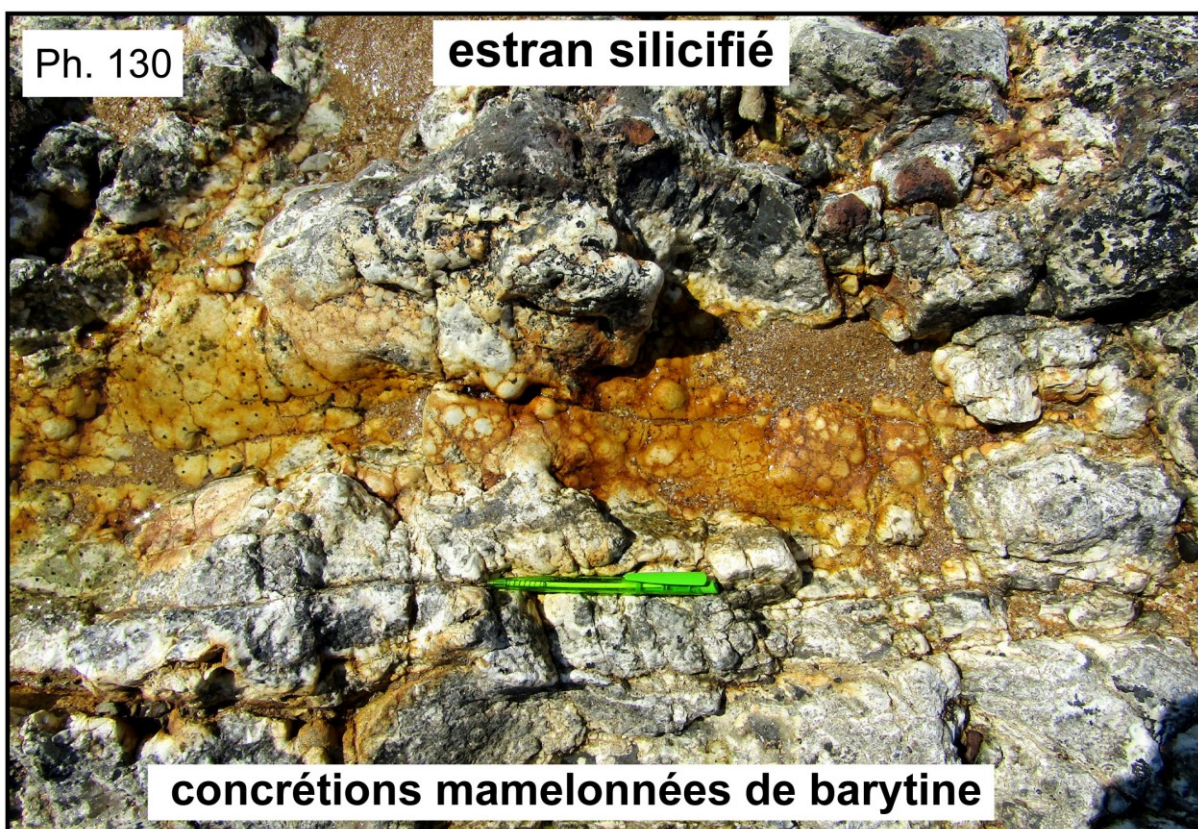
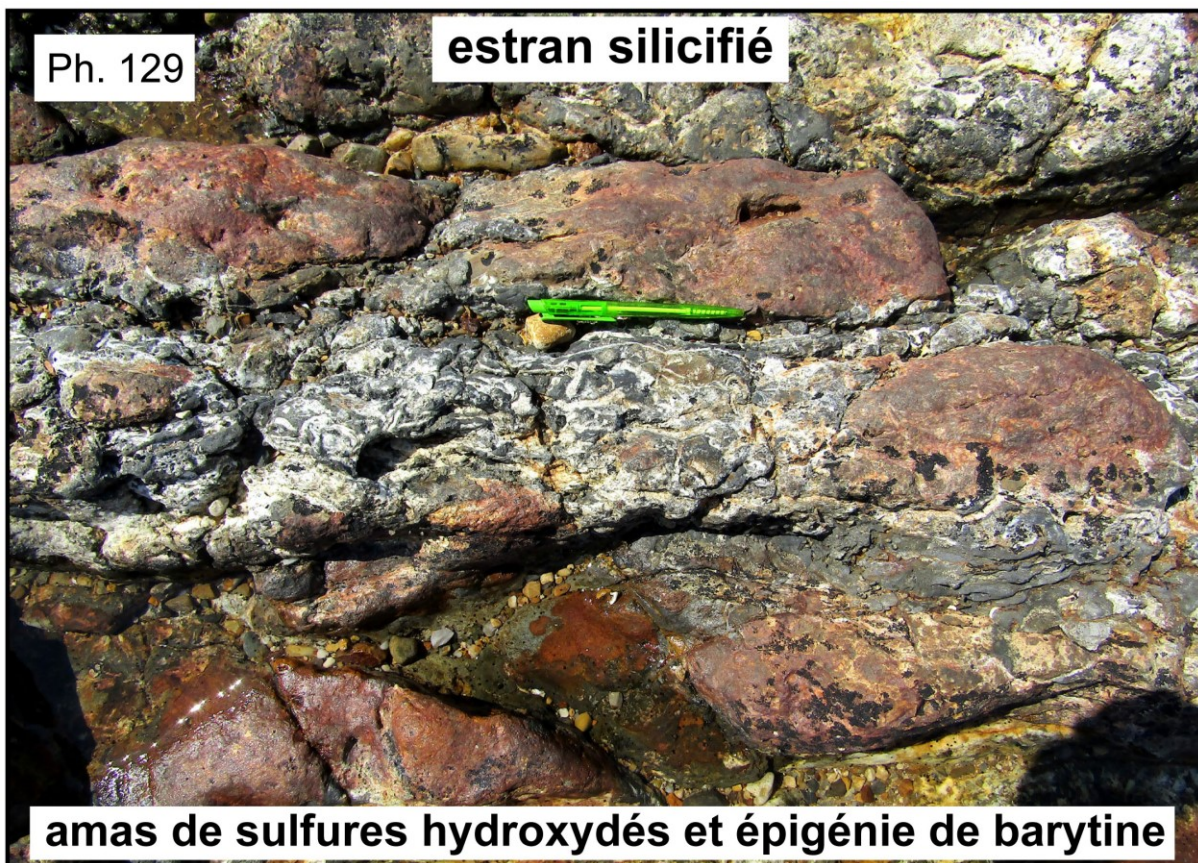


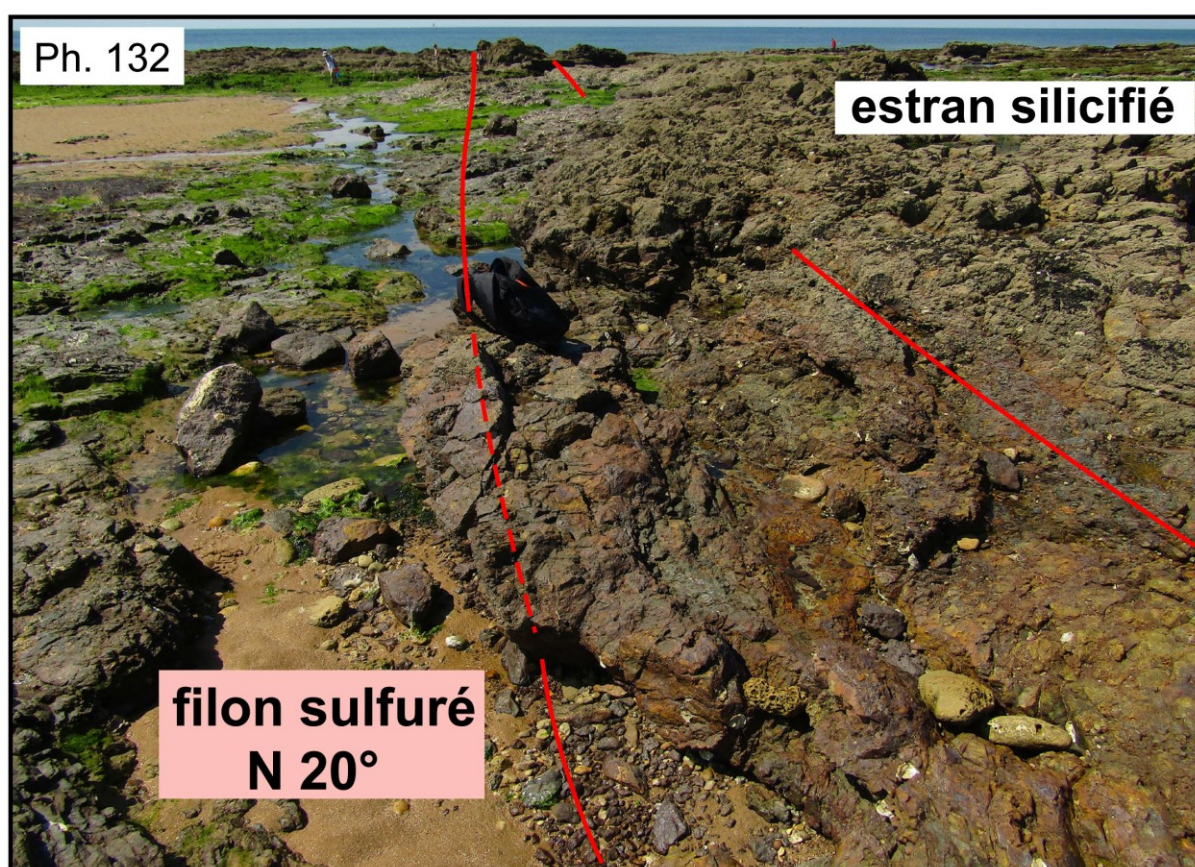












L'aspect des constituants métalliques en amas de rouille est caractéristique d'un « chapeau de fer ». Les hydroxydes proviennent de la transformation de sulfures métalliques en surface dans l'horizon aquifère au-dessus de filons et d'amas sulfurés.

Nous distinguons deux principaux secteurs minéralisés : une bande W-E au bas de la falaise sur le haut estran et une bande SW-SE au travers de l'estran (Fig. 22). La mise en place de la minéralisation revêt deux aspects : soit filonienne soit stratiforme. Sur le haut estran, l'essentiel des fluides à sulfures et barytine a utilisé le réseau de fracture W-E, mais aussi de nouvelles fractures obliques N 60° à N 80°, selon la direction de celles de la falaise de la Pointe et de la falaise NW.

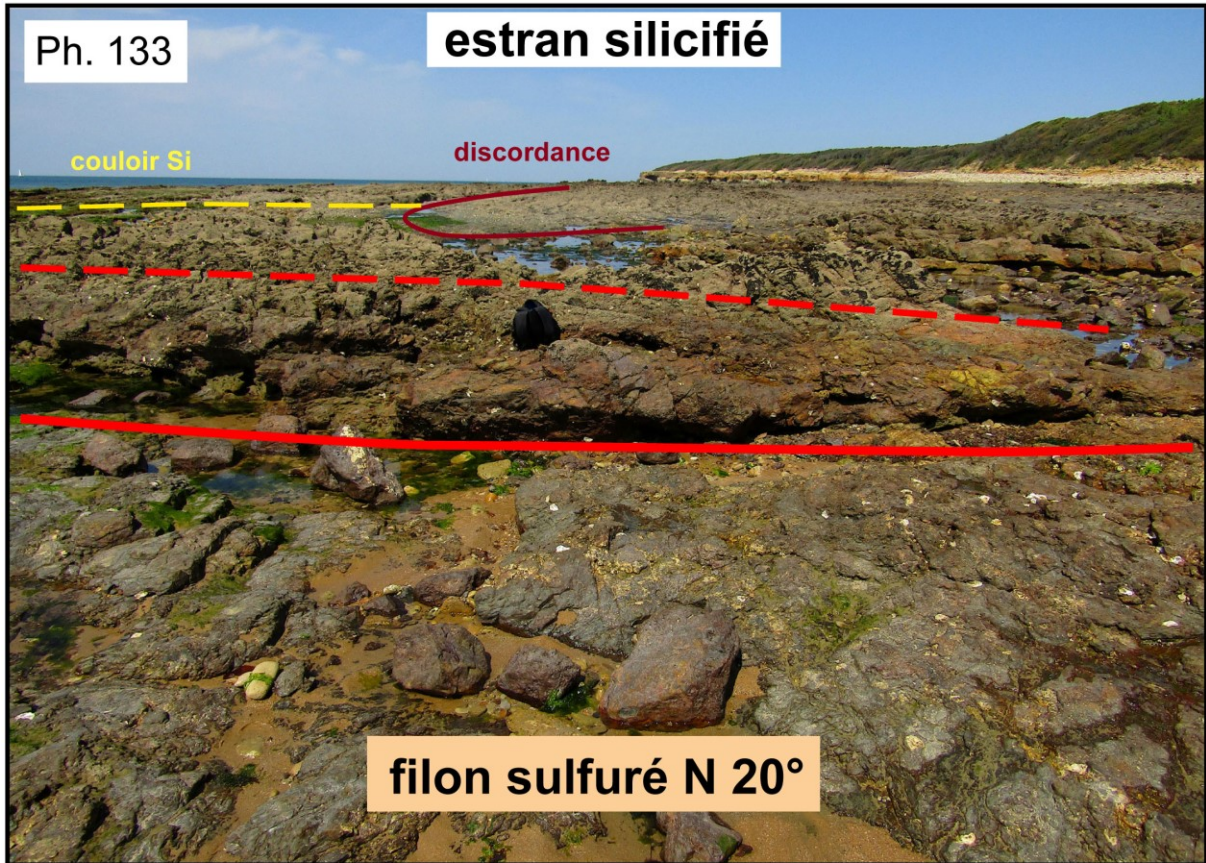
Le secteur minéralisé SW-NE montre des fractures d'orientations similaires, mais aussi des fractures N 20° qui traversent tout l'estran (Ph. 132, 133). Toutes ces fractures correspondent à des structures filoniennes à remplissage sulfuré et épontes de barytine et de quartz. Mais les filons sont systématiquement recouverts par des amas stratiformes envahissant les strates sédimentaires silicifiées. C'est là où se trouve l'essentiel de la minéralisation. De fait, une bonne partie de la bande minéralisée NE-SW s'avère être un amas stratiforme de 200 m de long pour 20 à 30 m de large et une épaisseur métrique. On y trouve des dépôts de sulfures encore non oxydés et dominés par des masses de pyrite microcristalline. Toutes les phases minérales n'ont pas été déterminées faute d'une étude métallographique approfondie, mais on reconnaît de la pyrite prédominante, de la galène, de la pyrrotite et autres arsénio-sulfures. La gangue associe silice, barytine et cérusite.

L'imprégnation stratiforme des bancs sédimentaires à partir des filons est évidente sur le haut estran. En effet, dans ce secteur, la silicification n'a été que partielle. Par endroits, les bancs inférieurs de l'Hettangien sont restés intacts tandis que les bancs supérieurs de l'Hettangien et les bancs inférieurs du Pliensbachien ont été silicifiés et envahis latéralement par la minéralisation émanant des systèmes fissuraux (Ph. 134, 135). Ces bancs minéralisés devaient former le fond du bassin. Ils sont recouverts par les calcaires du Domérien (Ph. 108, 109). En l'occurrence, les strates minéralisées sont celles du Carixien. Les bancs inférieurs intacts de l'Hettangien apparaissent dans des fenêtres dégagées par la mer (Ph. 136, 137).

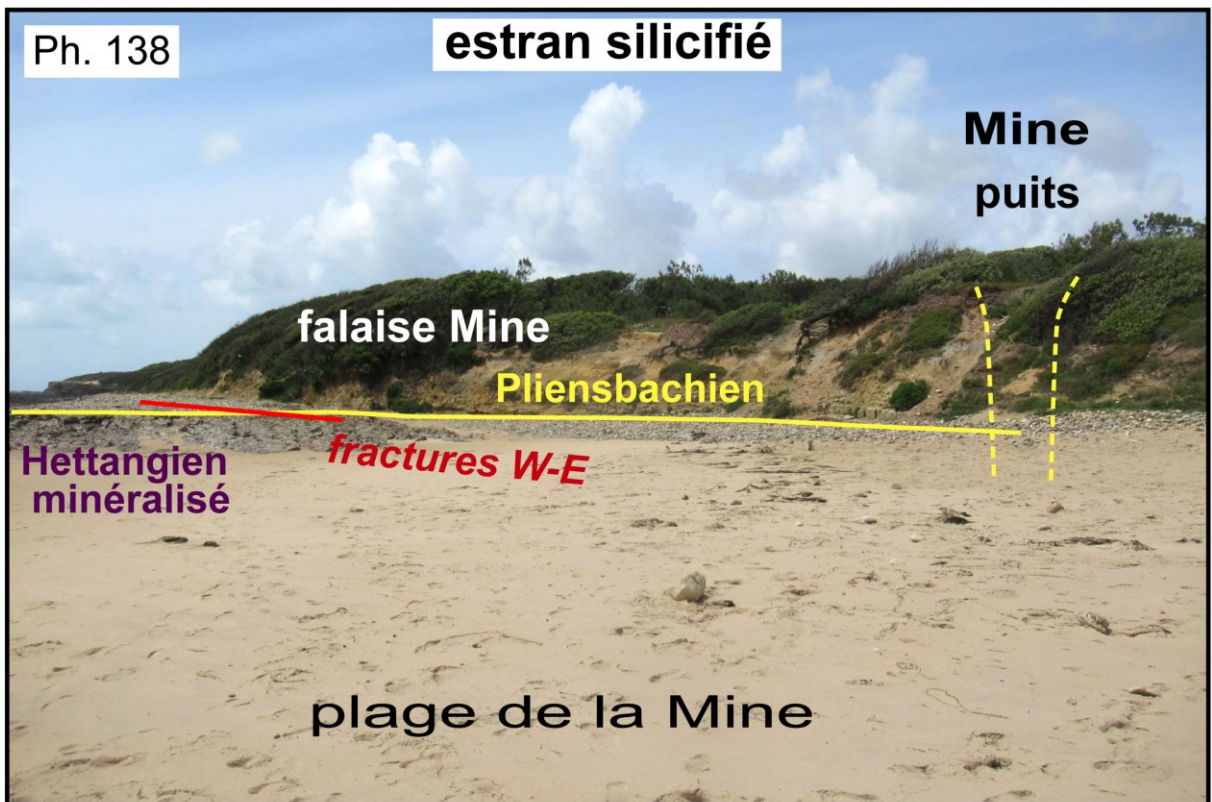
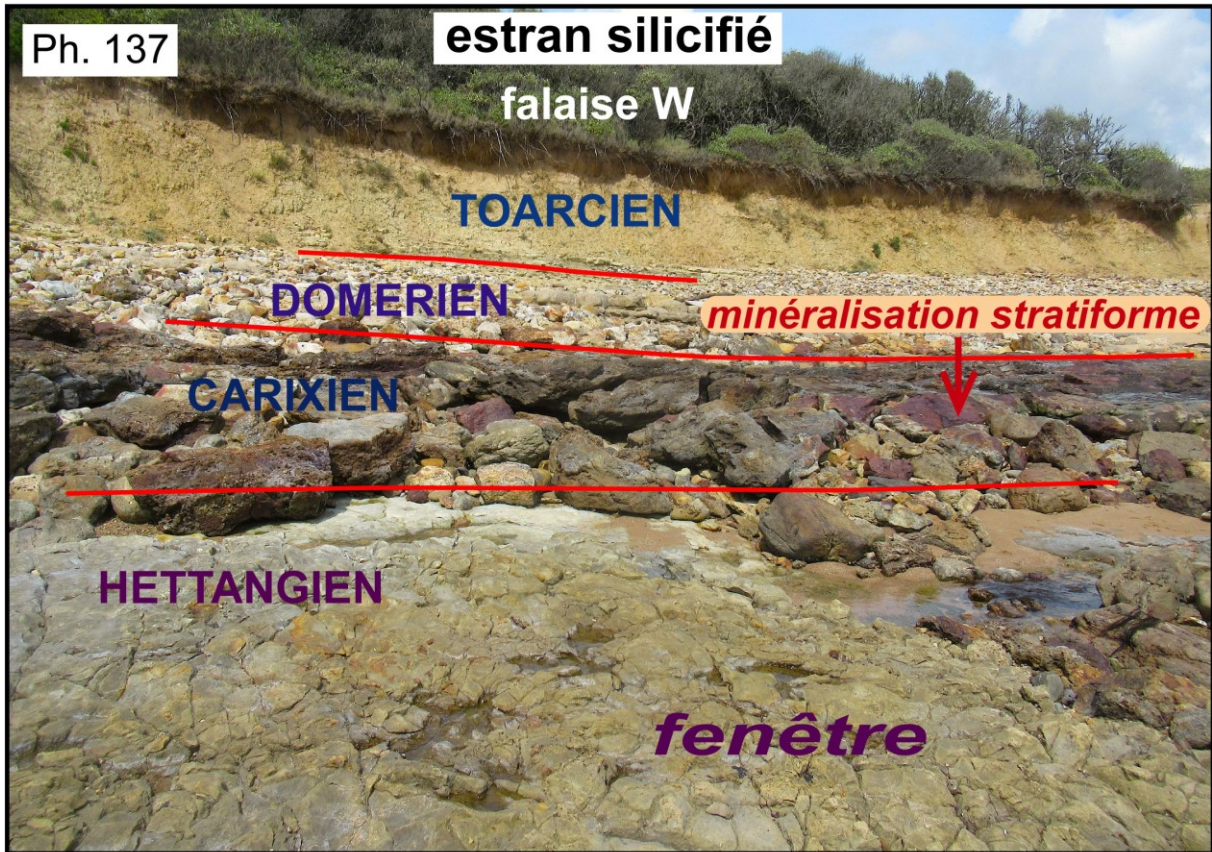
Dans le *site de la Mine*, au bord de la plage, un puits a été foncé du haut de la dune (Ph 138, 139). Il y avait également une galerie depuis la plage pour l'extraction directe du minerai lors d'une tentative d'exploitation de la galène argentifère au début du XX^e siècle (Bessonnat, 1998 ; Godard, 2003). La galerie et le puits ont été comblés. On trouvait naguère dans la halde du puits des fragments de sulfures (pyrite et mélantérite) et des débris de calcaire silicifié avec fossiles de bivalves épigénisés en barytine. Le puits devait traverser un niveau minéralisé sulfuré stratiforme et le banc de calcaire coquiller silicifié hettangien du haut de l'estran. En effet, il n'y a aucun filon qui traverse le Domérien supérieur de la falaise. Compte tenu du pendage vers le sud des bancs minéralisés, il était logique de creuser sous la dune pour atteindre la minéralisation au-dessus du niveau de la marée haute. Le problème est que la minéralisation stratiforme, la seule pouvant atteindre un volume important, est peu épaisse et, surtout, ne s'étend pas vers le nord, comme le montre la falaise NW. Par comparaison, le site de la Mine des Sardes, au nord de Bourgenay, avait l'avantage d'être un peu plus haut dans la falaise. La minéralisation était accessible sur un plus grand volume de strate. Mais la ressource était médiocre. S'il semble bien que Richard Cœur de Lion ait fondu de la monnaie d'argent à La Salle Roy, le minerai pouvait arriver par bateau au port de Talmont. La Mine des Sarts n'aurait été que le déclencheur de l'atelier métallurgique.

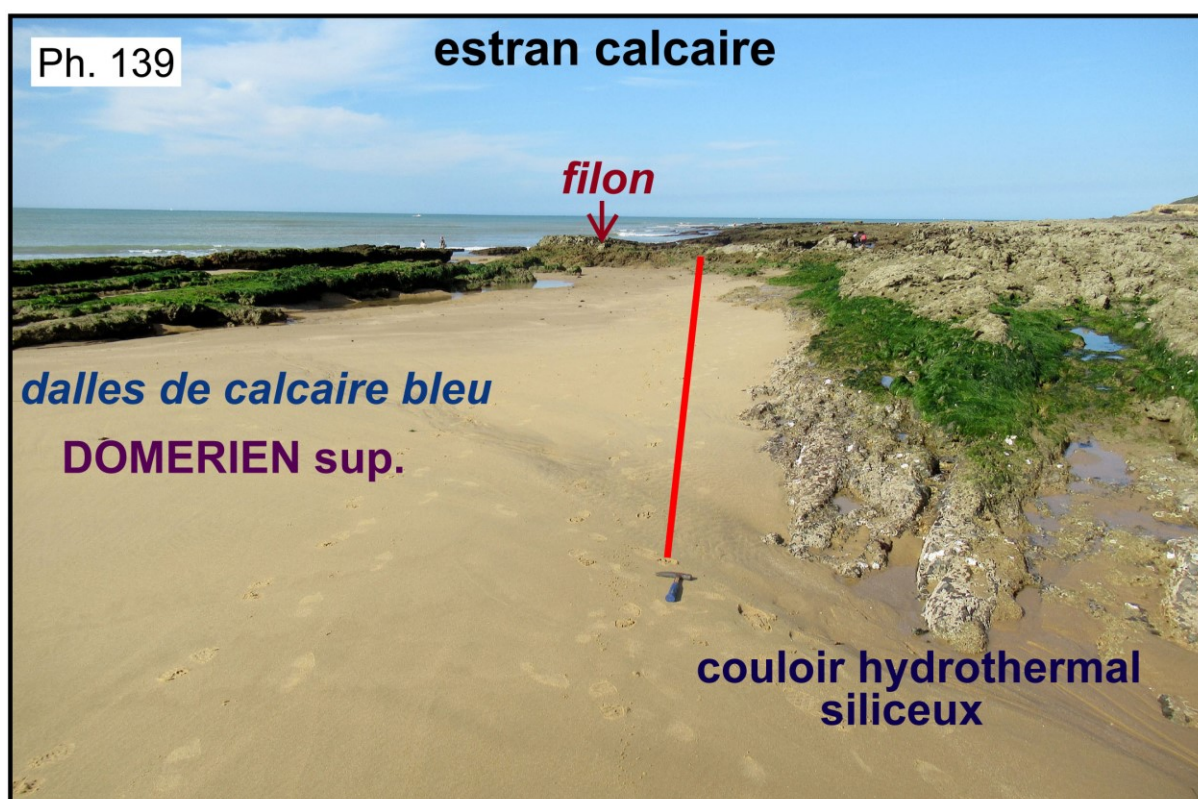
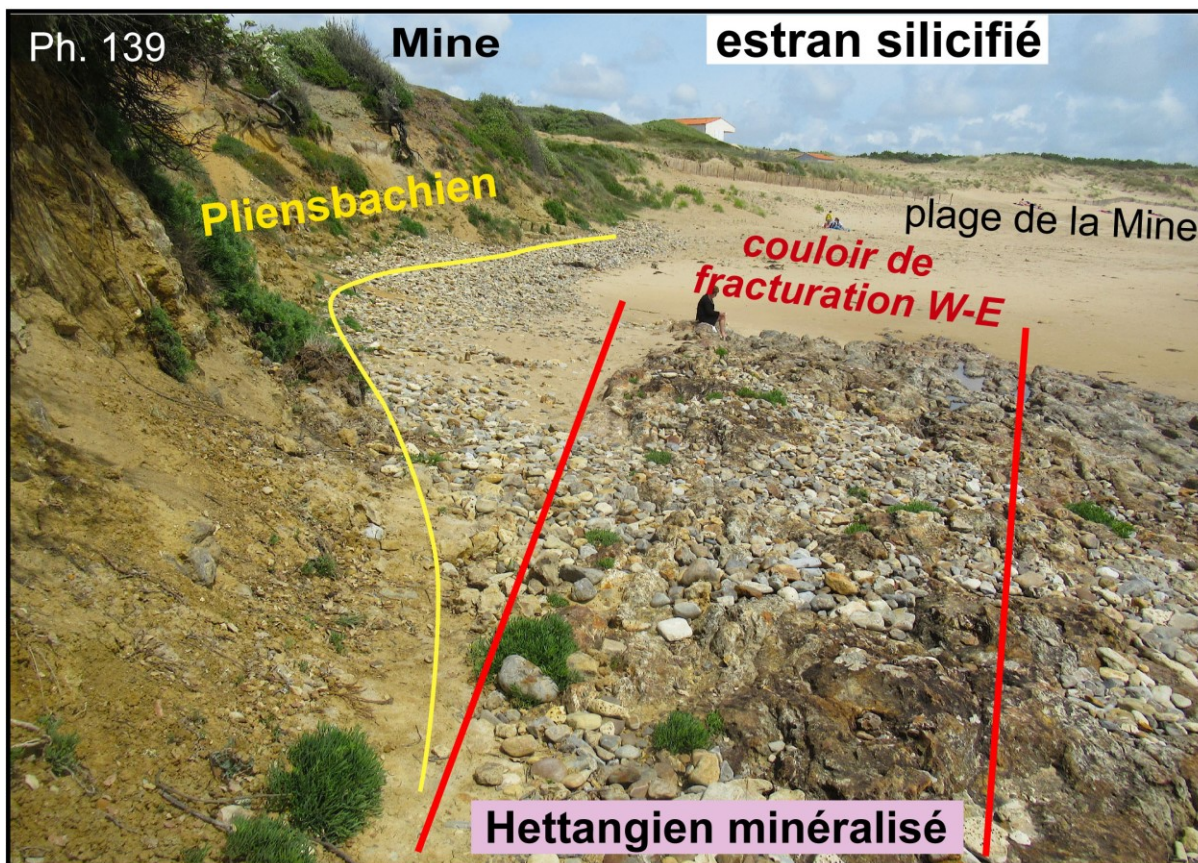
1.4. Estran calcaire

La bordure de l'estran calcaire est matérialisée par le relief du couloir siliceux des sources hydrothermales, naturellement résistant à l'attaque des vagues. Les bancs calcaires forment









une surface structurale pentée de 10° vers le sud-sud-est (Ph. 140, 141, 142, 143). C'est un calcaire bleu finement micritique et marneux en strates de 30 à 60 cm d'épaisseur. Ces strates alternent avec des lits de marnes plus minces, de 10 à 20 cm (Ph. 144). On remarque la présence

fréquente de morceaux de bois carbonisés signalant la destruction de la couverture forestière de la marge continentale (Ph. 145). Il peut s'agir d'un événement saisonnier et pas nécessairement d'un changement climatique, mais la question doit être posée. Le calcaire est riche en *Pseudopeecten aequivalvis* que l'on trouve dans presque tout le Domérien (Ph. 146). Cependant, la découverte de *Pleuroceras solare* et *Pleuroceras spinatum* place ces bancs dans le Domérien supérieur, zone à *Spinatum* (Ph. 147). Le couloir siliceux au contact de ce calcaire du Domérien supérieur est une formation hydrothermale et ne renferme pas de fossiles. Il faut aller un peu plus au nord pour trouver du Pliensbachien inférieur silicifié reconnaissable. Nous en déduisons que le jeu de la faille normale doit être modeste, de 1 à 2 m. D'ailleurs, en allant à l'est vers la plage, le couloir siliceux se termine et passe aux calcaires du Domérien en suggérant un amortissement de la faille (Ph. 148). Par ailleurs, dans le prolongement sud du filon N 20° ayant alimenté la structure minéralisée SW-NE, un amas siliceux déborde sur les strates de calcaire du Domérien supérieur (Ph. 148). Des débordements similaires sont notés plus à l'ouest. Cette observation pose la question de l'âge post-domérien d'au moins une partie de l'événement minéralisateur. Nous avons noté qu'à l'ouest de Bourgenay et dans l'anse des Sarts, le Domérien supérieur est silicifié et minéralisé, (voir le rapport « Jurassique 1 » de la sortie de l'AVG du 7 avril 2019). Une interprétation des processus successifs de silicification et de minéralisation est proposée sur la figure 24. Une première silicification à partir de sources hydrothermales le long de fractures W-E affecte les sédiments de l'Hettangien au Pliensbachien inférieur. Les calcaires du Pliensbachien supérieur se déposent ensuite. Ils sont affectés par une modeste tectonique en faille normale de tassement du bassin. Un nouvel événement tectonique post-Pliensbachien ouvre des fractures SW-NE en libérant un hydrothermalisme plus profond qui draine des solutions sulfurées dans une matrice siliceuse.

Actuellement, le secteur de l'estran calcaire face à la plage est recouvert de sable. Mais, il y a peu de temps, alors que les bancs calcaires étaient encore visibles, Patrick Bohain a récolté l'ammonite *Pleuroceras gigas* du Domérien sommital (Sous-Zone à Hawskerense) dans une strate qui doit s'étendre à l'est des grandes dalles de calcaire formant le bas estran actuel (Ph. 149, 150). On sait que les calcaires marneux qui affleurent largement sur l'estran sud, au-delà de la couverture sableuse, sont datés du Toarcien (vois ci-après). Le sable malencontreusement accumulé récemment sur la basse plage masque le passage du Pliensbachien au Toarcien, passage que l'on peut seulement voir dans la falaise W. Marc Becaud (2005), avait découvert exactement à cet endroit *Dactylioceras (Eodactylites) polymorphum* Fucini, *D. (E.) pseudocommune* Fucini, *D.(E.) mirabile* Fucini, *D. (E.) simplex* Fucini, *Lioceratoides serotinus* Bettoni, *Neolioceratoides durtalense* (Gabilly) et *Protogrammoceras (Paltarpites) paltum* (Buckman).

